



**A múlt ösvényein
Szemelvények Magyarország
földjének történetéből**

**Szerkesztette.
Dr. Haas János**

Budapest, 2009

Copyright: Magyarhoni Földtani Társulat – Minden jog fenntartva

Szerkesztő: Haas János

A szerkesztésben közreműködött:

Babinszki Edit, Krivánné Horváth Ágnes

Szerzők:

Császár Géza

Haas János

Harangi Szabolcs

Horváth Erzsébet

Kecskeméti Tibor

Konrád Gyula

Kordos László

Koroknai Balázs

Kuti László

Lelkesné Felvári Gyöngyi

Magyar Imre

Mindszenty Andrea

Pelikán Pál

Piros Olga

Sebe Krisztina

Sztanó Orsolya

Rajzmunkálatok:

Balás Márk, Harangi Szabolcs, Konrád Gyula, Pentelényi Antal, Szoldán Károly, Galambos Csilla, Török Ákos

Design és nyomdai előkészítés:

Balás Márk

Támogatók:

Magyar Tudományos Akadémia, Magyar Bányászati és Földtani Hivatal,
Magyar Szabadalmi Hivatal, Magyar Rétegtani Bizottság, Szalai Grup,

Kiadja a Magyarhoni Földtani Társulat

Felelős kiadó:

Dr. Haas János

ISBN

Tartalom

Előszó.....	6
Bevezetés	10
A földtörténet ókorának emlékei, a variszkuszi hegységképződés és lepusztulás.....	12
Vöröshídi kőfejtő, Soproni-hegység.....	14
Upponyi-szoros, Upponyi-dombság	18
Nadap környéki ingókövek, Velencei-hegység	22
Bodai alapszelvény, Mecsek.....	25
A Köcsi-tó melletti alapszelvény, Balatonalmádi, Balaton-felvidék.....	30
A Tethys-óceán történetének nyomai a földtörténeti középkor közeteiben	32
Bálvány, perm–triász határ alapszelvények, Bükk hegység	33
Babás szerkővek, Jakab-hegy, Mecsek	37
Forrás-hegyi alapszelvény, Felsőörs, Balaton-felvidék.....	42
Aggteleki tanösvény, Aggteleki-hegység.....	46
Tettye-Dömörkapui tanösvény, Pécs, Mecsek.....	50
Nagykevény-Üröm, Pilisszentkereszti Szurdok-völgy	56
Kálvária-dombi Természetvédelmi Terület, Tata	61
Eperjes-hegyi tanösvény, Olaszfalu, Bakony	68
Szarvaskői tanösvény és Tóbérc bánya, Bükk.....	74
Templom-hegyi tanösvény, Villány, Villányi-hegység	78
Márévari-völgyi tanösvény, Mecsek.....	83
Harsány-hegyi kőfejtő, Nagyharsány, Villányi-hegység.....	88
Köszörűkő-bányai alapszelvény, Lábatlan, Gerecse.....	93
Hegységképződés a földtörténet középkorának végén és újkorának kezdetén.....	97
Sintérlapi tanösvény, Sümeg, Bakony	98
Csokvaomány – Nekézseny – Dédestapolcsány, Upponyi-dombság	103
Darvastói Természetvédelmi Terület, Nyirád, Bakony.....	106
Bagoly-hegyi felhagyott bauxit külfejtés, Gánt.....	109
Köleskepe-árok, tanösvény, Ajka, Bakony.....	114
Pusztaszeri úti alapszelvény, Budapest, Budai-hegység	118
Andornaktályai homokbánya, Eger	123
Istenmezejei alapszelvény, Borsodi dombvidék	128
Ipolytarnóci Természetvédelmi Terület	132

A Pannon-medence kialakulásának és fejlődéstörténetének emlékei.....	138
A Túr-bucka és a Mész-hegy, Bükkalja	139
Dobogókő, Holdvilág-árok, Rám-szakadék, Visegrádi-hegység.....	143
Káli-medence, Mindszentskálla	150
Balatoni magaspartok: Tihany, Balatonkenese, Fonyód	156
Danitz-pusztai homokbánya, Pécs, Mecsek.....	160
Barátlakások, Lóczy tanösvény, Tihany	166
A Kemenesalja bazaltvulkánjai	172
A Szent György-hegytől a Hegyestűig	178
Téglagyári fejtő, Paks	182
Vértesszőlős, Természetvédelmi Terület	186
Fülöpházai tanösvények, Kiskunsági Nemzeti Park.....	191
 Zárszó	 195

Előszó

A 2008. esztendő az ENSZ a Föld Bolygó Nemzetközi Évének nyilvánította elsősorban azzal a céllal, hogy az emberiség figyelmét bolygónkra irányítsa. Az elmúlt évtizedekben vált nyilvánvalóvá immár a szélesebb nagyközönség számára is, hogy a Föld – a felszínén kialakult élettel együtt – sérülékeny és erőforrásai korlátozottak. Ahhoz, hogy az egyre gyarapodó emberiség életfeltételeit lakóhelyén, hosszabb távon is biztosítani tudja a Földön, ismernie kell a bolygó sajátosságait, történetéből következő felépítését, belsejében és felszínén végbemenő folyamatokat. Igaz ez a Föld egészére, de olyan parányi részére is, amilyen Magyarország.

A Magyarhoni Földtani Társulat több mint 160 évvel ezelőtti alapításától kezdve alapvető céljának tekinti a hazai föld történetének széleskörű bemutatását, sajátosságainak megismertetését. Ennek megfelelően tevékenyen támogatta a nemzetközi kezdeményezést, számos rendezvényt, bemutatót szervezett a nagyközönség számára és kiemelt feladatául jelölte meg a hazai geológiai értékek megismertetését szolgáló geoturizmus felkarolását. Az értékek megismertetésének nélkülözhetetlen feltétele megfelelő kiadványok közreadása. Így merült fel egy olyan kötet szerkesztésének igénye, amely a hazai föld történetét nevezetes földtani értékeink, tanösvényeink bemutatásával szemlélteti. A Földtani Társulat hívó szavára 15 szakember vállalkozott a földtörténet fontos szakaszait, eseményeit képviselő helyek kiválasztására és a látnivalók közérthető bemutatására, elmagyarázására. A kötet tehát számos szerző írását tartalmazza, és ennek megfelelően az egyes fejezetek nézőpontja, elbeszélési stílusa különbözhet. Az egyes látnivalókat bemutató fejezeteket rövid összekötő szöveg kapcsolja össze, amely segíteni kíván az olvasónak abban, hogy az egyes szemelvények tartalmát el tudja helyezni a történeti folyamatban.

Könyvünkkel fel kívánjuk hívni a figyelmet arra, hogy országunkon belül is mennyi emléke maradt a Föld, emberi léptékekkel szinte felfoghatatlanul hosszú történetének. Ezek az emlékek a kőzetekben őrződtek meg, amelyek bolygónk történetének különböző szakaszaiban keletkeztek. Megfelelő módszerekkel keletkezésük körülményei és koruk is felderíthető. Sok-sok megfigyelés, vizsgálat eredménye alapján rekonstruálható egy-egy régió, és az egyes régiókra vonatkozó ismeretek összegzésével az egész Föld története. Erről egyre pontosabb képpel rendelkezünk, jöhetnek az újabb kutatások még sokat pontosíthatnak mai ismereteinken. Könyvünkben megkíséreljük végigvezetni az olvasót azon a bonyolult folyamaton, amelynek során a hazánk alatti földkéreg kialakult, a földfelszín alakulatai létrejöttek, úgy, hogy a folyamatok nyomait konkrét példákon mutatjuk be. Elindulunk a földtörténet régmúltjában keletkezett kőzetektől és eljutunk a geológiai közelmúlt emlékeihez. Ha a példák bemutatása kedvet ébreszt olvasóinkban, látogassanak el a helyszínre és nézzék meg saját szemükkel a múlt nyomait őrző kőzeteket, ősmaradványokat! A múlt így kézzelfogható válik, szinte megelevenedik, de csak akkor, ha a kőzetekből, ősmaradványokból olvasni tudunk. A nyomolvasáshoz is támpontot kínál ez a kötet. Barangolásaink során nyilvánvalóan csak szemelvényeket ragadhattunk ki országunk meglehetősen bonyolult geológiai történetének nyomaiból. Úgy próbáltunk válogatni, hogy különböző tájegységek meglátogatására ösztönözzük olvasóinkat. Számos esetben egy-egy bemutatott terület, tanösvény sokféle geológiai, sőt nemegyszer biológiai, történeti érdekességet is kínál. Ezekre is igyekszünk tisztelt olvasóink figyelmét felhívni, de a geológiai történések szempontjából legfontosabb látnivalókat tárgyaljuk részletesebben.

A bemutatott geológiai objektumok – kőzetrétegek, ősmaradványok, sziklaalakulatok – döntő többsége védelem alatt áll. Tájvédelmi körzetben, természetvédelmi területen található tanösvény vagy egyedileg védett feltárás. Bár a szakemberek körében nyilvánvaló, mégsem köztudott, hogy nem csupán az élő, de az élettelen természet értékei is

védelemre szorulnak, hiszen a kőzetek gyakran az egykori élővilág pótolhatatlan emlékeit rejtik, vagy egykori geológiai folyamatokról, a valamikori vulkánkitörésekről, földrengésekről, klímaviszonyokról tanúskodnak. Védenuk kell tehát ezeket az értékeket, mert megsemmisülhetnek, vagy hozzáférhetetlenné válnak. Vannak olyan területek, tanösvények, amelyek szabadon, bármikor megtekinthetők, de olyanok is, amelyek megtekintése kísérőt igényel és léteznek csak engedéllyel, esetleg belépődíj mellett megtekinthető szabadtéri múzeumok, és zárt geológiai parkok, bemutatóhelyek is. A természetvédelemre vonatkozó általános előírások minden objektum megtekintésére vonatkoznak, és esetenként speciális szabályok is lehetnek, amelyekről a látogatók a helyszínen kaphatnak tájékoztatást. Kőzetek, ásványok, ősmaradványok gyűjtése ezeken a védett területeken általában nem engedélyezett!

Amit az ember nem élt meg, arra másként tekint, mint amiről közvetlen tapasztalattal rendelkezik. A száz évvel ezelőtti események már a történelmi múlt emlékei. Ezer évvel ezelőtt jött létre a magyar állam. E kor emlékeit jórészt a régészeti ásatásokból ismerjük, bár korabeli feljegyzésekre is támaszkodhat a történettudomány az események rekonstruálásánál. Tízezer évvel ezelőtt, az utolsó jégkorszaki eljegesedés visszahúzódását követően kezdődött el a kedvező adottságú területeken a mezőgazdasági termelés és a csiszolt kőeszközök használata. Ez volt a neolitikum kezdete, a fejlett emberi kultúrák hajnala. Százezer évvel ezelőtt a jégkorszak utolsó nagy eljegesedési szakaszában járunk, a kőeszközökkel vadászó korai Homo sapiens és a neandervölgyi ősember korában. Egymillió évvel ezelőtt még nem létezett az emberi faj, de az előember, a Homo erectus már kialakult. Az előember koráig is hosszú utazást tettünk a múltba, de a földtörténeli időszámítás – a geokronológia – szerint még mindig csak a legfiatalabb szakaszban, a negyedkorban vagyunk.

Robogjunk tovább az idő mélye felé, egyre gyorsabban száguldó időgépünkkel! Tízmillió évvel ezelőtt az Alpok, a Kárpátok, a Dinaridák hegyvonulatai már léteznek, a közöttük kialakult Pannon-medencében tóvá kiédesedett vizű egykori tengermaradvány található – a geológiai korszakán ez a miocén kor pannóniai korszaka. Százmillió évvel ezelőtt a földtörténet középkorában, a mezozoikumban, annak is legfiatalabb – kréta – időszakában járunk. A szárazföldet még dinoszauruszok uralták, a nyílt tengerekben meghatározó szerepet játszottak az ammoniteszek csoportjába tartozó lábasfejűek. Mindkét fontos őslénycsoport 65 millió évvel ezelőtt a mezozoikum végén pusztult ki. A Magyarország földjét alkotó földkéreg-darabok ekkor még egymástól távol helyezkedtek el, jórészt tengerrel borítva. Az Alpok, a Kárpátok, a Dinaridák hegységvonulatai még nem léteztek, bár a hegységképződés már elkezdődött ebben a régióban.

Egymilliárd évvel ezelőtt, a proterozoikumnak nevezett időtartományban már voltak kontinensek és tengerek, és már régen kialakult az élet a Földön, bár még nem éltek szilárd vázzal rendelkező lények. Ennyire idős kőzeteket azonban Magyarországon nem ismerünk. A legidősebb – mikroszkopikus méretű ősmaradványokat is tartalmazó – kőzeteket a Balatontól északkeletre, Polgárdi környékén sikerült kimutatni. Ezek mintegy 480 millió éve, az ordóvícium időszakának tengerében keletkeztek.

A kőzetek, földtörténeli események kora

Időutazásunk során a Föld történetének különböző szakaszaiba jutottunk el. Említettük, hogy bolygónk krónikája a kőzetekből olvasható ki. De hogyan határozható meg a kőzetek kora? Miért beszélnek a geológusok relatív korokról, amit a geokronológiai korszakala különösen hangzó neveivel jelölnek meg és hogyan határozzák meg a kőzetek korát években?

Az angol William Smith csatornaépítő mérnök már a XVIII. század végén felismerte, hogy az egymást követő rétegeknek nem csupán sajátos kőzettani jellegeik vannak, de ősmaradványaik is eltérőek, és e tulajdonságaik alapján akár nagy távolságban lévő rétegeket is azonosítani lehet. Az ő munkásságával kezdődött a rétegtan, ami a Föld kérgét fel-

építő kőzettestek térbeli kapcsolatainak tisztázásával és keletkezésük időrendjének meghatározásával foglalkozik. A XIX. század első felében vezették be a Föld

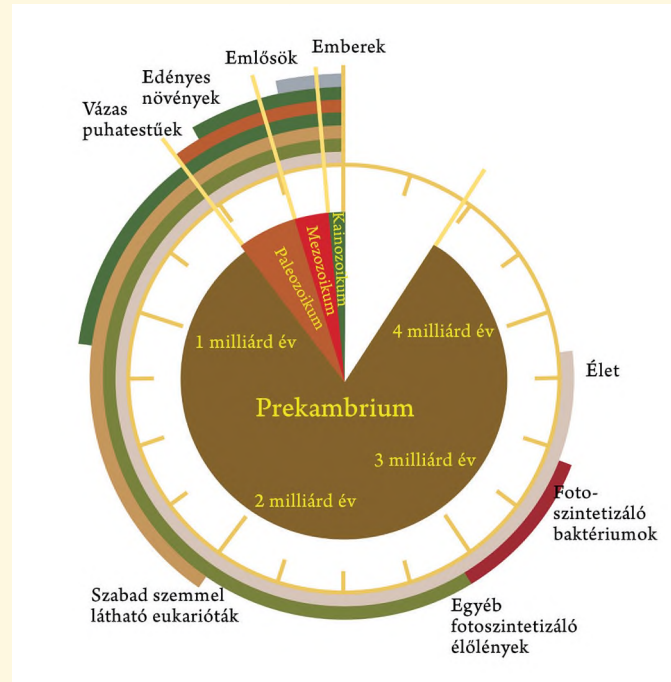
		Millió év
KAINOZOIKUM	NEOGÉN	PLEISZTOCÉN
		PLIOCÉN
		MIOCÉN
	PALEOGÉN	OLIGOCÉN
		EOCÉN
		PALEOCÉN
MEZOZOIKUM	KRÉTA	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
	JURA	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
	TRIÁSZ	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
	PERM	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
	KARBON	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
PALEOZOIKUM	DEVON	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
	SZILUR	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
	ORDOVÍCIUM	KÉSŐ-KORA
		KÖZÉPSŐ-KORA
KAMBRIUM	KÉSŐ-KORA	
	KÖZÉPSŐ-KORA	
	KORA	

történetének szakaszokra, időszakokra tagolását, és ekkor nevezték el, írták le a máig érvényben lévő geológiai időszakok jelentős részét (pl. szilur, devon, triász, jura, kréta, stb.). 1841-ben John Phillips vetette fel az ősi állatvilág fejlettségén alapuló földtörténeti tagolást, megalkotva a paleozoikum, mezozoikum, kainozoikum fogalmát.

Alapvetően új lehetőséget kínált a földtan számára a radioaktivitás felfedezése. 1905-ben a Nobel-díjas Ernest Rutherford angol fizikus vetette fel azt a gondolatot, hogy a radioaktív atommagok átalakulási sebességei kőzetek és ásványok korának meghatározására is felhasználhatók lehetnek. 1919-ben egy másik Nobel-díjas angol fizikus, Francis William Aston alkotta meg azt a műszert, a tömegspektrométert, amely lehetővé tette a tömeges vizsgálatokat. Ma már igen pontos radiometrikus kormeghatározási módszerek és rendkívül korszerű műszerek állnak rendelkezésünkre ahhoz, hogy a kőzetek korát – természetesen bizonyos hibahatárral – években is meg tudjuk adni.

A geológusok különböző kormeghatározási módszerek párhuzamos alkalmazására törekednek a földtörténeti események, jelenségek, folyamatok minél pontosabb időbeli elhelyezésének érdekében. A módszerek megválasztása a vizsgálandó kőzetek sajátosságaitól és az adott probléma, feladat jellegétől egyaránt függ. Igen nagy a jelentősége annak, hogy ma már a kőzetek keletkezési korát években is meg tudjuk adni. Ez azonban nem minden kőzetfajta esetében lehetséges, és jelentős költségekkel is jár. A gyakorlatban ezért ma is széleskörűen alkalmazzuk az élővilág fejlődésén alapuló relatív kormeghatározást, illetve a globális geológiai korszaklát, miközben a skála állandó pontosításán dolgozunk, az egységek határai korának minél precízebb meghatározására törekszünk.

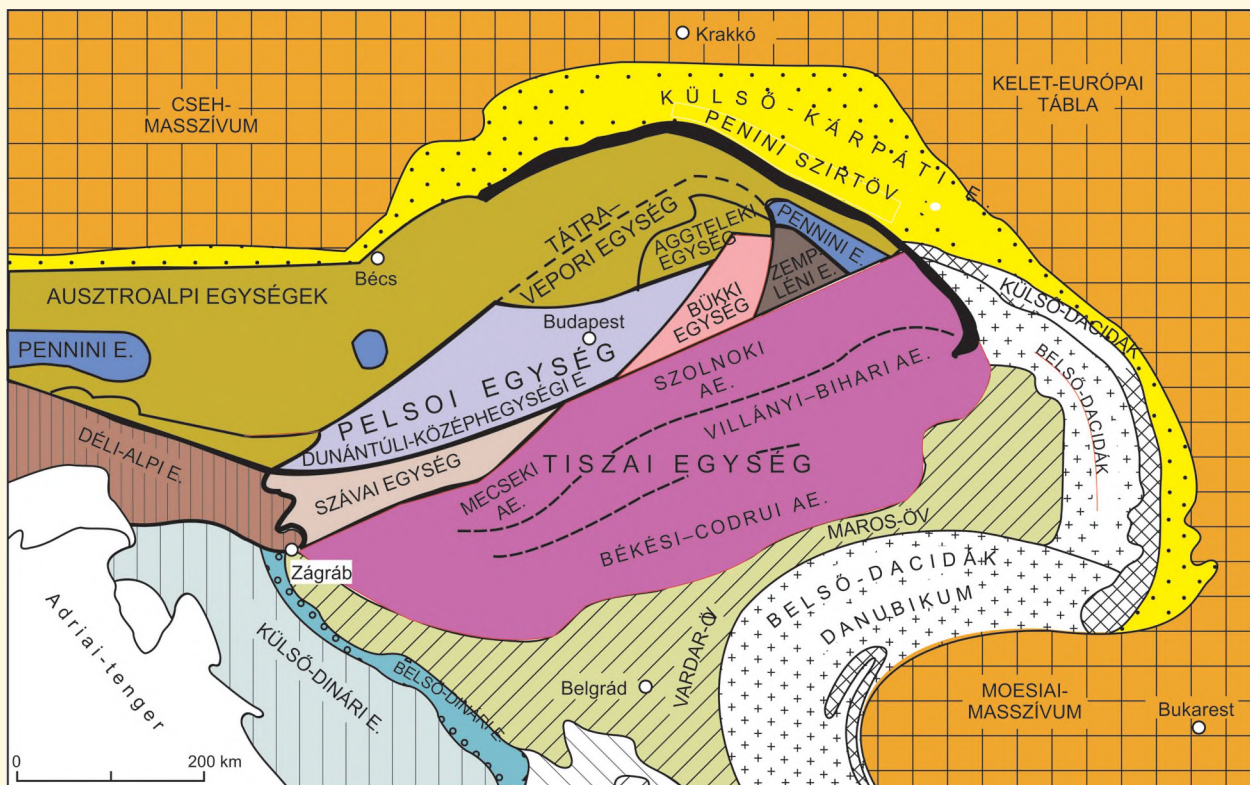
A kőzetek korának meghatározása lehetővé tette a geológiai folyamatok sebességének megállapítását is. Ismerünk viszonylag gyors és emberi mértékkel mérve igen lassú geológiai folyamatokat. Egyes mélytengeri mészkövek esetében előfordul, hogy egy mindössze 10 cm vastagságú réteg mintegy 1 millió év alatt halmozódott fel. A viszonylag nagy üledékképződési sebességgel jellemezhető sekélytengeri mészkőfajták esetében viszont egy 1 m-es réteg hozzávetőlegesen 10 ezer év alatt rakódhatott le. Még az utóbbi esetben is elgondolkodtató, hogy egyetlen réteg jóval több időt képvisel, mint az emberiség teljes írott történelme. Tartuk ezt mindig szem előtt, amikor a múlt ösvényeit járjuk!



Bevezetés

Az Alpok–Kárpátok–Dinaridák által körülölelt Kárpát-medence, vagy a földtani szakirodalomban gyakrabban használt néven Pannon-medence, rendkívül sajátos geológiai alakulat: az Észak-Afrikától Európa és Ázsia déli peremvidékén át Délkelet Ázsiáig húzódó Alpi-hegységrendszerhez tartozó, azon belül elhelyezkedő, összetett fejlődéstörténetű, de geológiai értelemben fiatal medencerendszer.

A hegységrendszeren belüli nagy medencék keletkezésének problémája régóta foglalkoztatja a földtudományok művelőit. A XX. század első évtizedeinek hírneves kutatói, mint Leopold Kober, Lóczy Lajos, Prinz Gyula úgy gondolták, hogy a geológiai értelemben fiatal Kárpát-medence aljzatát földtörténetileg idős, szilárd kristályos kőzetek alkotják, az ún. „köztes tömeg”, amit Prinz „Tisia”-nak nevezett. Úgy vélték, hogy a hegységláncok felgyűrődésekor ez, a kaptafaként viselkedő merev köztömeg alakította ki a Kárpátok ívét. Abban az időben azonban még alig voltak tényleges ismeretek a medencék aljzatát képező kőzetekről. A medencéket kitöltő fiatal üledékrétegeket harántoló mélyfúrások száma igen csekély volt, és a geofizika is gyermekcipőben járt még, hiszen Eötvös Loránd 1896–1917 között végezte úttörőnek tekinthető, geológiai célú torziós ingaméréseit az Alföldön. Ma már, korszerű geofizikai mérésekre támaszkodva, sok ezer mélyfúrás adatait ismerve tudjuk, hogy a Kárpát-medence aljzata nem homogén kristályos tömeg, hanem nagyon is heterogén, ami azt jelenti, hogy különböző korú és nagyon eltérő jellegű kőzetfajtákból áll. A



geofizikai mérések kimutatták, hogy a medence alatt a földkéreg nagymértékben kivékonyodott. A geológiai kutatások azt is kiderítették, hogy a medencealjzat olyan kőzetlemez-darabokból épül föl, melyek egykor egymástól távol voltak és csak a földtörténet viszonylag késői szakaszában, 15–20 millió évvel ezelőtt – közvetlenül a mai nagy medencék kialakulásának kezdete előtt – kerültek egymás mellé. Az elmúlt fél évszázad geológiai kutatásainak egyik legfontosabb eredménye, hogy fény derült a Kárpát-medence aljzatának bonyolult felépítésére. Kiderült, hogy a fiatal medencék alatt a környező hegységvonulatok tektonikai erők által feldarabolt, elvonszolt, elsüllyedt, eltemetett folytatását találjuk. Tudományosan megalapozott koncepciók születtek arra nézve is, hogy miért és hogyan jött létre, majd miként töltődött fel tavi és folyóvízi üledékekkel a hegységvonulatok által körülölelt medence.

A Kárpát-medence aljzatának bonyolult felépítése elsősorban annak tudható be, hogy a terület két hatalmas kőzetlemez, az Eurázsiai- és az Afrikai-lemez ütközőzónájában helyezkedik el. A lemezek feldarabolódása, óceánmedencék felnyílása miatti szétválása, majd az óceánok bezáródását követő ütközése során peremikről kisebb-nagyobb darabok, szilánkok váltak le és ezek azután önálló mozgást végeztek, mikrokontinenssé váltak. A Kárpát-medence aljzatának északi részét alkotó kőzetblokkok az Afrikai lemez ütközőjeként felfogható ún. Adriai-tüskének (ez az Adriai-tengert és környékét foglalja magában) az Eurázsiai lemezzel való ütközései során keletkeztek. A Kárpát-medence déli részén viszont az Eurázsiai-lemeztől levált mikrolemez található, melyet Tiszai-mikrolemeznek neveznek. A geológiai történések bonyolultsága elsősorban e két, önmagában is heterogén, és a földtörténeti múltban egymástól meglehetősen távol lévő lemeztöredék mozgásával, majd érintkezésbe kerülésével, egymásra hatásával magyarázható. A Kárpát-medence és ezen belül Magyarország földjének közös múltjáról tehát csak a lemeztöredékek egymás mellé kerülése után, a földtörténet újkorának miocén korszakától kezdve, azaz csupán a földtörténet utolsó, mintegy 20 millió éves szakaszában beszélhetünk.

A földtörténet ókorának emlékei, a variszkuszi hegységképződés és lepusztulás

Az Eurázsiai-lemez nyugati részén, azaz Európa területén a földkéreg túlnyomó részének szerkezetét az ókori variszkuszi hegységképződés és a középkori–újkori alpi hegységképződés alakította ki, az igen idős, 3,2–3,3 milliárd éves kőzetekből felépített Balti-pajzs és az uralkodóan 1,6–1,7 milliárd éves kőzetekből álló Kelet-európai-tábla kivételével, amelyeket az utóbbi egymilliárd év hegységképződési folyamatai már nem érintettek.

A variszkuszi hegységvonulat kialakulásának előtörténete a földtörténeti ókor – a paleozoikum – kezdetét megelőző, több milliárd éves időszak, a proterozoikum végén Afrika északi részén lejátszódott, ún. pánafrikai hegységképződésig (kb. 550–700 millió év) vezethető vissza. Afrika akkor a Dél-Amerikát, Indiát, Ausztráliát és az Antarktisz is magába foglaló Gondwana szuperkontinens része volt. A prekambrium végétől a kambriumon át a kora-ordovíciumig tartó (540–470 millió év) lemez széttörézési folyamat során Gondwana afrikai részének északi pereméről kőzetlemez-töredékek váltak le és sodródtak észak felé, miközben közöttük kisebb óceánmedencék nyíltak fel. Az Ős-Atlanti-óceán – amit Iapetus-óceánnak is neveznek – az ordovícium–szilur időszakban (460–420 millió év) záródott be, és ennek eredményeként kialakult a Kaledóniai-hegységrendszer. Ezáltal a Kanadai-pajzs, a Balti-pajzs és a Kelet-európai-tábla egységes kontinenssé állt össze. A késő-ordovíciumtól kezdve az említett Pánafrikai-hegységvonulatból származó blokkok – a köztük felnyílt óceáni aljzatú medencék bezáródásával – egymás után ütköztek és forrtak hozzá az ún. Laurussia kontinenshez. A folyamat a középső-karbonban, mintegy 320 millió évvel ezelőtt, Gondwana és Laurussia összeütközésével és egybeforrásával zárult, és így módon az északi és déli kontinensek összeállásával a Földön egyetlen szuperkontinens jött létre, amit a szakemberek Pangeának neveztek el. A variszkuszi hegységképződés tengelyzónájában igen intenzív kőzetátalakulás (metamorfózis) folyt és az ütköző kőzetlemezek megolvadásának eredményeként hatalmas tömegű gránit képződött. A hegységképződésnek ez a központi övezete Európában a Massif Centraltól a Vogézeken és a Fekete-erdőn át a Cseh-masszívum déli részéig követhető. A variszkuszi hegységképződés során létrejött kőzetvonulatok déli részei az alpi hegységképződés során ismét deformálódtak, átalakultak, és egyes elemeik bekerültek az Alpok, valamint a Nyugati-Kárpátok vonulataiba, de a Pannon-medence (az Alföld és a Kisalföld) aljzatában is megtalálhatók.

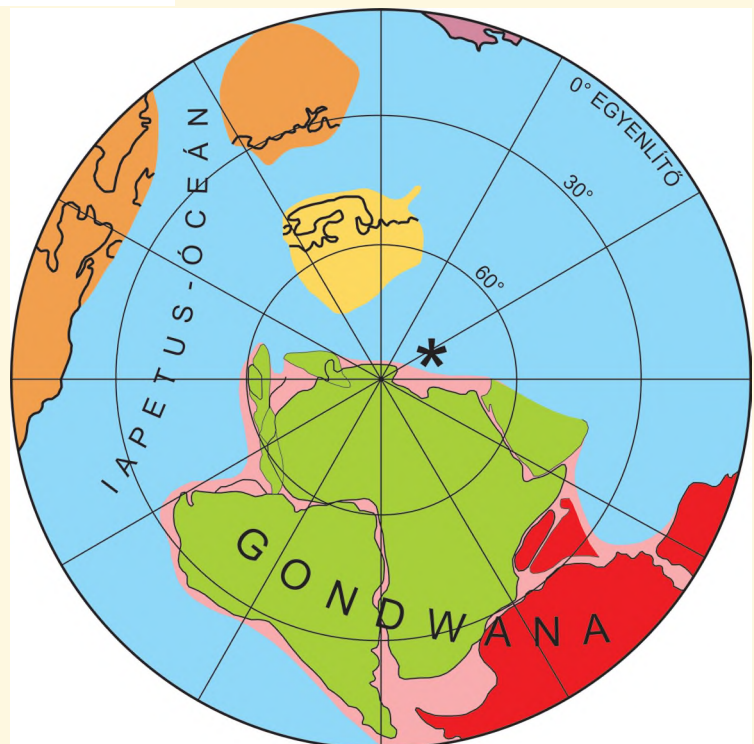
A Soproni-hegység földtanilag a Keleti-Alpok bonyolult felépítésű takarórendszeréhez tartozik, annak legkeletibb nyúlványa. (Takarónak a hegységképződések során képződési helyükről lenyíródott, nagy távolságokra elmozdult és egymásra torlódott kőzettömegeket nevezünk, a takarórendszert pedig több egymás fölé került takaró építi fel.)

A Keleti-Alpok egyes takaróit alkotó kőzetek teljesen átkristályosodtak, kiindulási kőzeteik korát nem ismerjük. Különböző kormeghatározási módszerekkel azonban ezekben az átalakult geológiai képződményekben három egymást követő hegységképződési eseményt lehetett elkülöníteni, az ún. variszkuszt (390–300 millió évvel ezelőtti), egy perm–triász korút (270–200 millió év) és az alpi eseményeket (120–20 millió év). A Soproni-hegységben a két utóbbi mutatható ki.



A kontinensek és az óceánok helyzete a perm időszakban, mintegy 260 millió évvel ezelőtt. Régióink helyzetét a csillag mutatja

A kontinensek és az óceánok helyzete a szilur időszakban, mintegy 440 millió évvel ezelőtt. Régióink helyzetét a csillag jelöli

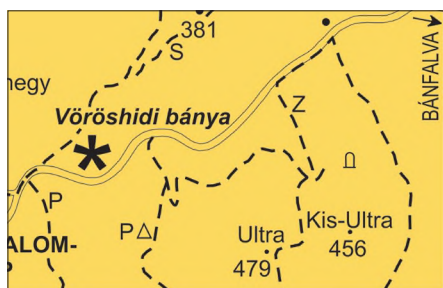




1. Soproni-hegység, Vöröshídi kőfejtő

Pillantás az Alpok kristályos kőzeteire

(Lelkesné Felvári Gyöngyi)



A Sopronból Brennbergbányára vezető út mentén, a Vörös-híd közelében, a műúttól mintegy ötven méterre, egy felhagyott kőfejtő sziklás fala a Soproni-hegységben elterjedt csillámpala egyik jellegzetes típusát tárja fel, melyet e lelőhely után a geológusok Vöröshídi Csillámpalának neveznek. A csillámpalák az átalakult (metamorf) kőzetek csoportjába tartoznak. Kiindulási kőzeteik egykori tengerben lerakódott agyagos, finomhomokos üledékek voltak, melyek a hegységképződés (orogenezis) során nagy kéregmélységbe kerülve, szilárd állapotukat megtartva átkristályosodtak. Az ott uralkodó irányított nyomás hatására lemezes szerkezetűvé váltak, azaz palásodtak, és közben meggyűrődtek. Jelentős vastagságú és nagy kiterjedésű kőzettesteket képeznek.



A Vöröshídi csillámpala feltárása.
Fotó: Lénárd Tamás

A csillámpala csillámdús, palás kőzet, kalapáccsal megütve a palássági felületek mentén vékony lemezekre esik szét. E lemezeknek a felszíne a csillámásványok tömege miatt csillogó és gyakran hullámos (gyüredezett). A csillámásványok szabad szemmel is elkülöníthető, finom lapocskák, az ásvány típusa szerint ezüstfehér (muszkovit) vagy fekete (biotit) színűek. Hasonló megjelenésű, csillámszerű, de más ásványcsoportba tartozik a zöldes színű klorit. Egyéb ásványaik a kissé áttetsző kvarc, és a fehér színű plagioklász-földpát. Kisebb mennyiségben egyéb ásványok is megfigyelhetők a csillámpalákban, gyakran szép, szabályos, saját alakot mutatnak és méretük több centimétert is elérhet. A legismertebb ezek közül a vörös színű gránát.

A vörös-hídi feltárás mintegy 10 méter magas falában jól palásodott, gyengén gyúrt, kissé sávós, erősebben palás és keményebb, vastagpados kőzetváltozatok különíthetők el. Ez a különbség az alkotó ásványok mennyiségének változásából adódik. A csillámdús változatok palásabbak, a vastagpados részekben a kvarc és helyenként a földpát ásvány nagyobb mennyiségben van jelen. Ez a kőzettípus a

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM					MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM		

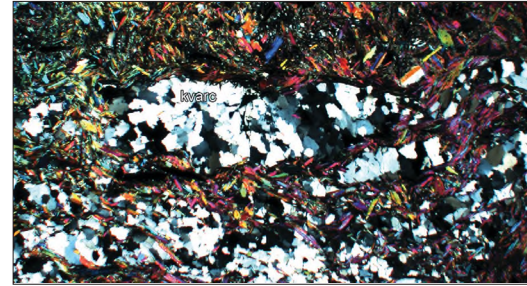
csillámos kvarcpala. Egyes szintekben a kőzet sűrű hintésben vörös gránát-kristályokat is tartalmaz. Csillámdús palássági felületekkel burkolt, változó vastagságú, több tíz centimétert is elérő, megnyúlt lencse-alakú, szürkésfehér kvarcitenlencsék és a kőzet palássági irányát átszelő kvarcit-erek figyelhetők meg a kőzetben.

A Vöröshídi Csillámpala vékonycsiszolatai mikroszkóp alatt, polarizált fényben vizsgálva színpompás képet nyújtanak. Fő alkotó a muszkovit, mely sárga, zöld, vörös, lila, kék színű, irányítatlan oszlopocskákat alkot. A közbezárt kvarclencsék kvarckristályai szürkés-kék mozaikot alkotnak.

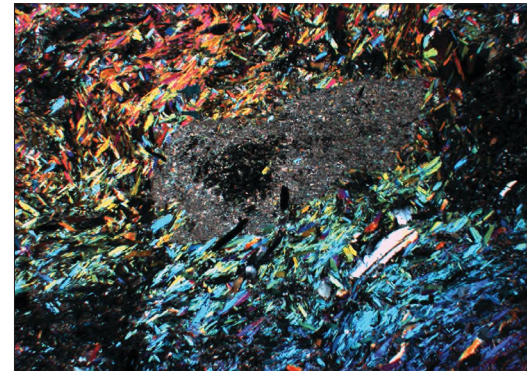
A kőzet kristályosodása két fázisban történt. A durvakristályos lemezek mellett nagy foltokban igen finom csillámpikkelyek is mutatkoznak, ezek egy előző, már nyomokban sem felismerhető ásványt helyettesítettek. Ezekben az ún. szericitfoltokban, az alpi hegységképződés során végbement, legutolsó átkristályosodási fázisban újabb, apró, finomoszlopos, tús ásványok képződtek (a fotón feketének látszanak).

A kőzet egyes szintjeiben sűrű hintésben előforduló gránátkristályok hasonló történetről tanúskodnak: nagy részük két kristályosodási fázisban képződött. A belső, idősebb, szabálytalan alakú magot és ránövekedett, fiatalabb szegélyt tartalmazó vöröses gránátzemcsék csoportosan helyezkednek el az átlátszó, kissé sárgás muszkovitból és barna biotitból álló csillámos alapanyagban. A fiatalabb szegélyt szabályos kristálylapok határolják. A biotitos alapanyagban is növekedtek fiatalabb, apró, sajátalakú kristályok. Az ásvány idősebb magja a perm–triász kőzetátalakulási esemény idején, a későbbi szegély az alpi hegységképződés során kristályosodott.

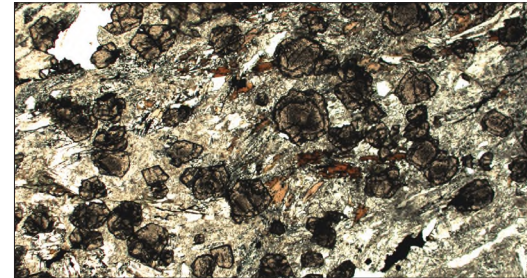
A földtörténeti ókor idősebb szakaszából (ópaleozoikum: 360–540 millió évvel ezelőtti szakasz) származó kőzetek a Bükk hegység közvetlen ÉÉNy-i szomszédságában található Upponyi-dombságban mintegy 20 km²-es, nagyjából az Uppony–Borsodbóta–Sáta–Csokvaomány–Nekézseny–Dédestapolcsány–Bánhorváti községek által határolt területen bukkannak felszínre. Hasonló korú, javarészt a devon és karbon időszakból származó ókori kőzetek találhatóak a Bükk hegységtől mintegy 20–25 km-rel ÉÉK-re fekvő Szendrői-dombság területén is, főként a Rakaca-pataktól délre és a Bódva-folyó völgyétől keletre. Az ópaleozoos kőzetek mind az Upponyi-, mind a Szendrői-dombság területén döntő részben üledékes eredetűek: mészköveket, homokköveket, illetve igen finomszemű, agyagásványokban dús kőzeteket (ún. agyagpalákat) találhatunk köztük, amelyek rég eltűnt tengerekben rakódtak le a földtörténeti ókorban. Magmás eredetű kőzetek csak igen kis mennyiségben fordulnak elő. Ezek vékony vulkáni tufarétegeket alkotnak az üledékes kőzetekbe települve, de elvéve lávakőzeteket is találhatunk. Ezek a kőzetek kisebb mértékben átalakultak, metamorfizálódtak, de – a vizsgálatok szerint – nem a variszkuszi hegységképződés idején a késő-paleozoikumban, hanem csak jóval később, az alpi hegységképződés során, a kréta időszakban.



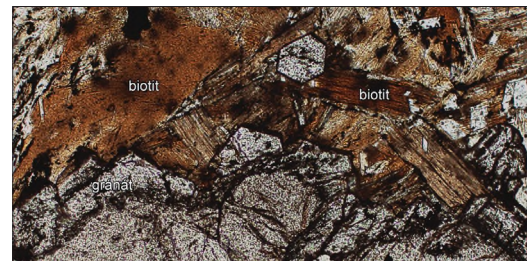
Csillámpala kvarclencsékkel. Vékonycsiszolati fotó polarizált fényben.
Fotó: Lelkes Györgyné



Csillámpala szericit folttal. Vékonycsiszolati fotó polarizált fényben.
Fotó: Lelkes Györgyné



Csillámpalában szórta kétfázisú gránát kristályok. Vékonycsiszolati fotó.
Fotó: Lelkes Györgyné



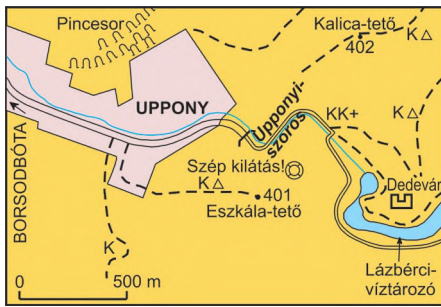
Kétfázisú, nagy gránát kristály mellett apró, egyfázisú gránát csillámpalában. Vékonycsiszolati fotó.
Fotó: Lelkes Györgyné

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

2. Upponyi-dombság, Upponyi-szoros

A paleozoikum tengerének átalakult üledékei

(Koroknai Balázs)



Az Upponyi-dombság északi részének földtani felépítésében meghatározó jelentőségűek a meredek hegyoldalakat és éles sziklataréjakat alkotó devon és karbon korú mészkövek. Ezzel szemben a hegység déli részét (Dédestapolcsány és Nekézseny környékén) főként agyagpalák, kovapalák és homokkövek uralják, amelyek a földtörténeti ókor idősebb szakaszában, az ordovícium–szilur(?) időszakban, tehát kb. 400–500 millió évvel ezelőtt keletkeztek. Az említett kőzetek főként a meredek hegyoldalakban és völgyekben bukkannak felszínre, de tanulmányozhatjuk őket felhagyott kőbá-



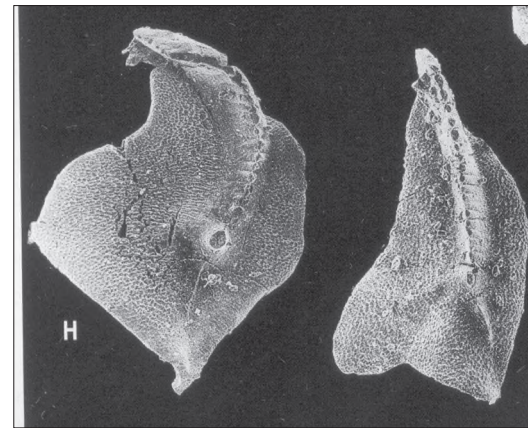
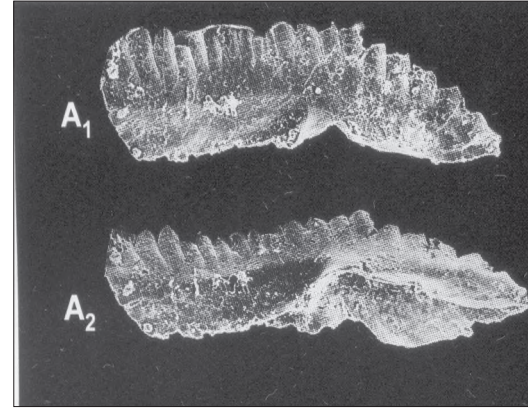
*Az Upponyi-szoros látképe dél felől.
Fotó: Péro Csaba*

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

nyákban, valamint a kutatók az egykori vasércbányászat során kialakított tárókban is vizsgálhatták e kőzetfajtaikat.

Az Uppony község déli határában található, döntő részben devon korú mészkőből felépülő Upponyi-szoros az Upponyi-dombvidék északi, „alpesi” morfológiájú kapuját alkotja. A szoros – amely a környék legnagyobb természetes geológiai feltárása – délnyugati oldalában emelkedik a dombvidék legmagasabb pontját alkotó Vízköz (434 m), amelynek meredek falában hollók fészkelnek. A szoros északi oldalán a Kalica-tető magasodik. Erre az oldalra feltétlenül érdemes felkapaszkodni, hiszen festői kilátás tárul a látogató szeme elé a szorosra és annak déli szomszédságában elterülő Lázbérci-tó nyugodt víztükrére, illetve a Bükk hegység északnyugati tömbjére. A szorost felépítő fehér színű, masszív megjelenésű mészkő sekély, meleg tengerben képződött, feltehetően a devon időszak közepe táján (mintegy 375–385 millió évvel ezelőtt), a kőzet pontos korát azonban ősmaradványok híján nem ismerjük. A geológusok feltételezése szerint a hegység északi részén e képződmény a legidősebb. A felette következő mészkőrétegekből a devon időszakra jellemző mikroszkopikus méretű tengeri ősmaradványok, conodonták kerültek elő. Jóval később, már a földtani közelmúltban, a kőzetben kisebb barlangok alakultak ki.

A szoros északnyugati szomszédságában kb. ÉK–DNy-i irányban egy fontos törésvonal (az ún. Darnó-zóna északi határtörése) húzódik. Ennek délkeleti oldalán a szoros fehér mészkősziklái törnek a magasba, míg a tektonikus vonaltól északnyugatra éles morfológiai váltással a földtörténeti újkorban keletkezett, fiatal, üledékes kőzetek jelennek meg. Ez a hirtelen váltás különösen szembeötlő a Csernely-völgy bejáratánál, ahol az ókori mészkövek szürkésfehér rétegei az említett törésvonal mellett szinte késpenge élességgel szakadnak meg.



Az Upponyi hegységből előkerült paleozoikumi conodonták.

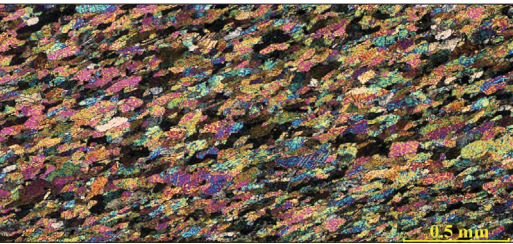
Fotó: Kovács Sándor



A Csernely-völgy bejáratának szakasza Uppony község déli határában.

Fotó: Péro Csaba

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	



A Lázbérci Mésző polarizációs mikroszkóppal készült szöveti képe megnyúlt kalcitkristályokkal.
Fotó: Koroknai Balázs



Redőzött karbon mészkőrétegek a Csernely-völgy bejáratának északkeleti oldalában.
Fotó: Péró Csaba

Az Upponyi-dombság földtani felépítésében meghatározó szerepű ókori kőzetek az alpi hegységképződés során (mintegy 120 millió éve) a földkéreg mélyebb zónáiba kerültek, ahol kisebb mértékben átalakultak. E folyamatot nevezzük idegen szóval metamorfózisnak. Ennek során a kőzeteket felépítő ásványok a nagyobb hőmérséklet és nyomás hatására átkristályosodtak, a földkéregben ható erős oldalirányú nyomás pedig irányított kőzetszerkezetet hozott létre. Ez utóbbi jól megfigyelhető, ha e kőzeteket polarizációs mikroszkóppal vizsgáljuk, hiszen az egyirányban megnyúlt, irányítottan elhelyezkedő kalcitkristályok épp a fentebb vázolt átalakulási folyamat következtében jöttek létre. A felszíni viszonyokhoz képest lényegesen nagyobb hőmérsékleten (kb. 300 °C-on) ható oldalirányú nyomás azonban nemcsak a kőzetek mikroszerkezetét alakította át, hanem a nyomás hatására az egykori kőzetrétegek egymásra torlódtak, illetve intenzíven meggyűrődtek, mint azt a Csernely-völgy ÉK-i oldalán kibukkanó karbon korú mészkőrétegekben látható kisebb redő is jól példázza. Redők az Upponyi-dombság számos más pontján is megfigyelhetők – például a Lázbérci-víztározó mentén kibukkanó mészkőrétegekben – bár többnyire inkább csak a kőzetrétegek meglehetősen meredek dőlése jelzi az egész dombságra kiterjedő a gyűrődéseket és torlódásokat.

A földtörténeti középkor (mezozoikum) végére (kb. 70 millió éve) a meggyűrűt és átalakult ókori kőzetek újra a felszínre emelkedtek a mélyből, amit a rájuk települt, kréta időszak – az upponyi ókori kőzetek kavicsait is tartalmazó – üledékes kőzet (ún. konglomerátum) megjelenése bizonyít. Ezek a kőzetek az Upponyi-dombság déli peremén (főként Nekézseny környékén) tanulmányozhatók, bemutatásukra a kréta időszak képződmények tárgyalásánál külön fejezetben visszatérünk.



Redőzött alsó-karbon mészkőrétegek a Dedevár oldalában a Lázbérci-víztározó partján.
Fotó: Péró Csaba

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A Dunántúli-középhegységet hordozó földkéreg-töredék a földtörténeti ókor kezdetén ugyancsak mai helyétől távol helyezkedett el, és hosszú ideig tenger borította. Ennek megfelelően az ordovíciumtól a devon időszakig (kb. 480–380 millió év között) ezen a területen tengeri üledékes, illetve kisebb részben magmás kőzetek keletkeztek. Mivel a variszkuszi hegységképződés (orogenezis) során ezek a kőzetek a hegységképződési övezettől távol helyezkedtek el, csak gyenge átalakulást szenvedtek.

A Dunántúli-középhegység tektonikai egységének déli határa mentén található gránittömzsök – melyek közül a velencei-hegységi bukkan felszínre – mintegy 270 millió évvel ezelőtt, a kora-perm idején nyomultak be az addigra már átalakult kőzetekbe.



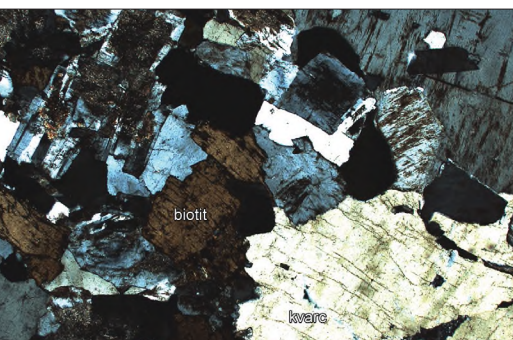
3. Velencei-hegység, Nadap, ingókövek

Gránitsziklák közt a Velencei-hegységben

(Lelkesné Felvári Gyöngyi)



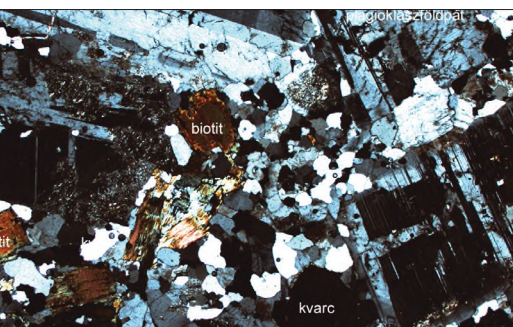
A nadapi ingókövek kőzetanyaga mélységi eredetű magmás kőzet: gránit, amelyet a geológusok Velencei Gránitnak neveznek. A mélységi magmás kőzetek a földkéreg nagyobb mélységeiben képződő olvadékból, a magmából származnak. A magma felfelé nyomulva, néhány kilométeres mélységben, korábban keletkezett kőzetekbe nyomul be és ún. plutonokat képez. Itt a felszíninél jóval magasabb a hőmérséklet, ezért a magma lassú hűlés közben kristályosodik. Az így létrejövő kőzet durvaszemcsés és szerkezete irányítatlan. Szabad szemmel felismerhető ásványai egymással összefogazódott, folyamatos mozaikot alkotnak. A gránitok fő ásványai közül a kvarc kissé áttetsző, színtelen, általában nincs saját alakja. A többi ásványos elegrész általában szabályos, kristálylapokkal határolt, megnyúlt vagy zömök oszlopos, táblás alakot vesz fel. Ezek a fehér, illetve szürkés plagioklász földpátok, a rózsaszín, téglavörös ortoklász földpátok és a barna, fekete színű biotit, illetve az amfibol. Mennyiségük széles határok között változik. Méretük a Velencei Gránitban 0,5–1,5 cm (esetenként 3 cm). Vékonycsiszolatban, polarizált fényben a kvarc fehér, szürkés, a két földpát szürke, a biotit barnás színű.



A Velencei Gránit vékonycsiszolati képe polarizált fényben.

Fotó: Lelkes Gyöngyné

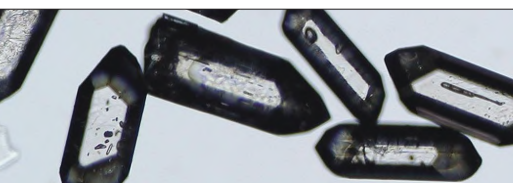
A benyomuló gránittömeg szegélye gyorsabban hűl, ezért itt, az olvadékból kiváló kristályok mérete finomabb lesz, a kvarc apró kristálymozaikot alkot. Ilyen mikrogránit ismert pl. a Bence-hegy keleti oldalában.



Mikrogránit vékonycsiszolati képe polarizált fényben.

A Velencei Gránit benyomulásának kora 270 millió évvel ezelőttre, a perm időszak korai szakaszára tehető. Ezt a kort a gránitban igen kis mennyiségben jelenlévő cirkon ásványokban lévő radioaktív elemek bomlásának segítségével határozták meg.

A Velencei Gránit mellékkőzete az ún. palaköpeny, amelybe a gránit benyomult. A palák átalakult (metamorf) kőzetek. Az átalakulás előtti kőzet a földtörténeti ókor tengerében lerakódott finomszemcsés, agyagos üledék lehetett. A kőzetben talált ősmaradványok szerint az üledékképződés a szilur és a devon időszakban történt. Nyugat felé, kissé távolabb, Szabadbattyán környékén fúrásokból ordovicium korú kőzeteket is ki lehetett mutatni – mikroszkopikus méretű ősmaradványok segítségével. Ezek Magyarország jelenleg ismert legidősebb ősmaradványtartalmú képződményei, a fossziliák 470–480 millió éves kort jeleznek. Ezen üledékek a variszkuszi hegységképződés során, mintegy 310 millió éve, nagyobb mélységbe kerültek, kismértékben átalakultak



Cirkon kristályok mikroszkópi képe.

Fotó: Ulrike Klötzli

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

(metamorfizálódtak). A benyomuló gránit hőhatása még tovább alakította (kontaktizálta) a kőzeteket, így jöttek létre a „csomóspalák”, melyek a felszínen inkább csak törmelékben és kisebb feltárásokban mutatkoznak. A Velencei Gránit zárványokat is tartalmaz, ezeket a mélyből felnyomuló magma ragadta magával, korábban megszilárdult mellékkőzeteiből. A már megszilárdult gránit hasadékait a mélyből felnyomuló, maradékolvadék tölti ki, ezek a telérkőzetek.

A hűlés során, a kristályosodás végén a magmás kőzeteket olyan oldatok járhatják át, melyek az eredeti ásványokat átalakítják, lebontják. A földpátok részben finompikkelyes agyagásványokká alakulnak. A felszínre kerülve a gránitok tovább mállanak, a folyamat különösen a nedves, meleg éghajlaton gyorsul fel. A már bontott ásványok még érzékenyebbek ezekre a folyamatokra, helyben szétesnek, a kőzet elszíneződik, könnyen szétmorzsolódik, „murvásodik”. Ez a kémiai mállás a kőzetet átjáró repedések mentén több tíz méterre is lehatol. Az egymást keresztező repedésrendszerből indulva a mállás a kőzetest belseje felé halad, miközben a közbezárt, épebb kőzetrész egyben marad. Az épebb belsejt körülvevő szétmorzsolódó törmelék könnyen lepusztul, a még el nem mállott rész megtömött zsákokhoz hasonlatos, lekerekített sziklaszirtekként megmarad. Így alakulnak ki az általában csoportosan található, néhányszor tíz méteres nagyságot is elérő „gyapjúzsákok”. Egyéb, igen változatos formák, kocka vagy ingókövek is létrejöhetnek. Szép példák a Velencei-hegységből több helyről ismertek:



Gránit ingóköv.
Fotó: Lelkes György



Gránit „kockák”
Fotó: Lelkes György

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

Pákozdtól északra a Kocka-kő, az Oroszlán szikla, a Pogán-kő, a Gomba-kő Sukorótól keletre a sárga kereszt jelzésű turistaút mellett a Gyapjaszsákra bukkanhatunk, északnyugatra a Gyapjúzsák található.

A variszkuszi hegységképződést követően, a karbon időszak végétől egészen a triász időszak korai szakaszáig (kb. a 305–245 millió év között) a mai Kárpát-medence déli részének aljzatát képező Tiszai-egység lepusztuló hegyvidék volt. Az Európai-kőzetlemez peremén kialakult hegyvonulatok lábánál elhelyezkedő szárazföldi medencékben hatalmas mennyiségű folyóvízi és tavi üledék halmozódott fel. A többnyire vörös színű szárazföldi üledékek rétegei a Nyugati-Mecsekben bukkannak felszínre.



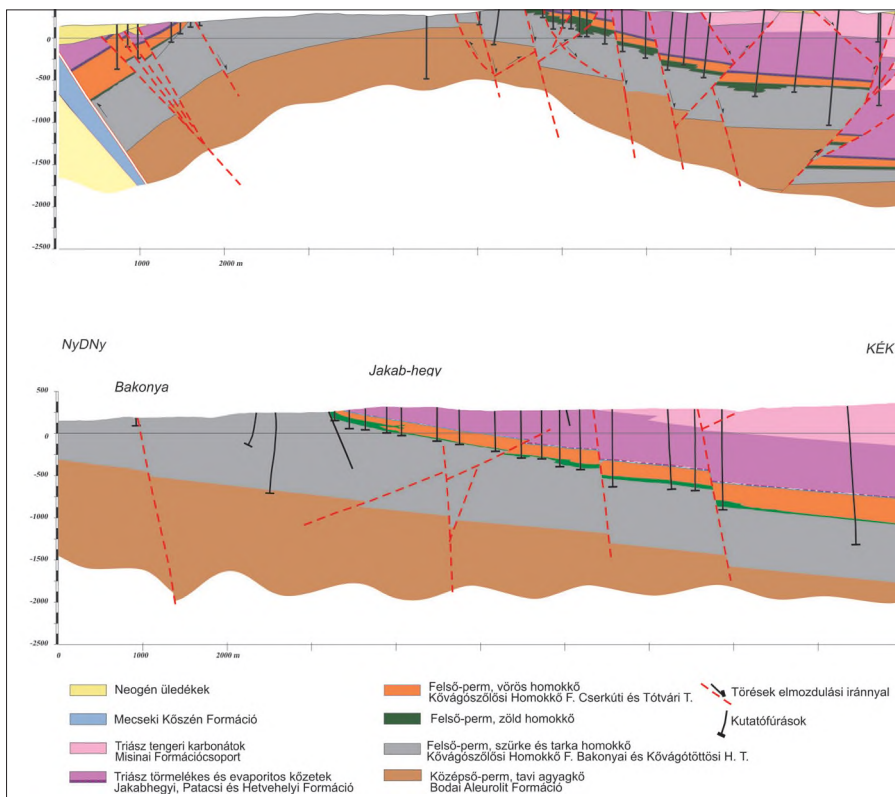
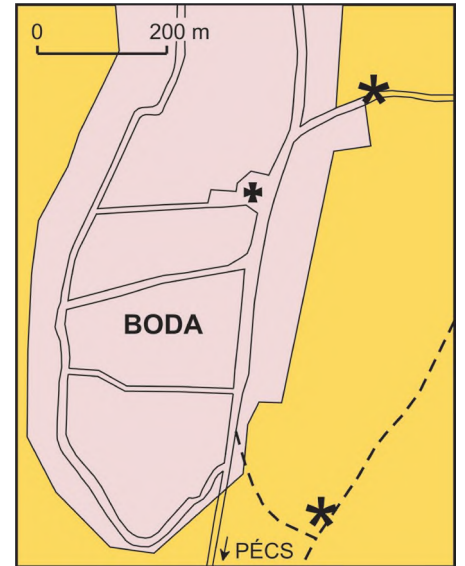
4. Mecsek, Boda, alapszelvény

Miért alkalmasak a mecseki perm tóüledékek veszélyes hulladékok tárolására?

(Konrád Gyula)

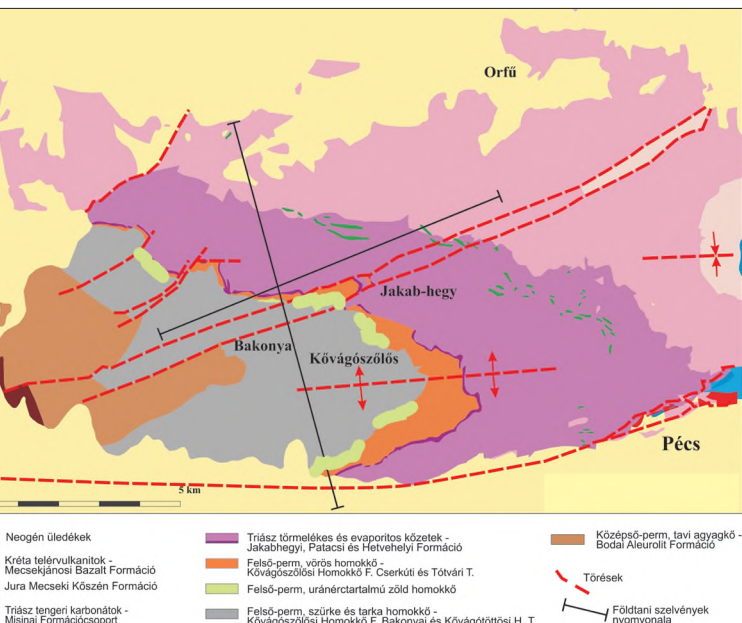
Pécsről nyugatra, Boda falu területén és környékén még a talajt is vörösbarnára színezi az a perm időszak közepe táján (mintegy 260–255 millió évvel ezelőtt) lerakódott finomszemcséjű, tavi üledék, amelyet a geológusok Bodai Aleurolitnak, illetve újabban Bodai Agyagkőnek neveznek. Az igen részletes vizsgálatok szerint ugyanis a kőzet szemcséinek mérete még a 0,06–0,002 mm-es mérettartományt képviselő aleuritnál (kőzetlisztnél) is finomabb, tehát már az agyag tartományba esik.

Ez az idős képződmény azért jelenhet meg a felszínen, mert a kréta időszi hegységképződés során a terület kiemelkedett és a fiatalabb kőzetek lepusztultak. A Nyugati-Mecsek boltozatos szerkezete is ekkor alakult ki. A felboltozódás tengelye KÉK-i irányba dől, ezért nyugat felé haladva egyre idősebb képződmények kibúvásait találjuk. Ennek a szerkezeti helyzetnek megfelelő-



Földtani szelvények a Nyugati-Mecseken keresztül

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

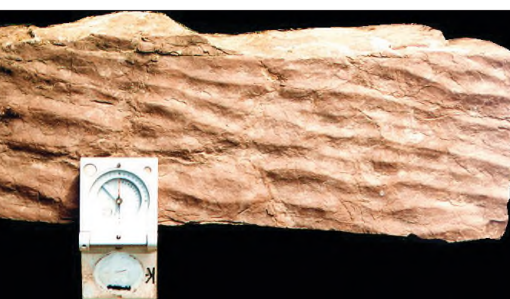


A Nyugati-Mecsek vázlatos földtani térképe



A Bodai Aleurolit feltárása és a radioaktív hulladékokkal kapcsolatos tanösvény táblái.

Fotó: Konrád Gyula



A sekély tóban lerakódott réteg hullámfodros felszíne.

Fotó: Konrád Gyula

en a Bodai Agyagkő kelet és észak felé egyre nagyobb mélységbe kerül, délen a Mecsek-alja tektonikai zóna törései metszik el..

De miért vizsgálják a szakemberek azt a kőzettestet, amelyet első részletes leírója, Jámbor Áron az ország legegységibb képződményének nevezett? Ő sem gondolta volna, hogy majd éppen ez a tulajdonság lesz a formáció legfőbb értéke! Korunk egyik kihívása, hogy veszélyes hulladékok biztonságos tárolását úgy oldjuk meg, hogy azok ne szennyezhesék környezetünket, legfőképpen a felszín alatti vizeket. Ezért a lehetséges szennyezőforrásokot olyan földtani környezetben kell elhelyeznünk, amely természetes gátként akadályozza meg a szivárgást. Erre igen alkalmasak az agyagok, az agyagkövek, a vulkáni tufák, a sóközetek vagy a kiterjedt magmás kőzettestek. Minél vastagabb a vízzáró képződmény, annál hosszabb ideig képes elszigetelni a veszélyes anyagokat. S mi lehetne veszélyesebb, mint a nagyaktivitású radioaktív hulladék? Ennek elhelyezése céljából a szakértők egy csoportja értékelte az ország valamennyi képződményét, s előzetesen a Bodai Agyagkővet találták a leginkább alkalmasnak. Nemcsak kőzettani tulajdonságai, hanem közel ezer méter vastagsága és homogén, vagyis a már említett egyhangú felépítése is igen hasznos abból a szempontból, hogy akár évszázadokon át elszigetelje a sugárzó izotópokat a bioszférától. Az alkalmasság bizonyítása azonban hosszú éveket vesz igénybe, a helyszíni megfigyelésekhez, mérésekhez még földalatti laboratórium létrehozása is szükséges.

Mivel az agyagkövek könnyen mállanak, a Bodai Agyagkő elterjedését is viszonylag tagolatlan felszín jellemzi, bár néhány természetes sziklafala előfordul a nyugat-mecseki patak völgyekben. Legkönnyebben megközelíthető kibúvási Boda parkosított déli végén és a falun belül, a templom közelében helyezkednek el. A parkban, a Bodai Agyagkő alapszelvényének előterében a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht. ismertető táblákat állított fel, amelyek bemutatják a nagyaktivitású radioaktív hulladékok keletkezését és elhelyezésének terveit.

A Bodai Agyagkőnek nevezett kőzetek sekély, időnként kiszáradó tóban keletkeztek. Egyes rétegek felszíne hullámfodros, amit kisebb patakok beáramló vize, vagy a szél általi hullámvérés okozott. Egymástól néhány de-

A Bodai Agyagkőnek nevezett kőzetek sekély, időnként kiszáradó tóban keletkeztek. Egyes rétegek felszíne hullámfodros, amit kisebb patakok beáramló vize, vagy a szél általi hullámvérés okozott. Egymástól néhány de-

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

ciméterre, vagy akár néhány méterre, világosabb rétegek is megfigyelhetők, amelyek anyaga általában dolomitos vagy esetenként tisztán dolomit. Ezek a tó – meleg és száraz klímán gyakori – kiszáradásos időszakait jelzik, ugyanis a bepárlódások során dolomitrétegek keletkeztek. A tó teljes kiszáradáskor azután a felszíni rétegek felcserepedtek. Az üledék több ütemben lezajlott



A tavi rétegekben mikrovetődések alakultak ki, majd egy élőlény fúrta át az üledéket.

Fotó: Konrád Gyula

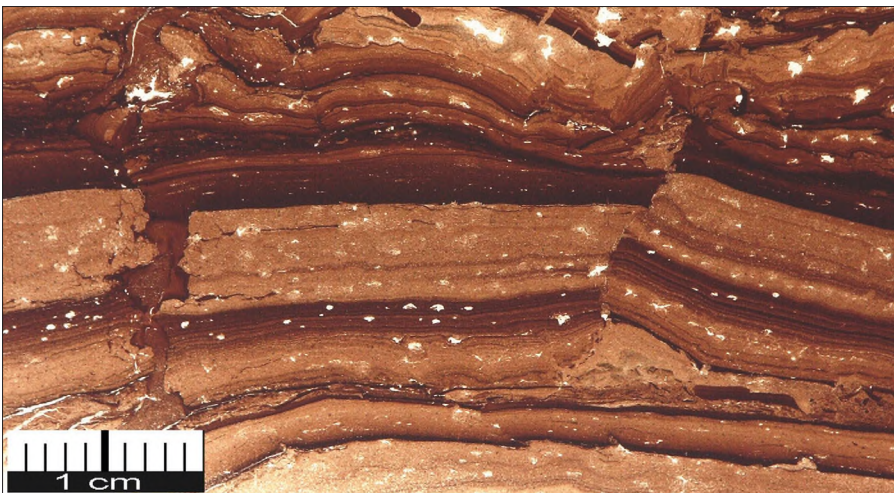
kiszáradása során keletkezett repedések között-vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálatával jól megfigyelhetők.

A gyakran kiszáradó tavi környezet nem kedvezett az egykori élővilágnak. A Bodai Agyagkőben elvétve található ugyan levellábú rákok (phyllopodák) lenyomatai de inkább csak életnyomok figyelhetők meg. Többnyire beásódó szervezetek járatait látjuk, amelyek később a befoglaló kőzettől eltérő üledékkel, vagy – a kőzettéválás során – karbonáttal töltődtek ki.

Ha közelebbről szemléljük az alapszelvényben feltárt kőzetet, feltűnnek olyan részletek is, amelyek némi változatosságot visznek a vörösbarna agyagkő rétegsorába. A kőzetre jellemző gumós mállás annak köszönhető,

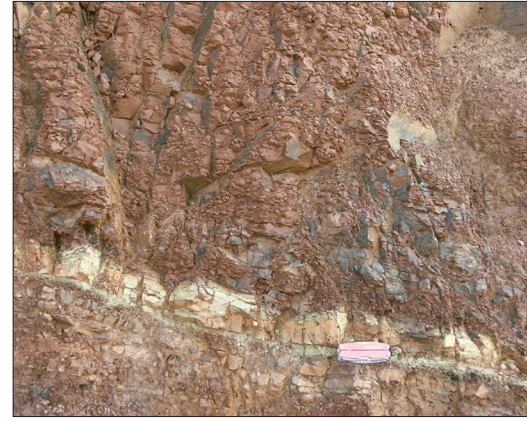
hogy szerkezeti mozgások hatására kőzetrések jöttek létre, és az így kialakult sarkok és élek mentén indult meg a mállás.

Mind a felszíni, mind a kutatófúrásokból származó kőzetminták arról tanúszkodnak, hogy a teljes összlet kőzetrésekkel és törésekkel átjárt. Felmerül a kérdés, hogy így valóban alkalmas-e a szennyezőforrások elszigetelésére? A



Kiszáradás során felcserepedett dolomit- és vörös agyagrétegek vékonycsiszolatának képe.

Fotó: Konrád Gyula



Dolomitos aleurolit réteg a vörösbarna agyagkőben.

Fotó: Konrád Gyula



A vízfelvétellel duzzadó agyagkő szétrepesztí az üveglemezt, amelyre fölragasztották.

Fotó: Konrád Gyula

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

laboratóriumi vizsgálatok szerint igen. Legfőképpen azért, mert a kőzet olyan duzzadó agyagásványokat tartalmaz, amelyek térfogata víz hatására megnő, így képesek eltömíteni a földrengések hatására esetleg felnyíló repedéseket. E tulajdonságát minden laboratóriumi adathoz szemléletesebben illusztrálja az a fénykép, amelyen az látszik, hogy még a mikroszkópi vizsgálatokhoz szükséges kőzet-vékonycsiszolatok elkészítése is nagy nehézségbe ütközik, mert a csiszolás során a csiszolt kőzetlapocskák a nedvességtől oly mértékben megduzzadnak, hogy szilánkokra feszítik szét a 2 mm vastag üveglemezt, amelyre felragasztották.

A tavi rétegsort ugyancsak permi korú folyóvízi képződmények fedik. Ha Bodától északi vagy keleti irányba indulunk, ilyen folyóvízi üledékeket – kavicsos homokkő rétegeket találunk a felszínen. Ezek már a Bodai Agyagkőnél fiatalabb Kővágószőlősi Homokkő rétegei, amelyből korábban az uránércet bányászták.

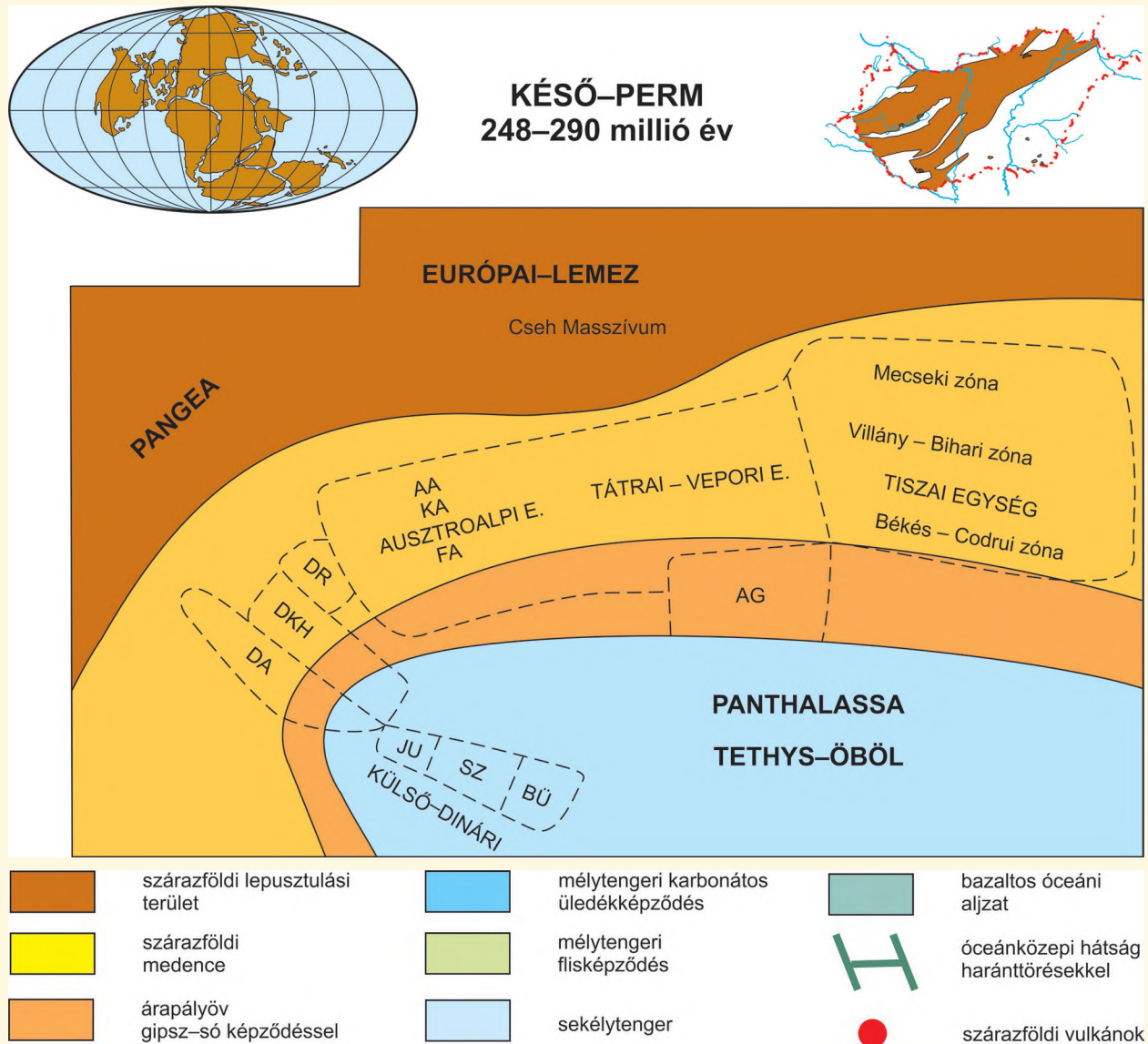


Az ezer méter vastagságú, vörösbarna aleurolit és agyagkő szemcsésen-gumósan mállik a felszínen.

Fotó: Konrád Gyula

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A Dunántúli-középhegység területe a karbon időszakban – a variszkuszi hegységképződés idején – hegyiséggé vált. Ennek során a korábban keletkezett üledékes és magmás kőzetek, átalakultak, metamorfizálódtak. Ezt követően a késő-karbon, majd a perm időszakban a hegység intenzíven pusztult. A lepusztulásból származó törmelékek szárazföldi medencékben halmozódtak fel, jelentős vastagságban. Ekkor keletkezett a Balaton-felvidék jellegzetes kőzete a vörös homokkő, amit számos bányában a középkor óta fejtenek és ma is kedvelt építőkö.

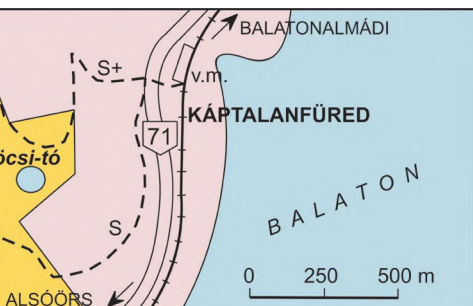


A Kárpát-medence aljzatát alkotó szerkezeti egységek helyzete a késő-permben (Haas J. és Hámor G. nyomán). Rövidítések: BÜ – Bükki-egység, DKH – Dunántúli-középhegységi-egység, DR – Drauzug-egység, JU – Júliai-egység

5. Balaton-felvidék, Balatonalmádi, a Köcsi-tó melletti alapszelvény

Séta egy permi folyómederben

(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.

A Balaton-felvidék területén az idősebb, és a variszkuszi hegységképződés során átalakult kőzetek egyenlőtlenül lepusztult felszínére helyenként 800 m vastagságot is elérő, uralkodóan homokkőből álló üledéket raktak le a hegységből lerohanó patakok, folyók. E rétegsor alsó része uralkodóan összecementált kavics, azaz konglomerátum rétegekből áll, amit vékonyabb homokkő rétegek tagolnak. Ezek a rétegek láthatók a Köcsi-tó egykor volt, ma már felhagyott kis kőfejtőjében.



Az egykori kőfejtő által feltárt folyómederben képződött konglomerátum, homokkő rétegek.
Fotó: Haas János

A metamorfizált ópaleozoikumi pala (fillit) fölött található konglomerátum rétegcsoport vastagsága az ősdomborzatnak megfelelően nagymértékben változó. A Balaton-felvidék egyes részein a 200 m-t is meghaladja, a Köcsi-tó környékén viszont csak 10 m körül van, ami arra utal, hogy területünk egy egykori kiemelkedésen lehetett. A kőfejtő fala a konglomerátum rétegcsoportból kb. 4 m-es vastagságú szakaszt tár fel. A legalsó vastag réteg durva kavicsokból álló konglomerátum, erre ferdén rétegzett kavicsos homokkő következik. Ezt egy erózióval keletkezett éles határt képező, de egye-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

netlen felület zárja, amely fölött ismét konglomerátum, majd homokkő rétegek jelennek meg.

A kavicsok anyaga uralkodóan fillit, tehát az az idősebb metamorf kőzet, ami a konglomerátum alatt található. Gyakori a kvarcitanyagú kavics, és egy vulkáni kőzet – a lilásvörös vagy szürke dácit – kavicsa, amely a kora-permi vulkánosság során képződött kőzet törmeléke. A kavics anyaga elárulja származásának helyét, mérete, kerekítettsége a szállítási távolságot jelzi. Lemérhető továbbá a ferde rétegek iránya, ami a kavicsokat szállító egykori vízfolyásban az áramlás 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.



Különböző kőzetszínű kavicsokból álló konglomerátum. A fehér színűek kvarcit, a lilásvörösek idősebb perm korú dácit kavicsok.

Fotó: Haas János



Homokkő eróziós felszínére települő konglomerátum.

Fotó: Haas János



A permi üledékképződési környezethez hasonló mai táj a Nyugat-Himalájai Zaskar-hegyláncban (India). A hegylábi törmelékűpotot sebes víző patak erodálja, a törmelékét tovább koptatva, áthalmazva.

Fotó: Nagy Balázs



A folyóvízi konglomerátum ferde rétegei.

Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A Tethys-óceán történetének nyomai a földtörténeti középkor közeteiben

A Bükk hegység területe a késő-paleozoikumban az akkor kialakuló Variszkuszi hegységvonulatoktól távolabb helyezkedett el, a Pangea szuperkontinensbe keletről messze benyúló Tethys tenger belsőbb övezetéhez tartozott. Itt a karbon időszak késői szakaszának kezdetén mélytengeri környezetben agyagos–homokos üledékek rakódtak le, amelyekből később szürke agyagpala keletkezett. A karbon időszak végén az üledéklerakódás már sekélytengeri, majd egy kiemelkedést követően a perm időszak középső részén parti, késői szakaszában sekélytengeri környezetben folyt.

A földtörténeti ókor végén hatalmas globális környezeti katasztrófa történt. Mai ismereteink szerint, ennek legvalószínűbb oka az a rendkívül intenzív vulkánosság lehetett, amely Szibéria hatalmas területeit bazalt lávaközetekkel borította el. A vulkanizmus során óriási mennyiségű kén-dioxid és szén-dioxid került a légkörbe, ami felborította az érzékeny környezeti egyensúlyt és a kedvezőtlen események láncolata oda vezetett, hogy az akkor élt szárazföldi és tengeri élőlények, növények és állatok nagy része – a fajok 95%-a – kipusztult. E drámai katasztrófa nyomai a Bükk hegység tengeri rétegsorában is megőrződtek.

Ezt követően, a mezozoikum kezdetén, a fejlettebb élő közösségek csak évmilliók alatt regenerálódtak, úgy, hogy az élővilág fejlődése sok esetben új irányt vett, új csoportok jelentek meg, illetve váltak jelentőssé.

A régiókat felépítő kőzetlemez-töredékek helyzetében azonban nem történt lényegesebb átrendeződés. A történések színpada tehát alig változott, de a szereplők, azaz a Földet benépesítő szervezetek igen, számos ősi élőlénycsoport kihalt és újak jelentek meg.

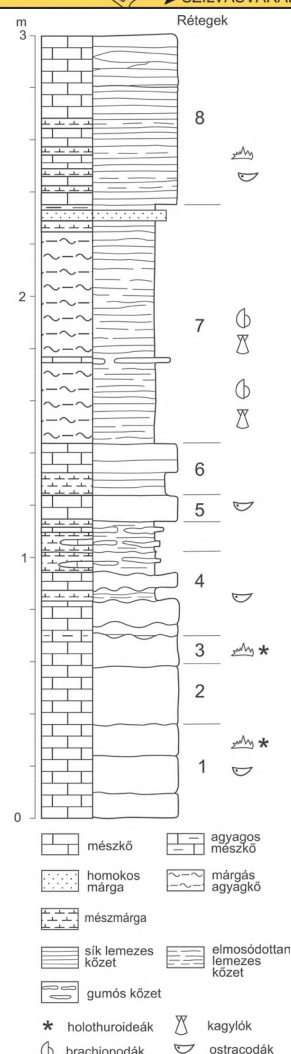
6. Bükk hegység, Bálvány, perm–triász határ alapszelvények *Egy globális környezeti katasztrófa emlékei*

(Haas János)

A Bükk hegységben a Bálvány-csúcs északi oldalán kanyargó erdészeti út olyan rétegsort tár fel, amelyben a perm és a triász, azaz a paleozoikum és a mezozoikum határa kiválóan megfigyelhető. A részletes őslénytani, kőzettani, ásványtani és geokémiai vizsgálatok fontos adatokat szolgáltatottak a határ-intervallumban lezajlott események értelmezéséhez. Jelenleg ez a feltárás (a kutatók Bálvány-észak alapszelvénynek nevezik) az egyik legfontosabb tengeri perm-triász határszelvény Európában.

A Garadna-völgy–Bánkút közötti műútról leágazó erdészeti földúton kb. 300 méteres sétával érjük el a Bálvány-kelet nevet viselő szelvényt, amely elsősorban a határt közvetlenül fedő legalsó-triász rétegsor megismerése szempontjából fontos és a Bálvány-észak határszelvényt kiegészíti.

Tovább haladva a műúttól 650 m-re jutunk el a tulajdonképpeni határ-alapszelvényhez. A rétegeket – azok számozásával együtt – a mellékelt rajz mutatja. A Föld élővilágát megrengető környezeti katasztrófa eseménysorának megismeréséhez és az azt kiváltó okok megértéséhez minden réteg rendkívül részletes és sokoldalú vizsgálata szükséges, amelyet az elmúlt években



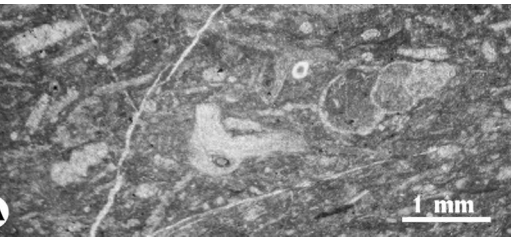
A perm és a triász időszaki rétegek határa a Bálvány-észak szelvényben.
Fotó: Haas János

A rajz a rétegek sorrendjét és a rétegekben talált fontos ősmaradványokat mutatja

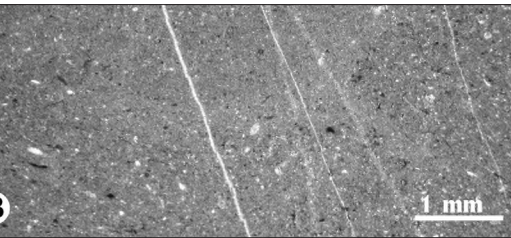
KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A TETHYS-ÓCEÁN TÖRTÉNETÉNEK NYOMAI

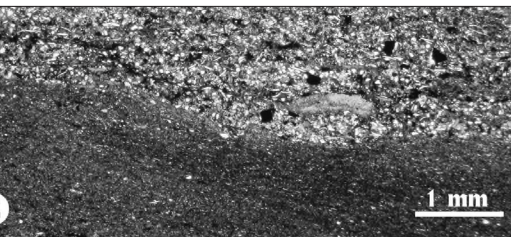
hazai és külföldi kutatók csoportjai végeztek el, de a kutatás napjainkban is tovább folyik.



A szelvényben feltárt legalsó réteg ősmaradványokban gazdag perm-i mészkőnek mikroszkópi képe. Fotó: Haas János



A 6. réteg mészkőnek mikroszkópi képe, amelyben már csupán néhány apró ősmaradványtöredék látható. Fotó: Haas János



A 7. számú határréteg mikroszkópi képe. Fotó: Haas János



A határrétegből előkerült vékonyhéjú kagyló. Fotó: Renato Posenato

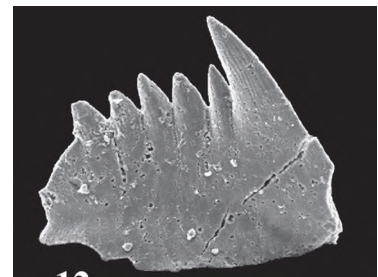
A szelvény alsó része a felső-perm ún. Nagyvisnyói Mészkő Formáció legfelső rétegeit tárja fel. A rétegsor sekélytengeri, jól átvilágított, majd a fiatalabb rétegek felé haladva mélyülő környezetben rakódott le. A környezeti viszonyokat jelentősen befolyásolták azok a drasztikus környezeti változások, melyek a kihalási eseménysorhoz vezettek.

Az útbevágásban feltárt legalsó rétegek anyaga sötétszürke, fekete mészkő. Igen sok tengeri lilium (crinoidea) váztöredéket tartalmaz, de brachiopoda töredékek, csigák, egysejtű mészvázú foraminiferák, kagylósrákok és mészvázú algák maradványai ugyancsak gyakoriak. Ez a gazdag trópusi sekélytengeri ősmaradvány-együttes még a perm időszak jellegzetes alakjaiból áll. A 3. rétegből olyan mikroszkopikus maradványok – conodonták – kerültek elő, amelyek a perm időszak legvégét jelzik.

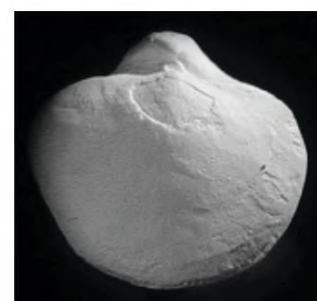
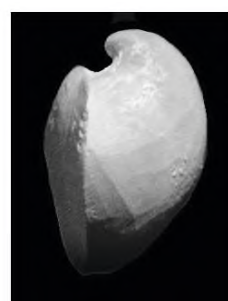
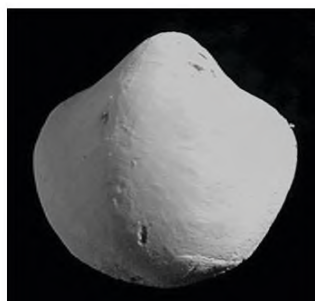
Az 5. rétegben gyakoriak az apró csigák, a vékonyhéjú kagylók, tengeri liliumok töredékei, brachiopoda tüskék, kagylósrákok apró kagyló-szerű vázai. A közelmúltban, ebben a rétegben, a perm növényekre jellemző spórákat is találtak.

A 6. rétegben az ősmaradványok váztöredékei hirtelen jelentősen megritkúlnak. E fölött a kőzet karbonáttartalma drasztikusan lecsökken, a mészkő rétegek közé egy közel 1 m vastag agyagmárga réteg települ (7. réteg). Ennek alsó részéből apró, vékonytektonójú kagylók és brachiopodák kerültek elő. A szakértő paleontológusok szerint ezek a korábban jóval gazdagabb késő-permi fauna már megritkult túlélőinek maradványai.

Az agyagmárga réteg felső harmadából olyan növényi spórák kerültek elő, amelyeket a szakértők már a legkorábbi triász flóra



A perm végét (a) és a triász kezdetét (b) jelző conodonták. Fotó: Milan Sudar



A határrétegből előkerült brachiopoda elől-, oldal- és hátulnézete. Fotó: Renato Posenato

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM	KAINOZOIKUM			

jellemző elemeinek tartanak. E szakasz kezdeténél a szén izotópjainak arányát mutató görbén jelentős negatív csúcs látható, amit a világ számos más határszelvényében – így a perm-triász határ híres kínai etalon-szelvényben is – észleltek, és amit a határ talán legfontosabb jelzőjének tekintenek. Ez a jelenség, az ún. szénizotóp anomália, valószínűleg szorosan összefügg a tömeges kihaláshoz vezető természeti katasztrófával. A kutatók többsége jelenleg úgy véli, hogy az éppen ekkor Szibériában lezajlott hatalmas vulkánkitörések során a légkörbe került üveg-ház-hatású gázok globális felmelegedést eredményeztek. Ez az óceánok üledékeiben metánhidrát formájában megkötött metán felszabadulásához vezetett, amit a szén izotóparányok drámai megváltozása tükröz.



*A határréteg feletti legidősebb triász rétegek a Bálvány-kelet szelvényben.
Fotó: Haas János*

Az agyagmárga réteget fedő lemezes mészkőből (8.1 réteg) olyan mikro-ösmaradványok – conodonták – kerültek elő, amelyek ezt a réteget már egyértelműen a triász időszakba sorolják.

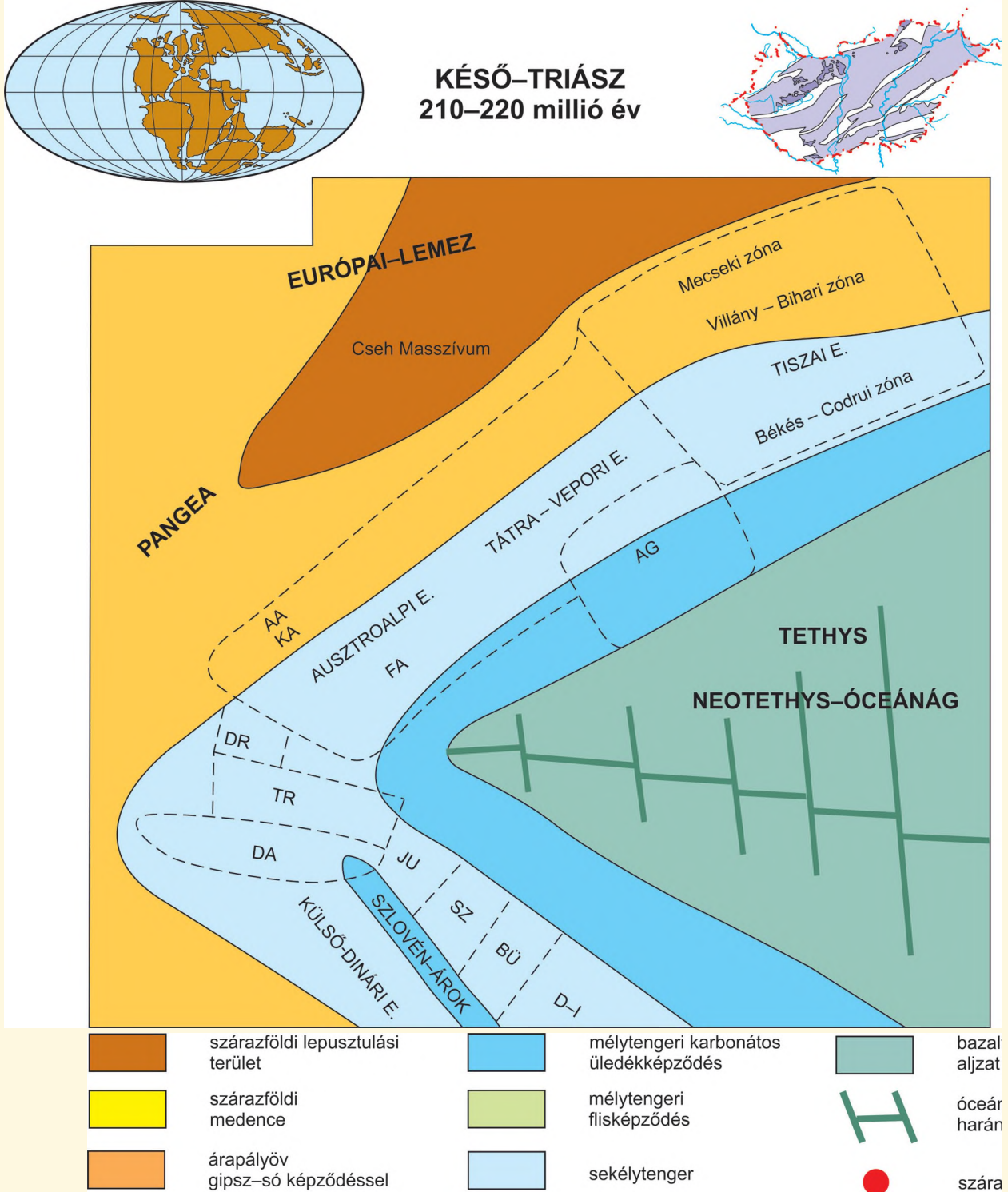
A rétegsor felsőbb részét, vagyis a legidősebb triász időszaki réteget a Bálvány-kelet szelvényben vehetjük szemügyre. A határ agyagmárga réteg és fölötté a lemezes mészkő itt is feltárt. E felett olyan mészkőrétegek találhatók, amelyek milliméteres világosabb és sötétebb enyhén hullámos lemezekből állnak. Az ilyen, mikrobák – elsősorban cianobaktériumok – közreműködésével keletkezett kőzetfajtát sztramatolitnak nevezik. Érdekes, hogy világszerte számos tengeri perm-triász határszelvényben a kihalási szint fölött sztramatolitos rétegek következnek. A környezeti katasztrófa hatására ugyanis a fejlettebb mészvázú szervezetek rendkívül megritkultak, ugyanakkor a földtörténet őskorában uralkodó, alsóbbrendű szervezetek ismét széleskörűen elterjedhettek a sekély tengerek aljzatán és szerepük újra meghatározóvá vált a mészkiválasztásban.



*Sztramatolitiképződés ma. Lemezes-sávós üledék, legfelül cianobaktérium szövedékkel a Bahama-szigetekhez tartozó Andros szigeten.
Fotó: Haas János*

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A késő-paleozoikum, majd a kora-mezozoikum idején a Tiszai-egység, az ennek részét képező Mecsek területével együtt, az Európai-lemez Tethys felé eső peremén helyezkedett el. Itt a variszkuszi hegységképződést követő intenzív lepusztulás során, a perm időszakban uralkodóan vörös színű folyóvízi és tavi üledékek keletkeztek, majd a triász időszak kezdetén folytatódott a törmelékes üledékek lerakódása, úgy hogy az előrenyomuló tenger egyre nagyobb területeket hódított meg.



A Kárpát-medence aljzatát alkotó szerkezeti egységek helyzete a késő-triászban (Haas J. és Hámor G. nyomán). Rövidítések: BÜ – Bükk-egység, DKH – Dunántúli-középhegységi-egység, DR – Drauzug-egység, JU – Júliai-egység, SZ – Szávai-egység

7. Mecsek, Jakab-hegy, Babás szerkövek *Triász időszaki folyó és torkolatvidéke*

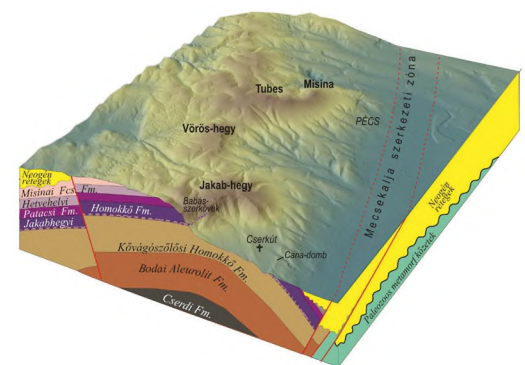
(Konrád Gyula)

A Nyugati-Mecseket a Jakab-hegy 600 méter fölé magasodó, kiterjedt tömbje uralja. Meredek oldalai védhetővé tették fennsíkját, ahol a kelták is megtelepedtek. Az ő emléküket őrzi a földsánc és a halomsírok. A hegy déli előtere bővizű forrásaival, lankás dombjaival kínált alkalmas helyet a megtelepedésre a kőkorszaktól kezdve napjainkig. Kővágószőlőstől délre római villa alapjait és egy ókeresztény sírkamrát tártak fel. Cserkút, Kővágószőlős, Kővágótöttös és Bakonya Árpád-ház korabeli templomokkal büszkélkedhet. A huszadik század második felében az uránbányászat ugyan megváltoztatta a tájat, de az ezredfordulón a meddőhányók és bányauzemi területek rekultiválásával szinte teljesen visszanyerte korábbi, természetes arculatát.

Ha rátekintünk a Nyugati-Mecsek domborzati térképére, azt látjuk, hogy a Jakab-hegy vonulata nyugat felé egyre alacsonyabbá válik, míg keleti gerince déli irányba hajlik és Cserkút falut megkerülve ívesen nyugat felé elnyúló dombsorban folytatódik. Ez a morfológia a földtani felépítésnek köszönhető: a Nyugati-Mecsek kőzetrétegei a kréta időszaki hegységképződés során ívesen felgyűrődtek, a felboltozódás középső részén, a tengely mentén a kőzetek erőteljesen összetörték, ezért lepusztultak, a felboltozódás szárnyain viszont a keményebb kőzetek dacolnak a külső erővel, ezért környezetük fölé magasodnak.

A kemény homokkövek bányászata egyidős a településekkel, amit azok neve is tükröz. A vörös homokkövek olyan kedvelté váltak, hogy nem csak Cserkút, Kővágószőlős és Kővágótöttös házai, kerítései épültek belőle – sajátos hangulatot adva e falvaknak – hanem Pécsre is sokat szállítottak. A legkeményebb kovás változatokból malomkövet készítettek.

A késő-perm során itt lerakódott folyóvízi üledéksor tartalmazza az uránércet, amelyet csaknem ötven évig bányásztak. A folyóvízi üledékképződés folytatódott a triász időszak kezdetén is. Ezen a felső-perm és alsó-triász Kővágószőlősi Homokkővön járunk, ha dél felől a Kővágószőlősi templomtól indulunk a Jakab-hegyre. Félúton érzük el a Babás-szerköveket. A hegy oldalában kiálló változatos formájú sziklák erőteljes változást jeleznek az üledékképződés egykori menetében. Kö-



A Nyugat-Mecsek tömbszelvényén felismerhető a felboltozódó antiklinális szerkezet



A kemény, kovás Jakabhegyi Homokkőből malomköveket is faragtak - az egyből már kerítédsz lett...
Fotó: Konrád Gyula

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A Jakabhegyi Homokkő durva konglomerátummal települ a Kővágószőlősi Homokkő kifakult felszínére.
Fotó: Konrád Gyula

zelebről megvizsgálva azt látjuk, hogy az alul lévő homokkő fölött éles határral következik a sziklák durva kavicsos kőzete, azaz a konglomerátum.

E szembeszőkő határfelület mentén érintkezik egymással két kőzetfajta: az alul lévő Kővágószőlősi Homokkő Formációnak, a felül lévő Jakabhegyi Homokkő Formációnak nevezik a szakemberek. E két kőzetfajta kétféle érintkezését figyelhetjük meg. Az egyik esetben kifényesedett, karcolódott felszín jelzi, hogy a két különböző keménységű, szilárdságú kőzet határán – nyomóerők következtében – rétegzés menti elmozdulás, elcsúszás történt. A másik esetben az alul lévő, korábban képződött homokkő hullámos, eróziós felszínére települ a konglomerátum. Valószínű, hogy a Jakabhegyi Homokkő lerakódását földtani értelemben rövid ideig tartó üledékképződési szünet előzte meg, amelynek során a Kővágószőlősi Homokkő felszíne kissé lepusztult. Ezt követően az üledéket szállító víz energiája nagymértékben megnövekedett, képessé vált ököl, sőt nem ritkán, emberfej méretű kavicsok szállítására is. Minthogy a Jakabhegyi Homokkő alsó felében semmilyen ősmaradványt sem találunk, nincsenek pontos ismereteink a képződés körülményeiről. Vannak geológusok, akik úgy vélik, hogy a konglomerátum már a tengerelöntés eredménye, azaz a kavicsokat az előretörő tenger

hullámverése terítette szét. Mások úgy gondolják, hogy ezt a durvakavicsos üledéket még folyók szállították, és csak a rétegsorban feljebb jelennek meg a tengerparti homoküledékek. Az előbbi elgondolást főként az látszik igazolni, hogy a Jakabhegyi Homokkő a Tiszai-egység hatalmas területét – csaknem egészét – elborítja; az utóbbit az üledékes kőzet jellegei, a rétegződés sajátosságai támasztják alá.

A kavicsok anyagában nem tapasztalunk jelentős változást. Uralkodnak a kvarc és a riolit anyagúak, ritkábbak a gránitból és metamorf képződményekből



A Jakabhegyi Homokkő alapkonglomerátumában a fehér kvarc és a lilásvörös riolit kavicsok uralkodnak (fúrómagok).
Fotó: Konrád Gyula

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

származók (a képen rózsaszín és szürke kavicsok). A kavicsok jól koptatottak, kerekítettek, ami tartós folyóvízi szállításra, vagy a tengerparti hullámverés övében eltöltött hosszabb időre utal. A kavicsokat összecementáló kötőanyagban viszont mutatkozik változás a homokkőhöz képest: abban karbonát cementálja a szemcséket, a konglomerátumban viszont kova. Utóbbi nagyobb keménységet eredményez. Ennek köszönhető, hogy a konglomerátum sziklái jobban ellenállnak az erózióknak, kiemelkednek a hegyoldalból és az alattuk lévő puhább homokköveket is megvédték a lepusztulástól. Az érdekes formájú sziklák felső része (a „babák feje”) már nem konglomerátumból áll, hanem ún. kereszttrétegzett homokkőből. A kereszttrétegzés intenzív vízáramlás miatt alakul ki, amikor a hordalék ferde felszínre ülepedik le. A nagyobb méretű kavicsok hiánya a szállító közeg energiájának csökkenésére, a kereszttrétegzés viszont még mindig erőteljes áramlásra utal. A változásnak ez a menete megmarad felfelé haladva a rétegsorban, ahol egyre fiatalabb rétegek következnek.

Ha a hegytetőn épült pálos kolostorromot is felkeressük, akkor útközben áthaladunk a Jakabhegyi Homokkő csaknem teljes, mintegy 250 méteres vastagságú rétegsorán. Az ösvény mentén kisebb kibúváásokban, majd a fennsík peremén a Sas-fészek kőfejtőben és a Zsongor-kő kilátónál megfigyelhetjük, hogy a kavicsrétegek egyre ritkábbak, a homokkő szemcséi egyre kisebbek. A változó irányba dőlő rétegek sorozata, az ún. vályús kereszttrétegzés, a jellegzetes és szabályos felépítésű rétegcsoportok (üledékciklusok) és a finomszemű üledékekben előforduló, egyes élőlények életműködése során keletkező nyomok (életnyomok) mind arra utalnak, hogy a Jakabhegyi Homokkő felső kétharmada már biztosan a tenger peremén, parti síkságon rakódott le, amelyet dagály idején már tengervíz borított. A Jakab-hegy tetejét már sekélytenger partközeli részén lerakódott finomszemű üledékretegek borítják. Ezek a rétegek megakadályozzák a csapadék elszivárgását, ami nagyban hozzájárult ahhoz, hogy a hegytető a történelem folyamán többször is lakott volt, hiszen a kutak ivóvíze nem merült ki.



A Babás-szerkövek látványos sziklaalakzatai Kővágószőlős felett.
Fotó: Sebe Krisztina



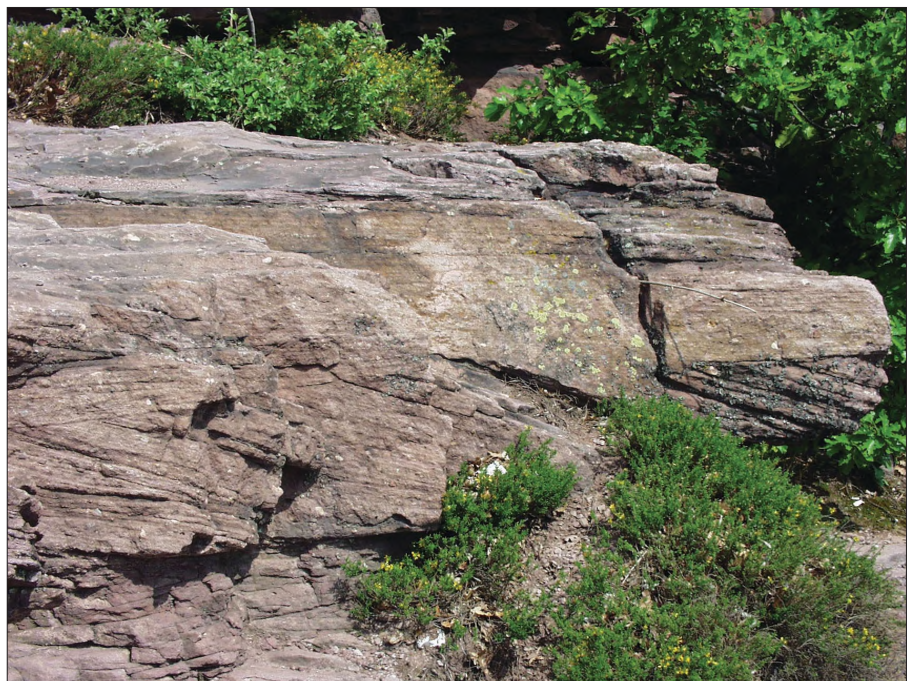
Az energikus környezetben kereszttrétegzés alakult ki.
Fotó: Konrád Gyula

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A Jakabhegyi Homokkő
kemény padjai a
Zsongor-kő kilátónál.
Fotó: Konrád Gyula



A hegytetőn a pálos kolostorrom falmaradványai kőzettani érdekességet is hordoznak: a nyugat-mecseki karsztot felépítő mészkövek valamennyi változatát megtaláljuk bennük. Az építőkövet ugyanis nem a hegy meredek, déli oldalának homokkővéből fejtették, hanem a mészkőterületről szállították ide a lankásabb északi lejtőn.



A ferderétegek dőlésének változó iránya
az egykori vízáramlás változásaira utal.
Fotó: Konrád Gyula

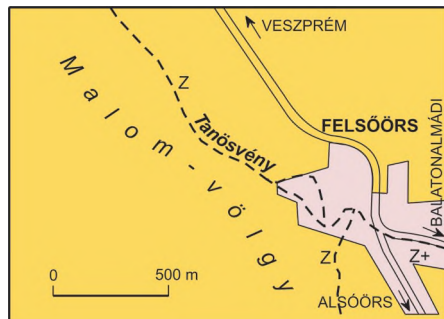
KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A földtörténet középkorának korai szakaszában a Mecsek és a Dunántúli-középhegység területe jóval távolabb volt egymástól, mint ma. A két terület között egy tenger, a Tethys-óceán öble helyezkedett el. Ezért azután nem meglepő, hogy a Dunántúli-középhegységben a mecsekiektől eltérő triász időszi kőzeteket találunk. Itt ugyanis a perm szárazulati körülményeket követően a triász időszak kezdetén jelentős tengerelőnyomulás ment végbe, ezért a perm időszakban lerakódott folyóvízi üledékeket sekélytengeri márga, mészkő és dolomit fedte el. A triász időszak középső részén, mintegy 240 millió évvel ezelőtt, a Tethys tengeréből óceánná alakulásához kapcsolódóan, az óceánmedencét szegélyező selfeken is intenzív tektonikai mozgások indultak meg: tenger alatti magaslatok és árkok jöttek létre. A magaslatokon sekélytengeri mészkő képződött. Az árkokban mélytengeri kovás, tűzköves mészkő ülepedett le, amit időnként távoli vulkánokból származó vulkáni hamu-, azaz tufarétegek lerakódása szakított meg.



8. Balaton-felvidék, Felsőörs, Forrás-hegy alapszelvény *Triász sekély lagúnából mélytengerbe merülünk*

(Haas János)



A Felsőörs északi határában húzódó Forrás-hegynek nevezett domb egyrészt mára családi házakkal építették be. Tábla jelzi az utat, amelyen rövid sétával eljuthatunk a Balaton-felvidék tudományos szempontból legértékesebb triász időszi rétegsorát bemutató geológiai tanösvényhez. Az itt feltárt kőzetek jelentőségére már a XIX. század egyik legjelentősebb hazai geológusa, Böckh János felhívta a figyelmet, majd id. Lóczy Lajos Balaton monográfiájában is kiemelt szerepet kapott a Malom-völgy oldalában kibukkanó rétegek leírása. A tanösvény mai arculatát az 1980-as években nyerte el, amikor a természetes sziklafelszíneket letisztították és a közöttük lévő elfedett szakaszokat árkokkal tárták fel. Az utóbbi években ez a geológiai alapszelvény az egész világon ismertté vált a triász időszak kutatói számára, mivel egyike volt annak a néhány gondosan kiválasztott szelvénynek, amelyek egy pontját

a triász két korszaka közti határ etalonjaként kívánták kijelölni. A szakemberek az idősebb korszakot anisusinak, a fiatalabbat ladinnak nevezik. Végül a választás egy déli-alpi szelvényre esett, de ettől nem csökkent a szelvény iránti nemzetközi érdeklődés.

A tanösvény 240 millió évvel ezelőtt a triász időszak középső részén keletkezett rétegekkel indul és a séta során mintegy 10 millió éves időszak szinte hiánytalan története tárul fel az egymást követő – a tektonikus erők működése miatt eredetileg közel vízszintes helyzetükből kibillentett, és kissé meggyűrődött – rétegekben.



Mélytengerben képződött tűzköves mészkő – a Felsőörsi Mészkő.

Fotó: Haas János

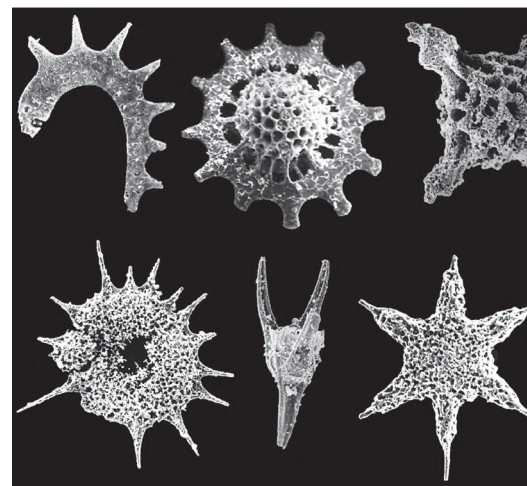
KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A tanösvény kezdeténél felállított magyarázó táblától lépcsőkön leereszkedve jutunk el a szelvény legidősebb szakaszát képező vastag dolomit rétegeig. Ezek a kőzetek sekély melegtengerben keletkeztek az anisusi korszakban. A vastag rétegek fölött agyagos dolomit vékony réteglemezeinek sorozatát látjuk, amelyek már mélyebb és a nyílt tengertől elzárt medencében képződtek. Ezek a rétegek gyakorlatilag ősmaradvány mentesek, aminek oka az elzárt medencében kialakult oxigénhiányos víz lehetett.

Ezután vékony réteges szürke mészkőrétegek következnek (a 44. számal jelzett réteg után), amelyekben deciméteres sötétebb szürke színű tűzkőgumókat is megfigyelhetünk. Ezt a kőzetfajtát a geológusok Felsőörsi Mészkőnek nevezik. A tűzkő mikroszkópikus méretű kovavázzal rendelkező állatok – radioláriák – vázából keletkezett. A radioláriák a nyílt, mélyebb tengerek lakói. Arról van szó tehát, hogy egy sekély, tengerrel borított terület, geológiai értelemben rövid idő alatt – az aljzat lesüllyedése miatt – mélytengerré vált. Azonban nem mindegyik hasonló kort képviselő balaton-felvidéki szelvény esetében van ez így. Ismerünk olyan területeket is, ahol a sekélytengeri körülmények tovább megmaradtak. Ebből következik, hogy a süllyedés nem általános, hanem nagyon is egyenetlen volt, tehát árkok, kisebb medencék alakultak ki a sekélyebb tenger alatti platók között.

Tovább sétálva a tanösvényen a rétegsor egyre fiatalabb rétegei következnek. A tűzköves mészkőrétegek közé agyagos rétegek települnek be. A feltárt szelvényszakasz végénél szabad szemmel is látható ősmaradványok sokaságát figyelhetjük meg a kőzet mállott felszínén, vagy a kőzetből teljesen kimállva az agyagos törmelékben. Legfeltűnőbbek a cseresznyemaghoz hasonló alakú és méretű mészvázú pörgekarú állatok, a brachiopodák maradványai. A tengeraljzathoz nyéllel rögzített tengeri liliumok, a crinoideák néhány milliméteres, sőt olykor centimétert is elérő, többnyire henger alakú mészszerű váztöredékei ugyancsak gyakoriak. Ezek a szervezetek a medencét a környező sekélytengeri platóktól elválasztó lejtőn élhettek, és a váztöredékek onnan kerülhettek a medencébe.

A domboldal felsőbb szintjében feltárt rétegsor az alsóbb szelvény rétegsorának folytatása. Ez az a szakasz, ahol a középső-triász idősebb (anisusi) és fiatalabb (ladin) korszakának határa ősmaradványok alapján kijelölhető, de hogy pontosan hol célszerű ezt meghatározni, az hosszú időn át tudományos viták tárgyát képezte. A letisztított rétegsor idősebb része szürke, vékonyréteges mészkő, amely helyenként ammoniteszeket is tartalmaz. Ezután több méter vastag vulkáni tufa következik, amelyet – mivel igen mállékony, könnyen kimosódó kőzet – tető véd a pusztulástól. A tufában vékony, mélytengerben keletkezett – a relatív kormeghatározás szempontjából fontos mikroszkópikus méretű ősmaradványokat tartalmazó – mészkőrétegek vannak. A vulkáni tufában lévő apró cirkon ásványok, a radioaktív elemek bomlásán alapuló ún. radiometrikus kormeghatározást is lehetővé tették. E nagy pontosságú vizs-



Mélytengerben képződött tűzköves mészkő – a Felsőörsi Mészkő.
Fotó: Haas János



Tengerben lerakódott vulkáni hamuból képződött tufa, amelyet vékony mészkőrétegek tagolnak.
Fotó: Haas János



Középső-triász ammonitesz maradványa (Kellnerites felseoersensis).
Fotó: Vörös Attila

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM	KAINOZOIKUM			

gálatok szerint a legalsó tufaréteg 241,1 millió, míg a legfelső rész 240,4 millió évvel ezelőtt keletkezhetett. Nyilvánvaló, hogy a vulkáni hamu tengerbe hullott és a tengerfenéken halmozódott fel. A mészkőrétegek akkor keletkeztek, amikor nem volt hamuszórás. Tekintettel arra, hogy a vulkáni tufa még emberi mértékkel is igen gyorsan keletkezik, nagyon valószínű, hogy a vékony mészkőrétegek sokkal hosszabb időtartamot képviselnek, mint a vastag tufarétegek.

A tufás rétegek felett ismét mészkőrétegek következnek. E rétegek rózsaszínes szürke színűek és ammoniteszeket is tartalmaznak. Ezek az ősmaradványok döntő jelentőségűek a középső-triász anisusi és ladin korszak határának kijelölésénél, és a szakemberek legutóbbi megállapodása szerint ez a határ éppen ezekben a rétegekben húzható meg.

Ezután vékonyréteges vörös tűzköves mészkő rétegsor található, amely viszonylag mély, nyílt tengerben keletkezett. A tűzkőgumók kovavázú egysejtű állatok (radioláriák) vázának kioldódásával, majd a kovaanyag újrakiválásával keletkeztek. Ez a középső-triász fiatalabb szakaszának mély tengerében keletkezett vörös tűzköves mészkő építi fel a tanösvény végpontjától északra található erdővel fedett völgyoldalt és dombtetőt.

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

Az Aggteleki Karszt területe a triász időszakban a felnyílás alatt lévő Tethys óceánnak az Eurázsiai-lemez felőli peremvidékén helyezkedett el. A triász időszak középső részén a Tethys széles selfjén trópusi sekély tengerben főként mész-szivacsokból álló zátonyok keletkeztek és mészalgák vázának tömegéből álló üledék halmozódott fel. A mészüledékből nagyvastagságú mészkő jött létre. Ez az a kőzet, amely a földtörténet későbbi szakaszaiban tektonikai mozgások során összetöredezett, és benne a mészkő oldódásával – karsztosodással – üregek, sőt hatalmas barlangok keletkeztek.



9. Aggteleki-hegység, Aggteleki tanösvény

Triász zátonyok közt bolyongva, lagúnákban megpihenve



(Piros O.)

Az Aggteleki-hegység területe a késő-perm majd a kora-triász idején is sekélyvízű lagúna volt. A perm végének és a triász kezdetének száraz éghajlatú, meleg klímáján a lagúnában a tengervíz bepárlódott és nagy tömegű kalcium-szulfát vált ki – gipsz, és anhidrit formájában. A kora-triász későbbi szakaszában azután az éghajlat nedvesebbé vált, és nagy mennyiségű homok, kőzetliszt, agyag került a szárazföldről az üledékgyűjtőbe. A középső-triászban jelentősen lecsökkent a szárazföldről származó törmelékes üledék és a meszes üledékek váltak uralkodóvá. A jelentős szerves anyag tartalmú, sötétszürke, fekete ún. Gutensteini Mészkö



A Gutensteini Mészkö jellegzetes képződménye a „Dobostorta”.

Fotó: Gyalog László



A Medve-sziklák a Vörös-tónál.

Fotó: Péró Csaba

sajnos alig őrzött meg ősmaradványokat, korát elsősorban a rétegsorban elfoglalt helyzete alapján tartjuk középső-triásznak. A Gutensteini Mészkö képződését követően fölötté 1000 m-t meghaladó vastagságú, világosszürke tömeges, vastagabb rétegeket alkotó mészkő képződött. A tengerben leülepedett mészszipa kevés szerves anyagot tartalmazott, ami arra utal, hogy csak ritkán alakult ki oxigénszegény környezet. Ezt a trópusi sekélytengeri környezetet rendkívül gazdag élővilág népesítette be; korallokból, mész-szivacsokból álló zátonyok jöttek létre.

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRÍÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A Tó-hegy ördögszántása Aggteleknél.
Fotó: Rózsa Sándor

Ezek szép példái a vörös-tói Medve-szikkal, ahol a zátonyalkotó mészvázú élőlények maradványai a kőzet felszínén szabad szemmel is jól láthatók. A zátonyok közötti lagúnákban viszont a növényvilág lehetett igen gazdag. A fosszilizációra alkalmas mészvázú zöldalgák maradványai kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő. A kőzetfelszínen kipreparálódott algavázak például a Baradla-völgy feltárásában kitűnően megfigyelhetők. A zátonyok peremén és mögöttük csigák, kagylók és brachiopodák is kedvező élőhelyeket találtak. A viharok néha a mélyebb víz felől is sodortak ki élőlényeket vagy már elpusztult szerkezetek, például a mélyebb vizekben

élt ammoniteszek vázait. A viharosabb időjárási viszonyok emlékét őrzik az ún. onkoidos padok. Az erősebben mozgatott vízben a törmelék szemcséket gomolyagszerűen cianobaktériumok kérgezték be (6. kép).

A gazdag ősmaradvány tartalom, sajnos nem mindig jelenti azt, hogy a kőzet pontos korát könnyen meg lehet állapítani. A lagúnában képződött triász időszaki mészkőfajták esetében többnyire egyedül a mészalga és a mikroszkóppal megfigyelhető mészvázú egysejtűek, a foraminiferák segítségével lehet a kőzet pontos korát megadni. Ezek alapján a Gutensteini Mészkő fölött sekély, jól átvilágított vizű lagúnában lerakódott mészkő, az ún. Steinalmi Mészkő következik, amelyben Physoporella és Oligoporella mészalga fajok jellemzőek. E fölött többnyire zátonymészkő települ, amelynek pontos korát csak a rétegsorban elfoglalt helyzete alapján tudjuk. A középső-triász végén, ismét lagúna környezetben Diplopora annulata mészalga fajt tartalmazó mészkövek képződtek. Aggtelektől ÉK-re a trópusi



Mészvázú zöldalgák mikroszkópi képe.
Fotó: Piros Olga



Zátonyalkotó ősmaradványok vázmaradványai a Wettersteini Mészkő felszínén.
Fotó: Péró Csaba



Mészalgvázak a középső-triász mészkőben.
Fotó: Rózsa Sándor



Az ammonitesz metszet a középső-triász zátony maradványa.
Fotó: Vid Ödön



KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

sekélytengerben a mészkőképződés még a késő-triászban is folytatódott (pl. Alsó-hegy), amit ugyancsak gazdag mészalgaflóra igazol.

A világosszürke, tiszta mészköveket a talajból szén-dioxidot felvett csapadékvíz oldja, a kőzetek jól karsztosodnak. Ennek köszönhető, hogy az Aggteleki-karszt területén több mint ezer barlang található. A hegység nagy része nemzeti park és egyben a Világörökség része. Látogatható barlangjainak száma évről-évre nő. Legismertebb és legnagyobb méretű barlangja a Baradla- és a Béke-barlang. E barlangokban csodálatos cseppkövek mellett az említett kőzetfajták és az azokat fedaraboló tektonikus törések is jól megfigyelhetők.



Az aggteleki Baradla-barlang részlete.
Fotó: Babinszki Edit

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

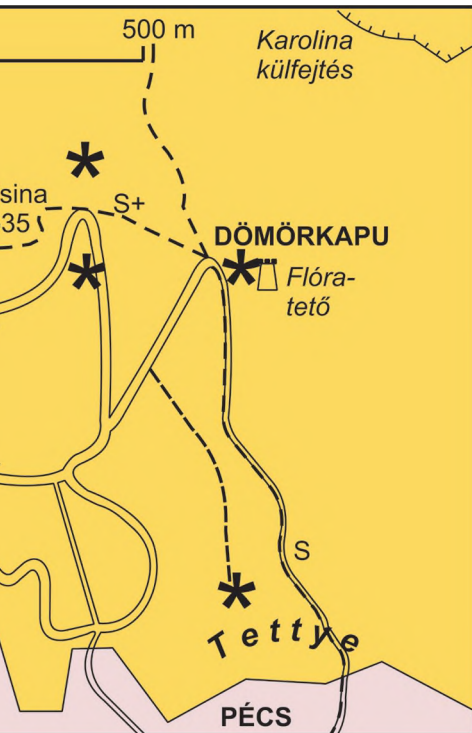
Az akkor még az európai kontinens peremét képező, későbbi Tiszai mikrolemezhez tartozó Mecsekben és Villányi-hegységben a triász időszak középső részén ugyancsak uralkodóan mészkő és dolomit kőzetfajták képződtek, ám ezek sajátosságai mind a Dunántúli-középhegység, mind az Aggteleki Karszt hasonló korú kőzeteitől jelentősen különböznek. A különbség fő oka, hogy ez a terület az Európai-lemez szegélyéhez, annak a kontinenshez viszonylag közeli övezetéhez tartozott, míg a ma tőle északra elhelyezkedő dunántúli-középhegységi terület ebben az időben az Afrikai-lemez peremén helyezkedett el, az Aggteleki Karszt pedig ugyan az Európai-lemez része volt, de annak az óceán belsejéhez közelebbi részét képezte. A mésziszap lerakódása itt is sekélytengerben folyt, de a tenger aljzatát itt a tektonikai mozgások kevésbé darabolták fel. Igen enyhén lejtő tengeraljzaton, ún. rámpán folyt a mészüledék felhalmozódása. A nyugodt üledéklerakódást azonban gyakran viharok zavarták meg, tengeri élőlények vázainak tömegét sodorva össze, és ülepítve le egy-egy viharrétegben. Emellett még a tengerszint változásai okoztak számottevő változásokat az üledékképződésben.



10. Mecsek, Pécs, Tettye-Dömörkapu tanösvény

Viharok a triász tengerben

(Konrád Gyula)



A pécsi Tettye és Dömörkapu környékén a több ezer méter vastagságú perm, triász és jura időszaki kőzetek a középső-kréta hegységképződés során meggyűrődtek, kiemelkedtek, hegységgé formálódtak. Ezután több tízmillió éven keresztül folyt a hegység lepusztulása, végül a terület süllyedésével azt ismét tenger borította el. A mai Adriai-tenger sziklás partjaira emlékeztető környezetben törmelékes üledékek, majd mészszip rakódott a gyűrt, törésekkel szabdaltszerűbb kőzetekre. A ma Mecseknek nevezett hegység kialakulása a legutóbbi évmilliók során történt, emelkedése jelenleg is tart. A nyomóerők következtében nemcsak feltolódások, hanem a törések mentén oldalelmozdulások is zajlottak, zajlanak.

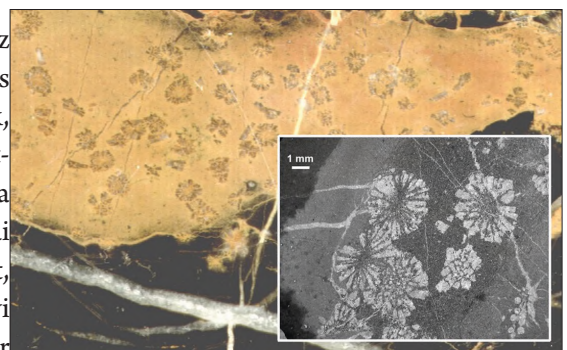
A Misinára vezető műút dömörkapui elágazása után következő patkókanyarban és környékén középső-triász mészkövek találhatóak a felszínen. Az út nyugati oldalában látható a Zuhányai Mészkő alapszelvénye, amely nem csak a szakemberek számára érdekes. A feltárt rétegekből nagy számban kerülnek elő a kagylókhöz hasonló megjelenésű pörgekarúak (brachiopodák) maradványai. Ritkán a fejlábúakhoz tartozó ammoniteszek és nautilusok is előfordulnak, jelezve, hogy a tenger nyitottabbá vált az óceán felé. Ez a képződmény – a Zuhányai Mészkő – akkor keletkezett, amikor a mecseki és a villányi területet borító sekélytenger viszonylag mélyebbé vált. A mélyülés során, az addig csupán igen enyhe lejtésű



Pörgekarú vázak. Némelyiket csak részben töltötte fel iszap, a fennmaradó üregben később kalcit vált ki.
Fotó: Konrád Gyula



Fejlábú maradvány (*Germanonautilus*) a Zuhányai mészkőből.
Fotó: Konrád Gyula



Korábban korallmaradványnak vélt, gipsz utáni kalcit pszeudomorfózáék.
Fotó: Konrád Gyula

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

tengeraljazat meredekebb lejtővé alakult. Ezen a lejtőn a már némileg megkeményedett mészszipap rétegei meg-megcsúszva feldarabolódtak. A kőzetdarabok közötti teret kissé eltérő anyagú, később sárgára oxidálódott iszap töltötte ki. Ezt nevezték el sárgabetétes mészkőnek. Az iszap tengervíz-tartalmából gipszkristályok váltak ki és gyakran sugaras formát öltve növekedtek.

Az útkanyarból egy erdei ösvényen észak felé haladva, ötven méter után a sárga csíkkal és sárga kereszttel jelzett turistautat érjük el. Az út bevágásában a sziklafalat beborító mohaszőnyeg sajátos képződményt takar. Ha közelebről vesszük szemügyre, látjuk, hogy a mészkőbe zárt csiga- vagy kagylóhéjakat szabálytalan lefutású, vékony, koncentrikus „héjából” álló burok veszi körül, esetenként több centiméter vastagságban. Ezeket a gumókat sztromatolit-onkoidoknak nevezik. A sztromatolit üledékszerkezetet cianobaktériumok telepei hozzák létre. Ezek körkörösén bekérgezték a sekély öböl vizében felhalmozódott és a hullámok által forgatott csiga- és kagylóhéjakat, újabb és újabb burkokat „ragasztva” azokhoz.

Ha a sárga kereszt jelzésen lefelé, keleti irányba haladunk, elérjük Dömörkaput. Folytassuk utunkat tovább keletnek ugyanezen a jelzésen, a száz méterre épült Flóra-pihenőhöz! A kilátóból nemcsak a lábunk előtt elterülő szinklinális szerkezetet láthatjuk, de a Keleti-Mecsek vonulata is eléink tárul. (Szinklinális a szerkezet, mert kifelé haladva mindkét oldalon egyre fiatalabb rétegeket találunk és a rétegek közep felé dőlnek.) A lejtő tövében található a Karolina-völgy, ahol a triász mészkőrétegeket fedő homokkő kerül a felszínre, kelet felé továbbhaladva erre már kőszéntelepek következnek.

A mecseki kőszén képződése már a triász időszak késői szakaszában, mintegy 210 millió évvel ezelőtt elkezdődött, de csak a kora-jurában teljesedett ki. A kőszén képződése tavi-lápi környezetben indult meg. Rétegsorának középső része átmeneti jelleget mutat, mert itt már tengeri üledékek is előfordulnak, felső része pedig tengerparti eredetű.

A völgyben alakították ki a Karolina-külfejtés hatalmas gödrét. 2000 óta nem bányásznak itt kőszén, azóta a csapadék- és rétegvizek gyűlnek fel benne. ÉK-felé látható a II.



Puhatestű vázalemegek tömeges előfordulása. A sztromatolit-bekérgezésüket onkoidnak nevezzük. Fotó: Konrád Gyula



A Karolina-külfejtés gödre. A háttérben az egykori mélyszinti kőszénbányák aknatornyjai látszanak. Fotó: Konrád Gyula

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Tengeri liliumok vázelemei a Lapsi Mészköből.
Fotó: Konrád Gyula



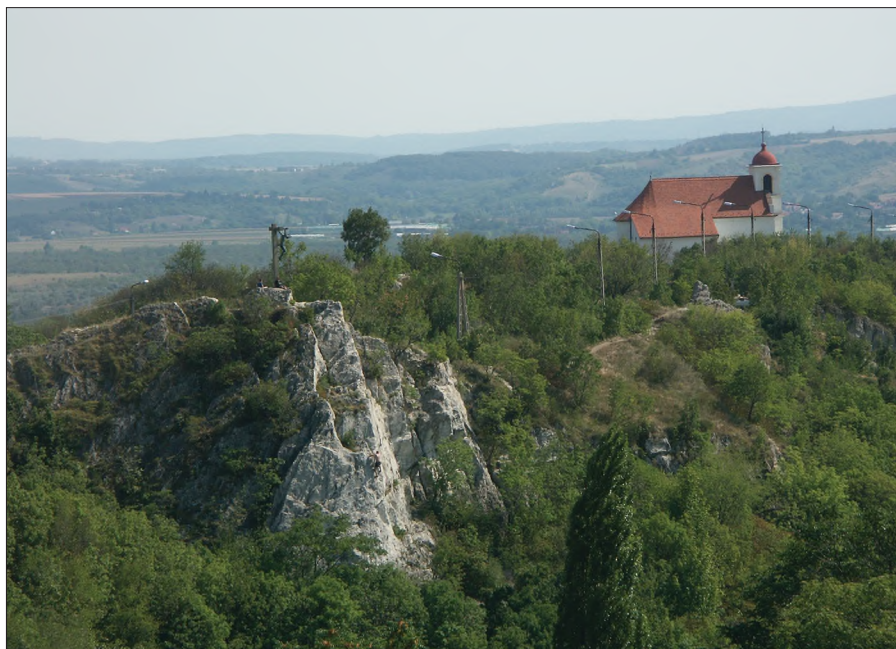
Haránthasadásos mészkőrétegek felületi csiszolata.
Földrengések hatását őrzik.
Fotó: Konrád Gyula



Haránthasadásos mészkőrétegek felületi csiszolata.
Földrengések hatását őrzik.
Fotó: Konrád Gyula

István akna betontornya, amely a Mecseki Szénbányák utolsó jelentős beruházása volt. Noha Magyarország egyetlen feketeköszén-előfordulása található a Mecsek hegységben, kitermelése a múlt század végére gazdaságtalanná vált. A kőszéntelepes összlet vastagsága Pécs környékén a 900 métert is eléri, itt az 5 méternél vastagabb telepek száma meghaladja a 170-et! A bányászat az 1700-as évek végén indult. A kitermelést nehezítette, hogy a mélyszíni bányák nagy része a jelentős metántartalom miatt sújtólégveszélyes volt.

Ha visszatérünk Dömörkapuhoz és egy darabig a műút mentén haladunk, majd a Szaniszló-pihenőnél DDK-i irányba egy földúton folytatjuk utunkat a Tettye felé, akkor egy kilométert sem kell megtennünk, hogy újabb csodálatos látványban legyen részünk. A Tettye egykori kőfejtőjének tetejéről most déli irányban tárul elénk panoráma. Talpunk alatt ismét a középső-triász korú, szürke mészkövet látjuk, amelyet néhol vörösre színezt a vasoxid. Ezek a rétegek enyhén lejtő tengeralfaton rakódtak le. A sekély vízben a viharok lencsékben halmozták fel a tengeri élőlények vázelemeit. Ezeket a viharüledékeket uralkodóan tengeri liliumok vázelemei alkotják. A képződés idején lerakódott mészszipap a földrengések hatására lemezesen megrokkadt. Az ismétlődő folyamat ún. haránthasadásos rétegek sorozatát eredményezte. A lejtőn a mészszipap időnként megfolyt, ami jellegzetes, gyűrt szerkezetet eredményezett. Ezek a gyűrődések abban különböznek a későbbi nyomóerők okozta gyűrődésektől, hogy mind alattuk, mind felettük zavartalanok, gyűrődés nélküliek a rétegek. Ugyanitt megfigyelhetők a tektonikus eredetű, vagyis a szerkezeti mozgások, a nyomóerők okozta gyűrődések is, amelyek során a mészkő eredetileg vízszintes rétegei akár függőleges helyzetűvé is váltak.



Haránthasadásos mészkőrétegek felületi csiszolata. Földrengések hatását őrzik.
Fotó: Konrád Gyula

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A kréta időszi hegységképződés során a rideg kőzetek négyezer méter mélységbe kerülve, az óriási üledékterhelés alatt, a nyomóerők hatására plasztikussá váltak és deformálódtak. A terület hegységként kiemelkedett és megindult a lepusztulása. A hegység fő vonulata a mai Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen húzódott. Ha dél felé tekintünk, jelenleg ez a terület egy K–Ny-i irányban húzódó dombsor képét mutatja. A mecseki terület annak idején mélyebben feküdt, ezért a délről származó törmelékanyag itt kezdett el felhalmozódni. Mintegy 20 millió éve, a miocén korban a hegység lábánál már tengeri üledékek is képződtek. Ilyen a Tettye előterében a Havi-hegy anyaga. Fehér sziklái már messziről is láthatóan különböznek a triász korú mészkövektől. Külön érdekessége a feltárásnak, hogy a fiatal mészkőben is gyűrődéseket figyelhetünk meg. Ez azt bizonyítja, hogy annak keletkezése után is értéknyomóerők ezt a területet. Valamennyi földtani adatot feldolgozva a területtel foglalkozó geológusok arra a következtetésre jutottak, hogy a Mecsek déli előterében, a Pécsi-síkság övében egy jelentős szerkezeti övezet húzódik, amely mentén a déli oldal mintegy 40 km-t mozdult el keleti irányba. Ez az oldaleltolódás az oka annak, hogy Pécs város területén is rendkívül eltérő, különböző korú és származású kőzetek érintkeznek egymással keskeny sávokban. A főiskolai uszoda építése során például alsó-jura kőszéntelepes rétegeket tártak fel. Tőle délnyugatra a sörgyár fölött középső-triász mészkő van a felszínen. Ettől nyugatra, a szülészeti klinika mögött karbon gránit kibúvásai sorakoznak. Kissé nyugatabbra, a Kürt utca északi végénél ez a gránit a mindössze néhány millió éves pannon homokra van feltolódva. Az oldalelmozdulás során keskeny üledékgyűjtő medencék is kialakultak. Ellendnél 900 m, Pécs előtt 700 m, Szentlőrincnél 1200 m vastag fiatal – miocén, pannon és negyedidőszaki – üledékekkel kitöltött medencék ismertek. A környéken mélyült fúrások bizonyítékot szolgáltatottak arra, hogy a Mecsek a negyedidőszak alatt, vagyis az utóbbi 2–2,5 millió évben erőteljesen emelkedett és közben rátolódott északi és déli előterére. Ezek az intenzív mozgások eredményezték azt is, hogy a Havi-hegyen egymás közelében tanulmányozhatjuk a triász és a miocén képződményeket. A korpusz alatti sziklák miocén korú fehér mészkővében olyan kagylófajtákat fedezhetünk fel, amelyek csak meleg és csökkent sótartalmú tengerekben élnek. Sekély, hullámveréses övre utal az egymásra nőtt vastaghéjú *Ostrea* kagylók tömeges előfordulása a kápolna déli oldalán.

Ezen a területen a negyedidőszakot az intenzív emelkedés mellett az édesvízi mészkő képződése jellemezte. Az oldott kalcium-karbonátban gazdag karsztvizek bővízü forrásokban fakadtak a felszínre és a hegyoldalon lezúdulva kicsapódott az oldott ásványanyag tartalmuk. Ma is így történne, ha a forrásokat, legfőképpen a Tettye-forrás vizét nem foglalták volna be ivóvíz-nyerés céljából. A legjelentősebb édesvízi mészkő előfordulások a Havi-hegy környékén találhatók. Az Erzsébet-telep édesvízi mészkőve nagy vastagságú, viszonylag tömör padban jelenik meg, amit építőkönek fejtettek. A Tettye-forrás vizéből kivált édesvízi mészkő a legismertebb, ha a Tettyéről a püspöki palota romja mellett elindulunk déli irányba lefelé, akkor ennek a mészkőnek

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

a lépcsős mésztufa medencéit, azaz tetarátáit érintjük. Valamikor ezt is fejtették sőt, barlangot is vájtak bele. Erről szóló írásos emlékek csak a XIX. századtól ismertek, ekkor ugyanis kibővítették és laktak is benne. A barlangot a XX. század elején „A pokol kapuja” néven megnyitották a látogatók előtt, néhány évtizeddel később azonban omlásveszély miatt lezárták. 2007-ben a Duna–Dráva Nemzeti Park újíttatta fel és tette látogathatóvá. Az állagmegóvás érdekében a barlang beton-, illetve kőburkolatot kapott, ezért az édesvízi mészkövet sajnos csak elvétve tanulmányozhatjuk.



A Tettye likacsos mészköve a domboldalon lezúduló patakok vizéből vált ki.
Fotó: Konrád Gyula

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

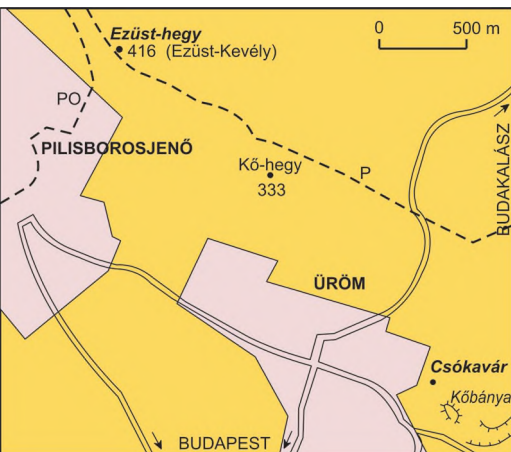
A Tethys-óceán peremvidékének azon a részén, ahol a Dunántúli-középhegység területe is elhelyezkedett, mintegy 225 millió évvel ezelőtt jelentős klímaváltozás ment végbe, a száraz időjárást csapadékosabbá váltotta fel. Ennek következtében a környező szárazföldekről, a folyók hatalmas mennyiségű hordalékot, homokot, agyagot szállítottak a korábban létrejött medencékbe, amelyek évmilliók alatt teljesen feltöltődtek. Ezt követően a Dunántúli-középhegység területének uralkodó részén egészen kiegyenlített, sekélytengeri, sőt időnként – a tengerszintingadozások miatt – szárazra is kerülő környezet alakult ki a triász időszak késői szakaszára. Az óceánt szegélyező selfek süllyedésével a trópusi tengerekben keletkező mészüledék felhalmozódása évmilliókon át egyensúlyban volt, az üledékképződési környezet alig változott. Ilyen körülmények között keletkeztek azok az 1–2 km vastagságot elérő dolomit és mészkő rétegsorok, melyekből a Bakony, a Vértes, a Gerecse, a Pilis és a Budai-hegység uralkodó része felépül.



11. Pilis, Üröm – Nagykevély; Pilisszentkereszt – Szurdok-völgy tanösvény

Séta a késő-triász trópusi sekélytenger mészüledékein

(Haas János)



Budapest közelében, Budakalász és Dorog közt, ÉNy–DK-i irányban, mindkét oldalán törésekkel határolt keskeny hegyvonulat húzódik. Ez a morfológiailag feltűnő vonulat a Pilis, amelyet a késő-triászban keletkezett dolomit az ún. Fődolomit, és a vastag rétegeket alkotó jellegzetes világosszürke Dachsteini Mészke épít fel. E vonulat geológiai szempontból, de növényzetét, sőt történeti értékeit illetően is számos érdekes látnivalót kínál. Az utóbbi években ezen a területen több tanösvényt is létrehoztak.



Egyes dolomitrétegeken vékony sík, vagy hullámos lemezek érdekes rajzolatát figyelhetjük meg. Ezek a rétegek az árapály síkon képződött sztromatolitok. Fotó: Haas János

Az egyik tanösvény az Üröm környékén található természeti és történeti látnivalókat mutatja be. Ezek között olyan geológiai érdekességek vannak, mint a Péterhegy ÉNy-i lábánál lévő Csókavár felhagyott kőfejtője, amelyben tektonikai mozgások nyomait őrző Dachsteini Mészke látható. A Csillaghegy–Üröm közti úton megközelíthető Csillaghegyi kőfejtő, amelynek legfelső udvarában a karsztosodott Dachsteini Mész-



Igy képződik a sztromatolít a Bahamához tartozó Andros sziget árapály síkságán. A barna tőpárna szerű halmokat cianobaktérium szövedék alkotja. Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIASZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

kő és az ezzel törések mentén érintkező felső-eocén korú mészkő és oligocén agyag látható. Az oligocén korú Hárshegyi Homokkő az Ezüsthelyi kőfejtőben tanulmányozható.

Ha a terület geológiai érdekességeinek megismerésére több időt szán a látogató és hosszabb túrához is kedve van, sétáljon fel Pilisborosjenőtől a kék vonallal jelzett turistaúton a Kevély-nyeregbe! Az út mentén a Dachsteini Mészkő jellegeivel ismerkedhet. Ha innen tovább halad a Nagykevélyre, a csúcson a meredek DNy-i oldalon, a Fődolomit érdekes sziklaalakzatait is megtekintheti, és páratlan kilátásban gyönyörködhet.

A késő-triász bizonyos szakaszában a Tethys-óceánt szegélyező széles selfen hatalmas tömegű dolomit kőzet képződött, ezt a kőzetfajtát nevezik a szakemberek Fődolomitnak. A Dunántúli-középhegységben a Fődolomit vastagsága 800–1200 m között változik, és a Keszthelyi-hegység, a Bakony, a Vértes, a Budai-hegység uralkodó része ebből a kőzetből épül fel. Meleg, sekély tengerben eredetileg mésziszapként ülepedett le. A periodikusan ismétlődő tengerszintváltozások során azonban a mésziszap rendszeresen szárazra került és eredeti kalcium-karbonát anyaga ekkor alakult át kalcium-magnézium-karbonáttá, azaz dolomittá.

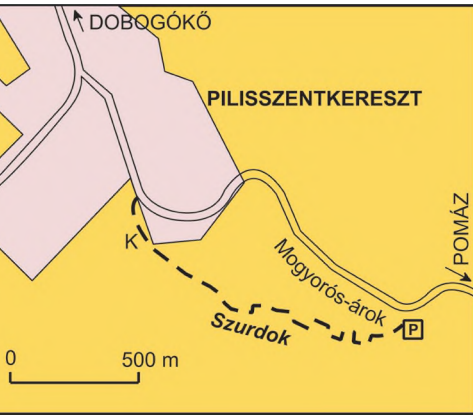
A Pilis vonulatának uralkodó hányadát a Dachsteini Mészkő építi fel. E kőzet-

fajta jellegeinek megismerésére a Dera-patak szurdokvölgyében kialakított tanösvénymegtekintését javasolhatjuk. Pilisszentkereszt és Csobánka között, a műúttól DNy-ra, mintegy 200 m-re, azzal csaknem párhuzamosan található a szurdokvölgy, amelynek geológiai értéket elsősorban az adja, hogy a patak által kivájt völgy meredek falai kiválóan feltárlják a földtörténet középkorának triász időszakában képződött Dachsteini Mészkő Formáció vastag padjait. A szurdokban kialakított tanösvény bemutatja e sajátos kőzet alapvető jellegeit, melyek annak képződési körülményeiről is árulkodnak, továbbá azoknak a tektonikai mozgásoknak a nyomait, amelyek a kőzet feldarabolódásához, a rétegek kibillenéséhez vezettek, a törések menti karsztos üregek kialaku-



A Nagykevély dolomitsziklája.
Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



lását és a jelenben is folyó geológiai folyamatok nyomait, továbbá a terület sajátos növény- és állatvilágát is.

Az Alpoktól a Himalájáig ismert, a késő-triászban, mintegy 210 millió éve sekély melegtengerben és tengerparti síkságon keletkezett Dachsteini Mészkövet általában három jellegzetes közettípus szabályszerűen ismétlődése építi fel – azaz ciklus felépítésű. Ez a szurdok oldalát képező sziklafalban jól megfigyelhető. A legalul látható kb. 1 m vastag réteg sekélytengerben, legfeljebb 15–20 m mélységű vízben keletkezett. Felette 10 cm vastag vöröses réteget látunk, ami rövid idejű szárazra kerülést jelez, majd árapály síkságon, mikrobák (elsősorban cianobaktériumok) közreműködésével keletkezett, milliméteres lemezekből felépülő 45 cm vastag sztramatolit réteg következik. Ezután ismét a sekély tengerben létrejött mészkő vastag padja következik, helyenként szív alakú Megalodus kagylók maradványaival. Mikroszkopikus méretű egysejtű állatok – foraminiferák – vázait is gazdagon tartalmazzák e rétegek.



A Dachsteini Mészkö vörös szárazföldi és sztramatolitos tengerparti rétegei a szurdok oldalában.
Fotó: Haas János



A Dachsteini Mészkö vörös szárazföldi és sztramatolitos tengerparti rétegei a szurdok oldalában.
Fotó: Haas János

Az ezen a területen mintegy 600 m vastag Dachsteini Mészkövet az itt láthatóhoz hasonló, egyenként 2–4 m vastag ciklusok sokasága építi fel a tengerszint periodikus, a számítások szerint kb. 20 ezer éves ingadozásait jelezve.

A tengeraljzat és a parti síkság, ahol a később közötté vált mészszip lerakódott, gyakorlatilag vízszintes volt. Ma viszont azt látjuk, hogy a rétegek a vízszintessel mintegy 50°-os szöget zárnak be. Ez annak a következménye, hogy jóval a tengeri mészkőrétegek lerakódása után, a kréta időszakban, 80–90 millió évvel ezelőtt intenzív tektonikai mozgások érték a kőzetet, amelyek a rétegsort nagyobb tömbökre törték szét és ezek eredeti helyzetükből észak felé jelentősen kibillentek. A patak völgye is törési zónában halad, a rétegek kibillenésére nagyjából merőleges irányban. A szurdok É-i falának árkádszerű sziklaalakzata egyetlen kibillent réteglap.

A Bahamák sekély meleg tengerében keletkezett mészhomok üledék. Hasonló körülmények között keletkezettek a Dachsteini Mészkö vastag, világosszürke rétegei.
Fotó: Haas János



A Bahamák sekély meleg tengerében keletkezett mészhomok üledék. Hasonló körülmények között keletkezettek a Dachsteini Mészkö vastag, világosszürke rétegei.
Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A völgyre merőlegesen is kialakultak törések, a kőzet felaprózódott, breccsásodott. A törmelék közti teret a repedéseken feláramló vízből kivált fehér kalcium-karbonát (CaCO_3) ásvány, kalcit töltötte ki. A későbbiek során az ugyancsak CaCO_3 vegyi összetételű mészkő is kioldódott, helyét a sejtyszerű lyukak jelzik. Az oldás, karsztosodás során a repedések tágultak, kisebb-nagyobb üregeket formálva, melyeket részben, vagy teljesen agyag töltött ki. A Szurdok-völgy talpa alatt 10–12 m-el egy barlang is kialakult a szurdok keletkezésében is meghatározó szerepet játszó törések mentén.

A völgyfő felé a víz útját nagy mészkőtömbök gátolják. Ezek a völgyet szegélyező sziklafalak darabjainak máig tartó leomlásával kerültek a patak völgybe, jelezve a felszint alakító geológiai folyamatok állandó működését.

A Szurdok-völgy bejáratánál lévő kis egykori kőfejtőben a fiatalabb geológiai korok történetének nyomai láthatók. A kőfejtő alsó részén a szurdokot is felépítő Dachsteini Mészkő vastag padjai bukkannak elő. A kőfejtő felsőbb részén a triász mészkő lepusztult felszínére vékony konglomerátum réteg, majd 50–70 cm vastagságban tengeri élőlények maradványait tartalmazó mészkő települ, melynek ősmaradványai az eocén időszak legvégén, kb. 40 millió éve kialakult trópusi tengeri körülményekre utalnak. A fal legtetején kb. 30 millió éve az oligocén korban tengerparton képződött szürke Hárshegyi Homokkő látható.



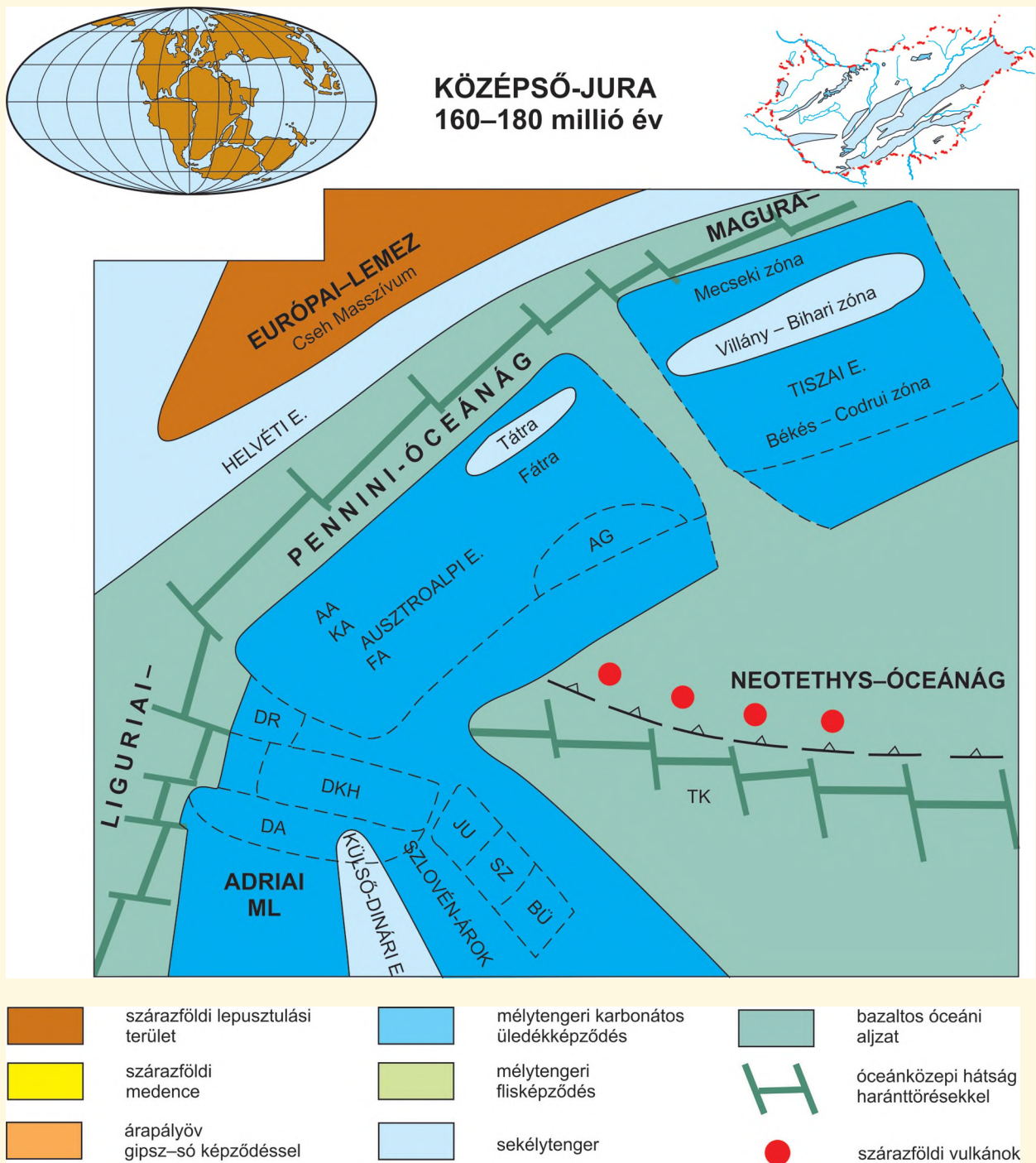
Összetöredezett kőzet a mészkő oldódásával keletkezett üregekkel.
Fotó: Haas János



A szurdokba zuhant mészkőtömbök között utat törő patak.
Fotó: Haas János

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A triász időszak végén, kb. 200 millió évvel ezelőtt ismét jelentős globális környezeti katasztrófa következett be, ami az élővilág újabb drasztikus megritkulását eredményezte. Az ezt követő jura időszakban azonban viszonylag gyorsan regenerálódott a bioszféra. A Tethys óceán felnyílása tovább folytatódott, miközben az Atlanti-óceán felnyílása is megkezdődött és – érdekes módon – ez is jelentősen befolyásolta a Kárpát-medence régiójának további geológiai fejlődését. Az Atlanti-óceán felnyílási folyamatához kötődik ugyanis egy új óceánrész létrejötte, amit a kutatók Pennini-óceánágnak neveznek. E folyamat során hatalmas darabok szakadtak le az Európai-lemezről. A megélenkülő tektonikai mozgások feldarabolták a triász időszakban keletkezett dolomitból és mészkőből álló aljzatot, újabb tenger alatti magasklatok és árkok keletkeztek.



A Kárpát-medence aljzatát alkotó szerkezeti egységek helyzete a középső-jurában (Haas J. és Hámor G. nyomán). Rövidítések: BÜ – Bükki-egység, DKH – Dunántúli-középhegységi-egység, DR – Drauzug-egység, JU – Júliai-egység, SZ – Szávai-egység

12. Tata, Kálvária-domb, természetvédelmi terület

Egy valódi jura park ösvényein

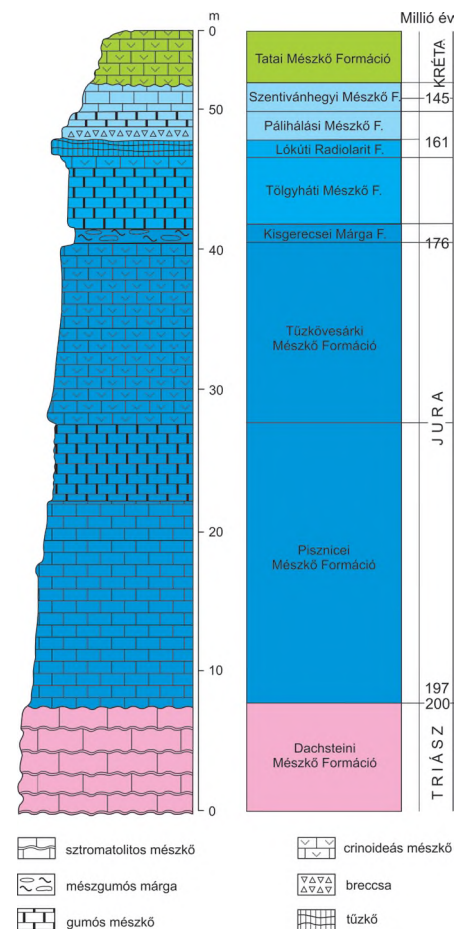
(Haas J.)

A Dunántúli-középhegység északkeleti részén, a Vértes és a Gerecse hegység között a tatai Kálvária-dombon a földtörténeti középkorban keletkezett mészkőrétegek bukkannak felszínre. A természetvédelmi területen rövid sávval több, mint 50 millió év közötté vált tengeri üledékei követhetők rétegről-rétegre. A változatos színű mészkőfajták ősmaradványokban is rendkívül gazdagok, bizonyítva az élővilágban az évmilliók során végbement jelentős változásokat. A mezozoós kőzetek mellett, a tektonikai jelenségek nyomait, a földtörténeti közelmúltban, a legutolsó jégkorszak idején feltört melegvíz által kioldott üregeket, barlangokat láthatunk és az őskori ember tűzkőbányászatainak emlékei is élénk tárulnak.

A Kálvária-domb geológiai értékeinek védelmét 1958-ban Vadász Elemér geológus professzor kezdeményezte. Akkor még a terület egy részén kőfejtő működött. Fülöp József professzor irányításával azután, évtizedek alatt, a Magyar Állami Földtani Intézet munkatársai a korábbi kőfejtőkből parkosított természetvédelmi területet és szabadtéri geológiai múzeumot alakítottak



Őszi hangulat a geológus kertben.
Fotó: Haas János



A Kálvária-dombon látható triász, jura és kréta kori kőzetek elvi rétegsora

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	



A fontosabb hazai kőzeteket bemutató kiállítás, a gerecsei jura kőzetoszlopon Fülöp József professzor emléktáblájával.
Fotó: Haas János

ki, amely 1976-tól a nagyközönség számára is megtekinthető. Jelenleg az Eötvös Loránd Tudományegyetem a Tatai Természetvédelmi Terület és Szabadtéri Geológiai Múzeum kezelője. A látóvalók szakvezetéssel, belépődíjjal tekinthetők meg.

Hatalmas kőzettömbök, kőzetoszlopok mutatják be az ország jellegzetes kőzetfajtaíait. A látványt mintegy 600 növényfaj teszi még változatosabbá, különös harmóniát teremtve az élettelen kőzetek és az élővilág között.

A területen található legidősebb kőzetek mintegy 205 millió évvel ezelőtt a triász időszak végén keletkeztek. A mészkő rétegsor – a Dachsteini Mészkő, amellyel már a Pilisben megismerkedhetett az Olvasó – a tengerparti

lapályon és az árapályöv alatti sekély, meleg vízben lerakódott rétegek váltakozásából áll. Ez a szabályszerű váltakozás a tengerszint ingadozásával magyarázható, ami a Föld pályaelemeinek változása miatti periodikus klímaváltozásra vezethető vissza. Egy-egy ciklus mintegy 20 ezer év történetét rögzíti, a tengerszint megemelkedésétől lesüllyedéséig.



A kora-jura idején keletkezett vörös mészkő rétegek sötétvörös agyagos kitöltésű csőszerű életnyomokkal. Fotó: Haas János



A Kálvária szoborcsoport alatt a triász és a jura rétegek határát feltáró kőzetfal látható.

Fotó: Haas János

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A sekély, melegvízű tengert olykor hatalmas tömegben szívalakú *Megalodus* kagylók népesítették be. Viharok idején a kagylókat üledék temette be, és maradványaik élőhelyzetben őrződtek meg. Ez a jellegzetes ősmaradványcsoport a triász időszak végén kihalt.

A triász időszak legvégén, 200 millió évvel ezelőtt a terület szárazra került és csak néhány millió évvel később, már a jura időszak idején borította el ismét a tenger. A világosszürke és a halvány rózsaszínű rétegek határa a földtörténet két jelentős szakaszát a triász és a jura időszakot választja el, amikor a tengerek élővilága is számottevően megváltozott (2924, Edit).

A triász időszak végén és a jura időszak kezdetén keletkezett mészkőrétegeket közel függőleges hasadékok harántolják, helyenként pedig a hasadékok bonyolult hálózata alakult ki. A hasadékrendszer világosvörös, a jura tengerben képződött mészkő tölti ki. A hasadékok intenzív tektonikai mozgásokat jeleznek a jura időszak kezdetén.

A Kálvária-domb geológiai tanösvényén végighaladva a jura időszak 55 millió éves történetét követhetjük nyomon. A tengeraljzaton lerakódott, eredetileg közel vízszintes mészkőrétegek a későbbi tektonikai mozgások miatt 15 fokkal kelet felé billentek ki. Ennek megfelelően az egykori bányafal mentén kiépített ösvényen kelet felé haladva egyre fiatalabb rétegeket láthatunk. Rögtön szemünkbe ötlik a kőzet vöröses színe. Közvetlenül a triász rétegek fölött halványvörös, rózsaszínű a mészkő és a rétegek igen vastagok. Tovább, azaz a fiatalabb rétegek felé haladva a kőzet színe világos vörösből sötét barnásvörösbe megy át és vékonyabb rétegeket látunk.

Mitől vörösek ezek a rétegek? Azt tudjuk, hogy rendkívül apró méretű vörös vasoxid (a hematit) ásványszemcséi festik vörösre a kőzetet. Az már nehezebb kérdés, hogy a vasoxid hogyan válik ki a tenger mélyén. A közelmúltban végzett kutatások szerint az üledék felszínét elborító mikrobák játszhattak ebben meghatározó szerepet.

A jura időszak korai szakaszában (kb. 190 millió évvel ezelőtt) keletkezett világosvörös mészkő kevés, szabadszemmel is látható ősmaradványt tartalmaz, bár apró pörgekarúak (brachiopodák) és jóval nagyobb méretű ammoniteszek olykor előkerülnek. Mikroszkóp alatt azonban tengeri liliomok (crinoideák) apró váztöredékei, tengeri szivacsokból származó apró kovatúk és mészvázú egysejtűek (foraminiférák) maradványai is gyakoriak. Ezek viszonylag sekély-tengeri környezetre utalnak.

Tovább sétálva az úton, azaz a rétegsorban felfelé, és időben előre haladva, megfigyelhetjük, hogy a kőzet sötétebb árnyalatú lesz, és néhány deciméter vastag rétegekből épül fel. A rétegeket harántoló centiméter átmérőjű csőszerű alakzatokat is láthatunk, amelyeket barnásvörös agyagos mészkő tölt ki.



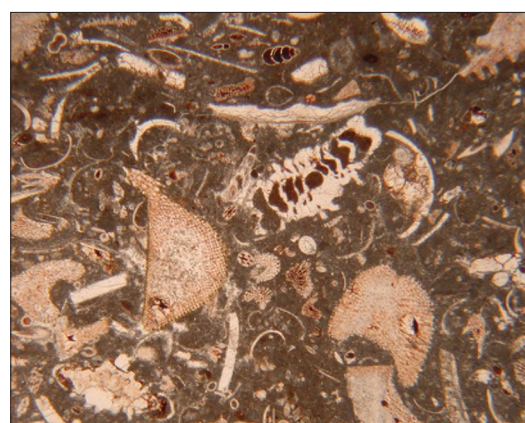
Élő helyzetükben az üledékbe ágyazódott *Megalodus* kagylók. Kioldott teknőjük helyét rózsaszínű mikrokristályos mészkő töltötte ki.

Fotó: Haas János



A Dachsteini Mészkőben keletkezett hasadékokat a hasadék faláról levált törmelék és vörös tengeri mésziszap töltötte ki.

Fotó: Haas János



A kora-jura idején keletkezett mészkő mikroszkópi képe, tengeri liliomok tizedmilliméteres törmelékével és mészvázú egysejtűek maradványaival.

Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

Ezek a tenger fenekén élő, az iszapba beásódó szervezetek, valószínűleg tengeri férgek nyomai.

A következő szakasz vörösesbarna mészkőrétegekből áll, amelyben világosabb és sötétebb árnyalatú foltokat látunk. Ebből a kőzetből áll a geológiai park alsó és felső szintjét összekötő, az eredeti kőzetből kifaragott lépcsősor is. A sötétebb részek tengeri liliomok néhány tizedmilliméteres váztöredékeinek tömegéből állnak. Ezek a tüskésbőrűek csoportjába tartozó, nyéllel a tengerfenékhez rögzítetten élő állatok népesíthették be az aljzatot. Elpusztulásuk után vázuk szétesett, mészhomokká vált. A kőzet foltos külleme, az üledékbe ásó szervezetek tevékenységének következménye.



Uralkodóan tengeri liliomok apró váztöredékeiből álló vörös mészkő mikroszkópi képe.
Fotó: Haas János

A geológiai park felső szintjén mesterségesen letisztított kőzetfelszínen, tovább követhetjük a jura tengerben keletkezett rétegek sorozatát. A lépcsősornál látott foltos mészkő fölött sötét barnászörös agyagosabb réteget, majd hasonló színű mészkőrétegeket látunk. Az utóbbiban nem ritkák a centiméteres átmérőjű fekete gumók, amelyek vas-mangán-oxid ásványokból állnak. Ezek a rétegek 165–178 millió évvel ezelőtt keletkeztek, a korábbiaknál jóval mélyebb tengerben. Erre utal, hogy a fenéklakó szervezetek maradványai már szinte teljesen hiányoznak, helyettük a lebegő és az úszó szervezetek maradványai válnak uralkodóvá.

A 160–165 millió év közötti szakaszban egysejtű kovavázú sugarálatkák (radioláriák) vázainak tömegéből álló tüzskőréteg keletkezett.



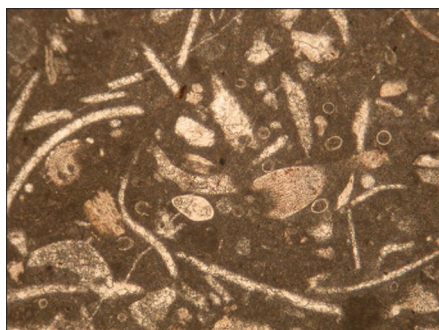
A középső-jura késői szakaszában keletkezett tüzskőréteg.
Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

Ezt a csupán 1 méter vastag réteget az őskor embere tűzkőszerszámok készítése céljából fejtette. Az üveg védőépület alatt a régészek által feltárt bányagödrök és a fejtéshez használt eszközök is megtekinthetők. Az őskori bányászat a neolitikumban indult és a rézkorban is folytatódott.

A késő-jura idején az üledéklerakódás sebessége rendkívül csekély volt, 1 millió év alatt csupán néhány centiméter üledék keletkezett és hosszú lerakódásmentes szakaszok is voltak. Ilyenkor a tengereljazatot borító mikrobák által kiválasztott vas-mangán-oxid megszilárdította az üledék felszínét, befedve és ezáltal megőrizve az aljzat fölötti vízoszlopban élt, majd elpusztulásuk után a tengerfenékre került szervezetek vázának iszappal kitöltődött maradványait. A geológiai park felső szintjén 150 millió éves megkeményedett tengereljazat is látható, ammonitesz maradványok tömegével. A „keményfelszín” mészkővel kitöltött hasadékok (neptuni telérek) szelik át. Az ezekben található mikroszkopikus méretű ősmaradványok alapján az is kideríthető volt, hogy a hasadékok egy része valamivel korábban (kb. 148 millió évvel ezelőtt), más részük pár millió évvel később nyílt fel és töltődött ki tengeri iszappal.

A „keményfelszín” feletti vékony rétegekben húzható meg a földtörténet jura és kréta időszakának határa (145,5 millió év). E határ megvonását elsősorban a kőzetben tömegesen található parányi egysejtű plankton állatok (Calpionellák) maradványai teszik lehetővé.



A jura időszak legvégén keletkezett mészkő mikroszkópi képe, apró kancsó alakú egysejtűek (Calpionellák) maradványaival



Tűzkőrétegek és az őskori tűzkőbányászat emlékét védő épület képe a domb fölé magasodó víztoronyból. Fotó: Haas János



A késő-jura tenger aljzatán felhalmozódott ammoniteszek maradványai
Fotó: Haas János

A jura időszakban és a kréta időszak kezdetén keletkezett kőzetek rétegeinek sorozata hirtelen megszakad és egy egyenetlen sárgás-vöröses kéreggel bevont felület után az eddigiektől eltérő sajátságokat mutató szürke mészkő jelenik meg. Az egyenetlen felület a korábban keletkezett kőzetek lepusz-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A TETHYS-ÓCEÁN TÖRTÉNETÉNEK NYOMAI

tulása során keletkezett. A lepusztulást követően a tengeri üledéklerakódás csak évmilliókkal később kb. 125 millió évvel ezelőtt a kréta időszak középső részén folytatódott. Akkor vonta be az idősebb kőzetek felszínét a mikroobák közreműködésével keletkezett sárgás–vöröses vas-oxi-hidroxiddal festett mészkéreg, majd főként tengeri liliomok (crinoideák) váztöredékből álló mészhomok rakódott le. A legalsó rétegekben, számos egyéb ősmaradvány mellett apró ammoniteszek maradványai is gyakoriak. Ezt a kőzetet, amely a Dunántúli-középhegység számos pontján megtalálható, a geológusok Tatai Mészkőnek nevezik.



*A késő-jura–kora-kréta idején keletkezett kőzetek egyenetlenül lepusztult felszínére települő fiatalabb kréta korú Tatai Mészkő.
Fotó: Lantos Zoltán*

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

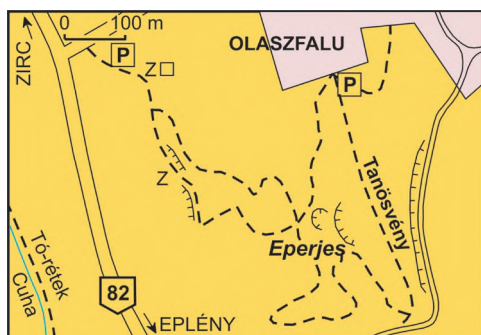
A Dunántúli-középhegység területét tehát a jura időszak folyamán végig tenger borította, amelynek mélysége a jura időszak korai szakaszában egyre növekedett. A jura időszak középső részén a terület mélytengerré vált. A késő-jurában azonban ismét megélénkültek azok a tektonikai mozgások, amelyek magaslatok és mély árkok, közöttük pedig tenger alatti lejtők kialakulásához vezettek. Késő-jura tengeralatti lejtőüledékeket és ekkor keletkezett tengeralatti hasadékokat a tatai területen is bemutattunk. A tengeralatti lejtők egy másik szép példája ismert a Bakonyban Zirc térségében.



13. Olaszfalu, Eperjes-hegy tanösvény

Felfelé kapaszkodás egy jura tenger alatti lejtőn

(Császár Géza)



A helyi védettségű természetvédelmi terület a földtörténeti középkor – napjainktól számított 200 és 105 millió év közötti történetét őrzi a kőzetekből és az azokba zárt ősmaradványokból azt kiolvasni tudó szakember, s rajta keresztül minden érdeklődő számára. Ez alatt a mintegy 100 millió év alatt a területen ugyan csupán 200 m vastag rétegsor halmozódott fel, a geológusok körében mégis – vagy talán éppen ezért – régóta folyik vita a terület és a tágabb térség üledékképződési és szerkezetfejlődési viszonyairól, ezen belül éppen arról, hogy mi az oka a kis képződményvastagságnak és, hogy ezen hosszú idő alatt mikor vált a terület szárazulattá. Nem állíthatjuk, hogy e hosszú időtartam minden fontosabb mozzanata egyértelműen kiolvasható a kőzetekből, de úgy véljük, hogy történetének alapvonásait sikerült megfejteni. A terület földtani felépítésének alapvonásai után az alábbiakban ezt fogjuk dióhéjban áttekinteni.

Az Eperjes-hegy (vagy Eperkés-hegy) hozzávetőlegesen 1 km² területű, nyugat, dél és észak felé törésekkel lehatárolt, keleti irányban kissé kibillent blokk, ahol ennek megfelelően a rétegek alapvetően keleti irányba dőlnek.

A tenger szintje fölé mindössze alig 450 m-nyire emelkedő terület enyhe lejtésű, lesímuló morfológiájú, ezért a hegyet felépítő kőzetek rendszerint kevésbé feltártak. A jobb megismerhetőség érdekében a térképen jelzett helyeken a talajtakarót eltávolították, illetve kutatóárokot létesítettek. Ezek az árkok tárják fel a geológiai képződményeket. A tájékozódásban segítséget nyújthat a magyarázó táblákkal ellátott tanösvény. A terület földtanának a talajtakaróval, a növény- és állatvilággal együttes részletesebb bemutatását adó kötet Olaszfalu önkormányzatánál szerezhető be.

A terület legidősebb felszínre bukkanó képződménye a kb. 205 millió éves szürkésfehér színű, vastagpados mészkő, amit az alpi, kárpáti és dinári területen egyaránt Dachsteini Mészkő névvel illetnek. Abban az időben a Tethys-óceánhoz közvetlenül kapcsolódó selfterület hatalmas térségén sekély, melegtengeri (trópusi) környezetben keletkezett ez a jellegzetes mészkőfajta, helyenként 1000 m-t is meghaladó vastagságban. Ennek a mészkőnek rendszertelenül elhelyezkedő, változatos méretű tömbjeit láthatjuk a terület nyugati felének több pontján. Előfordulásuk a legkiterjedtebb az ún. Nagy-letakarítás területén, ahol nagyméretű *Megalodus* kagylómetszetek és



Az eperjesi tanösvény egy részlete.
Fotó: Babinszki Edit

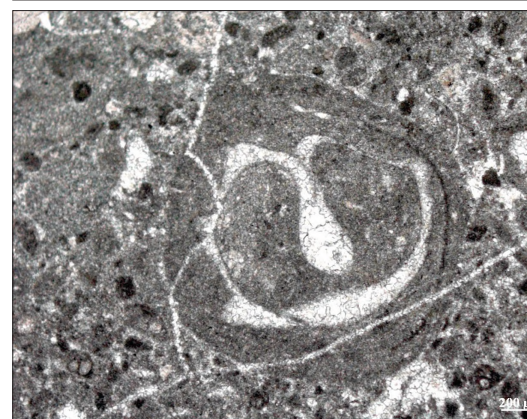
KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

kalcitpettyek (apró egysejtű szervezetek – foraminiferák – kalcittal kitöltött maradványai) figyelhetők meg a kőzetben.

A földtörténeti középkor egyik legerőteljesebb tömeges kihalási eseményére mintegy 200 millió éve került sor a triász és a jura időszak határán. Elsősorban ez az oka annak, hogy bár a Dachsteini Mészkö képződését hasonló jellegű mészkő képződése követte a jura időszak kezdetén, a *Megalodus* kagylók azokból a rétegekből már hiányoznak. A jura rétegekben ugyanakkor 4–8 mm átmérőjű, esetenként kissé tarka, kerekded golyócskák ún. onkoidok jelennek meg. Ezeket az apró szemcséket bekérgező cianobaktériumok hozták létre, amelyek életműködéséhez napfényre van szükség. Ez azt jelenti, hogy a területet változatlanul sekélytenger borította. Ez a mészkőajtja főként az ún. Hosszú-árok középső szakaszán jelenik meg, az előző mészkőhöz hasonlóan, ugyancsak szabálytalan elrendeződésű tömbökként, vagyis nem rétegszerű formában.

A fehér színű, onkoidos mészkő képződését követően a Tethys régió sekélytengeri környezetében nagymérvű változások történtek, a tengeraljzat törések menti tektonikus mozgások következtében tagoltabbá és egyre mélyebbé vált és emiatt a keletkezett üledékek jellege is jelentősen megváltozott. A mészkő színe vöröses rózsaszínre váltott, és kőzetalkotó mennyiségben jelentek meg benne a különböző szervezetek vázának törmelékei. Leggyakrabban a helyhez kötött életmódot folytató, tengeri liliomnak nevezett állatcsoport maradványai, de gyakoriak a kagylóhoz hasonló brachiopoda teknők is. Ilyen kőzetek az Eperjesen is előfordulnak, de ugyancsak tömbök formájában, főként a Nagy-letakarítás északi végén, illetve hasadékkitöltésként a Hosszú-árok középső részén a fehér színű alsó-jura mészkőtömbökben.

Ezt követően mintegy 30 millió évig szünetelt az üledékképződés ezen a területen. A blokkokra tagolódás eközben nem csak folytatódott, hanem jelentősen fel is erősödött. Az Eperjes területe egy nagyobb tenger alatti hátság nyugati elvégződésénél helyezkedett el, amelyet egy törési zóna szegélyezett. Ettől nyugatra az aljzat több száz méterrel mélyebbre zökkent. Itt folyamatos üledékfelhalmozódás zajlott a jura és kora-kréta idején, míg a hátságról ez idő alatt a tengeráramlatok a medencébe sodorták a szerény mértékben képződő mészüledékeket. Az Eperjes nyugati lejtőjének alja átmeneti területet képezett a hátság és a Lókút felé eső medence között, ezért ennek rétegsora jelentősen különbözik az ettől keletre eső területrésztől. Ez abban nyilvánul meg, hogy az üledékhézagok lényegesen rövidebbek voltak és vastagabb rétegsorok halmozódtak fel. Ezekből a felszínen jelenleg csak a vörös színű márga és agyagos, gumós mészkőrétegek láthatók a Hosszú-árok nyugati harmadában, amelyek már egyértelműen mélytengeri üledékek. Gyakoriak bennük a csigaszerűen felcsavart vázú lábasfejű szervezetek (ammoniteszek) és a lebegő életmódot folytató tengeri liliom (*Saccocoma*) vázelemei, továbbá a radioláriák



A jura legalsó rétegeit képviselő, tömbök formájában megjelenő onkoidos mészkő mikroszkópi képe.

Fotó: Haas János



A felső-jura vörös márga, fölötté mészkő lemezek. Mindkettőben sok a crinoidea törmelék és az ammonitesz.

Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Felső-triász és alsó-jura mészkőtömbök a Hosszú-árok felső (keleti) szakaszán.
Fotó: Haas János

is. E rétegek felett fehéres, sárgás-rózsaszínes vékony mészkőpadok települnek, amelyek nagy mennyiségben tartalmaznak ammoniteszt, nagytermetű brachiopodát és tengeri lilium vázelemeket. Ez a kőzettípus a nagyfeszültségű vezetékek alatt egy csapásra tűnik el, ott, ahol a kőzeteket olyan törések harántolják, amelyek mentén a kőzettömegek egymás mellett jelentősen elmozdultak, elcsúsztak. A törések tanulmányozásával kideríthető, hogy az itt leírt blokk északi irányból tolódott délfelé, vagyis az ettől a vonaltól keletre eső terület csak jóval később került szomszédságba a fent leírt képződményekkel. Az eltolódás mértéke minimálisan több száz méterre becsülhető.

Ettől az eltolódási vonaltól keletre található a korábban már ismertetett különböző mészkőtömbök. Ezek a korábban említett hosszú üledéklerakódási szünet idején halmozódtak fel. A Dunántúli-középhegység több pontján – így az ún. Ámos-hátság nyugati peremét képviselő Eperjesen is – a lépcsős törések (vetők) mentén, akár több száz méteres lezökkenések peremén a meredek sziklafalról nagyméretű tömbök zuhantak a tenger alatti lejtő lábához. A tömböket mindenütt a késő-jura korai szakaszában keletkezett vörös színű, finomszemcsésű, ammoniteszt és kevés, lebegő életmódú tengeri lilium töredéket is tartalmazó mészkőrétegek burkolják, amelyek szabad szemmel is könnyen megkülönböztethetőek az eltolódási vonaltól nyugatra eső, ősmaradványban gazdag, fent leírt kőzetektől. Mindebből arra következtethetünk, hogy az óriási tömbök közötti tér egy részét már a középső-jura idején üledék töltötte ki. A felső-jura mészkő mind a Hosszú-árok keleti felén, mind a Nagy-letakarítás területén megtekinthető. A mészkőtömbök egyenlőtlen eloszlásából adódóan az azokat fedő mészkő vastagsága változó. A Hosszú-árok közepén csak alárendelten jelenik meg, az árok keleti végében elérheti a 7–8 m-t is, míg a Nagy-letakarításban 5 m vastag. Az üledék-képződés összességében nagyon lassú volt, és nem ritkán több millió éves szünet szakította meg. Ilyen szünetet igazoltunk a Hosszú-árok keleti végében a rózsaszínes mészkőfoltok és az alatta lévő vörös mészkő között. A kréta időszak elejének gyenge tektonikus mozgásait jelzik a rétegfelszínekkel párhuzamos és arra merőleges vékony hasadékkitöltések a Hosszú-árok alsó és felső vége közelében.



Alul felső-jura korú mészkő, majd annak törmeléke, fölül a kréta középső részén keletkezett ősmaradvány-törmeléből álló lemezes mészkő.
Fotó: Haas János

A hátságot, így az Eperjes területét is egyre sekélyedő tenger borította, de ennek üledékeit csak nyomokban találhatjuk meg. Ilyen maradvány-üledék az a Nagy-letakarítás északi vége közelében talált mészkőlencse,

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

amely 1–3 cm vastag, csőszerű mészvázat kiválasztó féregtelepet és korallokat tartalmaz.

A folyamatos tengeri üledékképződés csak mintegy 120 millió éve kezdődött el ismét. Vörösarna színű, tengeri sünök és tengeri liliomok törmelékéből, valamint szétesett brachiopoda teknőkből álló lemezes mészkő képződött ekkor, amely a Nagy-letakarítás területén közvetlenül a triász mészkőtömbökre is települ. Ez a Tatai Mészkőnek nevezett, és legalsó rétegei fölött már jobbra sűrű színű kőzet a Nagy-letakarítástól keletre és főként délre a hegyoldalban nagy területen bukkan a felszínre, számos apró fejtőgödörben vagy törmelék formájában.

Az Eperjes csúcsától nyugatra és északnyugatra a szokásosnál dúsabb és változatosabb, seprűzanótot is tartalmazó vegetáció jelzi, hogy a talajtakaró alatt az eddigiektől eltérő jellegű kőzet található.

A Tatai Mészkő képződésének összenyomódásos jellegű szerkezetalakulás vetett véget, mintegy 110 millió éve. Ekkor nem csupán kiemelkedett, és szárazföldi lepusztulási térszinné változott a mai Bakony térsége, hanem ekkor alakult ki vályúszerű geológiai 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,



A kréta mészkő közelképe a szarvalakú kagylóteknők változatos metszetével.
Fotó: Császár Géza

időnként csokorszerű telepeket alkotó vastaghéjú kagylófélék (ún. rudista kagylók) mellett a közel sík, jól átvilágított tengeraljzatot vörös- és zöldalgák,

előbb csökkent sótartalmú, majd egyre inkább normális sótartalmú tengervízben, agyag és márga tartalmú rétegek rakódtak le. Ezek ma nem bukkannak felszínre a területen, de létét az Eperjes tetején lévő, a közeli Zirc városáról Zirci Mészkőnek nevezett képződmény (99) alatt fúrások igazolták.

A közel 100 m vastag agyagos rétegsor fedőjében megjelenő, szarv alakú kagylóteknők tömegét tartalmazó Zirci Mészkő meleg, sekélytengerben keletkezett. A kőzetalkotó mennyiségben található,



A kora-kréta idején keletkezett, áramlási árnyékokban megőrződött mészkőlelencséből származó magánoskorall-generációk.
Fotó: Császár Géza

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

továbbá változatos méretű és alakú egysejtű foraminiferák sokasága népesítette be. A sziklafaltól kiindulóan a tetőig terjedően egy letisztított szelvény mutatja a képződmény változékonyságát és erősen karsztosodó voltát (**101**). A szelvény vége felé kimaradnak a szarvszerűvé módosult kagylófélék, helyüket egyre nagyobb mértékben a többi korábban említett ősmaradvány veszi át, és az Eperjes keleti részén felszínre bukkanó mészkőrétegekben megjelennek az 1 cm-es méretet is elérő óriás egysejtű foraminiferák, az Orbitolinák. A tenger további mélyülését jelző mészkő és márga rétegek csupán az Eperjes keleti lábánál kerülnek felszínre.



Egysejtű állatok vázában gazdag, a törések mentén erősen karsztosodott kréta mészkő a dombtetőn lévő háromszögelési pontnál.
Fotó: Császár Géza

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A Mátra K-i szélén és a Bükk Ny-i oldalán a Tethys-óceán triász és jura korú bazaltból felépült aljzatának maradványai is felszínre bukkannak. A jura időszakban meginduló óceánbezáródás, majd a krétában végbement hegységképződés során az óceán bazaltos aljzatának és üledéktakarójának egyes részei rátolódtak a Bükk fő tömegét képező, kontinentális aljzaton keletkezett, jórészt sekélytengeri eredetű kőzetekre, melyek, ily módon a mélybe kerülve, kismértékben átalakultak – metamorfizálódtak.



14. Bükk, Szarvaskői tanösvény és Tóbérc bánya *Jura bazaltpárnák a Bükkben*

(Pelikán Pál)



A Bükk hegység DNy-i részének meghatározó jellegű részlete a Nagyfennsík pereme alatti Kerek-hegytől a szarvaskői Keselyű-bércig tartó mintegy 11 km hosszú és 1–3 km széles, bázisos magmás kőzetekből álló vonulat. Ebben az ÉK–DNy-i irányú hegysorban tengeralatti vulkáni kitörések megszilárdult bazaltja, valamint az egykori tengerfenék üledékeibe nyomult és ott megrekedt magmából keletkezett gabbró található.

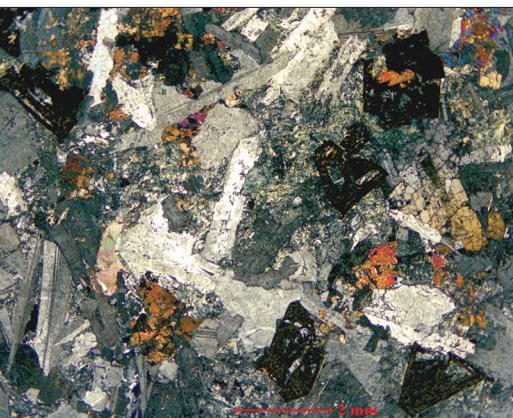
A Bükk hegység területe alatt a triász időszak végéig kontinentális kéreg volt, a hegység kőzetei az itt felhalmozódott jórészt sekélytengeri üledékekből alakultak ki. A jura időszak középső részén a Tethys-óceán akkor legnyugatabbi részének kialakulása során mély árok keletkezett, amelynek tengelyében a Föld mélyebb övezetéből az ún. felső köpenyből származó kőzetolvadék tört fel. A sekélytengerrel fedett árokpereméről pedig iszapárak zúdultak a mélybe, ahol az ülepedési törvényeknek megfelelően sajátos, felfelé finomodó szemcsékből felépülő rétegekben rakódtak le.

A nagyobb erejű vulkánkitörések az egykori tengerfenékre ömlöttek, bazaltból álló vízalatti kúpokot alkotva, a kisebb kitörések viszont a felhalmozódott üledékben megrekedve lassú kihűléssel gabbrótesteket hoztak létre. A bazalt és a gabbró kémiai összetételében nincs különbség (mindkettő bázisos, 50% alatti SiO_2 tartalmú), ásványos összetételük is azonos, de a kőzeteket alkotó ásványok méretében jelentős eltérés mutatkozik. A bazalt a gyors kihűlés miatt sok kőzetüveget tartalmaz, amelyben az ásványszemcsék ritkán haladják meg a 0,1 mm-es nagyságot; a gabbró a lassú kihűlés következtében teljesen kikristályosodott, ásványszemcséi mm-es nagyságúak, de meghaladhatják a 10 cm-t is (gabbrópegmatit).

Az óceánmedence felnyílása geológiai értelemben viszonylag rövid ideig tartott, még a jura időszak vége előtt megindult az összezáródása, amelynek során a magmás kőzetek és az árkot feltöltő mélytengeri üledékek deformálódtak.

A kréta időszakban azután a további tektonikai hatások következtében a mélybe került kőzetegyüttes összehérselődött, meggyűrődött, és kiskokú átalakuláson ment át, szerkezete lemezessé vált, azaz palásodott.

Ezután a terület fokozatos kiemelkedése miatt a késő-eocénig több kilométer vastagságú kőzet pusztult le. Szarvaskő vidékét bizonyíthatóan csak a



Aprószemcsés gabbró mikroszkópi képe Szarvaskő 42. sz. fúrás
Fotó: Pelikán Pál

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

miocénben öntötte el ismét a tenger, a tagolt, hegyes-völgyes térszín fokozatosan került víz alá. A tengerből egy ideig szigetként kiálló hegycsúcs található a Hegyeskő dűlőben. A miocén vége óta a hegység területe szárazulat, melybe az erózió meredek falú mély völgyeket vágott.

A jura üledékes kőzeteket és a tenger alatti vulkanizmus során keletkezett bazaltot a Szarvaskő központi részén kialakított autóparkolótól induló, a Vár-hegyre vezető tanösvényen haladva ismerhetjük meg.

A Lépcsős-lápa a Vár-hegy bazaltját körülölelő palaköpenyt tárja fel. A kőzet agyag, kőzetliszt és finomhomok szemcsékből áll, a préselődés hatására tömörödött és palásodott. A völgy alsó szakaszának K-i oldalában, a várba felvezető régi út bevágásában lencsékre széteső, lemezes zöldesszürke palában dm³–m³ nagyságú, fehéresszürke színű, szilánkos törésű, ritkán égett palazárványt is tartalmazó bazalttömbök láthatók, melyek az egykori vulkáni kúp lejtőjén legurulva a szegélyező üledékbe ágyazódtak be. Feljebb, a K-re elkanyarodó régi útszakasz mély bevágásában éles határral mangángumós, mangánlencsés pala következik. A gumók néhány cm nagyságú, fényes felületű, kavicsszerű alakzatok, míg a lencsék 10–20 cm vastagságúak és 0,5 m hosszúságot is elérhetnek. Mindkét képződmény anyaga eredetileg vas- és mangán-karbonát (sziderit és rodokrozit) volt, ami a levegőn feloxidálódva limonittá és piroluzittá alakult, ezért sötétbarna-fekete színűvé vált.

A völgy felső szakaszán, az út Ny felé vezető szakasza fölött kis sziklafalakban homokkőlencsés pala finomrétegzett homokkő fordul elő. Ezt a részt keresztezi a várba felvezető gyalogút, itt a finomhomokkő rétegek vasagsága a 10–15 centimétert is eléri.

A gyalogút végén a gerincre kiérve a talaj színe és a felszín jellege egyaránt megváltozik. Az itt látható kőzet a bazalt, amelynek eredeti színe zöldes árnyalatú szürke, felszíne azonban (a benne levő vasásványok mállása miatt) rozsdabarna. Ettől a ponttól északabbra, a külső védőárokban húzódhat a pala és a bazalt határa, vastag közettörmelékes talajjal takarva.

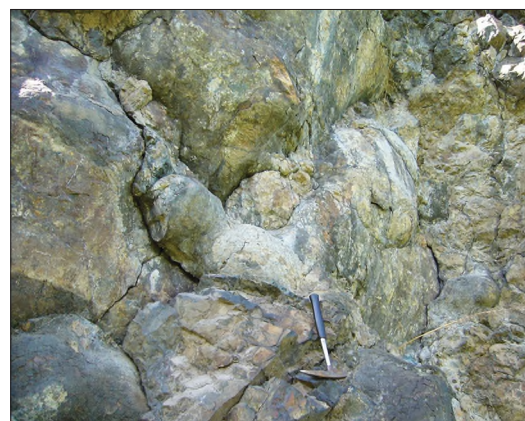
A Vár-hegy É-i oldalán a 3 méternél mélyebb belső védőárok, melyet egy természetes repedés kitágításával alakítottak ki az egykori várépítők, már a bazaltot tárja fel. Az árok ÉK-i falában a vízalatti gyors kihülés miatt összeroppedezett lávapadok láthatók. A DNy-i felmagasodó falat a növényzet jórészt takarja, csupán a DK-i végén látható egyértelműen a kőzetszerkezet. Ez az oldal már jórészt párnalávából épül fel. A párna alakú tömbök vízalatti bazaltos lávafolyás során keletkeznek. A bazaltpárnák keresztmetszete tojásdad alakú, egyik oldalon kissé domború, a másikon nagyon tág „V” betűre emlékeztető. Ez utóbbi volt egykor lefelé, a láva a korábbi kiömlés során létrejött bazalt párnák közötti hézagokat töltötte ki. A kisebb lávacseppek a lejtő irányában ellapulva szétterülnek, a kráter felé keskeny szárúkat mutat. A nagyobb lávafo-



Sötétszürke mangángumós, mangánlencsés pala a szarvaskői tanösvény mentén.
Fotó: Haas János



Vékonyréteges, palás kőzet a szarvaskői tanösvény mentén. A világosabb lemezek finom homokkő, a sötétebbek agyagos kőzetliszt anyagúak.
Fotó: Haas János



Tenger alatti lávaömlésből származó párnaláva a várrom alatt.
Fotó: Pelikán Pál

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

lyások azonban elágazók, hiszen a vízzel érintkező felszín gyorsan kemény kéreggé szilárdul, míg az izzón folyó belső rész a felrepedezett kéregből kitüremkedve továbbfolyik. Az „Y” elágazások ágai mutatnak az egykori lejtőláb felé, míg a szár a kráter irányát jelöli. A kőzetüveg a kéregrézben uralkodó, a nagyobb tömbök belsejében pedig teljesen hiányzik.

A párnák keresztmetszetben az árok DK-i végén láthatók. A falsarokban tág „V” szerkezet is feltárul. A hegy DK-i sziklafalában (megközelítése veszélyes, emiatt nem ajánlott!) folyásos szerkezet is felismerhető, a nyakakból és kilapulásokból megállapítható folyásirány zömmel DNy felé mutat, de ellenirányú is van.

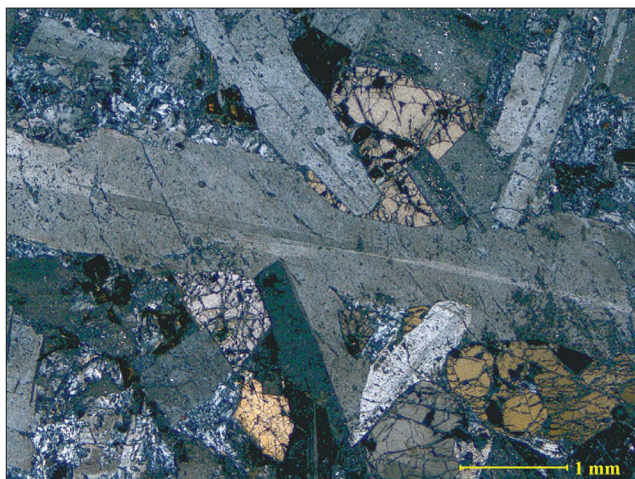
A déli oldalon messziről is jól látszik a változatos nagyságú bazaltpárnák halmaza. A vasúti átvágásban csak az íves elválási felületek láthatók, a felette levő sziklafalban azonban gyakoriak a kipreparálódott párnák. Ezek jelentős része erősen lapult, a megnyúlás meredek állású. A bazalt üveges-finomkristályos megjelenésű.

Az Eger-patak völgyében, az I. vasúti alagút környékén és a Pyrker emléktábla sziklatornyának déli oldalán, valamint a vártól ÉNy-ra az Akasztó kopár meredek oldalában látható a legjobban a bazaltvonulat belső szerkezete. Itt a sötétszürke, zöldesszürke színű, üveges–finomkristályos szövetű bazalt lávapárna halmazokból álló sziklák közt darabokra széteső kőzet található. Ez a változat is jellemző a vízalatti vulkáni tevékenységre. A forró magma a hideg tengervízzel érintkezve a hirtelen lehűlés miatt szinte felrobban, de az egyes darabok a nagy víznyomás miatt nem repülnek szét, a lávafolyás kőlavinaként lezúdulva borítja be a lejtőt. A hirtelen hűlés miatt a bazaltláva kevés nagyobb méretű, ún. porfiros kristályt tartalmazó kőzetüveggé dermed. A felhalmozódó vulkániüveg-törmeléből keletkező kőzet tudományos neve hialoklasztit. Egyes ásványai klorittá, agyagásványokká alakultak át, színe világoszöld, benne sok fehér kvarc–prehnit ér látható. Mivel ez a kőzetfajta a felszíni mállással és erózióval szemben kevésbé ellenálló, mély árkok, kimosódások alakultak ki rajta.

A bazaltpárna-halmazok az üvegtörmelékbe ágyazódnak, abból preparálódnak ki. Az egykori tengerfenéken gravitációsan szétcsúszott 50–100 m átmérőjű párnahalmazok körül világos- és sötétzöld színű hialoklasztitos bazalt, bazaltbreccsa található, a törmelékek között nagyon gyakori a többé-kevésbé megolvasztott üledékre emlékeztető darab.

A Bükk-hegység DNy-i részének bazaltvonulatát mindkét oldalon a jura üledékekbe nyomult és ott megrekedt gabbrótestek kísérik. A gabbrót előszeretettel bányászták út- és vasútépítési célokra. Az Eger-patak völgyében öt nagy és számos kisebb bánya található.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Durvaszemcsés gabbró mikroszkópi képe. Szarvaskő 42. sz. fúrás
Fotó: Pelikán Pál

Az egykori bánya-
helyek közül földtani szempontból legjelentősebb a Szarvaskőtől K-re, az Újhatár-völgy torkolatánál levő Tóbérc bánya (Forgalmi bánya), amelyet a szarvaskői autóparkolótól az országút mentén Eger felé haladva rövid sétával közelíthetünk meg.

Szentpétery Zsigmond, aki évtizedeken keresztül foglalkozott a terület közzetani kérdéseivel és folyamatosan gyűjtötte a bányák működése során feltárolt újabb és újabb kőzetváltozatokat, a legtöbb érdekes és különleges kőzetfajtát ebből a bányából írta le. Az immáron ötven éve felhagyott kőbánya, a térség legtöbb földtani információt nyújtó feltárása, ma rendezett állapotban fogadja az érdeklődőket.

A bánya a mintegy 166 millió évvel ezelőtt a középső-jurában keletkezett mélytengeri üledékösszletbe nyomult gabbró testet (intrúziót) tárja fel. A benyomuló magma 1500 °C feletti hőmérséklete erősen felmelegítette a környezetet, sőt az érintkezési zónában az üledéket megolvasztva muszkovit csillámos ún. szaruszirt köpenyt alakított ki maga körül. A magmatömeg belsejébe keveredett üledéktömböket részben magába elegyítette (pl. biotitos gabbró), részben csak megolvasztva különleges összetételű kőzetet hozott létre (gránátos kvarcplagioklászit, Szentpétery megnevezése szerint plagiogránit).

Az egyes falszakaszok más-más látnivalót kínálnak. Az északi fal nyugati végén S alakban meghajlott kiálló taraj az érintkezés mentén megolvadt üledékből keletkezett plagioklászit, ásványos összetételét tekintve csaknem kizárólag albitből (Na-tartalmú plagioklász ásvány) áll. Eredeti színe sötét-szürke, de a felszínre kerülve kifehéredett, ez a fehéres szalag jelzi az északi és keleti fal felső részén a gabbró határát. Ettől kifelé az átalakultság folyamatosan gyengül, az ásványok mérete csökken. Az eredeti üledék csak a bányafalon túl jelenik meg.

Az északi fal középső és keleti részén, valamint a keleti falban különböző gabbróváltozatok láthatók. A még nedves üledékből vízgőz került a magmatömeg belsejébe is, amely az ún. színesásványok (amfibol, diallág) egy részét feketészöld kloritá alakította, ezenkívül a kőzetolvadékkal reakci-

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

óba lépve ásványteléreket hozott létre. Ezek a fehér erek prehnit-kvarc-kalcit összetételűek.

Az északi fal középső részén szeszélyes körvonalú fehéresszürke kőzettest – gránátos plagioklászit – látható, amely a magmába bekeveredett és megolvadt üledéktömb. Fő összetevője az albit és a kvarc, melyben hintve apró vörösbarna gránátkristályok (almandin) láthatók.

A kőbánya keleti falában látható szívós, darabos törésű, zöldesszürke gabbrót fejtették. Szentpétery Zsigmond innen írta le a biotitos gabbrót. A kőzet valószínűleg még hűlés közben hajlított zsákszerű testekre hasadozott fel, vastagpados elválási felületek kifényezett kloritos kérgén párhuzamos karcok, csúszási rovátkák láthatók, jelezve, hogy hűlés közben a magmatömeg felszakadozott belsejében az egyes tömbök egymáson elmozdultak. A K-i fal felső részén a magmabenyomulás hőhatása miatt elváltozott kifehéredett kőzetek láthatók egy 50 cm vastag sávban. Az ÉK-i falsarokban e sáv fölött feketére égett pala figyelhető meg.

A déli fal felső részét meredek, déli dőlésű tektonikus felület alkotja (a felületen túli anyag a bányászat szempontjából meddő volt, a fejtést itt megállították), a rajta látható erős csúszási karcok és a helyenként ettől eltérő irányú sokkal gyengébb karcok többszöri elmozdulást jeleznek. A fal anyaga szögletes kőzettöredékekből áll; tektonikai mozgások során összetört és összepréselődött kőzet, ún. dörzsbreccsa. A vető az intrúzió határán van, a breccsa anyaga a közvetlen érintkezésnél kialakult muszkovitos szaruszirt. Ebből származnak azok az ásványok, melyek vizsgálata alapján megállapíthatóvá vált a magmabenyomulás 166 millió éves, azaz középső-jura kora.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

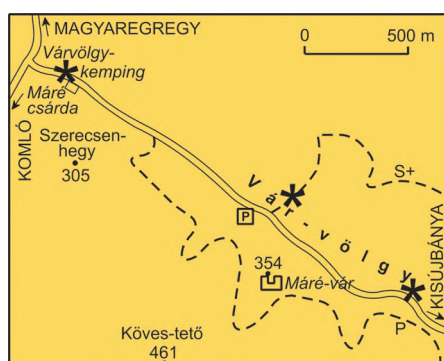
A Mecsek hegység területén a jura időszak kezdetén tengerparti környezetben kőszénrétegekkel tagolt homokkő képződött. A feketekőszén Pécs és Komló térségében számos bányában termelték. Mélyfúrások alapján tudjuk, hogy hasonló jura időszaki kőzetek találhatóak a Mecsek ÉK-i felszín alatti folytatásában a Dunántúl és az Alföld aljzatában is, bár ott a rétegsor és a kőszénrétegek vastagsága jóval kisebb. A jura kezdetén ez a terület még mindig az Eurázsiai-lemez Tethys-óceán felőli peremén helyezkedett el. A jura időszak későbbi szakaszában azután, az egyre mélyebbé váló tengerben, a szárazföldről beszállító finomabb-durvább törmelékanyagból szürke homokkő és márga rakódott le, helyenként több ezer méter vastagságban. Mintegy 165 millió évvel ezelőtt azonban az üledékképződésben hirtelen gyökeres változás következett be, a szürke homokkő–márga kőzeteket kis vastagságú vörös tűzköves mészkő váltotta fel, melynek ősmaradványai is új ősföldrajzi kapcsolatokat jeleznek. A Pennini-óceánág – korábban már említett – felnyílása miatt ekkor következhetett be ugyanis a Tiszai-egység leválása az Eurázsiai-kőzetlemeztől. A felnyílási folyamat következtében az Európai-lemez déli szegélyén, illetve az onnan leszakadt Tiszai-egység északi szegélyén a litosféra egyre inkább elvékonyodott. A kontinentális litoszférolemez elvékonyodása és a forró asztenoszféra felemelkedése a kora-kréta idején, mintegy 130 millió éve magmaképződéshez vezetett a földköpenyben. Ennek nyomait láthatjuk a Mecsekben és ismerjük mélyfúrásokból az Mecsek felszín alatti folytatásaként az Alföld aljzatában.



15. Mecsek, Márévári-völgy tanösvény

Kréta atoll a Mecsekben

(Császár Géza, Harangi Szabolcs)



A Márévári-völgy a Dunántúl déli részén található, az erdővel borított Mecsek hegység egyik kedvelt turista célpontja, ahol kényelmes séta keretében a földtörténet számos eseményének kőzetekben megőrzött nyomaival találkozhat az ide látogató. A völgy talpán, a patak mellett vezetett aszfaltút a kerékpáros, sőt a gépkocsis turizmus számára is kedvező lehetőséget teremt.

A Márévári-völgy a földtörténeti középkor egyre mélyülő középső- és késő-jura tengerében képződött üledékeit, valamint a kréta időszak elején kezdődött bazalt vulkanizmus – és egyes vulkánokon kifejlődött atoll gyűrűk – egyedülálló képződményeit tárja fel. A bazaltos magma egy része a tenger alatti felszínre ömlött, másik része azonban a vastag jura kőszénréteges kőzetsorozatba nyomult. A bazaltos kőzetolvadék kristályosodása végül alkáli elemekben gazdag, fonolitos maradék magma kialakulását eredményezte. A

fonolit, más néven „csengő-kő” a Hosszúhetényhez közeli Köves-tetőn bukkan a felszínre. A külszíni kőszénfejtésekben számos bazaltos és fonolitos kőzettelért találtak, amelyek mentén a kőszén a magma hőhatása következtében kokszosodott, részben pedig keveredett a magma anyagával.

A völgy bejáratánál lévő strand mögött, a patak szintje fölött 3–6 m magasságban, az erdő peremén létesített ösvény bevágása vulkáni kőzettörmelékből álló rétegeket és két vékony bazalt testet tár fel. Ezeket a testeket fehér kalcittal kitöltött hólyagszerű üregeket tartalmazó ún. mandulaköves bazalt építi fel. Az átülepített vulkáni málladék különböző



A kora-kréta rift jellegű bazalt vulkanizmus lávabreccsa padjai a Márévári-völgyben, tájékoztató táblával.
Fotó: Császár Géza

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

sekélytengeri ősmaradványok (telepes korall, vastaghéjú kagyló csiga) erősen összetört maradványait rejt. Az útbevágás mentén a völgy bejáratától mintegy 200 m-re kelet felé dm-es méretű, jól kerekített bazalt kavicsok is megjelennek. Mindez arról tanúskodik, hogy vulkáni hegyek körül a sekélytengerben atollszerű képződmények alakulhattak ki a Keleti-Mecsekben. Ezt a rendkívül érdekes öskörnyezeti helyzetet a közelmúltig még a szakemberek sem ismerték, ezért szükségesnek látjuk ezt az újszerű értelmezést egy kicsit részletesebben megvilágítani.

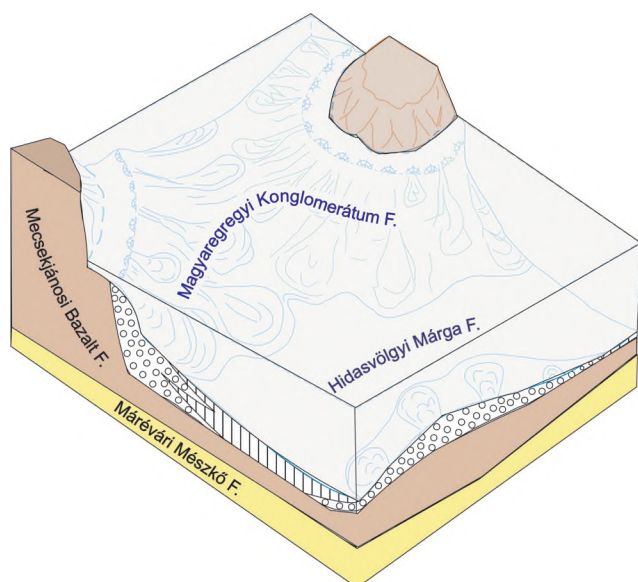


A vulkán peremén a hullámverés által létrehozott, majd a lejtő aljára átülepített bazaltkavicsok.

Fotó: Császár Géza

Az atollok a trópusi óceáni térségek sajátos, többnyire kör alakú képződményei. Az óceánok ún. forró pontjain a több ezer méter mélyen lévő aljzathoz vulkánok emelkednek a tengerszint fölé. A vulkáni tevékenység befejeződése után a vulkán peremén különböző zátonyalkotó szerkezetek telepsznek meg, amelyek a vulkán meginduló süllyedésével lépést tartva gyűrű alakú zátonytestet hoznak létre a vulkán körül, amely fokozatosan a tenger szintje alá merül. Az atoll mögött, a vulkáni test fölött sekély lagúna alakul ki, amelyben a zátonyalkotó szerkezetektől eltérő, kisebb vízmozgáshoz alkalmazkodott állat és növényvilág telepszik meg.

A mecseki típusú atollok a fent ismertetettől – első leírójáról Darwin atollnak nevezettől – jelentősen eltérnek. Itt a kőzetöv, a litoszféra nem volt olyan vékony, mint az óceáni aljzat vulkáni hegyein kialakult atollok esetében, hanem vastag kontinentális jellegű volt, és az aljzat süllyedése nem volt olyan intenzív, mint az óceáni atolloknál.



A rift zónában létrejött, a tenger szintje fölé emelkedő vulkánok, tömbdiagramja a pusztuló atoll gyűrűvel.



A vulkán peremén létrejött atollból származó rudista és ostrea kagylók, telepes szerkezetek törmeléke.

Fotó: Császár Géza



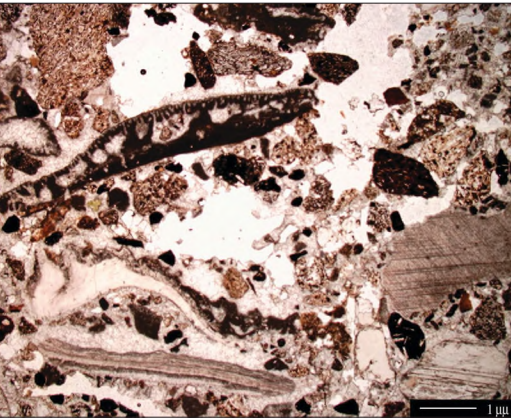
Az atoll lepusztulása során a lejtőre került telepalkotó szerkezet törmeléke (Chaetetopsis).

Fotó: Szinger Balázs

Az erőteljes hullámverés a tenger szintjében kavicská kerekítette a felaprózódó bazaltlávát. Az erózió során a vulkán jelentős része megsemmisült, a vulkáni test megmaradt része és az atollgyűrű közötti lagúna területén pedig a kavicsgyűrűtől a zátonygyűrűig

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

különböző üledékképződési környezetek alakultak ki, amelyben az élővilág eltérő vízmozgáshoz alkalmazkodott elemei otthonra leltek. Miután a süllyedés csak kis mérvű lehetett, a zátonyépítmény és a lagúna élővilága az üledékekkel együtt – hatalmas viharok hatására – a zátony peremére sodródott, ahonnan a vulkán lejtőjén megcsúszva, iszapárként lezúdulva a lejtő alá és a medencébe került. Ez az oka annak, hogy az egykori vulkán lejtőjén, vagy éppen a medencében sekélytengeri eredetű ősmaradványok jelennek meg, nem ritkán a medence vízében élt planktonikus szervezetekkel együtt. Az apró maradványok gyakran csak vékonycsiszolatban ismerhetők fel.



Az atoll-lagúnából származó ősmaradványokat és bazalttörmeléket tartalmazó kőzet vékonycsiszolati képe foraminifera, tengerisün, kagyló maradványokkal.

Fotó: Császár Géza

A terület a földtörténeti középkor vége felé és az újkor elején hosszabb időre a tengerszint fölé került, ezért a vulkánok a gyökerükig lepusztultak, s a fent ismertetett történetet csak a vulkán lábánál és a medence agyagos üledékeiben megőrződött kőzet- és ősmaradványanyagból lehetett rekonstruálni. A hegység területén több, az itt bemutatottnál is gazdagabb ősmaradvány-tartalmú feltárás őrzi a tenger alatti vulkánok és atollok maradványainak egyes elemeit, fellelésük és értelmezésük azonban szakember segítségét igényli. Egy-egy alkalmi kirándulás erejéig ehhez a szerzők készséggel nyújtanak segítséget.

A völgyben az út mentén több táblán talál az érdeklődő színes rajzos és szöveges tájékoztatást a 145–200 millió év közötti jura időszak fiatalabb, mintegy 30 millió évnél szakaszának eseményeiről, a mélytengeri viszonyok között lerakódott márga, mészkő és tűzkő anyagú rétegekről és az azokban megőrződött egykori élővilág maradványairól, nyomairól.

A strand bejáratától kb. 1250 m-re a Mária-völgyben, a Mária-várhoz vezető műúttal szemben tábla tájékoztat a bazaltláva padokról.



A mecseki kőszéntelepbe benyomult, „cseppekre” szétkülönült kréta vulkanitellér kocszosodott kőszénnel.

Fotó: Császár Géza

A tenger alatti felszínre ömlött bazaltos kőzetolvadék, gömbölyded formákból álló, úgynevezett párnalávákat hozott létre. A hideg vízzel való érintkezés miatt ugyanis, a sűrű fogpaszta-szerű lávanyelvek külső része hirtelen lehűl és egy merev kéreg jön létre. A megszilárdult kérgen belül azonban az izzó láva tovább nyomul és végül szétfeszíti azt egy helyen, kibugyan, és további lávanyelvet hoz létre. Végül egymásba ágyazódó, akár el is ágazó, bugyor- vagy rügszerű formák jönnek létre. Az egyedi lávanyelvek esetenként azonban el is válhatnak egymástól és ilyenkor valóban gömbölyded lávacsomagok, avagy lávapárnácskák jönnek létre. A Keleti-Mecsekben a Szingödör völgyoldalaiban bukkannak elő ilyen párnaláva képződmények. Az egymásra települő lávapárna rétegek kisebb-nagyobb vulkáni kupacokat, vagy akár kiterjedtebb tenger alatti dombokat, hegyeket hoztak létre. Ezek meredek oldalán a lávakötegek lecsúsztak és törmelékfolyásokat hoztak létre. Így jöhettek létre a Mária-völgyben több helyen is feltároló lávabreccsa képződmények.

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIASZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

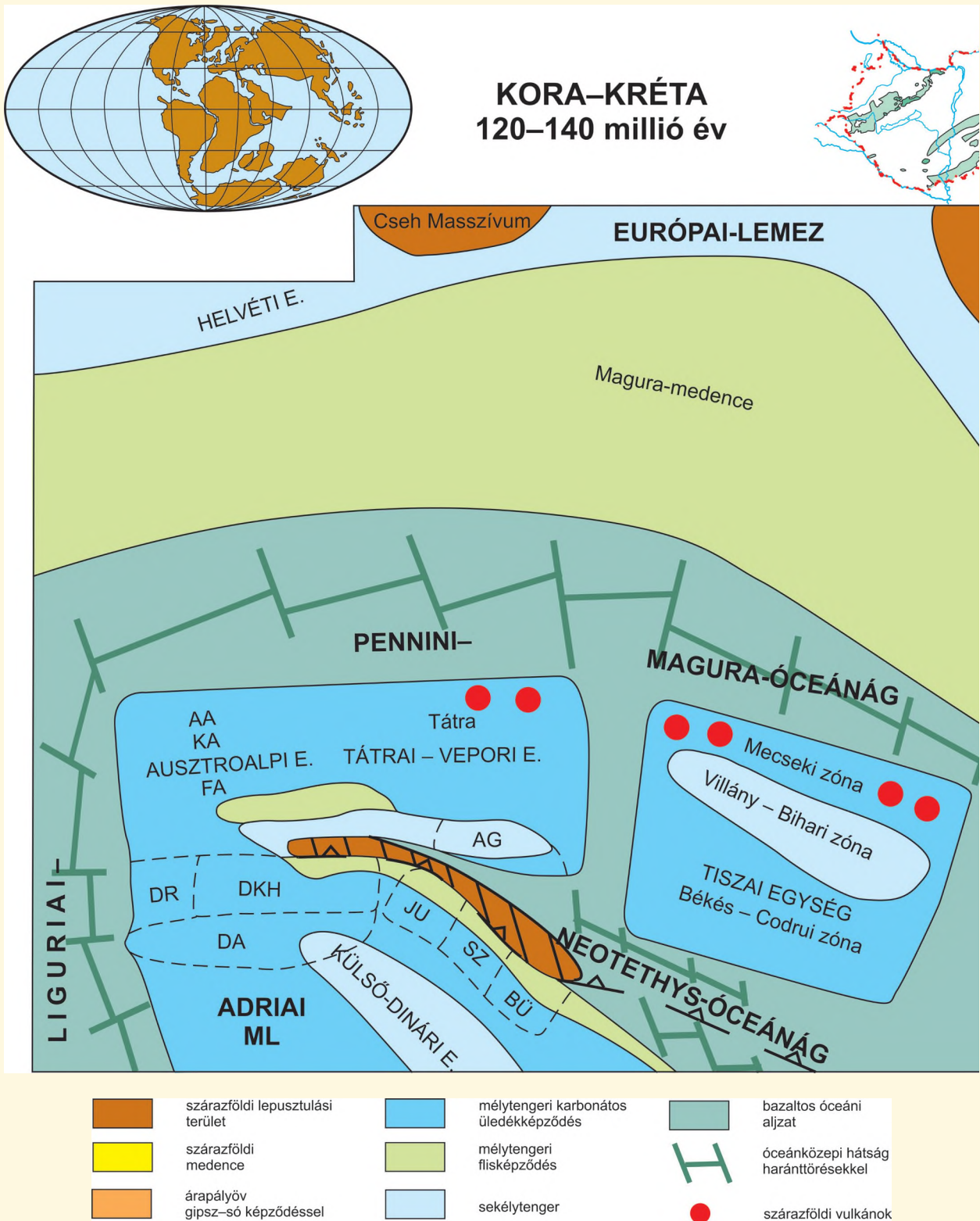
Ha 300 m-rel tovább haladunk, a felboltozódó rétegekben a jura idején képződött márga bukkan a felszínre. E pontnál tehát gondolatban vissza kell lépünk az időben a krétából a jura időszakba. A kőzetek sajátosságai és az ősmaradványok arra utalnak, hogy a jura középső részén a tenger egyre mélyebbé vált. Ez a mélyülési folyamat Tiszai-egység földtani történetének egy figyelemre méltó változásával esik egybe: ekkor vált le a terület Európa déli pereméről.

A völgytalpon mintegy 500 m-t tovább sétálva a következő tájékoztató tábla melletti feltárásban vörös, gumós, ammoniteszekben gazdag, agyagos mészkőrétegeket láthatunk. (A kőzet és az ősmaradványok a medence további mélyülését jelzik a jura időszak későbbi szakaszában. E rétegek ősmaradványai azonban a korábbiaktól eltérő ősföldrajzi kapcsolatokra is utalnak, hiszen a korábbitól eltérő területekre jellemző (más faunaprovinciához tartozó) alakok jelennek meg, alátámasztva a Tiszai-egység leválását, eltávolodását az Európai-lemez peremétől.

A rétegsor följebb a domboldalban mikroszkopikus méretű kovavázú plankton szervezetekben (radioláriákban) gazdag, tűzkőgumós mészkőben folytatódik, ami a tenger további mélyülését jelzi. A kréta időszak elején, mintegy 140 millió éve a kivékonyodott kontinentális kéregen több tíz km széles árok jött létre. Ehhez a tektonikai folyamathoz köthető az ún. rift jellegű bazaltvulkanizmus, amelyről már szó esett és amelyhez a mecseki típusú atoll kialakulása is kapcsolódott.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A Mecsektől délre található Villányi-hegység is a Tiszai-egységhez tartozik. Mezozoos képződményei feltűnően hasonlóak az ugyancsak a Tiszai-egység részét képező, az Erdélyi-középhegységhez tartozó Bihar-hegységekhez és ezek a jellegek a két hegység között, az Alföld aljzatában is nyomon követhetők. A Villányi-hegységben felszínre bukkanó jura képződmények tenger alatti magaslaton rakódtak le, ezért az alsó- és középső-jura rétegsor kis vastagságú és hiányos.



A Kárpát-medence aljzatát alkotó szerkezeti egységek helyzete a kora-krétában (Haas J. és Hámor G. nyomán). Rövidítések: AG – Aggteleki-egység, BÜ – Bükk-egység, DKH – Dunántúli-középhegységi-egység, DR – Drauzug-egység, JU – Júliai-egység, SZ – Szávai-egység

16. Villányi-hegység, Villány, Templom-hegy, tanösvény

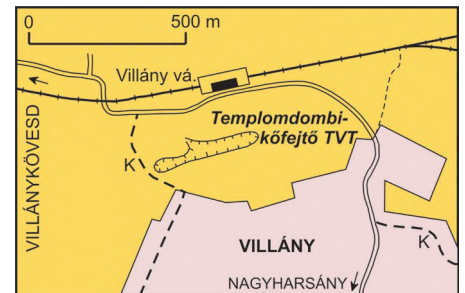
Jura ammonitesz-temető

(Császár Géza)

A hegységképző tektonikai erők hatására a Villányi-hegység mezozoós kőzetei egymásra torlódtak, ún. tektonikai pikkelyek jöttek létre. Ezek egyike a Villányi-pikkely, amelyre a Harsányhegyi-pikkely toldott rá.

A hegység keleti végén a Villányi-pikkelybe tartozó, ma már felhagyott és természetvédelmi oltalom alatt álló Templom-hegyi kőfejtőben található a hegység legteljesebb triász és jura rétegsora. A terület másik érdekessége a jura mészkő hasadékában felhalmozódott kvarter törmelékben talált nagy mennyiségű csontmaradvány. A földtörténet eseményeit rögzítő képződmények legfontosabb történéseiről a tanösvénnyé szervezett megállópontokon kihelyezett színes rajzokat és fényképeket tartalmazó tablókról tájékozódhatnak a látogatók.

Sétánk célszerűen a kőzeteket létrehozó geológiai történések sorrendjét követi. Az első megállóponton, amely a vasúti megálló felől haladva a legmélyebb helyzetben lévő kis kőfejtő udvarán található, a középső-triász se-



Balra vékony alsó- és középső-jura rétegek, jobbra a vastag felső-jura rétegek láthatók az egykori templom-hegyi kőfejtőben.

Fotó: Haas János

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Meredeken délre dőlő, középső-triász sekélytengeri dolomitrétegek.
Fotó: Haas János

kélytengerében képződött vékony dolomitrétegek láthatók, amelyeket helyenként vékony agyagos rétegek tagolnak. Az itt kihelyezett tablók az általános áttekintés mellett a dolomit keletkezéséről is tájékoztatnak. A fák árnyékában lévő asztal és padok kellemes környezetet biztosítanak a nem hosszú, de tartalmas sétára való felkészüléshez.

A felsőbb kőfejtőszintre vezető ösvény melletti tábla arról is tájékoztat, hogy a karbonátos sekélytengeri eredetű dolomit rétegeket folyóvízi–szárazföldi tarka finomtörmelékes üledék váltotta fel. A tarka üledékek közé települő 1,5 m vastag dolomit képződésének idejére azonban a területet még visszahódította a sekélytenger. A triász időszak utolsó 20 millió éve alatt csak igen vékony üledék képződött a szárazföld peremén elhelyezkedő csekély mértékben süllyedő területen, ahol sem jelentős lepusztulás, sem számottevő üledékfelhalmozódás nem folyt.



A jura rétegsor legalsó részét alkotó kavicsos homokkő és homokos, crinoideás mészkő rétegek.
Fotó: Császár Géza

Jelentősebb üledékfelhalmozódás csak a jura kezdete táján indulhatott meg, amikor kvarchomokkó váltotta fel a finomszemcséjű tarka üledékeket. A szemcseméret durvulása és a kőzetösszetétel hirtelen változása azt jelzi, hogy a korábbi kiegyenlített, lapos térszín a szerkezeti mozgások hatására tagoltabbá vált, és a kiemeltebb háttéri területeken a kristályos (metamorf és magmás) kőzetek, illetve a földtörténeti ókor végén lezajlott hegységképződést követően képződött folyóvízi eredetű homokkő lepusztulása is zajlott, aminek termékei homok formájában halmozódtak át a tenger által meghódított terület peremére. Közlelbbi területekről származik ugyanakkor a mészkő és dolomit anyagú kavics és



A Templom-hegyi kőfejtő alsó-jura rétegeiből származó ammonitesz. Tudományos neve Villania. Leírója Villány településről nevezte el.
Fotó: Szente István

görgöteg. A kavicsos, görgöteges homokkő fölött a gyors tenger-előrenyomulást jelző, apróbb szemcséjű, sárgásszürke, mindössze 30 cm vastag homokos mészkő jelenik meg, benne már tengeri eredetű ősmaradványok (ammoniteszek, belemniteszek,

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

brachiopodák) tömegével. Ezek mellett nem ritka a szárazföldről származó, megkövesedett famaradvány sem. A továbbiakban a rétegsor magasabb részén a tengeri lilium (crinoidea) törmelékben és a brachiopoda-teknőkben gazdag, de iszapfaló élőlények nyomait is tartalmazó mészkő a jellemző. A kb. 5 m vastag krinoideás mészkő felső 5 méterét kovaszivacstelepek vázainak feloldásából és újra kicsapódásából származó szürke színű tűzkőgumók jellemzik. Ez a kőzetfajta a terület fokozatos mélyülésére utal.

A Villány–Bihari-zóna és ezen belül a Villányi-hegység területe is a jura időszak folyamán tehát mélyebbre süllyedt, de még így is a Tiszai-egység legkiemeltebb területe maradt, és a továbbiakban is tengeralatti hátság volt. A hátságról a tengeráramlatok lesodorták a finomszemcséjű mészszipot, és a hátakon jobbra csak a nagyobb méretű, és gyakran mikrobák közreműködésével bekérgezett ősmaradványok halmozódtak fel. A több millió éves üledékszünnet után további üledékszünnetekkel tagolt, ősmaradványokban (főként ammoniteszben és belemniteszben) bővelkedő, változatos megjelenésű mészkő-lencsék képződtek a középső-jura későbbi szakaszában, ami fordulópontot jelent a terület fejlődéstörténetében. Legalul egy maximum 10 cm vastag ammoniteszes mészkő-lencse települ, melyet hasonló vastagságú vasoidos, dolomit- és kvarcsezemcsés mészkő követ. A fölötté elhelyezkedő 30–40 cm vastag réteg is nagyon lassan ülepedett le. Ebben ugyancsak az ammoniteszek a leggyakoribb ősmaradványok, melyeket gyakran több cm vastag mikrobás eredetű bekérgezés fed. Az ammoniteszekkel foglalkozó szakemberek ezekből a lencseszerű vékony rétegekből mintegy másfélszáz faj jelenlétét állapították meg. A mészkő-réteg kagyló- és csigatörmelék, foraminiferákat és nagy mennyiségben előforduló ismeretlen, talán alga eredetű, mikroszkopikus méretű szálszerű maradványokat tartalmaz. A lencseszerű rétegekben megjelenő ősmaradványok többszáz méter mély tengerre utalnak.

A fentiekben bemutatott, az üledékképződés megszakadása miatt erősen hiányos, hézagos rétegsort a késő-jura idején képződött folyamatos mélytengeri üledékképződés váltotta fel, amelynek terméke a szokásosnál nagyobb rétegvastagságú mészkő. A kőfejtőben elsősorban ezt a kőzetfajtát termelték. Ennek délies irányú, meredek dőlésű rétegei a fejtő keleti elvégződésénél és a déli falban vannak feltárva. A jól elváló réteglapok mentén feltolódásra utaló csúszási barázdák látszanak, amelyek létrejötté tektonikus pikkelyképződéshez kapcsolódik. A mészkő gyakori mikroszkóppal látható maradványai a plankton foraminiferák és az ugyancsak planktonikus életmódot folytató kovavázú radioláriák, valamint fiatalabb rétegeiben a planktonikus crinoideák apró váztöredékei is.



Az „ammonitesz-temető”-ként is ismert villányi mészkőpad réteglapján számos ammonitesz lenyomattal.



A középső-jura végi ammoniteszes mészkőpad egyik szép, mikrobás bekérgezésű ammonitesze (Reineckeia).
Fotó: Szente István



Felső-jura mészkő. A réteglapokon feltolódásos tektonikai mozgások során keletkezett karcok láthatók.
Fotó: Császár Géza

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Alsó-jura mészkőben létrejött, karsztos oldással kitágított
 hasadékot kitöltő pleisztocén mészkő, apró gerincesek
 tömegével.
 Forrás: Császár Géza

A rétegsor még magasabb részén egyre gyakoribbak a nem túlságosan
 távoli sekélytengerből besodort apró, gömbalakú, mészhéjából álló ooid
 szemcsék és a sekélytenger aljzatán élt ősmaradványok szilárd vázának a hul-
 lámmozgás hatására mészhomokká őrölt törmelékei. Ez utóbbi kőzetfajta
 azonban a kőfejtőben már nincs feltárva, a Harsány-hegy nyugati végén talál-
 ható kőfejtőben viszont ez a jellemző. A Templom-dombon csupán kb. 30 m
 vastagságban feltárt mészkő vastagsága másutt elérheti a 300 m-t is.

A csontbreccsa tartalmú hasadékkitöltés a kőfejtő északkeleti részén a fent
 ismertetett mészkőbe ágyazottan található. A vörösarna szemcsés, porózus
 karbonátos alapanyagban nagy tömegben jelennek meg a többnyire apróra
 tört, fehér, sárgásfehér, gyakran szilánkos megjelenésű csonttöredékek. **Kö-
 zöttük az alábbi csoportokat különítették el: Ezek alapján a hasadékkitöltés
 kora:**

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A jura végén a Villányi-hegység területén és annak folytatásában a hegységtől ÉK-re az Alföld alatti övezetben is, már sekélytengeri mészkövek keletkeztek. Ezután a terület rövid ideig szárazra került, és ekkor a Villányi-hegység területén bauxitképződés is folyt. A kréta időszak korai szakaszában azután ismét meghódította a tenger ezt az övezetet. A trópusi sekélytengerben vastaghéjú kagylók, korallok, nagyméretű egysejtű állatok mészvázából álló mészkövek rakódtak le, sokszáz méter vastagságban.



17. Villányi-hegység, Nagyharsány, Harsány-hegyi kőfejtő

Szarvalakú kagylók birodalma

(Császár Géza)



A Villányi-hegység keleti végén elhelyezkedő Harsány-hegy, avagy Szársomlyó délről nézve egy impozáns laposszögű, nyugatról nézve meredek oldalú szimmetrikus kúpként jelenik meg, messziről is magára vonva az utazó figyelmét. A főként különleges növényvilága miatt természetvédelmi területté nyilvánított hegy szimmetrikus voltát némiképpen rontja, hogy a keleti és a nyugati végét egyaránt egy kőfejtő zárja le. Az előbbi, ma már felhagyott kőfejtő nyíltszíni szoborparknak ad helyet, míg az utóbbiban jelenleg is intenzív mészkőbányászat folyik. Itt meg kell említeni, hogy bár a kőbányászat a nyersanyagigények kielégítése miatt az adott helyen megváltoztatja a természetes környezeti állapotot, a geológusok és az élettelen természet iránt érdeklődők számára olyan ismeretekhez történő hozzájutást tesz lehetővé, amelyek e tevékenység nélkül rejtve maradnának. Az alábbi leírás is sokkal szegényebb lenne, minthogy a látszólag jól feltártnak tűnő képződmények különböző sajátosságai is csak friss kőzetfelszíneken észlelhetők.



*A Harsány-hegy távlati képe Beremend felől nézve
Fotó: Haas János*

Ha Siklós felől közelítünk a Harsány-hegyhez, már messziről is látható a kőfejtő déli falában egy meredeken, 50–70 fokkal dél felé dőlő sávazottság. Ezt a szürkének különböző árnyalatait mutató sávazottságot a mészkő változó vastagságú rétegei rajzolják ki. A Harsány-hegy a pikkelyes, takarós

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

szerkezetű Villányi-hegység egy önálló pikkelyét képviseli. Ezeket a pikkelyeket a földtörténeti középkor mintegy 140 millió évét átfogó mindhárom időszakában (triász, jura és kréta) keletkezett kőzetek építik fel. A Villányi-hegységben a pikkelyek kelet-északkelet-nyugat-délnyugati elrendezésű sorozatot alkotnak. A Harsány-hegyen ebből a jura és a kréta időszak képződményei találhatóak meg. A jura szakasz kőzetei kizárólag tengeri eredetűek, erre helyenként a kréta kezdetén szárazföldön keletkezett bauxit, majd édesvízben lerakódott, azután tengeri mészkő rétegsor következik. A kőzetek minden részlete csak a kőfejtőkben tárul a szemünk elé. A két kőfejtőből szabadon csak a hegy keleti végén található ún.



*A felhagyott keleti kőfejtő, ma szoborpark részlete, különböző országbeli szobrászok műveivel.
Fotó: Császár Géza*

Szobros-bánya vagy Szoborpark látogatható. Ez a vékonyabb réteges mészkőváltozatot tárja fel, amelyben nem ritka a sötétebb szürke színű tűzkölcse sem. Néhány százméteres vízmélységben, vagyis a napsugarak által már át nem világított tartományban jött létre. A tűzkölcsek az egykori kovavázú élőlények, mint a radioláriák (sugárállatkák – lebegő életmódot folytató egysejtű szervezetek) és az aljzathoz rögzített életmódú szivacstelepek feloldódott kovavázának újra kicsapódása során jöttek létre. Ez utóbbiak apró túhalmazai ritkán szabad szemmel is felismerhetők, különösen a mállott kőzetfelszínen. Mellettük helyenként a kagylóteknőre hasonló brachiopoda teknők is előfordulnak.

A Szobros-bányától a gerincen nyugat felé haladva egyre fiatalabb és egyre nagyobb vastagságú rétegeken járunk. A hegy nyugati végén, a működő kőfejtő környezetében a gerinc déli peremén a legfiatalabb jura mészkőrétegek már vastagabbak, sőt tömeges kifejlődésűek, amelyekben sekélytengeri eredetű koralltöredék is felismerhető, jeléül annak, hogy a mészkő az egykori zátony gazdag élővilágának átülepített törmelékéből képződött. A jura mészkőrétegek sorozatát egyenetlen eróziós felület zárja, ami azt jelzi, hogy a térség a mészkőrétegek lerakódását és közettévalását követően a kréta időszak kezdetén szárazulattá vált. Ekkor karsztos töbrök, sekély barlangok alakultak ki, amelyekben vörösés-tar-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Egy kis darabka pisoidos bauxit, amely a felső-jura mészkő kis méretű töbreiben jelenik meg.
Fotó: Császár Géza



A tömeges kifejlődésű felső-jura (a kép bal felén) és a változó rétegzettségű szürke mészkő (a kép jobb felén).
Fotó: Császár Géza



Árapály síkságon nagy viharok idején lerakódott ún. fekete mészkőbreccsa tarka színű agyagos mészkőbe ágyazva.
Fotó: Péró Csaba

ka, apró gömböcsékből álló, ún. borsóköves bauxit halmozódott fel. Két kis letermelt töbrő, változatos megjelenésű bauxittal a kőfejtőtől kb. 40, illetve 150 m távolságban, a gerinchez közel a déli oldalon található. A II. világháború idején folyt bauxittermelés további nyomai, vagyis a hat meddőhányó és lejtakna, egy légakna és a bauxit átrakó a hegy déli lejtőjének különböző pontjain lelhetők fel.

A terület a kréta időszak elején – a rövid szárazföldi időszak után – ismét víz alá került. Ennek eredményeként változatos, jobbára szürke árnyalatú mészkőrétegek fedték le a töbröket, illetve a felső-jura világosszürke mészkövet. A két képződmény határa a tömeges kifejlődésű, világosszürke (jura) és a vékonypados, szürke, sötétszürke mészkő között húzódik. A legalsó rétegekben szabad szemmel is felismerhetőek a mákszemnél is kisebb méretű sötétszürke édesvízi chara algák termései. A kissé magasabb helyzetű, tehát fiatalabb rétegekben a csak vékonycsiszolatban mikroszkóppal látható nagyon gazdag és változatos fauna és flóra azt jelzi, hogy az édesvízi környezetet egyre gyakrabban váltotta fel sekélytengeri környezet, vagyis a tengerszint 5–20 m-t emelkedett, de ezt követően ismét alacsonyabbá vált, nem ritkán rövidebb idejű szárazra kerülést is eredményezve. Ez utóbbit a mai karsztbokorerdőkhöz hasonló növényzet megtelepedését jelző gyakori gyökérnyomok igazolják. Gyakori erdőtüzekről tanúskodik a rétegfelszíneken megjelenő sötétszürke elszíneződés. A feketedett mészkőrétegek viharok által feltépett, majd újrakerakódott darabjai az egyes rétegekben található gyakori fekete mészkőtörmelékek.

A rétegsorban felfelé haladva olyan mészkőrétegeket láthatunk, amelyek uralkodóan a különlegesen módosult teknőjű (szarvszerű vagy föltekeredett) vastaghjú ún. rudista kagylókból állnak. Ezek a kagylók a 10–20 méter mély sekélytengerben hatalmas tömegben



A kréta időszak jellegzetes szarv alakú, felcsavarodott kagylóteknőinek metszete.
Fotó: Császár Géza

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

éltek. A rudista kagylók a jura időszak végén alakultak ki, de a kréta időszakban váltak általánosan elterjedtté, míg nem a kréta végén a dinoszauruszokkal egyidőben kipusztultak.

A kőfejtőben a földtörténet különböző szakaszaiban létrejött és különböző anyagokkal kitöltött hasadékok is megfigyelhetők. Közülük talán a legidősebb a kőfejtő felső pereméről lepillantva is látható, mintegy 15 m széles, észak-déli irányú hasadék (129). Itt a jura mészkőbe mélyen lenyúlóan több méteres tömböket alkot a sötétebb tónusú kréta mészkő, amelynek jobbra fehér színű, durvakristályos kalcit a kötőanyaga. Erre merőleges, tehát kelet-nyugati irányú hasadék ismerhető fel a hegy déli lejtőjén, amelyet miocén korú okker és vörös színű, erősen csillámos homokkő törmelék tölt ki.



*Több méteres tömbökből álló, hasadékitöltő jellegű megabreccsa a nyugati kőfejtőben.
Fotó: Császár Géza*

A bánya területén egy felhagyott tömb védett barlangot rejt magában.

A természetvédelmi oltalom alatt álló hegy mindig napsütéses déli oldaláról számos sajátos flóraelem ismert. Erről a növényvilág iránt is érdeklődő látogató a Szobros-bányában elhelyezett tablóról szerezhet bővebb információt, mint ahogy a felszínalaktani jelenségekről is.

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A Dunántúli-középhegység területén a jura időszak végén még egységesnek mondható mélytengeri üledéklerakódást a kréta időszak kezdetén változatosabb üledékképződési viszonyok váltották fel. A Bakony területén folytatódott a mélytengeri mészkövek képződése, de a Gerecsében a hasonló körülmények között képződött mészkőkétegeket ugyancsak mélytengeri körülmények között márga, homokkő és kavicskő, azaz konglomerátum lerakódása követte. Az üledékek jellegének megváltozása fontos lemeztektonikai okokra vezethető vissza. Az Atlanti-óceán fokozatos felnyílásával párhuzamosan a Tethys-óceán nyugati medencéi bezáródtak, az egykori óceáni aljzat egyes részei a lemezalábukási övezetből kipréselődve feltorlódtak, felszínre kerültek, eróziójuk megkezdődött. Jelentős részben az ekkor képződött gyorsan lepusztuló vonulatok szolgáltatták a vastag márga – homokkő rétegsor anyagát.



18. Gerecse, Lábatlan, Kőszörűkő-bányai alapszelvény

Egy kréta mélytengeri hordalékkúp üzenete

(Sztanó O., Császár G.)

A Gerecse hegységben a múlt ösvényén járva a földtörténet újabb fejezetei tárulnak elénk. A hegység legmagasabb csúcsát, meredek sziklás hegyoldalait a Bakonyban, a Pilisben és Tatán már megismert, trópusi sekélytengerben keletkezett Dachsteini Mész-kő alkotja. A Kisgerecse, a Pisznice oldalában és még számos más helyen különféle vörös, gumós ammomiteszes jura mész-kövek évszázados – ma többnyire természetvédelmi oltalom alatt álló – felhagyott bányáit találjuk. Keskeny, festői völgyekben, mint a Hajós-árok, kréta időszaki zöldesszürke homokkő rétegek bukkannak elő. A kréta képződmények nagy része azonban a homokkőnél kissé idősebb, könnyen málló szürke vagy szürkéslila márga, mely természetes feltárásokban csak kivételesen jelenik meg. A berseki bányában azonban, mely a hegység északi, Lábatlan felé néző peremén gigászi sebhelyként tárja fel vastag rétegsorának jelentős részét, a cementgyártás alapanyagaként ma is fejtik. A bányából a dunaparti cementgyár felé egykor drótkötélpályán utaztak a csillék, elhaladva a Buzás-hegy mellett, melynek oldalában találjuk a ma már természetvédelmi oltalom alatt álló „kőszörűkőbánya”-t. Itt mintegy 200 m hosszsan, 5–15 m vastagságban tanulmányozhatjuk a gerecsei kréta legfiatalabb tagját, a kemény, kötött zöldesszürke homokkő, a vastag rétegeket alkotó konglomerátum és a vékony márga betelepülések alkotta rétegsort. Először a sötét árnyalatú tűzkő-kavicsokból álló érdekes formájú vastag rétegek ragadhatják meg a figyelmünket, még ha nem is sejtjük, hogy milyen mozgalmas keletkezési folyamatokról árulkodnak.

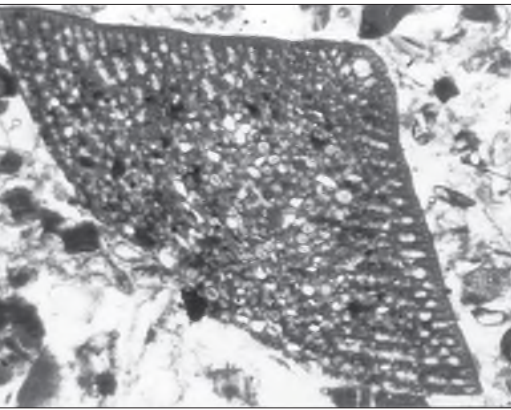
A szemlélődést az egykori bánya északnyugati sarkában érdemes elkezdni. A konglomerátumot alkotó 1–20 cm-es kavicsok legtöbbször jura időszaki kőzetek lepusztulásából származó tűzkő. Ritkábban találhatunk más, viszonylag hosszú szállítással az üledékgyűjtőbe került szárazföldi eredetű hordalékszemcsét is: metamorf és magmás kőzetekből, továbbá homokkőből származó kavicsokat. Nagyon látványosak és jelentősek a változó mennyiségben előforduló éles,



Sekély tengeri zátonyról letörött, szállítás során nem koptatott, fehér mész-kő kisebb-nagyobb darabjai.

Fotó: Császár Géza

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Parányi kamrákból álló, lencse nagyságú, kúp alakú, mészvázú egysejtű, foraminifera mikroszkópi képe.
Fotó: Görög Ágnes



Kemény kavicsok között üregként kimálló márgalepények dőlése jelzi az egykori szállítás irányát.

cakkos peremű mészkő darabok. Ezek az egykori trópusi tenger gazdag, zátony mögötti lagúnájára utaló kagylók (egyebek mellett szarv alakúvá módosult teknőjű ún. rudista-féléket) és csigák mellett nagyszámban tartalmazzák korall-, hydrozoa- és szivacstelepek törmelékdarabjait, vörös algák, és tengerisünök töredékét, és egyes rétegekben szabad szemmel is jól látható nagyméretű egysejtű foraminiferákat (Orbitolina fajokat). A zátonymészkő törmeléke a bezáró konglomerátummal közel egyidős, éppen csak közzé válva, a kora-kréta végi sekélytengerből került rövid szállítás után a mélyebb tengerbe. A távolabbi szárazföldről származó kavicsok viszont legalább néhány tízmillió évvel idősebbek, koptatottak, kerekítettek. A kemény szemcsék mellett kisebb-nagyobb lapos lyukakat is láthatunk a falon. Ezek a kréta időszak üledékképződés során lerakódott, többé-kevésbé megszilárdult márga rétegekből felszaggatott „márgalepények” voltak, amelyek a jóval későbbi felszíni mállás miatt kikoptak és ma csupán üres helyük látható. A homokkő milliméteres szemcséit mikroszkóp alatt vizsgálva további részletek deríthetők ki a törmelékanyagot szolgáltatató lepusztulási területről, ami valószínűleg egy kontinentális aljzatú és egy alábukó óceáni lemez ütközésével kialakult hegységvonulat lehetett. A nehézasványok között olyan sajátos ásvány (króm-spinell) is jelentős mennyiségben található, amely egyértelműen óceáni aljzatról származik. A két lemez ütközése során az óceáni aljzatról lenyíródott részek a szomszédos kontinentális aljzatra feltolódtak, és onnan lepusztulva törmelékük, ásványaik az előtéri medencébe ülepítődték át. Ennek a lepusztulási területnek a közelségét jelzi az a tény is, hogy kavicsként az óceáni aljzat króm-spinellt tartalmazó mállékony kőzetei is megtalálhatók a rétegsorban.

A köszörűkőbányai rétegek szemcséiből az is kiolvasható, hogy milyen folyamatok által, milyen ökoszisztémában halmozódtak fel. A bánya teljes hosszában megfigyelhetünk egy kb. 4–7 m vastag réteget, melyben a szoroson egymás mellett elhelyezkedő kavicsok mérete a réteg talpától a teteje felé fokozatosan csökken: alul néhány centiméterestől öklömnyi méretű kavicsok, legfelül homoknál alig durvább darakavicsok ülnek. Elhelyezkedésük is jellegzetes, ezt főképp a bánya északnyugati végén lévő rövid kis falon láthatjuk (134). A kavicsok zsindeyszerű állására elsőként az előbb már említett hosszúkás, lapos, északkelet fele dőlő lyukak hívják fel a figyelmünket. Ezek után azt is könnyen észrevehetjük, hogy a kemény kőzetekből képződött kavicsok is a márgalepényekkel párhuzamosan, a réteghatárral kb. 10–15°-ot bezáróan állnak. Az egykori bánya északi végén a nagy vastagságú réteg talpa is meghökkenítő: 10–20 cm széles, 5–10 cm mély párhuzamos barázdák vésőd-

A köszörűkőbányai rétegek szemcséiből az is kiolvasható, hogy milyen folyamatok által, milyen ökoszisztémában halmozódtak fel. A bánya teljes hosszában megfigyelhetünk egy kb. 4–7 m vastag réteget, melyben a szoroson egymás mellett elhelyezkedő kavicsok mérete a réteg talpától a teteje felé fokozatosan csökken: alul néhány centiméterestől öklömnyi méretű kavicsok, legfelül homoknál alig durvább darakavicsok ülnek. Elhelyezkedésük is jellegzetes, ezt főképp a bánya északnyugati végén lévő rövid kis falon láthatjuk (134). A kavicsok zsindeyszerű állására elsőként az előbb már említett hosszúkás, lapos, északkelet fele dőlő lyukak hívják fel a figyelmünket. Ezek után azt is könnyen észrevehetjük, hogy a kemény kőzetekből képződött kavicsok is a márgalepényekkel párhuzamosan, a réteghatárral kb. 10–15°-ot bezáróan állnak. Az egykori bánya északi végén a nagy vastagságú réteg talpa is meghökkenítő: 10–20 cm széles, 5–10 cm mély párhuzamos barázdák vésőd-

cok is a márgalepényekkel párhuzamosan, a réteghatárral kb. 10–15°-ot bezáróan állnak. Az egykori bánya északi végén a nagy vastagságú réteg talpa is meghökkenítő: 10–20 cm széles, 5–10 cm mély párhuzamos barázdák vésőd-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

tek a konglomerátum alatti márgába. A nagy rétegvastagság óriási tömegű szemcse egyidejű szállítását és ülepedését, a szemcseméret rétegen belüli fokozatos csökkenése pedig a tömegmozgás örvényességét jelzi. A barázdákat dugóhúzó-szerű örvénypárok vájták ki, és a barázdák iránya az áramlás irányultságát is jelzi. A nagy tömegű anyagban ülepedéskor egymásnak feszülő, de még mozgó szemcsék alakították ki a zsindelességet, pontosan jelezve, hogy az áramlás ÉK-ról DNY felé irányult.

A bánya hosszan elnyúló fala is számtalan érdekességet rejt. A már megfigyelt konglomerátum réteget itt az egykori szállítási irányra merőleges metszetben látjuk, ezért zsindelességet nem tapasztalunk, helyette az első kiszögellésnél egy másfél méter hosszú „homokkő szem” néz ránk. A márgalepényekhez hasonlóan az is a korábban leülepedett rétegek alámosásával, partomlás-szerű eróziójával került mai helyére, de benne különböző szemcseméretű rétegek találhatók. Tovább haladva egyengetett területen át visz az ösvény. Itt mélyült az a fúrás, amelynek segítségével a Kösörűkő-bánya és a Bersek-bánya közötti rétegtani, ősföldrajzi kapcsolatot tisztázni lehetett. Ha itt a fallal szemben állunk, megfigyelhetjük, hogy az eddig követett vastag konglomerátumréteg, nagyjából egyenletes alsó határfel-színe széles ívben belemetsződik az alatta lévő rétegekbe, mederszerű mélyedést képezve. Alatta 10–50 cm padokban zöldesszürke közép szemcsés, lemezes homokkő, kavicsos homokkő és lemezes elválású szürke márga látható. A bevágódástól jobbra, az erodált rétegek folytatásában kisméretű S-alakú gyűrődést figyelhetünk meg. Ez a rétegek lejtőn való megcsúszásával jöhetett létre. A homokkő szénült, apróra tört növényi maradványokat, sok csillámot tartalmaz, a padok talpán egyszerű réteglappal párhuzamos járatok, életnyomok találhatók. Ugyancsak innen láthatók a konglomerátum feletti vékonyabb, 10–50 cm vastag, különböző szemcseméretű rétegek. Ezek szemcséit kevésbé osztályozta az áramlás, szövetük helyenként rendezetlen, előfordul, hogy a szemcseméret rétegen belül felfelé növekszik.

A durvatörmelékes üledékképződés nem folyamatos voltát jelzi a ritkán megőrződött kőzetliszt, illetve márga közbetelepülések foszlányai. A feltárás középső szakaszán a fal lábánál, részben bokrok által takartan található egy 1 m vastagságú márgalencse, amelybe kb. 1 m széles csatornabevágódás látható homokos konglomerátummal kitöltve.

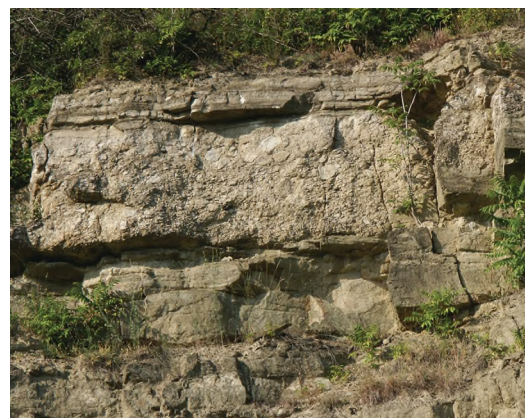
A lépcsőszerű homokkő padokon felkapaszkodva egy újabb, méteres meszes homokkő lepényhez érkezünk. Ennek érdekessége, hogy 2–3 mm átmérőjű,



Az eredetileg puha aljzatba párhuzamos barázdákat vájó örvények nyomán rakódott le a kavics.
Fotó: Sztanó Orsolya



Szürke konglomerátum tölti ki a vastag pados homokkő rétegekbe harapó íves, meder alakú mélyedést.
Fotó: Babinszki Edit



Kavicsok felfelé növekvő szemcsemérete és a közties agyag jelzi az egykori sűrű tömeges üledékmozgást.
Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

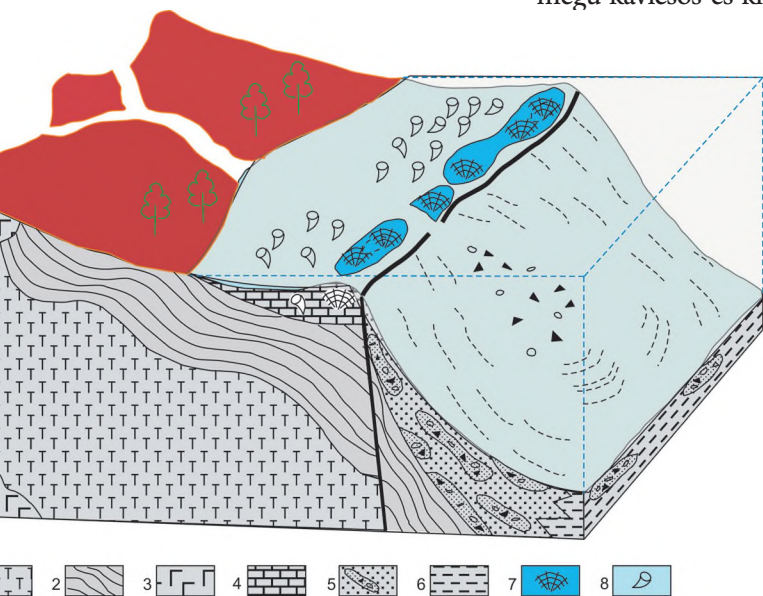


Híg, turbulens üledéktömegből, zagyából, méret szerint osztályozott egyre kisebb szemcsék ülepedtek.

Fotó: Sztanó Orsolya

fehér, kissé kúpos, gombszerű ősmaradványokat láthatunk benne, melyek kézi nagyítóval vizsgálva kis kamrákból álló nagyméretű egysejtű – a már említett Orbitolina – házának bizonyulnak. Ezek és a márga csak mikroszkóppal vizsgálható parányai – egyéb foraminiférák és nannoplankton flóra – segítségével állapítható meg a kőzet keletkezésének kora a geológiai korszakán, amely mintegy 110 millió évet jelent. A bánya délkeleti végén, a domboldalban előbukkanó kb. 1 m vastag konglomerátum réteget is érdemes megfigyelni. Ez szöveti bélyegeiben – szoros illeszkedésű kavicsok, tankönyvbe illő tökéletességű csökkenő szemcseméret –, megegyezik az alsó paddal, de benne a sekélytengerben keletkezett mészkőszemcsék aránya legalább 50%. Ennek északi folytatásában kb 50 méternyire a bánya legfelső rétegeiben 95%-ban ősmaradványokban gazdag mészkőtörmelékéből álló, 1,5 m vastag réteggé alakul, de a törmelék méretének változását illetően lényegesen kevésbé szabályszerű eloszlásban.

Miután az üledéklerakódási jelenséget és az ősmaradványokat megfigyeltünk, gondolkozhatunk azon, hogy milyen környezetben keletkeztek a Kőszörűkő-bányában feltárt kőzetek. A konglomerátum a mélytengerből feltorlódott kőzetekből, főként azok tűzkő anyagának törmelékéből, kisebb részben a vulkáni szigetív peremén a kréta folyamán létrejött sekélytengeri, zátonnyal szegélyezett sekélytengeri küszöbről származó görgeteg-lencséből áll. Minthogy a konglomerátum- és homokrétegek közötti márga és kőzetliszt anyagú rétegek nyílttengeri parányi plankton szervezeteket tartalmaznak, a mélytengerben kell keresnünk a felhalmozódás helyét. Erre utalnak a tenger alatti lejtő előterében képződött konglomerátum és homokkő rétegek, amelyeket gravitáció hatására lejtőn beinduló nagy tömegű kavicsos és kisebb tömegű homokos zagyarak szállítottak és raktak le. Ily



A selfperemi karbonátzónák letöredező darabjai a lejtőn át a mélytengerbe szállítódnak.

módon a kontinensek és mélytengerek határán kialakult lejtőktől nagy távolságra is történhet anyagszállítás, de itt mégsem ez történnhetett. A rendezetlen szövetű rétegek rövid lejtős szállítással, törmelékfolyással kerültek a helyükre. A kontinensről, a hozzáragadt vulkáni szigetívűből és az ott kialakult sekélytengerből a mélybe halmozott anyag a lejtő lábánál egy hatalmas törmelékkúpon halmozódott fel. A Kőszörűkő-bánya legvastagabb konglomerátum padja és a felette található rétegek a kúpot tápláló csatorna kitöltéseként, az alatta levő vastag homokkő padok a törmelékkúp központi zónájának homoklebenyeiként keletkeztek. A bányában a mélytengeri törmelékkúpnak csupán kicsi szeletét láthatjuk, de a környező fúrások legalább 400 m vastagságban harántolták. A bevezetőben említett Berseki-bányában feltárt, szintén több száz méter vastag márga és homokkő rétegsor pedig ugyanennek a törmelékkúp-rendszernek egykor iszapos lejtőjét tárja elénk.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A földtörténet középkorának végén és újkorának kezdetén több szakaszban lezajlott hegységképződés nyomai

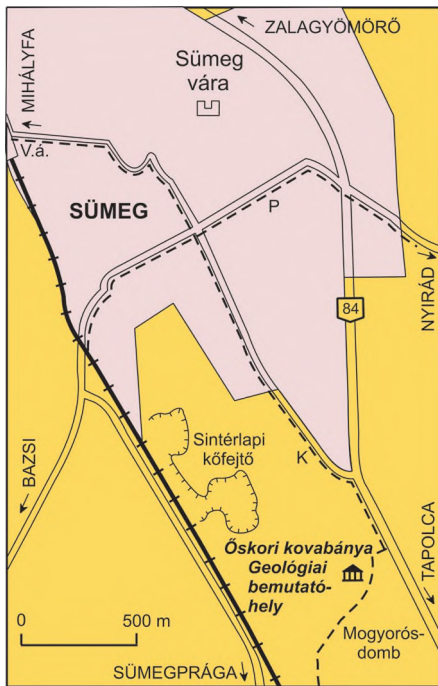
A kréta középső részén, mintegy 110 millió évvel ezelőtt az alpi hegységképződés a Dunántúli-középhegységben sajátos vályúszerű szerkezetet alakított ki, melynek tengelye a hegységvonulat irányával párhuzamos és szárnyain bukkannak elő a legidősebb képződmények. A kréta időszak késői szakaszától az eocén kor végéig hegységképződési (szárazra kerülési) és medenceképződési (tengerelöntési) szakaszok váltották egymást. A hosszabb idejű kiemelkedési, szárazrakerülési szakaszokban a korábban keletkezett dolomit és mészkő karsztosodott és a karsztos mélyedésekben bauxit halmozódott fel, először a kréta időszak középső részén, majd a késő-krétában és ezt követően az eocén idején is. A kiemelkedést követő süllyedés tengerelöntéshez vezetett. Előbb mocsarak, kőszénlápok alakultak ki, majd elegendő vízzel a lagúnákban, végül tengeri környezetben folytatódott az üledékképződés. A kréta időszakban a sekély meleg tengereket a vastaghéjú rudista kagylók uralták, az ekkor keletkezett mészkőfajták főként ilyen kagylók vázából, váztöredékéből épülnek fel.

A Tiszai-mikrolemezen belül a késő-kréta idején zajló jelentős tektonikai mozgások takarórendszereket hoztak létre. A takarórendszerek előterében létrejött medencékben elsősorban az újonnan létrejött hegységvonulatok lepusztulásából származó üledékek rakódtak le. Ezek a kőzetek azonban nem kerülnek felszínre Magyarország területén, csak az Alföld aljzatát feltáró mélyfúrásból ismeretesek.

19. Bakony, Sümeg, Sintérlapi tanösvény

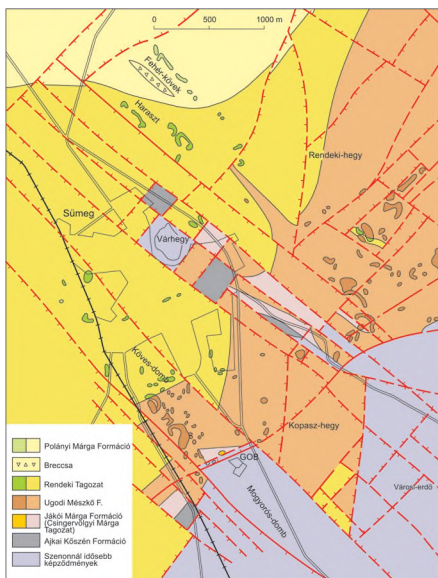
Egy késő-kréta sziklaszirt különös világa

(Haas János)

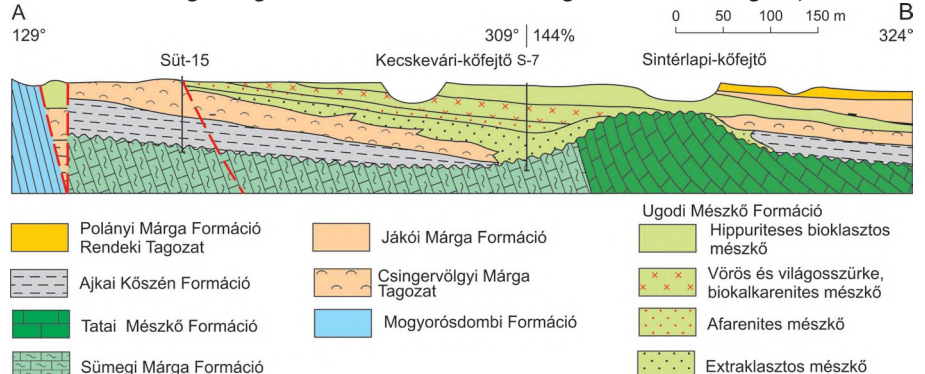


A Déli-Bakony legnyugatabbi vonulataiban Sümeg környékén a földtörténet középkorában és újkorának kezdetén keletkezett – gyakorta ősmaradványokban igen gazdag – kőzetek találhatóak, amelyeket ősidők óta fejtenek. A város fölé magasodó Vár-hegy a kréta időszak középső részén keletkezett és a tektonikai erők által kibillentett, összetört mészkőből áll. A Tatai Mészkőről van szó, amellyel már a tatai Kálvária-dombon, de a bakonyi Eperjes-hegyen is találkoztunk (141). A város déli peremén található Köves-dombon lévő egykori Sintérlapi-mészkőbánya, ma geológiai tanösvény, amely a Dunántúli-középhegységben egyedülálló, az egész hegység fejlődéstörténetének tudományos megismerése szempontjából kiemelkedő jelentőségű geológiai értékeket rejt. A geológiai érdekességek jelentős részét már egy rövid sétával megtekinthetjük (142, 142a). A látnivalókat rajzokkal gazdagon illusztrált magyarázó táblák teszik a látogatók számára is érthetővé.

A kőfejtőben a kréta időszak középső részén lezajlott – a Dunántúli-középhegység geológiai felépítését, szerkezetét alapvetően meghatározó – hegységképződés nyomai igen látványosan jelennek meg. Jól láthatók a hegységképző erők által meggyűrűt és meredekre állított, majd egyenlőtlenül lepusztult idősebb kréta kőzetek, melyekre a kréta időszak késői szakaszában keletkezett kőzetek csaknem vízszintes rétegei települnek. Az is megfigyelhető itt, hogy az idősebb kréta korú mészkő meredeken álló rétegeit vörös kalcittal kitöltött tektonikus hasadékok harántolják. A kréta időszak egy későbbi szakaszának tengerében keletkezett mészkő rétegekben e telérek vörös kalcit anyaga már kavicsként található meg. Ezek a mészkőrétegek ősmaradványokban rendkívül gazdagok, különösen a kréta végén kihalt vastag héjú tölcsér



A Sümeg környéki késő-kréta korú képződményeket ábrázoló földtani térkép



A Köves-domb és ezen belül a Sintérlapi-kőfejtő geológiai képződményeinek helyzetét bemutató metszet

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

alakú ún. rudista kagylók formai változatossága ragadja meg a látogatót.

Sétánkat az egykori kőfejtő nyugati falának megtekintésével célszerű kezdenünk, hiszen itt láthatjuk a legidősebb feltárt képződményt, az ún. Tatai Mész-követ. A kréta időszak középső részén, mintegy 110 millió évvel ezelőtt keletkezett mészkőrétegek mállott felületén kitűnően látható, hogy a kőzet, uralkodóan durva homok méretű, a friss törési felszíneken a napfényben becsillanó kalciumszemcsékből áll. Ezek tengeri liliumok (crinoideák) kalcitvázainak darabjai. Szinte tökéletes épségben maradt tengerisün tüskék is jól láthatók. Behatóbban szemügyre véve a kőzetet elég sok apró (néhány mm-es) fehér színű szemcsét is megfigyelhetünk benne. Mikroszkóp alatt vizsgálva, a bennük található igen apró ósmaradványok alapján kideríthető, hogy ezek idősebb kőzetek törmelékszemcséi. E meglehetősen nagy mennyiségű kőzettörmelék megjelenése az egykori tengeri üledékben arra utal, hogy a kőzet keletkezésének idején a hegységképző erők hatására a korábban keletkezett rétegek már eredeti helyzetükből kibillentek, felszínre kerültek és törmelékdarabjaik a tengerbe kerülve elkeveredtek a sekély, enyhén lejtő tengeraljzaton frissen keletkező mészhomok-üledékekkel.

A kréta időszak középső részén jelentős tektonikai mozgások folytak a Dunántúli-középhegység területén. Ezek a mozgások – mint láttuk – már a Tatai Mész-kőnek nevezett kőzet lerakódásának idején megindultak, de azt követően, a tengeri mészüledék kemény kőzetté válása után váltak igazán intenzívvé. Ennek következménye az, hogy az igen enyhén lejtő, gyakorlatilag csaknem vízszintes tengeraljzaton keletkezett rétegek ma meredeken állnak és meghajlítódottak. Egy későbbi tektonikai folyamat során a már meggyűrt, meredekre állított mészkőrétegekben hasadékok alakultak ki. A hasadékokon feláramló forró vízből vörös kalcit vált ki, telérként kitöltve a repedéseket.

A mészkőrétegek kibillenését, meggyűrődését, széttöredezését, kiemelkedését eredményező hegységképződést követően a kőzetek a szárazföldi mállási, eróziós folyamatoknak kitéve lepusztultak, az



A sümegi vár alsó udvarában kibukkanó mészkőrétegek. Az üledék elmosási felszíne és a ferde rétegződés arra utal, hogy keletkezés helyén intenzív vízmozgás lehetett.

Fotó: Haas János



A kréta időszak középső részén képződött mészkő meredeken álló rétegei a kőfejtő nyugati falában.

Fotó: Haas János

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



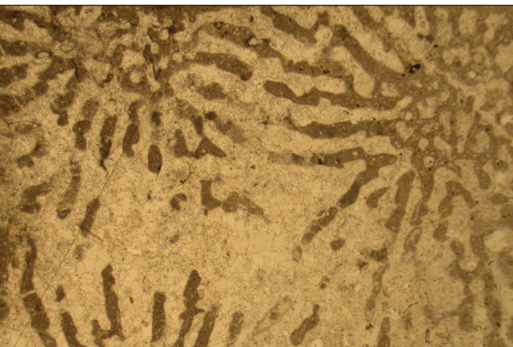
Az egykori sziklaszint lábánál felhalmozódott kavicsos mészkő. A sötét színű kavicsok a sziklaszirtet alkotó idősebb kréta mészkőből származnak.

Fotó: Péró Csaba



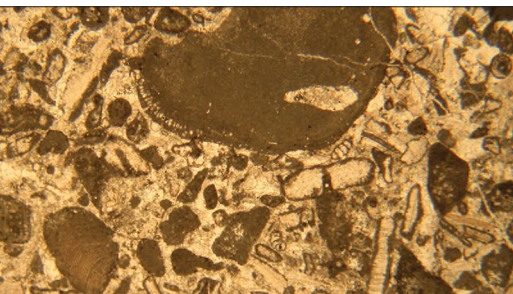
Összehalmozott rudista kagylók durva törmelékéből álló kőzet.

Fotó: Péró Csaba



Egyes rétegekben a rudista kagylók mellett telepalkotó korallak is megjelennek. A koralltelep mikroszkópi képén jól megfigyelhető a korallokra jellemző sugaras belső szerkezet.

Fotó: Haas János



Koptatott kagylótöredék mellett vörösalga maradványokat tartalmazó mészkő mikroszkópi képe.

Fotó: Haas János

egykori felszín egyenetlenné vált. Mintegy 80 millió évvel ezelőtt azonban a terület ismét erőteljesen süllyedni kezdett és újra tenger borította el. Ez a folyamat követhető nyomon az egykori kőfejtő keleti és északi falában. Közvetlenül a Tatai Mészkő meredekre állított rétegeinek egyenetlenül lepusztult felszíne fölött ugyanis csaknem vízszintes helyzetű világosbarna mészkő és márgarétegek következnek. Ezek bár ugyancsak a kréta időszak meleg, sekély tengerében keletkeztek, ősmaradványaik tanúsága szerint jóval – mintegy 30 millió évvel – fiatalabbak a Tatai Mészkőnél. A legalsó rétegekben néhány centiméteres, többnyire sötétszürke színű mészkőkavicsok láthatók, amelyek a Tatai Mészkőből származnak, helyenként a már említett telérekéből származó vörös kalcit anyagú kavicsokkal együtt. A kavicsok mellett olykor nagyméretű vastag falú *Actaeonella* csigák és egyes rétegekben rudista kagylók is megjelennek. Szinte magunk előtt láthatjuk a késő-kréta tengerből kiálló, a hullámverés által ostromolt sziklaszirtet, amelynek nagy részét a hullámverés felaprózta, felemésztette, törmeléke pedig, a szirt körül halmozódott fel. A lepusztult sziklaszirten mészvázú szervezetek (rudista kagylók, korallak, mészalgák) telepedtek meg és végül az ezek váztöredékéből álló mészüledék temette el a szirtet.

A kőfejtő keleti falában a mészkőkavicsos rétegekre nagyméretű rudista kagylókat, illetve ezek durva héjtöredékeit tartalmazó vastag mészkőrétegek következnek, majd kisméretű rudista kagylók tömegét tartalmazó márga réteg jelenik meg, ami a falban végigkövethető. A kőfejtő keleti falának legfelső rétegeit nagyméretű rudista kagylók teknőinek sokasága építi fel. Ezekből a



Rudista kagylók homok- és kavicsméretű törmelékéből álló mészkő.

Fotó: Haas János

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

rétegekből méteres blokkok zuhantak le a kőfejtő udvarára és ott szemügyre vehetők. A blokkokban gyakran megfigyelhető, hogy egy pontból kiindulva 4–6 tekő szorosan egymáshoz nőtt, csokor-szerű csoportokat képez. Ezekben az esetekben a kagylók élőhelyükön beágyazódva őrződtek meg.

Ott, ahol a tanösvény az egykori alsó bányaudvarból a felsőbb szintre vezet, a Tatai Mészkö eróziós határfelületére közvetlenül nagyméretű rudista kagylók héjtöredékéből felépülő mészkőpadok következnek. Ezt a kőzetfajtát a geológusok Ugodi Mészkönek nevezik. Hasonló kőzetfajták építik fel a felső bányudvar északi falát is. Annak tetején azonban a sekélytengerben keletkezett rudistás Ugodi Mészkö fölött mélyebb tengerben lerakódott márgarétegek (Polányi Márga) következnek. A vékony rétegek felszínén gyakran életnyomok láthatók, mikroszkóp alatt vizsgálva pedig apró, mészvázú, plankton szervezetek is megfigyelhetők ebben a kőzetben, sőt ritkán ammoniteszek is előfordulnak.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

Észak-Magyarország mészkőhegységei – a Bükk és az Aggteleki-hegység – a kréta idején még nem voltak hegységek és mai helyüktől távol helyezkedtek el. Csak jóval később, a földtörténet újkorában kerültek egymás közelébe. Sem a Bükkben, sem az Aggteleki-hegységben nem ismerünk kréta kőzeteket, nem kizárt, hogy voltak, de mára már teljesen lepusztultak. Egyetlen helyen, a Bükkből északra, az Upponyi dombvidéken található, meglehetősen sajátos körülmények között keletkezett késő-kréta korú kőzetek, amelyek azt is jelzik, hogy a kréta időszakban az üledékgyűjtő medence közelében hegylávák alakulhattak ki.



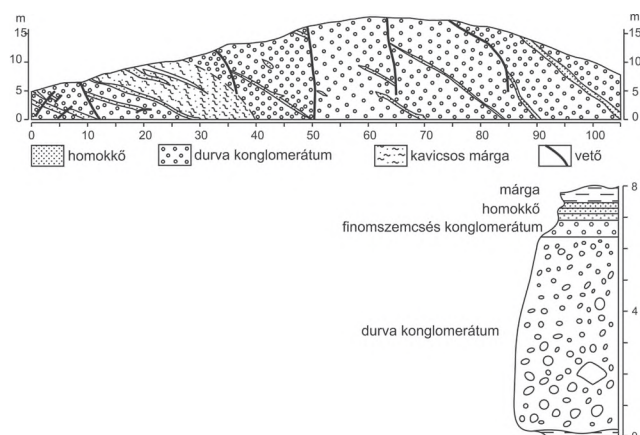
20. Upponyi-hegység, Csokvaomány – Nekézseny – Dédestapolcsány *Rudistás mészkőtömbök a késő-kréta konglomerátumban*

(Haas János)

Az Északi-középhegység területén kréta időszi kőzetek csupán a Bükk és az Upponyi dombok közötti keskeny sávban ismertek Csokvaomány és Dédestapolcsány között. Ezek a jellegzetes durva kavicsokat tartalmazó konglomerátumrétegek mélyvízi medencében rakódtak le a kréta időszak késői szakaszában, 75–80 millió évvel ezelőtt. A medence mérete nyilvánvalóan jelentősen meghaladta a jelenleg fellelhető üledékes kőzetek elterjedését, de a kréta időszakot követő hegységképző mozgások során az üledéktömeg nagy része lepusztult és ma csak a lepusztulástól megkímélt foltokban találjuk meg e földtörténeti kor emlékeit ezen a területen.



A kréta kőzetekkel való ismerkedést Csokvaománytól a Lénárdarócra vezető országút melletti feltárásoknál kezdjük. Az itt látható rétegsor néhány méter vastag rétegekből épül fel, melyek alsó határa egyenetlen eróziós felszín. E fölött 5–10 cm átmérőjű kavicsokból álló konglomerátumot találunk, amely felfelé apróbb kavicsból álló konglomerátumba, majd homokkőbe megy át. Ezután ismét egyenetlen eróziós réteghatár következik, majd további hasonló felépítésű rétegek követik egymást. Az ilyen rétegsort, amelyben az egyes kőzetfajták meglehetősen szabályszerűen váltakoznak, ciklusosnak nevezik. A ciklusok jellemző felépítését az ábra mutatja.



A Nekézseny melletti vasúti bevágásban feltárt kréta képződmények rajza, amelyen jól követhető a különböző kőzetfajtákból álló rétegek váltakozása

A feltárás alján olyan mészkőkavicsokat gyűjthetünk, amelyek tele vannak lyukakkal. Ezeket fúrókagylók hozták létre, de nem a kréta idején, hanem sokkal később, a miocénben, amikor a területet ismét tenger borította el és a kréta konglomerátum e tenger



A rétegsor vastagabb konglomerátum és vékonyabb homokkő váltakozásából épül föl. Fotó: Haas János

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Homokkő és konglomerátum rétegek váltakozása a vasúti bevágás tektonikusan átfordított rétegsorában.
Fotó: Haas János

partját alkotta. A kavicsok, amelyek voltaképpen a kréta konglomerátumból származnak, lefedik a konglomerátum rétegeket. Eredeti helyzetükben a feltárás tetején láthatók, innen potyognak le a fal tövébe.

A kréta rétegek sokkal impozánsabb feltárását nézhetjük meg Nekézseny településtől délre, egy több mint 100 m hosszú és 18 m-t elérő magasságú vasúti bevágásban. A vastag konglomerátumrétegek meglehetősen meredeken állnak, a vízszintessel 30–35°-os szöveget zárnak be. A behatóbb vizsgálódás arra utal azonban, hogy a tektonikus mozgások hatására a rétegek nem csupán kibillentek eredeti helyzetükből, hanem teljesen átfordultak. Ezért van az, hogy a kőzetfajtáknak a csokvaományi feltárásban megfigyelt szabályszerű sorrendje itt megfordul. Az egyes konglomerátum–homokkő ciklusok közé gyakran néhány cm-től 1 m vastagságú szürke agyagos rétegek is beiktatódnak.

Bár a kréta konglomerátumrétegek a Bükk hegység közvetlen közelében találhatóak, anyaguk nem innen származik. A kavicsok mintegy 60%-a az Aggteleki- és a Rudabányai-hegységből ismert mészkőfajtákhoz hasonló. Kisebb arányban helyi anyag, az Upponyi-hegység paleozoós kőzeteiből származó kavics is megjelenik.



Egy dédestapolcsányi mészkőtömbből gyűjtött rudista kagyló oldalnézetben és felülnézetben.
Fotó: Szente István

Tovább kelet felé haladva, Dédestapolcsány északi végénél a kréta konglomerátumnak egy másik feltárását is érdemes meglátogatni. Itt ugyanis a konglomerátumban több méteres mészkőtömböket találunk, amelyekben korallok, csigák és vastaghéjú rudista kagylók tömege ismerhető fel. Ezek sekélytengeri szervezetek és koruk lényegében megegyezik a konglomerátum korával, amelyre a kavicsok közötti agyagos rétegekben talált növényi spórák és pollenek utalnak.

Hogyan keletkeztek a Csokvaomány és Dédestapolcsány között előforduló kréta korú kőzetek? Erre vonatkozóan a kavicsok anyaga, mérete, koptatottsága, a konglomerátum üledéktani sajátosságai nyújtanak támpontot. A durva, közepesen koptatott kavics nem jöhetett jelentős távolságból, hegyi patakok szállíthatták a tengerbe, ahol törmelékkúpokban halmozódhatott fel. Az üledékjegyek azonban azt jelzik, hogy a kavics első lerakódását követően, a törmelékkúpról mintegy lefolyva tovaszállított és egy mélyebb medencében halmozódott fel. Az a tény, hogy a konglomerátumban helyenként sekélytengerben keletkezett, a konglomerátummal közel egyidős mészkőtömbök is vannak, arra utal, hogy a tenger peremét a kavicslerakódást közvetlenül megelőzően mészvázú szervezetek (vastaghéjú rudista kagylók, telepalkotó korallok) sokasága népesítette be. A szervezetek vázából létrejött mészkő darabjai a törmelékkúpok anyagával együtt csúszhattak le a mély medencébe.

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A kréta időszak végén, 65 millió évvel ezelőtt – valószínűleg egy kozmikus test becsapódása miatt – ismét felborult a Föld érzékeny környezeti egyensúlya. Az élővilág fejlődését egy újabb tömeges kihalás törte meg, és terelte új utakra. Ez az esemény jelöli ki a középkor végét és ezt követően lépünk a földtörténet újkorába. E földtörténeti katasztrófa nyomai azonban nem őrződtek meg a hazai rétegsorokban. A kréta végén ugyanis az Eurázsiai és az Afrikai lemezek közeledése miatt a köztük lévő lemeztöredékek egymáshoz préselődve hegyvonulatokat hoztak létre és emiatt nagy területek szárazföldd, hegyvidékké váltak, ahol trópusi klímán intenzív lepusztulás folyt. A lemeztöredékek kitéréselődése – időnként katasztrófális földrengéseket okozva – hatalmas eltolódási zónák mentén ment végbe. A kitéréselődés azért vált lehetővé, mert az ütköző sarkantyúk mellett nyílt, óceáni térség volt. Az újkor kezdetén (a paleogén idején) az ütköző „Adriai tüske” és „Cseh tüske” közül kitéréselődő elemek azért szökhettek kelet felé, mert a Kárpátok helyén egy kiterjedt óceánmedence – a szakemberek Magura medencének nevezik – helyezkedett el, amelyre a kitéréselődő kontinentális blokkok rátolódhattak.

A hegységképződés során kialakult dunántúli-középhegységi vályú peremén már a kréta időszak vége felé, azután a paleocén és az eocén korban ismét felszínre kerültek a kristályos aljzat kőzetei, melyek a trópusi klímán folyó intenzív mállással átalakultak, vasban és alumíniumban gazdaggá váltak, egy részük bauxittá alakult át. Ugyanakkor a vályú oldalán a triász időszakban keletkezett vastag mészkő- és dolomittömegek is felszínre kerültek és karsztosodásukkal töbrök, dolinák keletkeztek, amelyek befogadták a pereméről lehordódó bauxitos málladékot. Így keletkeztek a hegység gyakorlati szempontból is fontos bauxittelepei, amelyeket az eocén későbbi szakaszában tengeri üledékek fedtek le.



21. Bakony, Nyirád, Darvastó természetvédelmi terület *Tengerrel borítódó eocén karsztvidék*

(Kecskeméti Tibor)



Szinte holdbéli tájat látunk. Elhagyatottság, csend, furcsa domborzat, élénk színek fogadnak, ha lenézünk az egykori bauxitkülfejtés mintegy 15–20 méter mély szabálytalan alakú gödrébe. Lent a maradék bauxit vörösét helyenként szennyesfehér kőbörccök szakítják meg, a gödör oldalait túlnyomórészt okkersárga mészkő és márga alkotja. Mindezt a felszínen üde zöld fák, bokrok alkotta liget keretezi. A Nyirád–nagytárkányi bauxitterület délnyugati részén, a Sümeget Nyiráddal összekötő úttól mintegy 150 méterre északra található, 200–300 méter hosszú és 25–35 méter széles egykori bányagödrot számos földtani érdekessége és különlegessége miatt természetvédelmi területté nyilvánították. A gödör keleti peremén kis parkolóterület, pihenőhely van. Innen tárul elénk az előbbieken leírt kép. A magyarázó tábla mellett kiépített lépcső visz le a gödörbe.

A gödör alját az egyenetlen felszínű, karsztosodó triász korú dolomit alkotja. Ezt helyenként szerkezeti mozgások érték, amit a rétegek eredeti helyzetéből történő több méteres elmozdulásai, vetődései bizonyítanak. A leg-



A feltárás panoráma képe.

Fotó: Podányi Tibor

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

szebb vetődést a gödör északi falán láthatjuk. Az egyenetlen felszínre települ a bauxit, melynek pontos keletkezési idejét nem tudjuk, de lerakódásának idejét az eocénre tehetjük.

A bauxitot a gödör oldalfalait alkotó eocén rétegek fedik. Ezek egymásutánját legszebben a gödör északkeleti szegletében tanulmányozhatjuk. Jobb megismerésükre az 1970-es években 18–20 méteres szelvény mentén letisztították a kőzetfelszínt. A 10 centiméterenként vett kőzetminták üledékföldtani és őslénytani vizsgálata segítségével rekonstruálhatjuk az egykori földtörténeti eseményeket.

Az eocén elején egy hosszabb szárazföldi időszakban karsztosodás folyt a területen. A karsztos töbrök mélyebb részei bauxittal töltődtek ki. Az eocén rétegek sorozata tengerelöntési folyamatot 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 szénzemcse (a mocsári lágyszárú növények kevésbé szenesedett maradványai; innen a rétegek messziről is jól érzékelhető szürke színe!), valamint sok bauxitásvány is található. Ez az agyag a tengerpart közeli lagunában 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 kavicscsíkocská 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. Szinte kizárólag a szabadszemmel is látható ősi egyejtűek egy érdekes csoportjának, a gabonaszemekhez hasonló Alveolináknak a maradványai alkotják. A mikroszkópos vizsgálatok azonban egy másik jellegzetes nagyforaminifera nemzetség, a Nummulitesek képviselőit is kimutatták kisebb mennyiségben. Az alveolinás mészkő hirtelen nagyobb területen való megjelenése olyan gyors tengerelőrenyomulást 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 észlel-



Az őskarszt formaelemeit mutató kitermelt bauxit lencse. A kép bal oldalán a meredek fal tektonikus törés azaz vető.
Fotó: Varga Gusztáv



A bauxit fölött megjelenő már tengerben képződött szürke márga és mészkő rétegek
Fotó: Varga Gusztáv

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	



A bauxitot fedő eocén mészkőrétegek.
Fotó: Hankó Eszter

hető kőzettani és őslénytani jellegek újabb környezeti változást jeleznek. Ismét laguna alakul 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 azt a rétegsort, amit a szakemberek Darvastói Formációnak neveznek.

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 (Szöci Mészkő Formáció). Benne kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő a sok fajjal képviselt *Nummulitesek*. E rétegekre jellemző fajok az 1–1,5 cm nagyságú *Nummulites laevigatus*. A kisebb méretű, ivaros nemzedékének példányai kimmálva, mint megkövesült étkezési lencse hevernek a

szelvény aljában. A *Nummulitesek* mellett még sok az *Alveolina* (más fajok is, mint az előbbi rétegben), az *Operculina*, és az *Orbitolites* nemzetségbe tartozó nagyforaminifera. Különösen feltűnő a 4–5 cm átmérőt is elérő *Assilina* tömegesen előforduló mészváza, 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 élelemláncban 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 Szöci Mészkő Formáció) kőzetalkotó mennyiségben előforduló fauna, a középső-eocén kor legalsó rétegtani szintjét, a lutéciai emelet ún. *Nummulites laevigatus* zónáját jelzi.

A darvastói szelvény az eocén rétegek további, jelentős vastagságú (helyenként a 100 métert is elérő) fiatalabb rétegeit már nem tárja fel. Ezek itt a későbbi földtörténeti idők során lepusztultak, de a szomszédos hegyvonulatban, a Rendeki-hegyen megtalálhatók.



*Nummulites*es mészkő.
Fotó: Hankó Eszter

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

22. Vértes, Gánt, Bagoly-hegyi felhagyott bauxit külfejtés

Bauxit a karszton

(Kecskeméti T., Mindszenty A.)

A magyarországi bauxit „óshazájában” vagyunk. A Vértes déli nyúlványai közt megbúvó Gánt községtől néhány kilométerre délre fekvő Bagoly-hegyen tárta fel 1923-ban Balás Jenő bányamérnök az ország első művelésre alkalmas bauxitlepét, s itt indult meg 1925-ben hazánkban a bauxit üzemszerű bányászata, mely a későbbiekben a közeli Meleges, Újfeltárás és Hoszszúharasztos dűlők területén lévő bauxit előfordulásokra is kiterjedt.

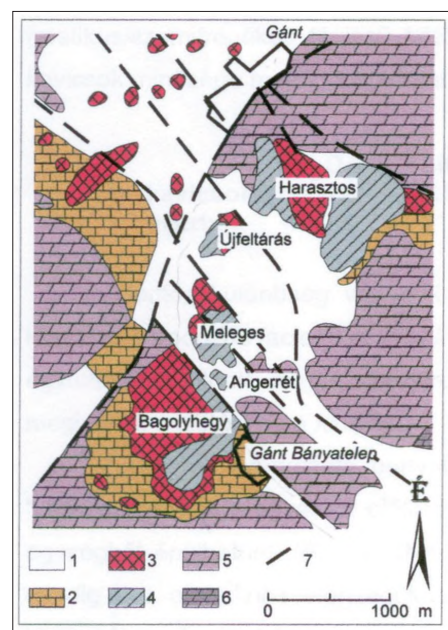
A közvetlenül a Gánt–Zámolyi út mellett fekvő szabálytalan alakú, mintegy 200x300 méteres feltárás képződményei uralkodóan a vörös és a sárga szín különböző árnyalatait mutatják. A szürkés fehér triász dolomit lepusztult, karsztos felszínére települő bauxit és az azt fedő, az ország egyik leggazdagabb és legjobb megtartású eocén korú puhatestű faunáját tartalmazó, változatos eocén rétegsor az egykori környezet és klíma mélyreható változásait tükrözi.



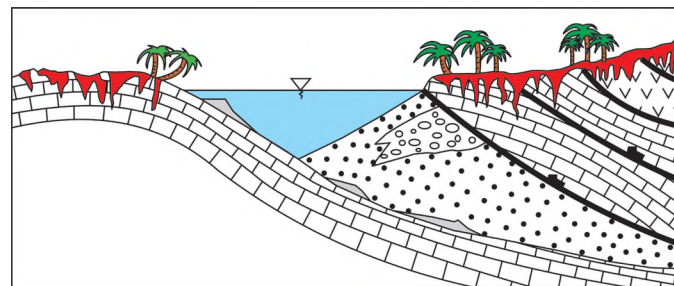
A bagoly-hegyi nagy vető.

Fotó: Mindszenty Andrea

összvastagsága sok száz méterre tehető. Ilyen mértékű lepusztulás csak akkor lehetséges, ha a szóban forgó terület jelentősen kiemelkedik. A környéken lerakódott mezozoós rétegeket az Alpok felgyűrődésével egyidős szerkezeti mozgások emelték szárazra, s ezeknek köszönhető a gyors és hatékony lepusztulás is. Az egykori szerkezeti mozgások emlékét őrzik a külfejtésben kitűnően tanulmányozható ún. vetősíkok, melyek mentén a kőzettömegek egymáshoz képest úgy mozdultak el, hogy a törési felszín alaposan végig is karcolták. Ezek a vetősíkokon megfigyelhető, lefelé hajló



A gánti terület földtani vázlat

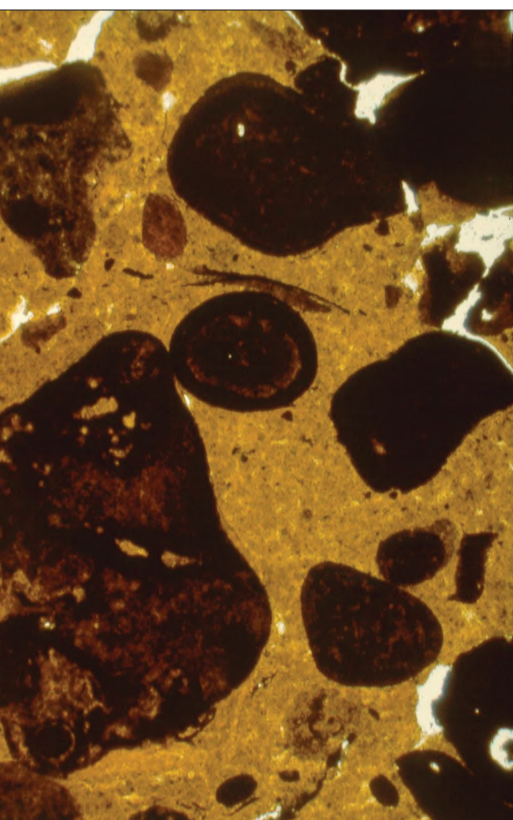


A hegységképződési mozgások és a bauxitképződés összefüggése

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	



Vetőkarok közelről.
Fotó: Mindszenty Andrea



Kavicsos bauxit mikroszkópi képe
(lépték: ~ 2 mm).
Fotó: Mindszenty Andrea

ferde barázdák a vetőkarok, melyeknek irányából a geológusok pontosan rekonstruálni tudják az egykori mozgásirányokat, sőt a tektonikai mozgást kiváltó egykori feszültségek természetét is. Az elmozdulás akkor következik be, amikor a kőzetben, a hegységképző nyomóerők miatt felhalmozódott feszültségek meghaladják a kőzet szilárdságát. A törés létrejöttét kisebb-nagyobb földrengések is kísérik. Ilyen értelemben tehát a törések és a vetősíkon megfigyelhető karcok egyben az egykori földrengések bizonyítékai is.

Az egykori kiemelt és lepusztult dolomitfelszínt fedő bauxit arról is árulkodik, hogy milyen éghajlati hatások érték a lepusztuló térszínt. Mivel a bauxit-hoz hasonló megjelenésű és összetételű képződményeket ma a trópusi klímában a felszínt borító talajtakaróban találunk, okkal következtethetünk arra, hogy amikor a gánti bauxit képződött, akkor a mai Dunántúli-középhegység területén trópusi éghajlat uralkodott. Ez azért volt lehetséges, mert a középhegység akkor még a mai helyétől délre, a trópusi övezethez sokkal közelebb helyezkedett el és mert éppen abban az időben volt a Föld ismert klímátörténetének egy különlegesen meleg időszaka, melyet a szakemberek Paleocén–Eocén Termális Maximumnak (PETM) neveznek.

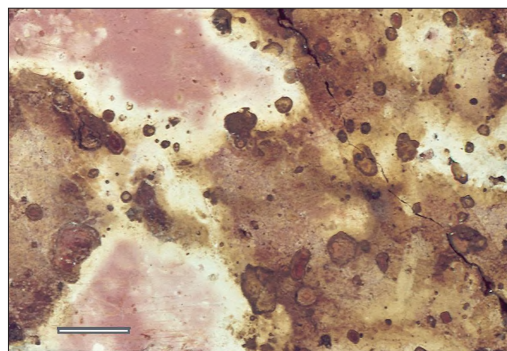
A meleg, nedves időszak különösen kedvezett a talajtakaró bauxitosodásának: hazai bauxitkincsünk jelentős része ebben az időszakban keletkezett (Nyírád, Halimba, Bakonyoszlop, Iszkaszentgyörgy, Gánt).

A különlegesen meleg periódus vége felé, a középső-eocénben a klíma lassan megváltozott, hűvösebb lett és kevesebb csapadék hullott. A változásokat a növénytakaró roszszul tűrte, a korábbi trópusi erdők pusztulni kezdtek, s egyre kevésbé voltak képesek megakadályozni a korábban képződött vastag bauxitos talajtakaró lepusztulását.

Mi a bauxit? Nedves, trópusi klímán létrejött kémiai mállás-termék, melyből a csapadékvíz a vas, az alumínium és a titán kivételével minden egyéb kőzetalkotó kémiai elemet kimosott. Nagy alumínium-tartalma miatt az alumíniumipar nyersanyaga-



Kavicsos bauxit.
Fotó: Mindszenty Andrea



Tarka, ún. tigrisszövetű bauxit, melynek színeit a vas-oxid tartalmú ásványok szabálytalan eloszlása adja (lépték: ~ 2 cm).
Fotó: Mindszenty Andrea

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

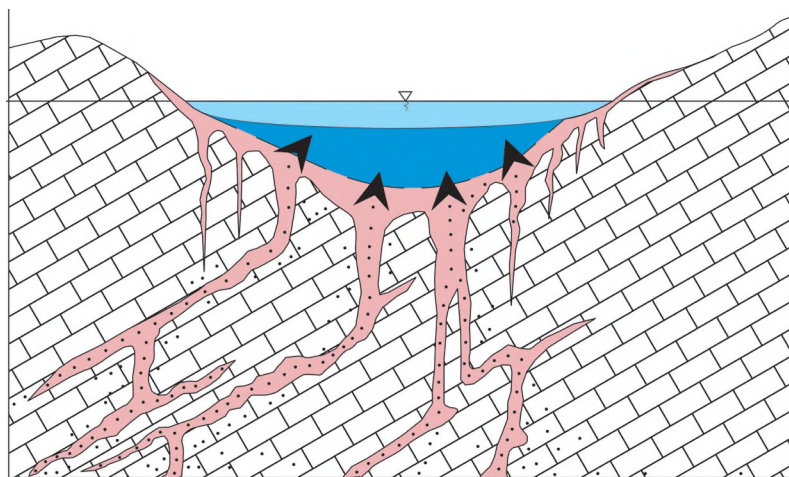
ként hasznosítják. Az alumíniumot hidroxidos formában tartalmazó bauxitból először timföldet állítanak elő, s ebből kohászati úton készül az alumínium.

A történeti Magyarországon az első bauxittelépet 1895-ben, az erdélyi Királyerdőben fedezték fel. Itt kezdte pályafutását az előbbiekben említett Balás Jenő bányamérnök s az itt szerzett kutatási tapasztalatokat felhasználva jutott el a gánti bauxit felfedezéséig. Olthatatlan tudásvágya, szakadatlan kutatásai, a kutatáshoz és bányászathoz szükséges anyagiak előteremtésekor átélt események, csalódások, kudarcok szinte regénybe illő életsorsot vetítenek elénk. A hazai bauxitkutatás és -bányászat rövid történetével, a bányászati technológia legfontosabb elemeivel a Bagolyhegyi külfejtés melletti Bányászati Múzeum kiállításán és a földalatti bemutató bányavágatokban ismerkedhet meg a látogató. A külfejtésben, a bányászat végleges megszűntét követően a Bakonyi Bauxitbánya alakította ki a tanösvényt.



A bagoly-hegyi külfejtés panoráma képe.
Fotó: Mindszenty Andrea

A gánti bauxittelép, anyagát tekintve ugyan a különlegesen meleg periódus tanúja, de üledékszerkezete (a kavicsos és iszapszerű rétegek kaotikus egymásba fogazódása) már a megélénkülő talajerózió nyomát őrzi. Mai helyén való lerakódása a növénytakaróját vesztett – ritka, ám heves esőzések eredményeként átázott – talajtakaró iszapos törmelékfolyások formájában való felhalmozódásának eredménye. Ezeket a törmelékfolyásokat a szerkezeti mozgásokkal kapcsolatos földrengések váltották ki. A terület kiemelkedését követően ugyanis a mozgások nem szűntek meg, hanem időről-időre megismétlődtek, s végül a középső-eocén vége felé a lepusztult bauxittal fedett karszt térszín lassú süllyedéséhez vezettek. A süllyedő térszín fokozatosan meghódította a tenger, mégpedig úgy, hogy elsőként a változatos karszttopográfia legmélyebb pontjaira – a bauxittal kitöltött mélyedésekbe – nyomult be. Különös módon azonban a tengerelőntés, transzgresszió itt Gánton, nem a szokásos módon, a felszínen indult el, hanem alulról, a korábban kialakult karsztjáratokon, barlangüregeken keresztül történt. A karsztos mélyedéseket (dolinákat, uvalákat) – alulról – először a megemelkedő karsztvíz kezdte feltölteni, majd kisebb-nagyobb édesvízi tavak alakultak ki bennük. Amint a tengerszint emelkedett, a víz egyre sósbabbá vált, s csak amikor a vízszint már a mélyedéseket körbevevő karsztos gerincek legmagasabbikát is elérte, akkor borította el az egész területet a normális sótartalmú tenger. Ezt a történetet híven őrzi számunkra a bauxitot fedő rétegek ősmaradvány-együttese.



Alulról, a dolomit-aljazat karsztos víz vezető járatain keresztül érkező transzgresszió vázlatos rajza. Carannante et al. 1994 nyomán

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	



Csigák a bauxitot fedő un. „molluszkumos” agyagból.
Fotó: Hankó Eszter

Hazánkegyiklegtípusabb eocén tengerelőnyomulási (transzgressziós) rétegsora a külfejtés nyugati falában tanulmányozható. A rétegsor néhány méter vastag, ősmaradványt nem tartalmazó tarkaagyag réteggel kezdődik. Fölötte mészkő, mészmárga, agyag és kőszenes agyagpadok váltakozásából felépült rétegek láthatók. Ezt az összetételt a benne nagy mennyiségben előforduló *Melania distincta* és *Melanopsis doroghensis* csigákról melániás mészmárgának nevezik. Mivel a benne előforduló ősmaradványok édesvízben élnek, e rétegsorozat a transzgresszió édesvízi szakaszát jelenti. E

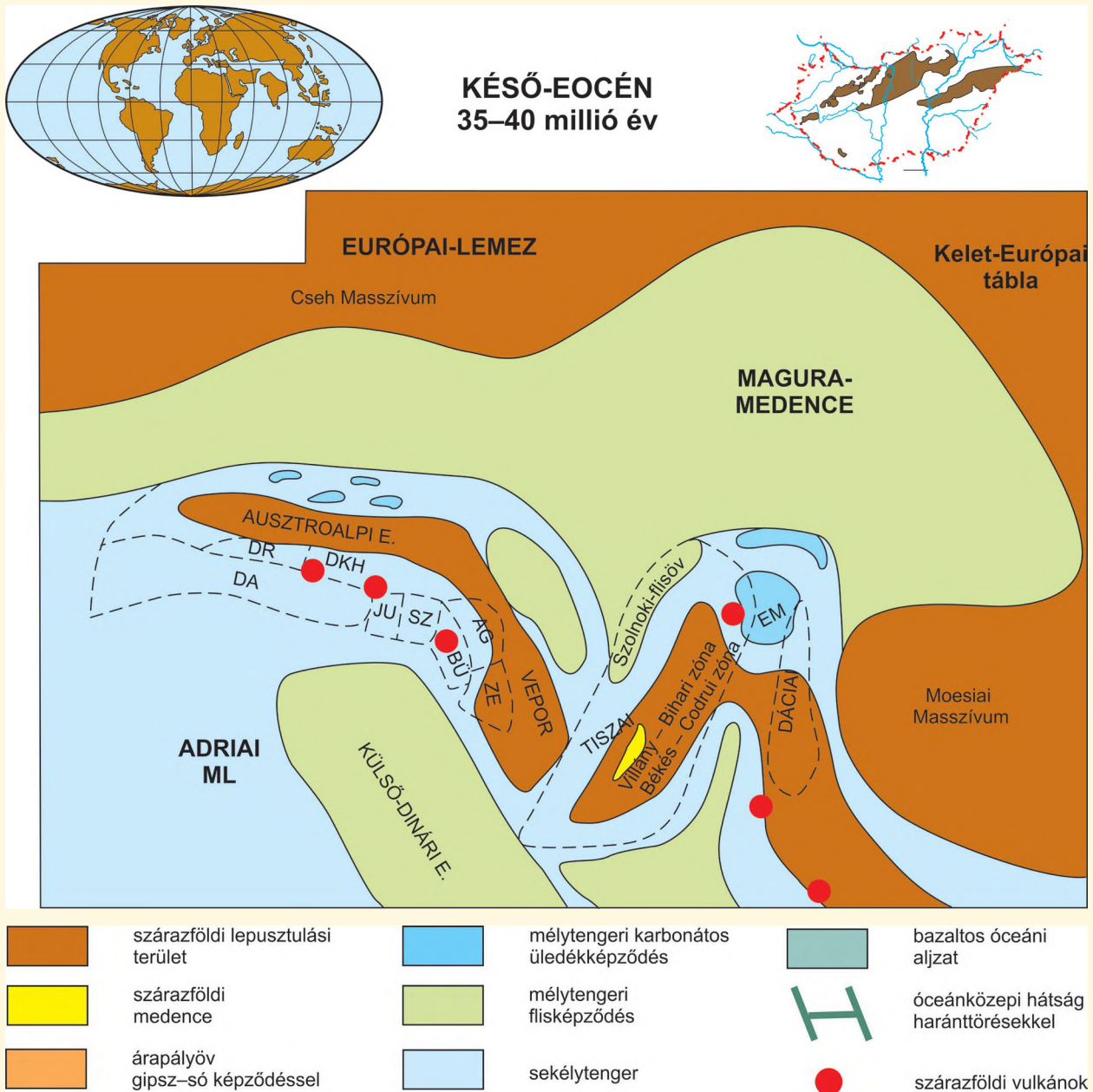
rétegek felfelé egyre agyagosabbak lesznek, s a bennük lévő, a tengervíz növekvő sótartalmához egyre jobban alkalmazkodó igen gazdag puhatestű, molluszkafauna alapján molluszkumos agyagnak (Fornai Agyag Formáció) nevezik. Az összetétel alsó részében megfigyelhető vékony agyagos kőszéntelepek ugyan a víz sótartalmának időnkénti csökkenését jelzik, de a rétegsor ősmaradványtartalma a normál sósvízi tenger lassú térhódítását mutatja. Olyannyira, hogy a rétegek felső részében már megjelennek a tisztán tengeri korallak is.

Ebből a néhány méter vastag rétegsorból páratlanul gazdag és kitűnő megtartású puhatestű fauna került elő. Szóts Endre 1953-ban megjelent monográfiája több mint száz puhatestűt, többségében csigafajt írt le e rétegekből. Közülük a legjellegzetesebb a kőzetalkotó mennyiségben előforduló, a 10 centimétert is elérő tornyos *Cerithium subcorvinum*, a szintén tornyos, de csak 4–5 centiméteres *Tympanotonus hungaricus* és *T. calcaratus*, a gyönyörűen díszített *Cantharus brongniarti* és *Clavilithes noae*, valamint a pinponglabda méretű *Ampullina perusta*. (171) A fríg sapkára emlékeztető *Velates schmidelini*ek, az ősmaradványok körében rendkívül ritka, színes héjú példánya is előkerült innen.

A rétegsornak a külfejtésben látható legfiatalabb tagja a miliolinás mészkő. Ebben is előfordul ugyan az előbbi molluszkákból számos példány, de e rétegekre az egysejtűek körébe tartozó mákszemnyi fehér miliolinák kőzetalkotó mennyisége jellemző.

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

Az eocén során tehát a korábban kiemelkedett, szárazulattá vált Dunántúli-középhegység területe ismét süllyedni kezdett, fokozatosan tengerrel borítódott el, és az akkorra már beltengerekre, tengerágakra, kisebb-nagyobb öblökre tagolódott Tethys (Ősföldközi-tenger) részévé vált. Voltak olyan területei, melyek leginkább a mai szigetvilágoknak megfelelő környezet képét mutatták. Itt atollok, korallszigetek és -zátonyok törték meg a nyílt víztükröt. A partokon gyakoriak voltak a tenger lefűződött kisebb öblei, lagúnái. Természetesen a vízmélység ennek a tagoltságnak megfelelően változott. Ez a tagolt, igen változatos környezet, gazdag és változatos élővilág megtelepedését tette lehetővé. Ilyen lehetett az ősföldrajzi helyzet egykor a Bakony, azon belül Ajka környékén is.

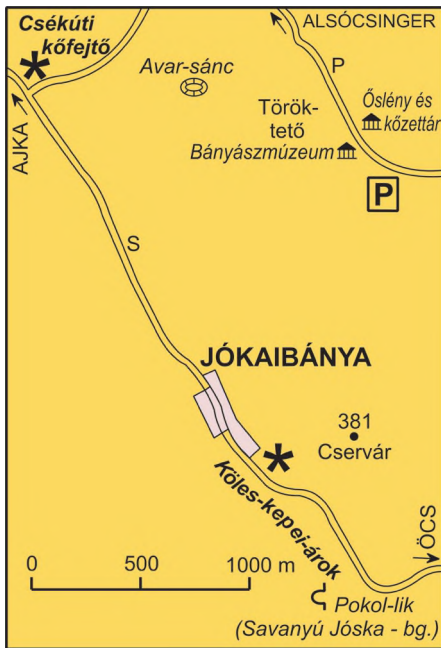


A Kárpát-medence aljzatát alkotó szerkezeti egységek helyzete a késő-eocénben (Csontos L. és munkatársai nyomán). Rövidítések: AG – Aggteleki-egység, BÜ – Bükki-egység, DKA – Dunántúli-középhegységi-egység, DR – Drauzug-egység, EM – Erdélyi-medencei-egység, JU – Júliai-egység, SZ – Szávai-egység, ZE – Zempléni-egység

23. Bakony, Ajka, Köleskepe árok, tanösvény

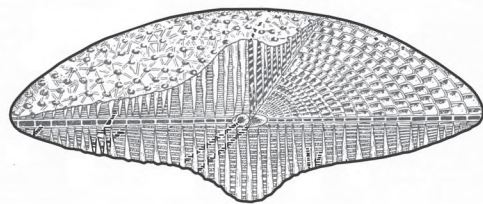
Az óriás egysejtűek birodalma

(Kecskeméti Tibor)



Az Ajkai-medence területén a legidősebb ismert kőzetek a késő-triász idején keletkezett dolomit és mészkő rétegek. Erre települ a felső-kréta széntelepes rétegcsoport, benne három műrevaló barnakőszénteleppel. E kőszénrétegek fejtésével indult 1865-ben Puzdor Gyula földbirtokos telkén a napjainkig működő ajka-csingervölgyi barnakőszénbányászat. A művelés 1869-től vett nagyobb lendületet, gyors egymásutánban lemélyült az Emma és Krisztián akna, kihajtották a Gyula és Ödön tárot, majd a 19–20. század fordulóján lemélyítették a legtovább működő Ármin aknát. Mind-egyik bányalétesítmény nagy vastagságban tárta fel az eocén rétegeket és gazdag ősmaradvány-együtteseiket, legteljesebben a Köleskepe-árokban telepített Jókai (egykori Jolán) akna. A Csinger-völgy és a Köleskepe-árok földtani viszonyairól elsőként Hantken Miksa (1821–1893) hazánk egyik legjelesebb bányamérnöke, geológusa értekezett 1866-ban. Ő készítette az első mikroszkópi preparátumokat is, többek közt a Köleskepe-árok nummuliteszeiből. A szép kiállítású preparátumokból egy 171 darabos kollekción állított össze, mely az 1873-as bécsi világkiállításon aranyérmert nyert, így az ajkai Nummuliteseket a külföldi szakemberek is megismerhették.

Számos, innen előkerült ősmaradvány viseli az ajkai faj-, vagy alfajnevet (pl. *Discocyclina spliti ajkaensis*). A barnakőszénben egy ősi fenyőféle gyantája is előfordul ritkán, melyet *ajkaitnak* neveznek. Ilyen korú fosszilis gyantát eddig csak kevés helyen találtak.



A rajz a nagyforaminiferák csoportjába tartozó *Discocyclina* bonyolt vázszerkezetét mutatja

A kőszéntelepeket tartalmazó kréta képződményekre települ a jelentős vastagságú eocén rétegsor. Túlnyomórészt mészkőből, mészmárgából, márgából, kis részben homokos mészkőből és agyagból álló kőzeteiben igen gazdag és változatos ősmaradvány-együttes ismert: leggyakoribbak és legjellegzetesebbek a szabad szemmel is látható ősi egysejtűek közé tartozó nagyforaminiferák. Az eocén rétegsor ezek alapján három rétegcsoportha osztják, alulról felfelé haladva: a *Nummulites laevigatus*-os és *Assilina spira*-s, a *N. perforatus*-os, valamint a *N. millicaput*–*Orthophragminá*-s rétegek csoportja.

E vidék éghajlata az eocén korban trópusi, szubtrópusi volt az őség-hajlat-tani adatok szerint. A melegvizű sekélytenger igen gazdag élővilágnak adott

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

otthont. Az ősmaradványok tanúsága szerint a változatos színű (kékeszöld, zöld, vörös, sárga, barna) algák mellett nagy változatoságban éltek az állatvilág minden törzsének képviselői, főként a színpompás magányos és telepes korallok, a kagylókra emlékeztető pörgekarúak, a szirteket bekérgező mohaállatok, a rendkívül változatos alakú kagylók és csigák, az arasznyi tízlábú rákok, a makkra emlékeztető kacslábú rákok, a zsemle alakú, vagy trópusi sisakra hasonlító tengeri sünök, az ötágú tengeri csillagok, a nagy tömegben úszkáló halak, a tenger többnyire nagy testű emlősei, a szirének, cetek, delfinek. Vázelemeik, tüik alapján tudjuk, hogy éltek itt telepeket alkotó szivacsok, kisebb-nagyobb harang alakú medúzák, hengeres testű tengeri uborkák. Mennyiségüket tekintve azonban mindent felülmúltak az egysejtű szervezetek. Ezek nagy része a likacsos mészvázú foraminifera volt. Többségük mikroszkopikus méretű, s a tenger aljzatán élt, vagy a víz felszínközeli régióiban lebegve alkotta a plankton. Más részük szabad szemmel is látható volt, s a tenger iszapjában hevert vagy lassan mozgott. Az utóbbiak zöme a *Nummulites* nemzetségbe tartozott. Elpusztulásuk után házaik az iszapba ágyazódtak, így keletkeztek a nummuliteszes mészkő, agyag, márga, esetleg meszes homokkő rétegek. E kőzetek az idők során a Föld kéregmozgásainak következtében kiemelkedtek, s hegyekké torlódtak. A földtörténeti újkor elején, a paleocénben, eocénben, de még az oligocén kezdeti időszakában is, annyira feltűnőek és jellegzetesek a *Nummulites*ek, ill. a szinte csak belőlük álló kőzetek, hogy egykor a szakirodalom ezt az időszakot a *Nummulites*-ek korának, latinul nummulitikumnak nevezte.



A Cséki-kőfejtőben feltárt rétegek.
Fotó: Csermák Mihály

Nézzük meg közelebbről e képződmények néhány feltárását! A tanösvényen végighaladva mind a négy feltárás a középső-eocén tengerében képződött ún. Szőci Mészkő Formáció rétegeit tárja fel.

A szakirodalomban *Nummulites laevigatus*-osnak nevezett rétegeket a Csinger-völgy és Köleskepe-árok találkozásánál található Cséki-kőfejtő (1. megálló) tárja fel legszebben. A 10–12 méter vastag omlásveszélyes eocén rétegsor meredekebben dőlő, azaz a tektonikai erők által korábban kibillentett felső-kréta mészkő rétegeire települ. A legalsó részen sárga márgás, helyenként homokos mészkő található, melyre sárgásfehér tiszta mészkő, végül legfelül márgás mészkő települ. Utóbbiba 10–20 cm vastag sárgásbarna agyagos rétegek ékelődnek, melyek gazdag faunát tartalmaznak.

A feltárás alsó részében a *Nummulites laevigatus*, felső részében az *Assilna spira* található kőzetalkotó mennyiségben. A *Nummulites*-ek és

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Nummulites perforatus.
Fotó: Hankó Eszter

Assilina-k mellett helyenként a gabonaszemekre emlékeztető *Alveolina*-k, valamint kagylók, csigák és tengeri sünök maradványai fordulnak elő.

A feltárás legjellegzetesebb ősmaradványai a *Nummulites*-ek: érem, korong, lencse alakú vagy gömbölyű ősi egysejtűek. Átmérőjük 1–100 mm között változik. A *Nummulites* szó a latin nummus, pénz, érem és a görög lithos, kő, kőzet szó összetételéből származik és pénz alakú követ jelent. Magyarországról mintegy 50–60 *Nummulites* fajt ismerünk.

Tovább haladva a Köleskepe-árokban mintegy 200 méterre, a jobbról betorkolló szervízút bevágása már kissé fiatalabb rétegeket tár fel. Ez az előző megállóban feltárt rétegsor felső része. Alul sárgásfehér mészkő, felül sárga márgás mészkő alkotja. A feltárás alsó részében a gyérülő *Nummulites laevigatus* mellett tömegesen fordulnak elő az *Assilina spira*-k, a legfelső rétegekben megjelennek a *Nummulites perforatus*-ok. Az *Assilina spira* lapos korong vagy érem alakú mészvázú egysejtű. Átmérője 3–40 mm között változik. Háza legjellemzőbb sajátossága, hogy felületén a belső szerkezet vázelemei (spirális lemez, kamrák válaszfalai) jól kiütözkönek. Az *Assilina spira* faj mellett Magyarországról mintegy 10–12 *Assilina* fajt ismerünk.

A völgyben tovább haladva kb 1 kilométeres séta után az egykori *Jókai-bánya* területére érkezünk. A terület a bányaépületek lebontása után szabaddá vált.



Nummulites millecaput, a népnyelv Szent László pénzeként emlegeti.
Fotó: Hankó Eszter

A volt bányudvar déli szélén az egykori szellőző akna mellett egy néhány méteres feltárásban találjuk a *Nummulites perforatus*-os rétegeket. Az okkersárga, jól rétegzett, kissé glaukonitos mészkőben néhány cm-es agyagsávok települnek be. A feltárás alján kimállva nagy számban gyűjthetők a 10–20 mm átmérőjű duzzadt *Nummulites perforatus*-ok. Ezek mellett néhány lencse méretű pontozott és vonalozott díszítésű *Nummulites*, valamint *Assilina* is előfordul. A felső rétegekben megjelennek a 10 mm körüli nagyságú vékonyházú *Orthophragminák*.

Az egyre szűkülő és meredekebbé váló úton a Hubertus vadászlakot elhagyva egy útkanyarban találjuk a 4. megállót. Itt okkersárga, sárgásfehér, sötétzöld ásványzemcséket (glaukonitot) tartalmazó laza mészmárgát tár fel az útbevágás. A legjellemzőbb ősmaradvány benne a *Nummulites millecaput*, valamint a mintegy 10 fajjal képviselt *Orthophragmina* nemzetség. A feltárás a *Nummulites millecaput* leggazdagabb magyarországi lelőhelyeinek egyike. Pár perc alatt marokszámra gyűjthetők kimállott, húsz forintosnyi példányai. Ezeket, egyes vidékeinken, a hozzá fűződő legenda nyomán, a népnyelv Szent László pénzének nevezi. Az *Orthophragminák* között a lapos, korong alakú *Discocyclina dispansa hungarica*, a nyereg alakú *Discocyclina sella*, a csillag alakú *Asterocyclina*, valamint a sugaras bordákkal díszített *Aktinocyclina* a leggyakoribb. Kimállott példányaik tömegesen hevernek az útbevágás lejtőjén.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A Dunántúli-középhegység területén az eocén során végbement tenger- előrenyomulással párhuzamosan a sekélytenger fokozatosan egyre mélyebbé vált. A Budai-hegység területén e mélyülés bizonyítékai a turbulens áramlásokból lerakódott mészkőrétegek, amelyek mélyebb tengermedencében leülepedett tufás agyag és márga rétegekkel váltakoznak.

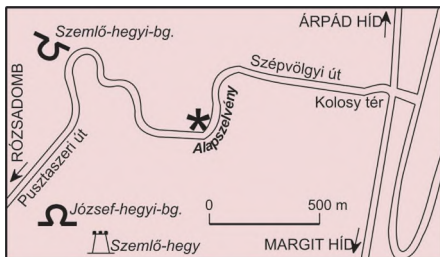
A Tiszai-mikrolemez eocén üledékeit is turbulens áramlatok szállították a mélytengerbe – ezeket az üledékes kőzetfajtákat flisnek is nevezik. Felszínre azonban nem kerülnek, a Tiszántúl mélyfúrásaiból ismertek.



24. Budai-hegység, Budapest, Pusztaszeri úti alapszelvény

Egy gyorsan süllyedő késő-eocén medence peremén

(Sztanó Orsolya, Kecskeméti T ibor)



Kedvelt budai kiránduló-helyeinken sokszor bukkanunk különböző mészkő sziklákra, szirtekre. Ezek anyaga részben a triász időszakban, részben egy nagyobb szárazulati lepusztulást követően az eocén korban keletkezett mészkő és márga. Ez utóbbiakat több helyen is megtalálhatjuk a már javarészt beépült Szépvölgy környékén (179), a Fenyőgyöngyénél és a Mátyás-hegyen, ahol hosszú éveken át bányászták is. A kőzetet könnyen felismerhetjük a sárgásszürke mállott felszínén kirajzolódó sokféle ősmaradványról, a Bakonyból már megismert szabad szemmel is látható, nagyméretű egyséjtűek – Nummulitesek és Ortophragminák – tömegéről.

Az ősmaradványok azt bizonyítják, hogy az eocén során nemcsak a Dunántúli-középhegység területe, hanem kis időeltolódással, mintegy 40 millió éve a Budai-hegység, sőt az Északi-középhegység területe is fokozatosan süllyedő üledékgyűjtő tengerré vált. Ennek sekély, jól átvilágított, tápanyagban gazdag, meleg vize optimális életfeltételeket biztosított az élővilág számára. Az előbbi ősmaradványok mellett bőven találunk még ebben a mészkőben a nagyforaminiferák közé tartozó Operculinákat, apró kagylósrákokat (ostracoda), kagylókat, mohaállatokat (bryozoa), tengeri sünöket (echinoidea) s mészalgákat (3. ábra). Az elpusztuló állatok, algák vázaiból, váztöredékéből rövid idő alatt nagy vastagságú mészkő halmozódott fel.

Ez, az előbbi élőlények számára kedvező állapot azonban nem tartott sokáig, mert az alpi-kárpáti térség tektonikai mozgásai miatt a medence süllyedése idővel felgyorsult. A tenger aljzata az átvilágított vízrétegeknél mélyebbre került, s így megváltozott az élővilág jellege is. Előbb a mélyebb és hűvösebb vizet elviselő mohaállatok kerültek túlsúlyba, majd fokozatosan ezek is elmaradtak, átadva helyüket a viszonylag csendes, nyíltvízi üledékképződést kedvelő, lebegő életmódot folytató foraminiferáknak és a mészvázú törpe planktonnak. E periódus jellezetes üledéke a márga, mely a Mátyás-hegyi kőfejtő legfiatalabb rétegeit alkotja. A lassú és egyenletes üledékképződést a sekély- és mélytenger határán lévő lejtőn időnként beinduló, kisebb-nagyobb katasztrófaszerű üledékárak szakították meg. Ezek bizonyítékait, különleges, az előzőktől eltérő arculatú mészkő rétegek betelepüléseit tanulmányozhatjuk a Pusztaszeri út elején kialakított útbevágásban. Itt laza, mállékony szürkés sárga, levelesen, lemezesen törő márga, valamint kemény sárgás szürke mészkő váltakozása figyelhető meg. (180) A szakemberek e szelvényt a tudomány számára mintaként ún. alapszelvénynek nyilvánították s védelem alá helyezték.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A márga olyan keverékkőzet, amely a vízben lebegő szárazföldi eredetű finom törmelék, agyag és tengeri élőlények finom váztöredékéből származó mészszipap keveredésével keletkezik és lassú leülepedéssel halmozódik fel. Az időjárás viszontagságai, a földbeszivárgó oldatok, növényi gyökerek hatására könnyen mállik, ezért csak keményebb rétegek alatt, védett helyzetben találhatjuk meg, többnyire benövi a növényzet, mint itt a Pusztaszeri úton is. A szelvényben feltárt márga kb. fele-fele arányban áll mészszip szemcsékből, illetve az egykori közelebb-távolabb elterült szárazföldekről bemosott agyagásványszemcsékből, széllel befújt igen apró kőzetdarabkákból, kavarc szemcsékből, valamint távoli vulkánok messze szálló porából. A karbonátszip szemcsék a tengervíz legfelső, átvilágított részében élő mikroszkopikus méretű, parányi lebegő élőlények mészszipvainak felhalmozódásával keletkeztek. A sekélytengerek nagy méretű egysejtűivel ellentétben a nyílttengerek napsütötte vízrétegeit tízedmilliméteres gömböcskékből álló foraminiferák (Globigerinák) és ennél is jóval kisebb, néhány mikrométeres, mészszipvázú algák (nannoplanktonok) népesítik be. Ugyaninnen írta le Lőrentsey I. 1903-ban a csigák különleges lebegő életmódot folytató fajait, a tengeri pillangókat (pteropoda) is.



Eocén korú foraminiferák a Pusztaszeri úti feltárából.

A mikroszkopikus méretű üledékszempcsékből, még hosszabb idő alatt is csak kisebb tömegű üledék halmozódhat fel, ezért a márga vékony, néhány centiméter, milliméter vastagságú rétegekből, leginkább lemezekből áll. A márga általában a parttól, jelentősebb üledékbehordástól távoli helyeken képződik, függetlenül attól, hogy milyen mély a tenger. Az útbevágásban feltárt márga, melyet a szaknyelv Budai Márga Formációnak nevez, ágas-bogas vagy bekérgező mohaállatok maradványait tartalmazza. Ez arra utal, hogy az üledéklerakódás 200 méternél nagyobb mélységű tengerben történhetett, a késő-eocén idején. Az a márga pedig, amelyben már mohaállatokat sem találunk, még mélyebb tengerben keletkezhetett. Ennek mélysége a mikrofaunában lévő lebegő és fenéklakó szervezetek egymáshoz viszonyított arányából állapítható meg, és valószínűleg 400–600 méter lehetett.

A márga gyakran lemezes megjelenése még egy, a keletkezésekor uralkodó körülményre hívja fel a figyelmünket: arra, hogy a tenger alsó régiójában kedvezőtlen, tápanyag-, esetleg oxigénszegény viszonyok uralkodtak. Ezt csak nagyon kevés, az aljzaton vagy az aljzatban élő szervezet tudta elviselni. A faunamentes réteglemezek azt jelezhetik, hogy olykor az élőlények számára elviselhetetlenül oxigénszegénnyé válhatott az alsó vízréteg. Amikor a márga nem lemezes, hanem vastagabb, egyveretűbb rétegeket alkot, akkor feltételezhetjük, hogy olyan fenéklakó szervezetek éltek az aljzaton, amelyek ételment keresve vagy lakóhelyet készítve feltúrták, átdolgozták az üledék felső, néhány centiméter vastag részét.

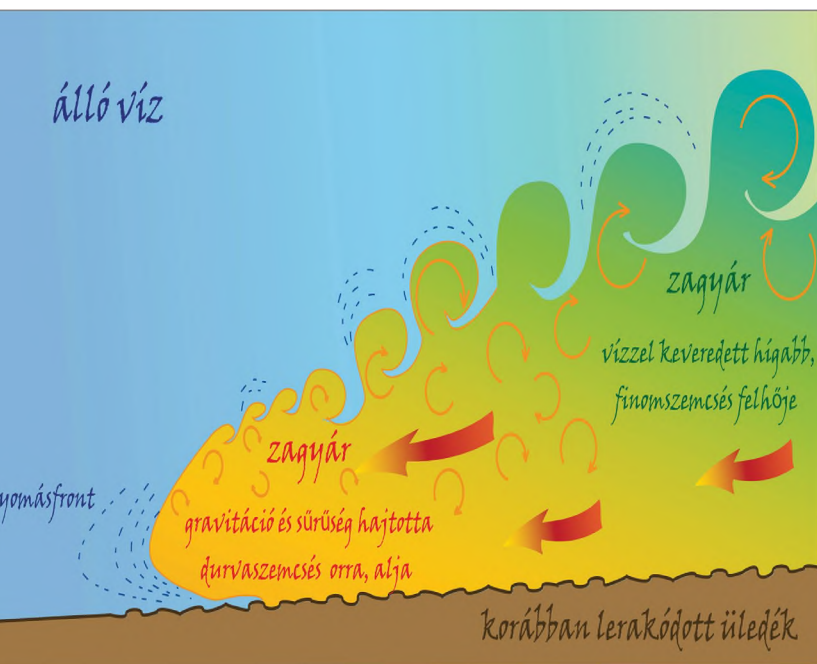
KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A tenger fenekén lakó állatok életének nyomai a homokkal később kitöltött járatok.
Fotó: Sztanó Orsolya

Kérdés, hogy vajon mitől javultak meg időnként az életkörülmények a viszonylag mély tenger fenekén? Az egyik lehetséges választ a szelvényben jól látható vastagabb rétegek létrejöttében kell keresnünk. Ha a feltárást alaposabban megnézzük, a legszembetűnőbb, hogy az 5–40 cm vastag, kemény rétegeket a márgáénál durvább szemcseméretű anyag építi fel. Sőt azt is megfigyelhetjük, hogy minél vastagabb a réteg, annál durvább szemcsézettségű. A legvékonyabbak finom, a legvastagabbak nagyszemcsés homokkőből épülnek fel. A legvastagabb rétegek alján 3–4 mm nagyságú szemcséket is találhatunk. A rétegek alján mindig éles, kissé hullámos, egyenetlen felületet, míg a padok felső részén kisebb szemcseméretet, elmosódottabb határfelületet láthatunk. A homokkő rétegek talpán kerekded és hosszúkás bordák, dudorok, egyenes és elágazó nyomok figyelhetők meg, melyek eredetileg a homokkő alatti márga réteg felszínén mélyedések voltak. Ezeket a homok kitöltötte, ezért most lenyomatként láthatjuk őket. Ezek a lenyomatok a fenéklakó élőlények járatalkításainak, táplálékkeresésének jelei, ún. nyomfossziliák.

E rétegek legfelső 2–3 cm-ében ritkán keresztlemezzséget észlelhetünk, ami a homokos üledékben egykor zajló gyors áramlás jele. Ha egy rétegen belül a szemcseméret felfelé csökken, az a következő folyamatra utal: mikor



Az álló vizet éles orral hasítja, majd a keveredéstől továbbörvénylik a gravitáció hajtotta zaggyár.

egy mélyebb, tenger alatti lejtőn a korábban lerakódott, de közötté még nem vált iszap, homok megcsúszik, nagyobb tömegű anyag indulhat el lefelé a lejtőn. E csuszamlások egész sorozata indulhat el, s hátraharapózva az egykori sekélytengeri régióig, hatalmas mennyiségű üledéket halmozhat át a mélybe. A lejtőn mozgó különféle méretű és eredetű szemcsék lavinaszerű tömege vízzel keveredve sűrű, egységesen mozgó eleggyé, zaggyá alakul. A zaggyár a gravitációs erő hatására lejtőn lezúdulva kezdődik, de tovahaladni sík aljzaton, sőt emelkedőn felfelé is képes. Mozgását a zaggyó és az állóvíz határán fellépő surlódásból származó örvénylés, turbulencia tartja fenn, ezért a képződő üledékreteget, a szaknyelv turbiditnek nevezi. A zaggyár sűrű, alsó részéből legelőször a legnagyobb szemcsék ülednek le, majd a sebesen tovahaladó hígabb zaggyófelhőből sík lemezes, a lassuló zaggyófelhőből pedig keresztlemezes szerkezetű áramlásfodrok keletkeznek. Végül a maradék anyag rendkívül finom, lebegő szemcséi rakódnak le. A zaggyarak a magasabb régiókból férgék, ízeltlábúak lárváit is magukkal sodorják. Ezek a zaggyarak szüneteiben „életre kapnak”, ebben segíti őket az is, hogy a keveredésnek köszönhetően több oxigén is bejut az élettérbe. Míg az oxigén el nem fogy, táplálkozásukkal, csúszással-mászással nyomokat hagynak, amely megőrződhet majd a következő turbidit réteg talpán.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

Azt, hogy a tengerek, óceánok mélyén zagyarak zavarják meg a korábban nyugodtnak hitt üledék-képződést, csak az 1950-es években ismerték fel. A földrengések műszeres észlelése során kiderült, hogy a tengerek mélyén lefektetett kábelek a kontinentális lejtőtől távolodva egyre később szakadtak el a földrengéseket követően, ahogy a rengés kiváltotta zagyar haladt a mélység felé. A kábelszakadások sorozatából tudjuk, hogy a zagyarak sebessége elérheti a 100 km/órát, és több napon át haladva a forrásterülettől több ezer km-re is szállíthatnak üledéket. Természetesen nem minden zagyar ilyen gyors, ilyen nagy tömegű, s jut ilyen messzire.

A Pusztaszeri úti márgába települő homokkőrétegek zagyar eredetét az üledékes szerkezetek mellett a homokkő anyaga is bizonyítja. A homokkő szemcsék ugyanis gyakorlatilag teljes mennyiségükben sekélytengeri élőlények összetört és koptatott vázelemeiből állnak: kagylósrákok, vörösalgák, tengeri sünök, mohaállatok ismerhetők fel a kőzetből készült vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálatával. Ebből arra következtethetünk, hogy a márgaképződés idején létezett egy kiterjedt, a korábbihoz hasonló mészszemcséket szolgáltató sekélytenger, melynek lejtője a budai területig, vagy még azon is túl nyúlt. Azt biztosan állíthatjuk, hogy az üledéklerakódás nem a lejtő lábánál, hanem a lejtőn történt. Ennek bizonyítékát a feltárás déli végében találjuk. A 20°-ban délre dőlő rétegeket egy meredekebb rétegfelület metszi el, ami fordított S-alakban folytatódik. A gyűrődést alkotó réteg anyaga durva márgás mészhomokkő. Ilyen gyűrődés az üledékfelhalmozódás során akkor keletkezik, mikor egy lejtős térszínen a már összeállt, kissé tömörödött, de közötté még nem vált, ezért képlékeny felsőbb rétegek megcsúsznak. A karélyos alakú csúszósík mentén több fekvő réteget legyalulhatnak, majd a megcsúszott rétegek anyaga a nem mozgó rétegekre torlódik, akadálynak tolt szőnyeghez hasonlóan meggyűrődik. A csuszamlások kialakulását elősegítheti nagyobb mennyiségű üledék gyors lerakódása, a lejtő tektonikai erők általi kibillenése, meredekebbé válása vagy kisebb földrengések bekövetkezése. Ezek bármelyike előfordulhatott a budai késő-eocén tengerben.

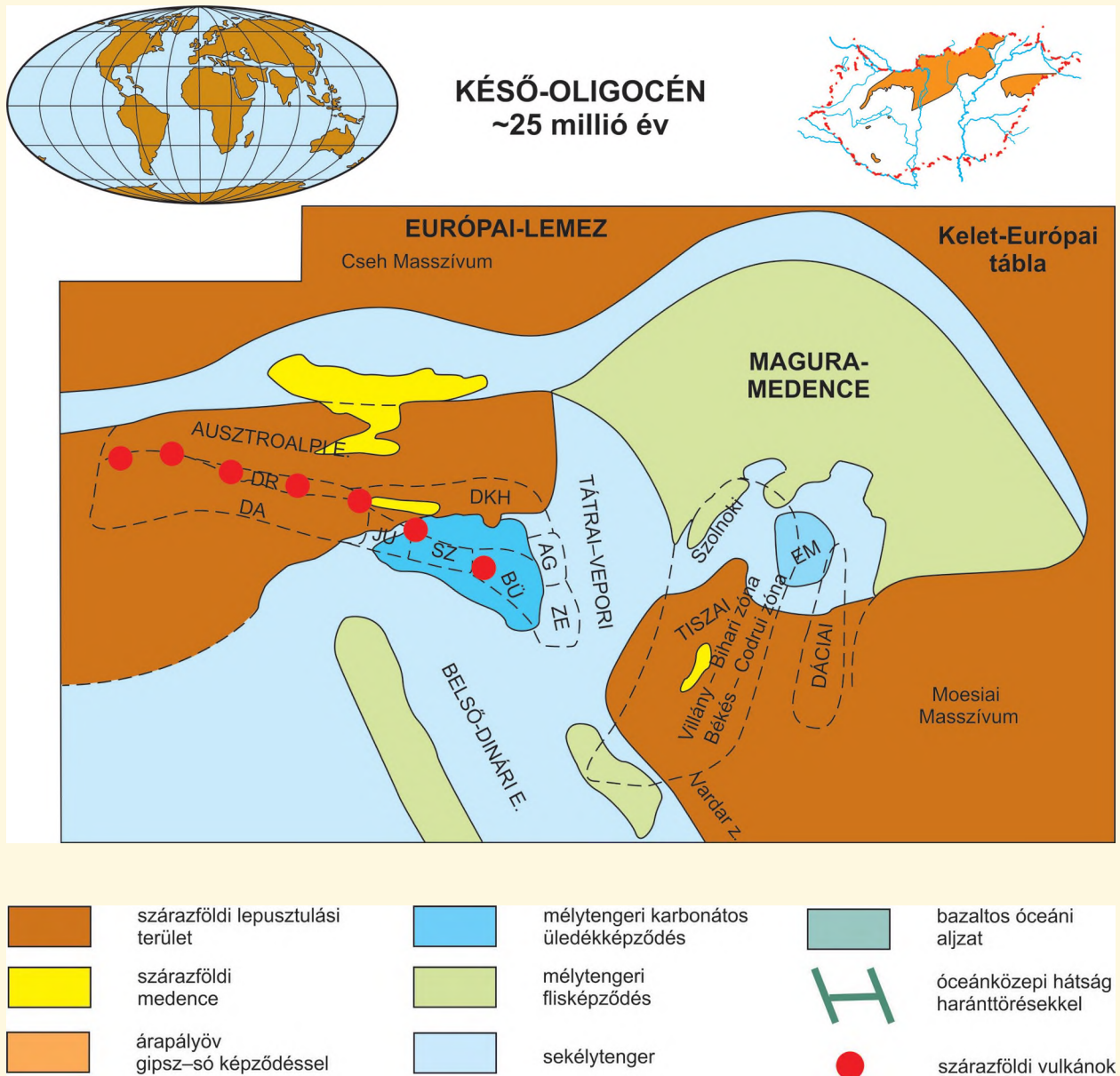
A feltárás északi végén még láthatunk két, enyhén íves lefutású vetőt, melyek mentén lépcsősen, körülbelül 30–40 cm-rel lejjebb zökkentek a rétegek. Ez biztosan az eocénnél jóval később következett be, miután mind a márga, mind a mészhomokkő rétegek már kemény kőzetté váltak.



Fordított S alakban meggyűrűrt rétegek a lejtőn történt csuszamlás bizonyítékai.
Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

Az oligocén kezdetén (30–34 millió évvel ezelőtt) a belső-kárpáti térség tengerei lefűződtek a világtengekről. E lefűződött medencében, amit Paratethysnek neveznek, a jelenlegi Fekete-tengerhez hasonló körülmények alakultak ki, amelyek hatására a mélyebb vizek oxigénszegénnyé váltak. A medencében fekete, szervesanyagban gazdag, igen vékonyan rétegzett agyagok rakódtak le, az Alpok előterétől, a Kárpátok helyén húzódó tengeren keresztül az Erdélyi-medencéig, valamint Észak-Magyarország területén. Később ugyanebben a medencében nyílttengeri körülmények alakultak ki, a vízmélység az 1000 m-t is elérhette. Az oligocén közepétől azután megkezdődött a tengermedence feltöltődése.



25. Eger, Andornaktályai homokbánya

Nézelődés az oligocén tengerparton és a kövült tengerfenéken

Az oligocénben a mai Budai-hegységtől a Bükkig terjedően a Paratethys egy ága húzódott, amely északnyugat, délnyugat és kelet felé is összeköttetésben állt más tengerekkel, óceánokkal. Időnként ez az összeköttetés megemsgszakadt, ekkor a tengeri élővilág sajátos, csak a Paratethysre jellemző fejlődésen ment át. Ennek a tengernek a nyomaira bukkanhatunk sokfelé Eger környékén: a kiségedi útbevágásban, a noszvaji pincesoron, a kavicsbányában, a híres Wind-féle téglagyári fejtőben és az andornaktályai úti homokbányában is. A téglagyári agyagrétegekben kitűnő megtartású kagylóhéjakat lehet gyűjteni, melyek nemcsak az egykori tengeri élethelyről adnak hírt, hanem rétegtanilag is jelentősek. Báldi Tamás és munkatársai közreműködésével a Nemzetközi Rétegtani Bizottság ott jelölte ki a földtörténet egy fejezetét képviselő, nevét Eger városáról kölcsönző „egri korszak” alsó határát (kb. 30 millió év) és típuszselvényét. A Wind-féle téglagyárban a több száz méter mély tengerben keletkezett „molluszkás agyag” rétegeire, fokozatosan egyre sekélyebb vízben, majd a partközélemben keletkezett rétegek települtek. Az andornaktályai úti homokbányában egyaránt sétálhatunk a kövült tengerfenéken, megfigyelhetjük a tengerparton lerakódott üledékeket és a beléjük zárt ősmaradványokat.

A parkosított bányaudvarra belépve már messziről látszik, hogy a puhább-keményebb rétegek dél felé kibillentett helyzetűek. Vizsgálódásainkat a földtörténet szabályainak megfelelően a legidősebb, legmélyebben elhelyezkedő rétegek tanulmányozásával kezdjük, melyek az egykori bányaudvar északkeleti sarkában láthatók. A legidősebb, ma már fel nem tárt üledékek a Wind-féle téglagyár legfelső rétegeivel azonosíthatók. E felett vastag, sárga-barna sávcsíkos homok és vékony, lemezes agyagos kőzetliszt található több méter vastagságban. A sárga sávok itt elég jól követik az eredeti rétegzést, bár jóval a kőzet keletkezése után, a porózus, laza homokot átjáró vastartalmú oldatokból csapódtak ki, megfestve azt. Megfigyelhetünk egy sekély, áramlás vájta mélyedést is, melyet aprókavicsos homok tölt ki. A durva szemcsék egy része nem kvarckavics, hanem agyagkavics, agyagmorzsa. Ezek úgy keletkeztek, hogy a parthoz közeli hullámverés és vihar keltette áramlás helyenként alámosta a kissé idősebb, már összeállt agyag rétegeket, és ezek végül a sekély vízalatti medrekbe szakadva, apróra töredezve a könnyedén mozgó homokkal keveredtek. Ugyanebben a rétegben a partmenti öblökből kimosott, csökkent sótartalmú vízben élő puhatestűek héjtöredékei lelhetők

(Sztanó Orsolya)



Kövült tengerfenék a homokfal fölé ereszként kinyúló homokkő réteg az andornaktályai bányában.
Fotó: Sztanó Orsolya



Áramlások által feltépett agyagkavicsok és agyagmorzsa keveredett a homokba.
Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

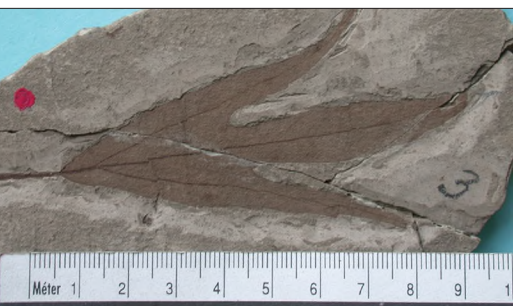


Jellegzetes, az oligocén tengerek mozgatótt, partközeli vízében élt csigák.

Fotó: Lantos Zoltán

fel: tornyos (*Tympanotonus*, *Turritella*), és kövérkés (*Melanopsis*) csigák, továbbá vastaghéjú kagylók (*Ostrea*) darabjai.

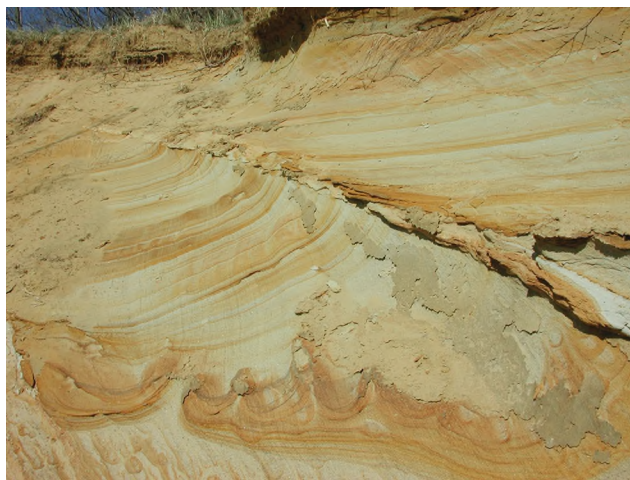
A csendes állóvízből kiülepedett agyagos kőzetliszt lemezek további érdekessége, hogy nagyobb felületen fejtegetve, a lemezek mentén szétnyitva pártalan szépségű növénylenyomatokat találhatunk benne. Nagyobb mennyiségben örökzöldek (babér, fahéj, magnolia), kisebb mennyiségben lombhullatók (gyertyán, dió, tölgy, szil) levele, szára és termése is felismerhető. A fosszilis flóra kitűnő kutatója, Hably Lilla ezekből megállapította, hogy az oligocén tenger partjától távolabb, nedves, szubtropikus erdők zöldelltek, onnan vitte a tengerbe a szél a leveleket.



Ősi, már kihalt, melegigényes, trópusi-szubtrópusi platánféle „háromujjú” levele (*Platanus neptuni*).

Fotó: Hably Lilla

Megfordulva, jobb kéz felé magasodik egy kavicsos-homokból felépülő orr. Valaha itt lehetett látni a legszebb, a homokrétegek keletkezésére utaló jelenségeket, ezek sajnos ma rézsúvel fedettek. A rétegsornak ez a része keresztarétegzett homokszorosozatból épül fel, szintén vörösbarna sárga vasoxidos festődéssel, mely ezúttal a fittyet hány a réteghatároknak. A rétegek vastagsága alul a 3 m-t is eléri, feljebb már csak fél méteresek. Az egykori szállítási irányt mutató lehajló réteglemezeket kisebb szögben hajló, finoman hullámzó alakú, agyagbevonatú felszínek tagolták, amelyek arasznyi szakaszokon sűrűn ismétlődve rakódtak le, míg köztük méteres szakaszokon csak ritkán jött létre egy-egy agyagos felszín kisméretű keresztarétegzéshez kapcsolódva.



Vasoxid tartalmú oldatok tarka-sávok rajzolatai a homokfalón.

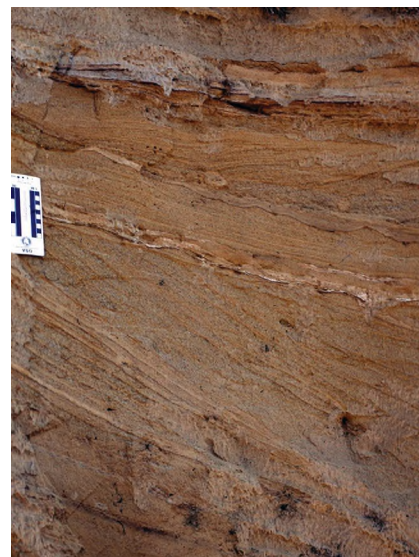
Fotó: Sztanó Orsolya



Babérféle levele Eger környéki oligocén rétegekből (*Sassaparilla tenuilobatum*).

Fotó: Hably Lilla

A leírt jelenségek arra engednek következtetni, hogy olyan tengerparton járunk, ahol egy sánc-sziget lagúnát fűzött le a nyílttengertől. A lagúnát az



A meredek dőlésű homok felszínét az áramlások finoman fodrozták, majd az áramlás-szünetben iszap vontta be.

Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

árapályáramlás következtében kialakult csatornák há-
lózhatták be. Maga az egykor feltárt rétegsor egy na-
gyobb csatorna feltöltődésével és a mellette elterülő
árapálysíkságon keletkezett. Az agyaglemezek az apály
és a dagály fordulójakor rövid időre meg-megálló pan-
gó vízből ülepedtek ki, míg a kőztes keresztlemezes és
keresztrétegzett homoktestek – az oligocén tenger fe-
nekén vándorló áramlásfodrok és dűnék – mozgásával
alakultak ki. A sűrűn és ritkán váltakozó agyagleme-
zek az egykori szökőár és a vakár holdciklusokkal ösz-
szefüggő játékát tárják elénk.

Az orr legtetején még éppen feltárt, járatokkal
sűrűn átszőtt kavicsos homok és az azt fedő kemény
homokkőpad megint más történetet mesél. A felső úton északról dél felé ha-
ladva előbb közép- és durvaszemcsés homok látható életnyomokkal, elszórt
járatokkal, majd erre aprókavicsos, durvaszemcsés kereszttrétegzett homok
következik. A kereszttrétegződés arasznyi íves, ritkán táblás kötegekből áll.
Ezekben a rétegekben látható a legtöbb és legnagyobb járat. Az életnyomok
állatok táplálékszerző, menedékkereső vagy lakótevékenysége révén kiala-
kuló, gyakran szabályos szerkezetek, melyek akkor is
utalnak az egykori élőlényekre, ha azoknak nem volt
vázuk, vagy nem őrződött meg. Ezek, akárcsak a fizikai
hatások miatt kialakult üledékszerkezetek, a rétegek
keletkezése idején fennálló környezetről adnak felvi-
lágosítást. A feltárásban látható legtöbb járat többször
tíz centiméter, néha fél méter hosszú, durvahomokkal

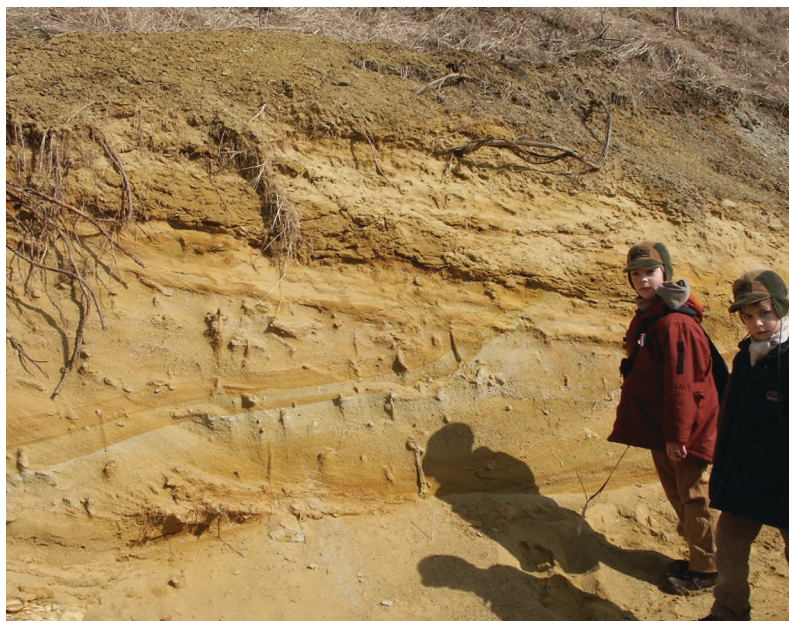


Jelenkori darazsak kis üregei és egy
oligocén rák arasznyi hosszú,
Y-alakú járata durva homokban.
Fotó: Oszvald Tamás

kitöltött, agyag-
kőzetliszt falú
csőszerű képződ-
mény. Az agyagos
járatfalon kívülről
homokból összera-
gasztott galacsinok
találhatók. A jára-
tok átmérője 1–2
cm-től 4–5 cm-ig
terjed. Leggyakoribbak az egyszerű, kis-
sé kanyargós függőleges formák, néha Y
alakban elágazók. A járatkészítő élőlény
általában nem ismert, hiszen sokféle szer-
vezet (kagylók, férgek, egyes ízeltlábúak)
készít nagyon hasonló alakú és méretű
járatrendszert. Ez esetben mégis tudjuk,
hogy azokat egy sekély vízben élő tízlábú



Apály idején szárazra került
fodrozott tengerfenék
(Wadden-tenger, Hollandia).
Fotó: Sztanó Orsolya



Homokból kiemelkedő, egyszerű függőleges
járatok, melyeket tengeri rákok készíthettek.
Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



tát homok-galacsinnal elzáró kis rákocska munka közben egy tengerparton.
Fotó: Bordy Emese



Pom-pom és bajusz alakú táplálkozás nyomok őrződtek meg parttól távolabbi nyugodt vízi tengerfenéken.
Fotó: Sztanó Orsolya



Ujjnyi méretű járatokkal sűrűn átszótt homokkőcipő jelzi a sekély mozgatót partközeli vizet.
Fotó: Sztanó Orsolya

rák készítette, hiszen ez a rák a mai partszegélyeken is ugyanilyen nyomokat hagy. A járatokat tartalmazó kavicsos homok a sáncsziget hullámverés mosta fővenyartján, néhány méteres vízmélységben rakódhatott le.

Tovább haladva elérkezünk egy mésszel kötött, finomszemcsés homokkőből álló vastagabb réteghez, majd az út kiszögellésében a homokkőpad felszínét láthatjuk eredeti helyzetben. A cipők, – melyek felszínén a kíváncsi szem szabályszerű rajzolatokat vehet észre –, az egykori bánya leglátványosabb tájképi elemeként az udvar fölé magasodó kőpárkány alábányászása után kerültek a rézsűk szegélyére. Anyaguk homokkő, amelyet a többi – évmilliók múltán is laza – üledékkel ellentétben mésztartalmú oldatok erősen átitattak, összecementáltak. A cementáció pontos korát nem ismerjük, de nagy valószínűséggel kapcsolatban áll a réteg szerkezetével, roppant sűrű járáthálózatával. A kőzetfelszínen vízszintesen kanyargó „létraszerű” bemélyedő mászásnyomokat, 30–40 cm hosszan követhető szabálytalanul kanyargó táplálkozásnyomokat, csillagalakban a rétegből kiemelkedő kupacokat, valamint a felszínre merőleges kicsi kerek csöveket vehetünk szemügyre. Ez a nyomegyüttes nyugodt, hullámzással már nem felkavart mélyebb vizet, lassú üledékfelhalmozódást jelez. Az állatok számára zavartalan életkörülmények lehettek, hiszen nem kényszerültek arra, hogy beássák magukat az üledékbe. Így a főként vízszintes járatokkal átszótt felszín – kövült tengerfenék – azt a pillanatot rögzíti, amikor a tenger vízszintje néhány méterrel megemelkedett, elöntötte a korábbi tengerpartot és nyugodt nyíltvízi állapotot hozott létre az előzőleg hullámverte sekélytenger helyén. Az e fölött következő, az eddigieknél finomabb homokban sem szerkezetek, sem járatok nem láthatók. A rétegsort a sétaút mentén vastag kékeszürke, faunamentes agyag zárja. Valójában ismétlődéssel az eddigiekhez hasonló, felfelé növekvő szemcseméretű rétegsorozat, cementált paddal végződő keresztarégtett homok következik a fűtakaró alatt, majd a bányában valaha tanulmányozhatott legfiatalabb réteg egy szürke, mészkonkréciós – „csörgőköves” – agyag zárja az oligocén rétegsort. Beletelhetett néhány száz tízezer évbe, mire a kismértékű tengerszint-emelkedés után, a sekély vízzel elborított partszegélyi övezet üledékkel apránként feltöltődött, megismételve a fejlődés korábbi lépcsőfokait. Ezt újabb tengerelöntés követte, amelynek következményeként a terület hosszabb ideig tenger alá került.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A Paratethys észak-magyarországi öblében, az oligocén közepétől (kb. 30 millió éve) kisebb-nagyobb megszakításokkal a növekvő üledékbehordásnak köszönhetően, a vízmélység fokozatosan csökkent, melyet nemcsak a tenger peremén lerakódott üledékek, hanem a nyíltvízben felhalmozódó homokos kőzetliszt – a nógrádi „apoka” – és annak vékonyhájú kagylófaunája is tükröz. A kora-miocén közepén, mintegy 20 millió évvel ezelőtt, a Paratethys öblének széles, peremi területein, már sekélytengeri körülmények közt homokos üledékek rakódtak le.



26. Borsodi dombvidék, Istenmezejei alapszelvény

Noé szőlője és a tengerjárás

(Sztanó Orsolya)



Magyarország turisták által alig látogatott vidéke húzódik Salgótarjától Ózdig, a Mátra északi lankáitól egészen a Rima völgyéig, pedig természeti szépségekben nincs hiány. Meredek, sziklás domboldalak szegélyezik az észak–déli irányban futó patak völgyeket, melyeket tavasszal–nyárelőn vastag kakukkfű és varjúháj szőnyeg borít. A zöldhomokkő „hegyek” legnyugatab-



Észak felé dőlő homokkő és konglomerátum sziklakibukkanások a tarnaleleszi völgyben.

Fotó: Sztanó Orsolya



Istenmezeje fölül magasodik a palóc zöldhomokkő hegyek egyik legszebbje, a Noé Szőlője.

Fotó: Krivánné H. Ágnes

bi előfordulása Ipolytarnóc természetvédelmi területe, ettől kelet felé haladva számtalan szebbnél-szebb természetes sziklakibúvára bukkanhatunk, ilyen pl. kishartyáni Kőlyukoldal, Salgótarján déli részén a Baglyasalja, Bárna felett a Szár-kő, Ivádtól északra a Nagy- és Kis-lyukaskő, az erdőkövesdi Tűk-bérc, Váraszón a Vagdaszó, Tarnalelesztől északra a Nagykő, a Peskótető, a Kőhegy, a Debornya sárkánylik, valamint Borsodszentgyörgy, Ózd és a Hangonyi-völgy sziklái. Valamennyi között a legszebb az Istenmezején természetvédelmi oltalom alatt álló Noé Szőlője, ahol az országos kék túra nyomvonala is áthalad.

Messziről szemlélve hamar észrevehetjük a Tarna fölül magasodó sziklákat, és rajtuk a „szőlőtökéket támaztó karók” sorát. Míg a kőzet

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

fő rétegfelszínei kis szögben észak felé dőlnek, addig a rétegzésre nagyjából merőlegesen kemény cipősorok dudorodnak ki a felszínből, melyek a feltárás aljától a tetejéig futnak egymással párhuzamosan. A legenda szerint egy fáradt vándor megkívánta az éppen érő fürtöket, ám a szőlő irigy gazdája elzavarta. Keményszívűségéért azzal lakolt, hogy mindenestül kővé vált. A gazda és kutyája alakja máig kivehető a déli sziklaorron.

A sziklák 2–8 méter vastag keresztarétegzett rétegek kötegekből felépülő közép-, és durvaszemcsés homokkőből állnak. A keresztarétegzést a köteghatárok között 20–30°-os dőlésű, a rétegtalp felé gyakran ívesen simuló néhány cm vastag réteglemezek alkotják, amelyet a homok szemcseméretének változása rajzol ki. Ez a szerkezet akkor jön létre, mikor az erős áramlás a homokszemcséket aszimmetrikus buckákba, dűnékbe rendezi, és a homok mindig a vándorló dűne széliránnyal ellentétes meredek oldalán, azaz homlokán alkot újabb és újabb lemezeket. A jelenséget jól ismerjük sivatagokban, itt azonban a késő-eocéntől folyamatosan egy tekintélyes nagyságú, és mélységű tenger – a Paratethys – egy ága húzódott. A szép számmal előkerülő tengeri ősmaradványok, mészvázat maguk után hagyó mikroszkopikus szerkezetek, kagylók, a homokkőben található cápa fogak és a zöld színt adó ásvány szemcsék is ezt bizonyítják. Ez a tengerág a homokkő képződésének idejére – a korai miocénre – a több száz méter üledék lerakódása, valamint a tenger vízszintjének csökkenése miatt jelentősen elsekélyesedett, valahol a Mátrától délre záródó, ám észak felé nyitott tölcsér-alakú öböllé alakult. Az öböl partja Recsktől a közeli Darnó-hegyen át kb. Ózdig nyomozható, a parton lerakódó osztrigás és balanus rákok mészvázat tartalmazó kavics, kavicsos homok formájában. Tehát az Istenmezején látható keresztarétegzett homokot nem a szél, hanem erős tengeráramlás rendezte dűnékbe. Vajon miféle áramlás képes ekkora homokdombokat mozgatni?



A teknők „tátogatásával” úszó, bordás fésűskagylók elterjedtek voltak a kora-miocén Paratethysben.

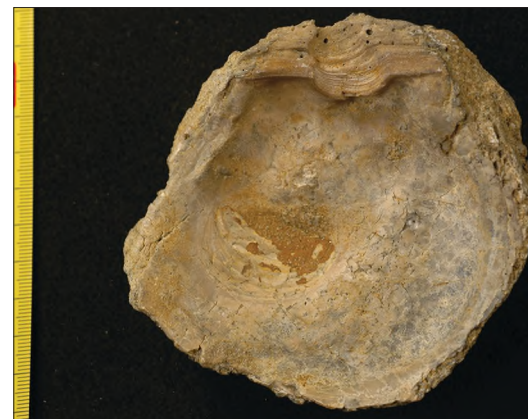
Fotó: Lantos Zoltán

Elsősorban jelenkori tengerek megfigyeléséből tudjuk, hogy a nyílt tengerrel kapcsolatban álló hosszúkás öblökben gyakran erős a tengerjárás, azaz nagy az apály és dagály szintje közötti különbség. Nem volt ez másképp az észak-magyarországi



Észak felé dőlő homokkő és konglomerátum sziklakibukkanások a tarnaleleszi völgyben.

Fotó: Sztanó Orsolya



Fülszerű, vastaghéjú osztriga-féleség teknője az alsó miocénből.

Fotó: Lantos Zoltán

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A lapát mellett kisebb keresztrétegzés látható, frontján váltakozva homokkő és vékony iszapleplek rakódtak le.
Fotó: Sztanó Orsolya

öbölben sem. Rendkívül erős apály keltette áramlások alakították ki a víz alatti „homoksivatagot”, melynek dűnéi észak felé vándoroltak. Az öböl morfológiája miatt dagálykor csak nagyon kicsi áramlási sebességek alakulhattak ki, ilyenkor az üledékszállítás, és így a homokdűnék vándorlása is szünetelt. A keresztrétegzés ferdén dőlő lemezei hol vékonyabbak, hol vastagabbak, másutt kisebb szögben dőlő felszínek vagy vékony iszapleplek tagolják. Ezek a bélyegek mind az egykori tengerjárás kiemelkedő szerepét bizonyítják, az árapály napi, a holdfázisokkal összefüggő kéthetes, sőt éves periódusai is kimutathatók a zöld homokkő nagyobb feltárásaiban. Az adatokból mintegy 20–30 m mély, legalább 4 m apály–dagály szintkülönbségű tenger képe rajzolódik elénk, ahol a kb. 3 m magas vízalatti dűnék vándorlási sebessége a 10–20 m-t is elérhette évente.

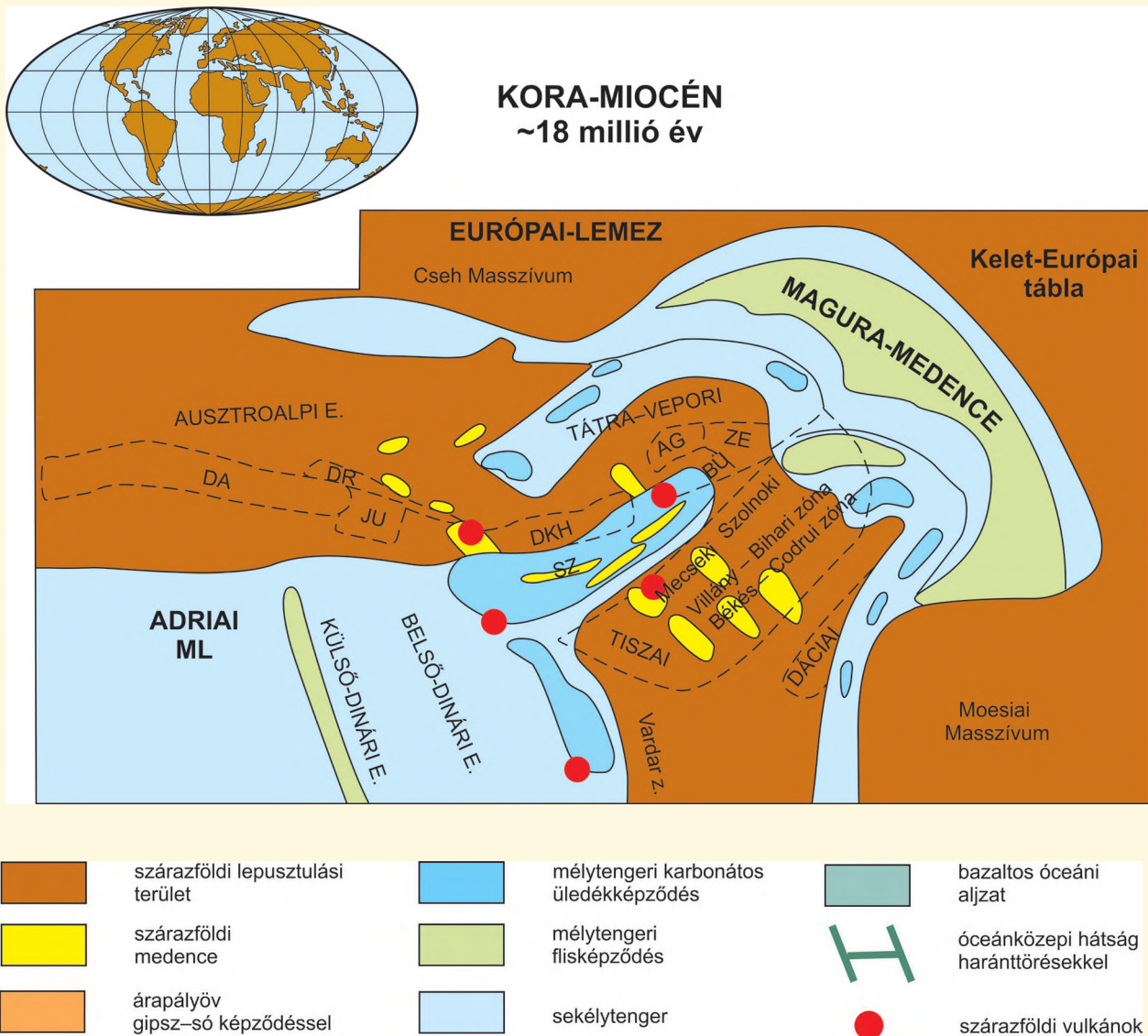
A sekélytengerben lerakódott homokot – több millió évvel később – mész-tartalmú oldatok járták át, és gyengén kötött homokkővé alakították. A kőzetet később törések szabdalják, utat nyitva újabb és újabb cementáló oldatoknak. Ez a folyamat a finomabb szemcseméretű homokban gyengébb, míg a durvább, porózusabb homokban erősebb „ragasztást” hozott létre, amittől a zöldhomokkő sziklák „csipkés”, „ágyúgolyó szerű” arculatot öltöttek. A durvaszemcsés rétegek és törések találkozásánál vagy törések metsződésénél vált ki a legerősebb kötőanyag, az időjárásnak ellenálló cipósorokat megalkotva. Ilyen kőcsodákba álmodták mesélő kedvű eleink Noé szőlőjét.



„Cipósorok” a homokkőben Istenmezejénél.
Fotó: Krivánné H. Ágnes

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

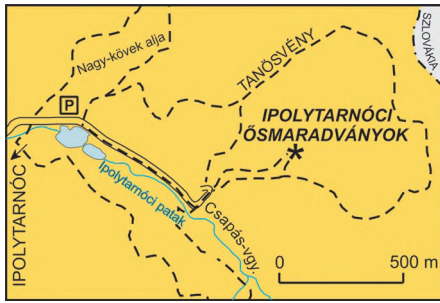
A kora-miocén végére (17–18 millió évvel ezelőtt) az észak-magyarországi Paratethys tengeréből teljesen feltöltődött üledékekkel, szárazföldnek adva át helyét. A folyók kavicsot és homokot terítettek szét a korábbi tenger helyén, majd közeli vulkánok hamuárjai tarolták le az erdőket, temették be a tájat.



27. Ipolytarnóc, természetvédelmi terület

Vulkáni hamusírban az erdei dagonyázó

(Sztanó Orsolya, Harangi Szabolcs)



Ipolytarnóctól keletre az országhatár szögletében, az Ipoly és a Karancs találkozásánál elterülő dombok páratlan földtani, őslénytani leleteket rejtnek. Cápafogas nyílttengeri üledékekről, szárazföldi emlősök, madarak élőhelyéről, hatalmas pusztító vulkánkitörésekről tanuskodnak a kőzetek.

A világhírű őslénytani lelőhely tudományos vizsgálatai 1836-ban kezdődtek el, és ezt követően a terület a földtudományok művelőinek zarándokhelyévé vált. Geológiai értékei már az 1940-es évektől védelem alá kerültek, majd a védett terület fokozatosan bővült. Az itt létesített és Európa Diplomát elnyert geológiai tanösvény 1986 óta fogadja szervezett túravezetéssel az érdeklődőket.

A természetvédelmi terület bejáratától a tanösvény kezdetéig a környező képződményeket bemutató kőoszlopok mentén halad a múlt ösvénye. Innen – a terület kiváló kutatója, Bartkó Lajos – útmutatása nyomán haladjunk tovább!



Finomszemcsés nyíltvízi üledékes kőzet, az „apoka”, gyöngyház fényű, vékony, lapos kagylóhéjjal.

Fotó: Lantos Zoltán

A Borókás-árkot követő út mentén először szemünk elé kerülő kőzetfajta – első ránézésre – nem tűnik érdekesnek: szürke, lemezes elválású csillámos kőzetliszt vékony homokkő betelepülésekkel. Ezt az üledéket palóc-földön „apoka”-nak, a szaknyelvben „slír”-nek nevezik. Még a Paratethys északmagyarországi öblének középső zónájában rakódott le, nyíltvízi eredetéről vékonyhájú kagylók és csak mikroszkóppal tanulmányozható parányok – málna alakú mészvázú egysejtűek, szivacsstűk és halfogak – tanuskodnak. A slír képződése még az oligocénben kezdődött, és igen hosszú ideig, a 29–18 millió év közötti időtartamban folyt ezen a területen.

A slír után következő tengeri képződmény az Istenmezején már megismert zöld homokkő. Színét a jelentős mennyiségű glaukonit nevű ásványtól nyerte, mely erősen áramló sekélytengerben keletkezhetett, de idősebb tengeri kőzetekből is származhat, azok lepusztulása és ismételt felhalmozódása, áthalmazódása útján. Egyéb zöld szemcsék a legkorábbi vulkáni hamuszórás elmállott anyagából keletkezettek. Bár keresztrétegzést itt is megfigyelhetünk, a rétegek vastagsága a fél métert ritkán haladja meg, a kőzet inkább vastagabb rétegekből épül fel, agyagosabb. Ebből a finomszemcsés változatból szép számmal kerültek elő kagylók is. Itt nem az árapály hajtotta

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

dűnemezőt, hanem annak csupán a nyílt víz felé eső szegélyét láthatjuk. A kőzet tengeri eredetének további ékes bizonyítékai a cápafogak, melyeket egy évszázaddal ezelőtt „kövesült madárnyelvként” árultak a helybéli gyerekek. Vízmozgás által összehalmozott cápafogak az északabbra fekvő Botos-árokban nagy mennyiségben találhatóak. Az innen gyűjtött anyagból 8 nemzetség 25 fajtát határozta meg Koch Antal. Noha egy-egy cápa élete során temérdek fogat hullajt el, joggal feltételezhetjük, hogy nem sokáig fürdőzhettünk volna zavartalanul a kora-miocén tengerben.

Ezután drámai változás történhetett a területen, amit a Borókás-árokban 2–4 m vastagságú, a Botos-árokban 10 m-nyi kavics jelez. A diónyi, öklömnyi méretű kavicsok között sok a kvarcit, de vulkáni és metamorf kőzetek lepusztulásából származó darabok is gyakoriak. Találtak „mázsás súlyú kovásodott fatörzs rönköket” is. A kavicsrétegnek már semmi köze nincs a korábban itt hullámzó, cápától nyüzsgő tengerhez. Valószínűleg egy markáns tengerszintesés és az ezzel járó nagymértékű üledékbehordás összjátékaként a korábban sekély tengerrel borított öböl szárazulattá vált. Megkezdődött a korábbi tengeri üledékek lepusztulása, a szárazra került slír és homokkő felszínbe kisebb-nagyobb folyóvölgyek vágódtak, melyeket kavicssal, homokkal töltöttek fel az északabbra még létező tenger felé igyekvő folyók.

A folyóvízi környezet talán néhány millió éves időtartamra is állandósulhatott, a kezdeti bevágódás után inkább szelidebb feltöltéssel folytatódott, ennek révén halmozódott fel az a finomszemcsés szürke homokkő, amely Ipolytarnóc legféltettebb kincseit – a lábnyomokat – rejt. E páratlan leletek megmaradásához az kellett, hogy a felszín hirtelen vastag vulkáni hamu temesse be, ami az akkori élővilág számára katasztrófa volt, azonban nekünk ritka szerencse.

A tanösvényen haladva a kincsek közül elsőként egy kb. 17,5 millió éves kövült óriásfenyő törzsét csodálhatjuk meg egy puha tufába vágott pincében. Még ma is lenyűgöző méretű, pedig az egykori fa törzsének már csak három nagyobb töredékét láthatjuk eredeti helyzetében. 1837-ben még hídként kötötte össze a Borókás árok két oldalát a több mint 42 m hosszú, tövénél 8 m kerületű, azaz 2,5 m átmérőjű kovásodott faóriás. Először „a fa



Pengeszertű, éles cápafogak, korongalakú halcsigolyák az alsómiocén tengeri homokkőben.

Fotó: Szarvas Imre



A híres ipolytarnóci kovás fatörzs üvegekoporsó alatt várja a természetvédelmi terület látogatóit.

Fotó: Szarvas Imre



1837-ből származó metszet a Borókás-árkon átívelő, akkor még 42 m hosszú „kőlocáról”

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Régebben tölgy-félének vélt, tisztázatlan rokonsági körbe tartozó kihalt fa levele (*Pungihyllum cruciatum*).
Fotó: Hably Lilla



Ipolytarnócon gyakori, melegigényes legyezőpálma levél. (*Sabal major*)
Fotó: Hably Lilla



Nyitvatermő összekapcsolódó levélörvei (*Libocedrites salicornioides*).
Fotó: Hably Lilla

nagy részét földdel terítettük be, nehogy a vandál kezek, melyek hazánkban fájdalom! Gyakoriak, semmivé tegyék – mint már annak részét, az úgynevezett kőlocát semmivé tették” – írja felfedezője, Kubinyi Ferenc. Sajnos igaza volt, a hírnév terjedésével a gigászi törzs, az ágak megfogyatkoztak: emlékként, fenőkőnek, építőkönek, még sírkőnek is elhordták az akkor „gyurtyánkőnek” titulált leletet. Néhány darabját a Magyar Állami Földtani Intézetben, a Nemzeti Múzeumban és a szécsényi múzeumban őrzik. Korának kitűnő botanikusa, Tuzson János 1901-ben arra a következtetésre jutott, hogy „az ipolytarnóci kövesült fa egy olyan fenyőfajt képvisel, amelynek sem fosszilis, sem recens képviselője nincsen”. Öttűs levelei és a szöveti szerkezete alapján a lelőhelyről megemlékezve *Pinuxylon tarnocziense*-nek nevezzük. A pincétől továbbsétálva több, kisebb-nagyobb, irányítottan elhelyezkedő kovás fadarabot figyelhetünk meg az út mellett feltárt tufába ágyazódva. A mindent elsöprő vulkánkitörés robbanásának ereje nemcsak az óriásfenyőt terítette le. A finom tufából kitűnő megtartási állapotban, a feké homokkőben annak durvább szemcsemérete miatt kevésbé tökéletes állapotban, főleg összemossott levéltöredékek formájában legalább tízezer levéllenyomatot, tobozt, termést gyűjtöttek a lelőhely felfedezése óta. Ezek alapján vázolta fel Hably Lilla paleobotanikus a vulkánkitöréssel elpusztított erdő képét. A párás, meleg szubtrópusi esőerdőben ciprusok, fenyők, ősi babér-, dió-, szárnyasdió-, platán-félék, különböző pálmák, egy tölgy-féle és szilfák nőttek, kúszónövények liánjai tekeredtek, a fák tövében páfrányok zöldelltek egykor. Ez az erdő a tengerparttól távolabb, egy folyó árterét és az azt környező dombokat boríthatta.

Az erdő néhány lakóját is megismerhetjük, ha kora-miocén vadászként nyomolvasásra adjuk fejünket. Legkönnyebben 2–4 cm hosszú, háromágú



Mai szubtrópusi láp Dél-Floridában az Everglades Nemzeti Park területén.
Fotó: Lantos Zoltán

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

benyomatok gazdáit ismerhetjük fel: legalább négy különböző méretű madár nemzetség – két kisebb és két nagyobb testű – egyedeitől származnak. Bár a nyomok egyik legalaposabb kutatója, Tasnádi Kubacska András megpróbálta a nyomot hagyó madár fajt is meghatározni, ez nem volt lehetséges. Az bizonyos, hogy sem úszóhártyás, sem gázlómadarak nem jártak a területen.

A leggyakoribb – több mint 600 db –, kerekded mélyedés, három kisebb ovális patanyommal, orrszarvú lábnyoma. Megkülönböztethetők a nagyjából 24, 20 cm és kb. 13 cm átmérőjű generációk, melyből a középső méretűek a leggyakoribbak. Néhány hím, nagyon sok nőstény és kicsinyeik dagonyáztak az erdei tisztáson. Olyan sok az egyvonalba eső, összetartozó nyom, hogy az állatok kb. 120 cm-nyi lépéstávolsága – átellenes hátsó és első lábaik közti nagyobb táv – is lemérhető. A párosan összesimuló, 7–8 cm hosszú, megnyúlt, ovális nyomokat és kicsit kisebb, kissé szétnyíló csepp alakú nyomokat feltehetően szarvas-rokonságba tartozó páros ujjú patásokkal hagyták. Az orrszarvúk után a „kis-szarvasok” voltak a dagonyás itató leggyakoribb vendégei. Korábban egyes mélyedéseket ormányosok, – Mastodon –, nyomának vélték, de az alapos vizsgálat kiderítette, hogy valójában egymásba lépő orrszarvúak nyomai voltak.



Madárlábnyomok a folyóparti iszapos homokban.
Fotó: Babinszki Edit

Végül a legizgalmasabb, hogy nemcsak az itató- és dagonyázóhelyre járó állatok, hanem ragadozók is hátrahagyták lábnyomaikat. Négy ragadozónyom-típust lehet elkülöníteni. A legnagyobb, tenyéryi méretű mancsnyomok 10 cm-es tappancs- és 4–5 cm hosszú ötujjú, ritkán karmos lenyomatokból állnak. Valamivel kisebb méretűek a közepes macskafélék lábnyomai, míg a legapróbbak menyétféléktől származhatnak.

Kordos László 1983-ban megjelent monográfiája 1644 lábnyomról ad számot. Ezek nagy része a régi kiállítócsarnokban látható, az 1993-ban feltárt új helyszínen még ugyanennyi tárult fel. A lábnyomok valójában nem csupán egyetlen szintben, hanem több, egymást követő homokköréteg felszínén helyezkednek el. Ha egy mai dagonyázót megfigyelünk, láthatjuk, hogy az iszapban csak alakatlan mélyedések vannak. Jól körülírt, felismerhető nyomok az időszakosan kiszáradó itatók környékén, viszonylag szikkadt üledékfelszíneken maradnak meg. A réteglapokon megfigyelhető vékony száradási repedések is az üledék időnkénti kiszáradására utalnak. Az újabb homokréteget a közeli folyó áradása teríthette az utolsóként hátrahagyott lábnyomokra. Mivel a mélyebben elhelyezkedő, azaz a számottevően idősebb kavicsréteget leszámítva, terjedelmes folyóvízi üledékek Ipolytarnócon nincsenek, felmerült az a gondolat is, hogy a dagonyázó vizét a kavicson áttörő időszakos forrásokból csordogáló erek táplálhatták. A legszebb nyomokat a homokkővet betemető hamuár őrizte meg, a miocén szárazföldi állat- és növényvilág pillanatképeként.



Nagymacska-féle ragadozó is prédára lesett vagy szomját oltva hagyta mancsa nyomát az iszapban.
Fotó: Babinszki Edit

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

De mikor is történhetett az a vulkánkitörés, amely a pusztító horzsaköves hamuár kialakulását eredményezte?

A Pannon-medencében a miocén idején vulkáni kitörések sora zajlott. Ezek közül a legpusztítóbbak a riodácit–riolit összetételű magmák heves robbanásos kitörései voltak. A néhány kilométer mélyen lévő magmakamrákban a gázbuborékok egyre nagyobb feszítőerőt jelentettek, mígnem a magma hatalmas robbanással tört utat magának és került a felszínre. A kilövellő apró vulkáni szemcsék és gőzök egy része több kilométer magasba emelkedett, nagy része azonban, a nagy tömege miatt, a felszín közelében zúdult alá. A szárazföldeken ezek a vulkáni törmelékárak mindent letaroltak. Völgyeket töltöttek fel, hatalmas felszínt borítottak be, olykor több tíz méter vastagságban. Éppen ezért, ezek a vulkáni képződmények fontos rétegtani vezérszintek, mivel képződésük a földtörténeti időskálán pillanatszerű, térbeli elterjedésük pedig jelentős. A hagyományos földtani–rétegtani szemlélet szerint három nagy ilyen vulkáni kitörés történt a miocénben. A vulkanológiai kutatások szerint ezzel szemben, számos vulkáni kitörés zajlott mintegy 7–8 millió éven keresztül.

Sokáig úgy gondolták, hogy az ipolytarnóci itatóhelyet a 19,5 millió éve történt kitörés képződménye az ún. Gyulakeszi Riolittufa fedte be és őrizte meg az utókornak. A paleomágneses mérések azonban nem igazolták ezt. A Gyulakeszi Riolittufa képződményeinek mágnesezettsége ugyanis jellemzően 80°-kal tér el a jelenlegi észak iránytól, azaz ezek a kőzetek ilyen jelentősen elfordultak képződésük óta. Az ipolytarnóci tufa mágnesezete iránya, ezzel szemben, csak 30°-os elfordulást jelzett, ami alapján a vulkáni kitörés kora nem lehetett idősebb 18 millió évnél! A legújabb kutatások aztán pontosan megadták a vulkáni működés idejét. A cirkon ásványokban lévő nagy mennyiségű urán és tórium radioaktív izotópjai ólom izotóppá bomlottak, amelyek mennyisége mérhető és a bomlási egyenlet alapján kiszámolható, hogy ehhez a fizikai folyamathoz mennyi időre volt szükség. A vizsgálatok 17,4 millió évet adtak, azaz a lábnyomokkal teli homokos itatóhelyet ekkor fedte be a több méter vastag a horzsaköves hamuár. A vulkáni hamuárak hőmérséklete helyenként elérhette a néhány száz fokot is, ennek következtében az itatóhely környezetében letarolt fák darabjai elszenesedtek. Az első kitörést a környéken néhány tízezer éves nyugalmi szakasz után további heves robbanásos kitörések követték.

Vajon a vízparti gazdag állatvilág vulkáni hamusírba kerülése, pusztulása oly hirtelen zajlott, oly katasztrofális volt, mint a Vezúv 79-es kitörését követően Pompeji és Herculaneum esetében? Valószínűleg nem, ugyanis az állatok maradványai nem őrződtek meg, csak a lábnyomaik. Ezek azonban olyan hűen, olyan gazdagságban, ami méltán híressé teszi Ipolytarnóc környékét. A vastag vulkáni képződményen átszivárgó, kovasavban dús vizes oldatok konzerválták az alattuk található lábnyomos homokkövet, ami 17,4 millió év

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

után is szinte eredeti állapotában tárja az érdeklődők elé az egykori folyóparti itatóhelyet.

A vulkánosság elcsendesedésével rövidebb időre visszatért a folyóvízi környezet, hiszen a vastag riolittufa takaró felett kavicsos, riolittufa törmelékös homokkő és ártéri tarka agyag található. Ezzel egyidőben a Pannon-medence kialakulásának kezdetét jelezve visszatért a tenger, először partmenti lápok, majdani széntelepeket, majd kagylós fövenypartokat, végül mélyvízi agyagokat lerakva a nógrádi-borsodi tájon.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A Pannon-medence kialakulásának és fejlődés-történetének emlékei

A Pannon-medence története mintegy 20 millió évvel ezelőtt kezdődött el. A lemeztektonikai folyamatokat az Eurázsiai- és Afrikai-kőzetlemez közeledése, ütközése határozta meg. Az ún. ALCAPA- (a régió angol nevének: Alpine–Carpathian–Pannonian kezdőbetűiből képzett betűszó) mikrolemez az Alpok térségéből préselődött ki, majd a Tiszai-mikrolemezzel találkozva együtt sodródtak északkelet felé. A mikrolemezek alá óceáni eredetű aljzat tolódott. Az alátolódási (szubdukciós) övezet mögött a miocén során a kontinentális litoszféra jelentősen elvékonyodott, részben a vastag kőzetburok gravitációs összeomlása miatt, részben az Európai-lemez hátráló alábukása következtében. A Pannon-medencét jelenleg is az átlagosnál vékonyabb kőzetburok (litoszféra) és földkéreg jellemzi.

A miocén korai szakaszában a Pannon-medence területének uralkodó része szárazföld volt, ahol tektonikus eredetű árkos süllyedésekben folyóvízi, lápi üledékek rakódtak le, helyenként jelentős vastagságban. A tektonikai mozgásokhoz intenzív vulkanizmus, lávaömlés és vulkáni törmelékiszórás is kapcsolódott.

A miocén kor későbbi szakaszában, mintegy 17 millió évvel ezelőtt, a korábban kialakult árkos süllyedéseket tenger borította el, majd a korábbi szárazföldek, így a szárazföldi vulkánok jelentős része is tenger alá került. A tenger sekély övezeteit rendkívül gazdag élővilág népesítette be, és mészvázú vörösalgák, kagylók, csigák tömegéből álló mészkő keletkezett.

A vulkáni működés legidősebb képződményei a horzsaköves vulkáni törmelékes kőzetek, amelyek nagy része fiatal üledékekkel fedetten található az Alföld aljzatában. Felszínén a Bükkalja térségében jelennek meg a 13–20 millió éves vulkáni kőzetek. A vulkánkitörések óriási mennyiségű törmelékanyagot zúdítottak a felszínre, amelyek jelentős területeket borítottak el.

28. Bükkalja, Túr-bucka és Mész-hegy

Tajtékkövek és tündérsziklák a bükkaljai borvidéken

(Harangi Szabolcs)

A Bükk hegység lankás déli előterében szőlősorok húzódnak, az erdővel borított domboldalakból helyenként tündérsziklák, vagy ahogy a helyiek nevezik kaptárkövek emelkednek ki, sok helyütt pedig termálforrások által táplált fürdők várják az egyre növekvő számú hazai és külföldi turistát. A süveg alakú kaptárkövek és különösen az egerszalóki hévforrás által táplált forrásmészsző Törökországot, Kappadókia és Pamukkale vidékét idézi. A kaptárkövek anyaga is hasonló: tajtékköves, vagy ahogy a vulkanológusok nevezik horzsaköves riolittufa, amely egykor heves robbanásos vulkáni kitörések során keletkezett.



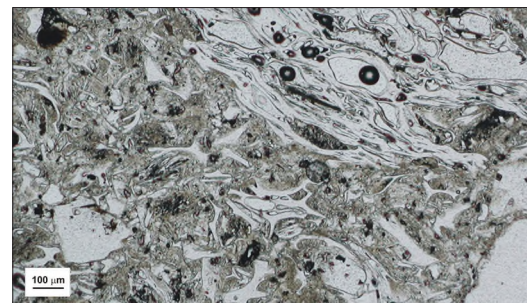
A jól faragható „tufakőbe” borospincék mélyültek, amelyek többek között Eger, Ostoros és Noszvaj messze földön híres borait tárolják, de a vulkáni képződmény valamikor barlanglakásoknak is helyet adott. A 20. század eleji világgazdasági válság idején, az itthon maradottak közül sokan itt találtak otthont.

A Bükkalja vidékét meghatározó vulkáni képződmények a 13–20 millió évvel ezelőtti időszakban keletkeztek, egyidőben a Pannon-medence kialakulásával. A riolittufát a legpusztítóbb típusú vulkáni kitörések hozták létre. Az SiO_2 -ben dús magmában lévő gázbuborékok belső nyomása hirtelen szétvetette a kőzetolvadékot, mégpedig oly mértékben, hogy az milliméternél kisebb darabokra szakadt. Az ívelt formájú, sokszor X- és Y-alakú kőzetüvegszilánkok a szétrobbanó magmában lévő egykori gázbuborékok közötti olvadék hirtelen megszilárdult darabjai. A magma közvetlenül a robbanása előtt a nagy gáztartalomtól szinte „felhabzott”, ezt tükrözi a horzsaköves, mikroszkóp alatt látható jellegzetes belső szerkezete. A hirtelen megdermedt „kőzethab”, avagy horzsakő sűrűsége még a víznél is kisebb, ezért úszik a vízen! A hatalmas robbanással felszínre került vulkáni törmelékanyag egy része 20–30 km magasságba emelkedett, nagy része azonban a felszín közelében, óriási – akár több száz km/óra – sebességgel zúdult végig letarolva mindent, ami útjába esett. Nehéz elképzelni az ilyen vulkáni kitörés erejét és hatását, mivel a történelmi időben nem sok példát találunk rá. Ehhez hasonló lehetett a Santorini mintegy 3650 évvel ezelőtti, a Tambora 1815-ös pusztító kitörése vagy az alaszakai Katmai közeli Novarupta 1912-es vulkáni működése. Az utóbbi esetében a közeli



A hajdan pusztító vulkáni törmelékár üledékében ma borospincék mélyülnek (Szomolya).

Fotó: Harangi Szabolcs



Az ignimbrít mikroszkópos képe: az üvegszilánkok a szétrobbanó riolitos kőzetolvadék hírnökei.

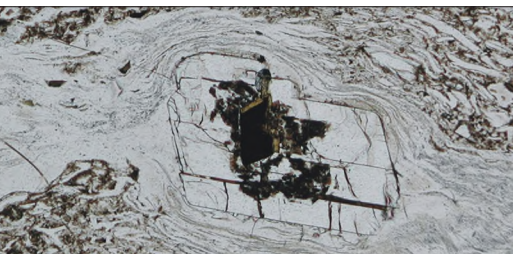
Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A bogácsi Vén-hegyen a fiamme-tartalmú ignimbit egykor több száz fokok hőmérsékleten terült szét.

Fotó: Harangi Szabolcs



Összesült ignimbit mikroszkópos képe. A kőzetüvegszilánkok lapítottak a horzsakövek össze nyomódtak (Túr-bucka).

Fotó: Harangi Szabolcs



A Bükkalja egyik legszebb tündérsziklája, azaz kaptárköve a Mangó-tetőn.

Fotó: Harangi Szabolcs

völgyet több tíz méter vastag, gőzölgő, forró horzsaköves vulkáni hamu töltötte fel (innen kapta a völgy a Tízezer füst völgye nevet). A Bükkalja térségében a vulkáni képződmény vastagságát több száz méterre becsülik! Habár ez az óriási mennyiségű vulkáni üledék nem egyszerre keletkezett, az egyes vulkáni kitörések során a Novaruptához hasonló, vagy akár azt meghaladó vastagságú horzsaköves üledék takarhatta be a felszínt

A robbanásos kitörés során olyan hatalmas mennyiségű vulkáni törmelékanyag hagyta el a kürtőt vagy a széles hasadékot, hogy annak nagy része nem tudott felemelkedni, hanem súlya alatt összeomolva, a gravitáció által hajtva zúdult ki felszín közelben, oldalirányba. A vulkáni törmelékárból lerakódott horzsaköves vulkáni üledéket *ignimbit*nek nevezik. Az üledék hőmérséklete sokszor elérte a 400–500°C hőmérsékletet is. A vastag üledék réteg-

nyomása ellapította és összenyomta a vulkáni kőzetüveg-szilánkokat, amelyek az olvadásponthoz közeli hőmérsékleten összehegedtek és elnyúlt, pici láng formájú képleteket hoztak létre, amelyeknek *fiamme* a neve. Ezeket a vulkáni képződményeket összesült ignimbitnek nevezik, amelyek megjelenése sokszor a lávaközetekhez hasonlít. Jóval ellenállóbbak a laza, nem összesült ignimbitnél, ezért sokszor megvédték az utóbbi képződményeket a lepusztulástól.

A vulkáni működés eredményeként kiterjedt ignimbitplató jött létre. Akkor a háttérben még nem magasodott fel a Bükk hegység vonulata. A száraz klímán időszakos vízmosások mélyedtek be a vulkáni kőzetanyagba és a plató mozaikszerűen feldarabolódott. A meredek lejtőkön kisebb-nagyobb kúpok alakultak ki. A domboldal további, hátráló pusztulásával ezek a kúpok egyre inkább elkülönültek. Kezdetben még egy nyereg összekapcsolta őket a hátráló lejtő frontjával, majd végül önálló cukorsüveg alakú formákat hoztak létre.

A bükkaljai „tündérsziklák” különlegességei az oldalukba vágott szabályos fülkék. A közel 500 fülke eredete máig vitatott. Egyesek szerint a területen élő kelta törzsek vésték be ezeket halotti szertartásokhoz, mások szerint honfoglalás koriak a fülkék, és áldozati célra készültek, a leggyakrabban hangoztatott nézet szerint azonban ezek a sziklai méhészet nyomai, ahol a fülkék méhkaptárak céljaira készültek. Ez utóbbi alapján nevezik kaptárköveknek a Bükkalja 13–20 millió éves, nagy erejű ignimbit vulkáni kitörés során keletkezett sajátos alakú ignimbit szikláit.

A Bükkalján számtalan lehetőség kínálkozik e különleges képződmények megtekintésére, mi most a Cserépfalutól északra lévő előfordulásokat mutatjuk be, ahol szinte minden bükkaljai vulkáni különlegesség előfordul. Cserépfalu északi végén egy háromsoros pincesor található, a bükkaljai

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

pincesorok egyik legszebbike. A pincékben faragott kőkatonák őrzik a borshordókat. Nem sokkal messzebb a „Kisamerikának” nevezett, riolittufába mélyült egykori barlanglakások húzódnak. A falutól északra, 2–3 km-re egy kis domb, a Túr-bucka emelkedik a Bükk hegység lábánál.

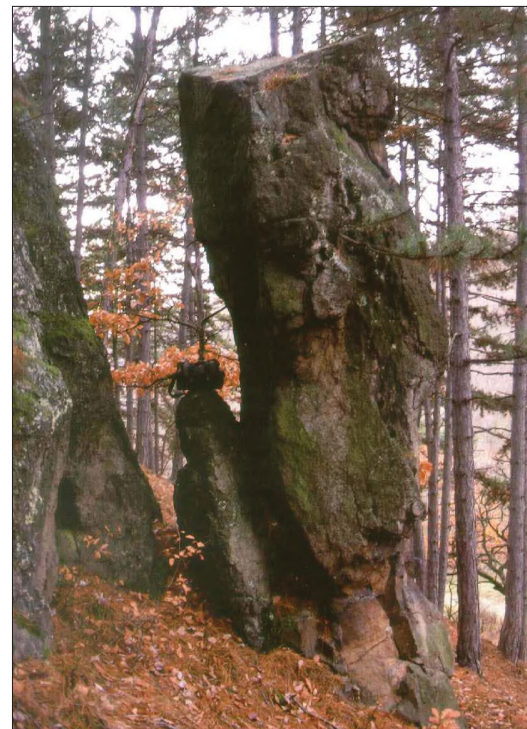
A Túr-bucka alján laza, horzsaköves vulkáni üledék bukkan elő, feljebb azonban egy ezüstösen csillogó, lávakőzethez hasonló képződmény található. A domboldalban helyenként magányos kőzetoszlopok állnak, amelyek megerősíteni látszanak a lávakőzet eredetét. Közelebbről azonban az avatott szem előtt feltűnnek a lángszerű, lapított fiammék, ami az összesült ignimbritek jellemzője. A kőzet mikroszkópos képén megfigyelhetők az ellapított kőzet-üveg-szilánkok, az összenyomott horzsakövek, amelyekből már hiányoznak a csatornaszerű üregek. Ez az ellenálló kőzetsapka védte meg az alatta lévő, összesülést nem mutató, laza törmelékes vulkáni kőzetet a lepusztulástól.

A Túr-buckával szemben emelkedő Mész-hegyen némi képet kaphatunk az egy vulkáni kitérésből származó hatalmas anyagmennyiségről. A hegy nagy részét, mintegy 100 méter vastagságban horzsaköves ignimbrit építi fel. A hegy oldalában emelkedik az Ördögtoronynak nevezett eróziós sziklatorony, a bükkaljai kaptárkövek egyik pompás, karcsú darabja. A horzsakövek mérete a



A Mész-hegy oldalában emelkedő Ördögtorony, a bükkaljai kaptárkövek egyik pompás, karcsú megjelenési formája.
Fotó: Harangi Szabolcs

hegyen felfele egyre nagyobb, az Ördögcsúszdának nevezett kített, meredek hegyoldalon fél méter nagyságú horzsakő darabok is előfordulnak! Ez azzal magyarázható, hogy a kis sűrűségű horzsakövek mintegy úsznak a lezúduló vulkáni törmelékárban és ezért a lerakódó üledék felső részén halmozódnak fel. A laza vulkáni képződményt itt is egy összesült ignimbrit „sapka” védte meg a lepusztulástól, ennek a kőzetsapkának a kora azonban fiatalabb, mint a Túr-buckai, hasonló jellegű kőzeté.



Az összesült ignimbrit magányos sziklatornyai lávakőzet képét sejtetik, pedig ezek a kőzetek is robbanásos vulkáni kitérés során keletkeztek.
Fotó: Harangi Szabolcs



A Mész-hegy kített oldalán, az Ördögcsúszda, nagyméretű horzsaköveket tartalmazó ignimbritet tár fel.
Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

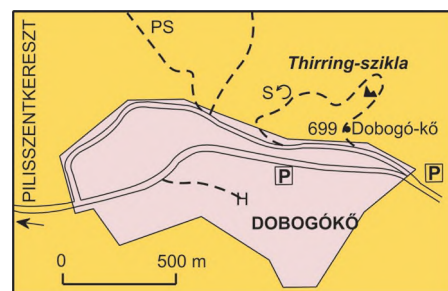
A Kárpát–Pannon térség geológiai értelemben fiatal, neogén–kvarter vulkanizmusának talán leglátványosabban megőrzött képződményei a Kárpátok ívével közel párhuzamosan sorakozó andezit–dácit rétegvulkánok, hazánkban a 13–16 millió éves Visegrádi-hegyég, Börzsöny, Mátra, Tokaji-hegység. A lávafolyásokból és hatalmas blokkokat is tartalmazó vulkáni törmelékekből álló egykori tűzhányók egy része működésük végén összeomlott. Ezzel közel egyidőben a forró vizes oldatokból több helyen változatos ércek váltak ki.



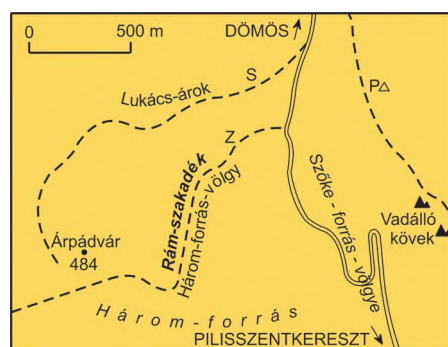
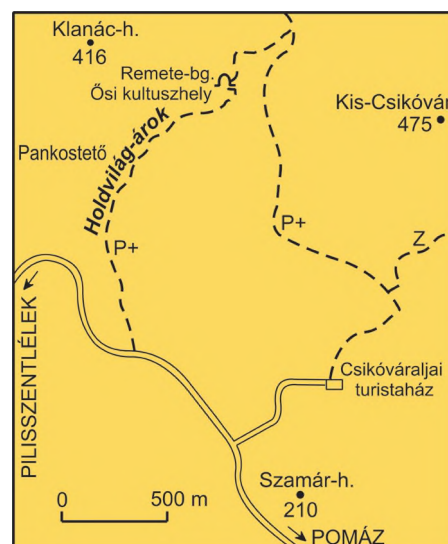
29. Visegrádi-hegység, Dobogókő, Holdvilág-árok, Rám-szakadék *Kirándulás egy andezites vulkán romján*

(Harangi Szabolcs)

Ha megkérünk egy gyermeket, hogy rajzoljon egy vulkánt, valószínűleg egy szabályos kúp alakú hegyet rajzol, amelyből füstoszlop emelkedik fel, vagy vöröslő lávafolyás ereszkedik le. Valóban, a legpompásabb tűzhányók ilyenek, mint például a japán Fuji, a Fülöp-szigeteki Mayon vagy az indonéz Merapi. Persze a vulkánok sokfélék lehetnek, vannak például olyanok, amelyek nem felfele növekednek, azaz nem alkotnak hegyet, hanem egy nagy tál alakú sülyedékből, esetleg csak egy mélyedésből állnak, amit esetenként tó vize tölthet ki.



Milyen lesz egy tűzhányó alakja? Ezt alapvetően a vulkánt tápláló magma fizikai és kémiai tulajdonságai határozzák meg. Az andezites-dácitos magmák, amelyek SiO_2 -tartalma 60% körül van, meglehetősen viszkózusak, azaz a kiömlő láva csak lassan folyik, esetenként inkább azt mondjuk, éppen hogy csak kitüremkedik a kürtöből. Ez utóbbi folyamat következtében lávadómok jönnek létre, amelyek többnyire kis kiterjedésű, meredek oldalú formák. Ezek a lávadómok sokszor olyannyira nagyra dagadnak, hogy meredek oldalukon folyamatos lejtőcsuszamlások indulnak, és ún. izzófelhők, azaz forró gázokból és félig olvadt szilárd törmelékekből álló lavinák zúdulnak le a tűzhányó oldalán futó völgyekben. A Kis-Antillák Montserrat szigetén a Soufrière nevéű vulkánon növekedő lávadómból a 2007. évi kitörés során folyamatosan indultak ki forró vulkáni törmeléklavinák, csakúgy, mint az indonéz Merapi vulkán esetében. Hasonló esemény játszódik le akkor is, amikor a lávadóm belsejébe gázdús magma érkezik és egy hatalmas robbanással szétveti a kürtőt eldugaszoló lávadómot. 1902-ben a Kis-Antillák Martinique nevéű szigetén a Mt. Pelée lávadómját robbantotta szét a felnyomuló magma, aminek nyomán pusztító izzófelhő rohant egyenesen az éppen választásokra készülő St. Pierre városa felé. Egy cellában raboskodó elítélten kívül senki sem maradt életben a településen, közel 30 ezer áldozatot szedett a vulkáni kitörés. Ezek a szinte tökéletesen szabályos alakú, szemet gyönyörködtető tűzhányók, amelyek felhőkbe nyúló, kúp alakú formájukat és meredek oldalukat az őket tápláló viszkózus magmának köszönhetik, a legveszélyesebbek közé tartoznak! Többnyire ott alakulnak ki, ahol a közeledő litoszféra lemezek találkozásánál óceáni kőzetlemez bukik alá. Ezeket a szubdukciós zónákat vulkáni láncok kísérik, mint a Csendes-óceán nyugati és keleti partvidékén húzódó „tűzgyűrűn”.



KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A visegrádi Vár-hegy egy katasztrofális vulkán lejtőomlás képződményén ül.
Fotó: Harangi Szabolcs

A Kárpát–Pannon térségben 10–20 millió évvel ezelőtt hasonló helyzet lehetett. A sekélytengeri környezetben 1000–2000 méter magas tűzhányók emelkedtek ki a mai Visegrádi-hegységtől és Börzsönytől kezdve a Selmec-Körmöc vulkáni területen, a Mátrán, a Tokaji-hegységen, a Vihorláton és Gutinon keresztül a Kelemen-, Görgényi-havasokig és a Hargitáig. Térségünkben az utolsó vulkáni kitörés a Hargita déli elvégződésén található Csomádon volt, amelynek nyomán keletkezett a festői szépségű Szt. Anna tó krátere mintegy 30 ezer évvel ezelőtt. A vulkáni ív nyugati része 14–16 millió évvel ezelőtt volt aktív. Közülük a Visegrádi-hegység múltösvényén indulunk el, hogy megismerjük e tűzhányók történetét.

kitörés óta, hanem az is, hogy jelentős morfológiai változások következtek be még a tűzhányó működése során. A magas, meredek oldalú, andezites-dácitos magmák által táplált vulkánok életében nem ritkák a hatalmas lejtőcsuszamlások, amikor a vulkáni hegy egyik oldala instabillá válik és leomlik. Mindezt előidézhetheti a felnyomuló magma, mint az amerikai Mt. St. Helens

A Visegrádi-hegység 500, helyenként közel 700 m magas hegyvonulatai ma már kevésbé emlékeztetnek egy egykori tűzhányóra. Ennek nem csak az az oka, hogy mintegy 15 millió év telt el az utolsó vulkán-

1980. májusi kitörése esetében, ami után az egykor szabályos kúp alakú hegy nagy része eltűnt. Máskor egyszerűen csak túl meredekké válik a tűzhányó oldala és súlya alatt lassan vagy hirtelen kisebb-nagyobb darabja lecsúszik. Az Andok égbeszökő, 2500 m magasságot meghaladó tűzhányóinak 75%-a esetében történt ilyen esemény! A hirtelen lejtőcsuszamlások katasztrofális következményekkel járhatnak. Hatalmas törmeléklavinák zúdulnak le és széles, patkó alakú sebhelyek maradnak vissza a vulkánon. A Visegrádi-hegység légi felvételén is kirajzolódik egy U-alakú felszínalakulat, amelyet délről a Keserűs-hegy és Öreg-Pap hegy vonulata határol.



A visegrádi Vár-hegy lankás hegyoldalai ma már kevésbé emlékeztetnek a hajdani pusztító kitöréseket produkáló tűzhányóra.
Fotó: Harangi Szabolcs

A XX. század elején Schafarzik Ferenc és Cholnoky Jenő igyekezett részben a mai domborzati formák alapján rekonstruálni az eredeti vulkáni felépítményt.

Schafarzik a Vezúv analógiájára egy Somma-szerű rétegvulkánt feltételezett, míg Cholnoky egy kettős beszakadásos kalderát írt le, amelynek maradványai a keserűs-hegyi és dobogókői ív-alakú gerincek. Ennek alapján a vulkán életében két jelentős összeomlás történhetett. Az

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

első nyomán egy tálalakú süllyedék, azaz kaldera alakult ki, amelyben egy újabb vulkán épült fel, hasonlóan a Vezúvhoz. Később, ez a vulkán (a mai Keserős-hegy) is összeroskadt, amelynek nyomát őrzi az észak felé nyomozható lópatkó alakú völgy. A vulkáni felépítmény összeroskadását okozhatta a meredek lejtőoldalak megcsúszása vagy a kiürülő magmakamrák tetejének beroskadása. Cholnoky kettős kaldera elképzelése mélyen beívódott a későbbi földtani értelmezésekbe, jóllehet vulkanológiai bizonyítékai hiányoztak.

A közelmúltban Karátson Dávid és munkatársai újraértelmezték a vulkáni felépítményt, amelyben vulkanológiai megfontolások alapján elvetették a kettős kaldera modellt. Rekonstrukciójukban szintén fontos helyet kap a Keserős-hegy vonulata, értelmezésük szerint azonban ez egy közel 1500 méter magas, lávadómokból álló, szabályos kúp alakú vulkáni felépítmény lehetett, ami a mai karibi Mt. Pelée-hez

vagy a jávai Merapihoz hasonlíthatott. A meredek oldalú vulkán északi lejtője a vulkáni működés vége felé aztán hirtelen megcsúszott és a lejtőösszeomlás eredményeként törmelék-lavinák zúdultak le, amelyben akár több méter nagyságú kőtömbök is előfordultak. Ezek a képződmények alkotják részben a Duna túlsópartján lévő, de a Visegrádi-hegység vulkáni felépítményéhez tartozó Szent Mihály-hegy alsó felét, valamint a visegrádi Várhegy jelentős részét. A lejtőcsuszamlás következményeként egy északi irányba néző patkó-alakú kaldera alakult ki. Ebben az értelmezésben a Dobogókő hegygerince valamikor része lehetett a Keserős-hegyi vulkánnak, annak oldalában foglalhatott helyet, később a szerkezeti mozgások során azonban egy vető mentén kiemelkedett. A tűzhányó összeomlását követően még voltak szórványos vulkáni kitérősek, ezek kis kiterjedésű lávaömlések voltak, amelynek közetei többek között a Szent Mihály-hegy felső részén, a Prépost hegyen, az Ágas-hegyen, valamint Dömörkapu környékén jelennek meg.



A visegrádi Vár-hegy kőfalában előbukkanó hatalmas szikladarabok katasztrofális kőzetlavinák emlékét őrzik.
Fotó: Harangi Szabolcs

A vulkáni hegy a vulkáni működés befejeződése után, a szubtrópusi éghajlaton, gyors pusztulásnak indult majd ez a folyamat felgyorsult az elmúlt 2 millió évben (pleisztocén–holocén). A lejtőmozgásokat elősegítették a felújult tektonikus folyamatok is, amelyek során a hegység egyes területei (például a Dobogókő térsége) akár 200 métert is emelkedhettek. A felszín arcu-

A vulkáni hegy a vulkáni működés befejeződése után, a szubtrópusi éghajlaton, gyors pusztulásnak indult majd ez a folyamat felgyorsult az elmúlt 2 millió évben (pleisztocén–holocén). A lejtőmozgásokat elősegítették a felújult tektonikus folyamatok is, amelyek során a hegység egyes területei (például a Dobogókő térsége) akár 200 métert is emelkedhettek. A felszín arcu-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

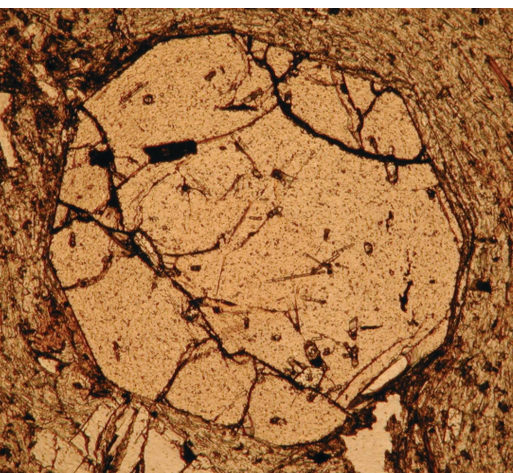


A misztikus Holdvilág-árok a vulkáni működés kezdetén keletkezett képződményeket tárja fel.
Fotó: Harangi Szabolcs

latának alakításában ekkor jelentős szerepet játszottak az igen nagy vízhozamú meanderező folyók, többek között a Duna elődje. Az ős-Duna folyását az egykori vulkáni hegy domborzata is befolyásolta. A lassan emelkedő térségben a Szent Mihály-hegy ellenálló lávakőzetei és a visegrádi Várhegy ugyancsak kemény törmelékjavina képződményei egyre jobban kipreparálódtak, így a folyó kanyarogva kerülte meg ezeket a kiemelkedéseket. A terület későbbi, mind a mai napig tartó emelkedésének hatására a Duna medre egyre jobban bevágódott a vulkáni képződményekbe és legálább öt folyóteraszt alakított ki.

Misztikus legendák, természeti szépségek, földtani különlegességek gazdagítják a Holdvilág-árkot, ahol nyomom követhetjük a vulkáni működés kezdeti lépéseit. Mintegy 16 millió évet kell visszautaznunk a múlt ösvényén. A terület nagy részét ekkor tenger borította. A völgy alsó szakaszán előbukkannak a sekély-

tengerben lerakódott üledékes képződmények, amelyben helyenként Ostrea kagylók maradványai is megjelennek. Az első vulkáni rétegek a Domini-forrásnál találhatóak. Vulkáni hamu szemcsékből álló tufarétegek és néhány centiméter nagyságú kőzetdarabokból álló lapillitufa rétegek váltakoznak. A tufa rétegekben kerekded szemcsék, akkréciós lapilli figyelhető meg. Ezek a „tufagyöngyök” leggyakrabban ún. freatomagmás kitorések során keletkeznek, azaz akkor, amikor a felnyomuló forró magma a felszín alatt víztartalmú rétegbe hatol és ott a magma és víz kölcsönhatása heves láncreakciót idéz elő, ami a magma és a környező kőzetek szétrobbanásához vezet. A vízgőzben és apró vulkáni szemcsékben gazdag kitorési oszlopban a szemcsék összetapadtak és gömb alakú koncentrikus darabkákat hoztak létre.



A „tufagyöngyök” a magma és víz kölcsönhatás következtében történt heves robbanásos kitorés emlékét örökölték meg.
Fotó: Harangi Szabolcs

Mindeközben viszkózus lávadómok épültek fel a tenger partvidékén. A dácit kőzetben vöröslő, kerekded ásványszemcsék láthatók, ezek gránát kristályok, amelyek meglehetősen ritkák vulkáni képződményben! Miért fordulnak elő mégis viszonylag gyakran a Visegrádi-hegység, sőt a Börzsöny és a Karancs vulkáni kőzeteiben? Ezek olyan ásványok, amelyek magmából csak nagy nyomáson és magas hőmérsékleten képződnek, valahol az alsó kéreg mélységében. Kisebb mélységben viszont már nem stabilisak és más ásvánnyá alakulnak. Ahhoz tehát, hogy megőrződjenek és bennmaradjanak a felszínre törő magmában az kell, hogy a kőzetolvadék gyorsan áthatoljon a földkérgen úgy, hogy közben ne pihenjen meg egy sekély magmakamrában. Egy viszkózus andezites vagy dácitos magma csak akkor tud gyorsan felemelkedni, ha a földkérgben repedések, hasadékok nyílnak meg, azaz húzásos tektonikai környezetben. Ez történhetett a Pannon-medence északi részén mintegy 16 millió évvel ezelőtt, amikor megkezdődött a kőzetburok elvékonyodása. A

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

korábban, a kőzetlemezek egymásnak feszülése következtében szorító nyomás alatt lévő kőzettestekben húzófeszültségek ébredtek, amelyek kedvező körülményt teremtettek a mélyben képződött magmák felnyomulásához.

A vulkáni működés egyre erősödött és ennek következtében a tűzhányó egyre nagyobb része emelkedett a tenger szintje fölé. A tűzhányót egyszerre andezites és dácitos magmák táplálták, a lávadómokról folyamatosan indultak ki az újabb és újabb, kisebb-nagyobb izzó kőzetdarabokból vagy éppen horzsakövekből álló törmelékárak, amelyek részben a sekélytengerbe zúdultak. A szurdokvölgy végén lévő függőleges sziklafalak ezek képződményeit tárják fel. A létrán felmászva jutunk el a Remete-barlangot is magába foglaló, egykori „tufabányához”. Klasszikus ignimbritet, azaz horzsakő-tartalmú vulkáni törmelékár üledéket találunk itt, a bükkaljai kőzetekhez hasonlóan. A sziklafal misztikusságát fokozzák a helyenként megjelenő függőleges kőzet-törmelék zsinórok. Ezek gázkiszökési csatornák, amelyeken keresztül távoztak a lerakódott vulkáni üledékbe szorult gázok. A kisüvítő gázok magukkal vitték az apró vulkáni szemcséket, a nagyobbak viszont helyben maradtak, megőrizve a gázkilépési csatornák helyeit.

A Dobogókő alatti meredek, északi oldalban 10–20 méter magas zord sziklák ágaskodnak a fák között. Nem sokkal a hegység legmagasabb pontja alatt vagyunk. Vajon hogyan kerülhettek ide ezek a különböző méretű, szögletes kőzetdarabokból álló képződmények? Ezek a kőzetek egyértelműen jelzik, hogy képződésük során valahol a közelben, legfeljebb néhány kilométer távolságban egy vulkáni kúpnak kellett magasodnia!

A Thiring-sziklák képződményei a vulkáni működés második szakaszának eseményeit őrzik. Félelmetes, pusztító vulkáni tevékenység hozta létre ezt a nagy vastagságú, kisebb-nagyobb andezit törmelékdarabokat tartalmazó kőzetsorozatot. Sziklazápor, mérgező füst lepte el az akkori völgyeket, akár csak jelenleg a jávai Merapin, ahol az aktív vulkáni időszakban naponta tucatjával zúdulnak le az izzó törmelékklavinák a csúcs közelében kitüremkedő viszkózus lávadómból. A legújabb rekonstrukciók szerint a Visegrádi-hegységben a csúcsrégiót akkor a Keserűs-hegyi vulkán szabályos kúpja képviselhette. A felszínre nyomuló andezites lávadómok meredek oldalából magas hőmérsékletű vulkáni törmelékárak gördültek le a környező völgyekbe. A törmelékárban sok kőzetblokk még félig-meddig olvadt állapotban volt. A magas hőmérsékletre utal egyes kőzetdarabok feltáruló belső szerkezete, a sugarasan elrendeződő repedéshálózat. Közelebről nézve a kőzetdarabok tarkabarkasága tűnik fel; vörös és fehér színű kőzetek kavalkádja. A szín különböző, de a kőzet azonos. Ezek az andezit darabok ugyanannak a lávadómnak a részei lehettek, ahol a vörös színű törmelékek a forróbb részekből származhattak, ahol a vas feloxidálódva rozsdavörösre festette a kőzetet. A törmelékárak gázgazdagságát a Remete-barlang ignimbritjében már megismert gázkiszökési csatornák jelzik. A Thiring-sziklák képződményei tehát egy meredek vul-



A Thiring-sziklák lávadómokból kiinduló egykori izzó kőzettörmelék árak képződményét tárják fel.
Fotó: Harangi Szabolcs



Vörös és szürke kőzetdarabok, sugarasan elváló andezit blokk, amelyek egy egykori lávadóm darabjai voltak. A kőzetdarabok pusztító, izzó törmelékklavinákként zúdultak le a völgyekben (Thiring-sziklák).
Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A Visegrádi-hegységbe mélyen bevágódó vadregényes Rám-szakadék az egykori tűzhányó egyik völgyét kitöltő vulkáni képződményeket tárja fel.
Fotó: Harangi Szabolcs

kán oldalában, a csúcsrégiótól néhány kilométer távolságban rakódhattak le, mintegy 15 millió évvel ezelőtt.

A Visegrádi-hegység kirándulók által egyik leginkább kedvelt, vadregényes szurdokvölgye, a Rám-szakadék mélyen bevágódott az egykori tűzhányó belsejébe. A függőlegesen sziklafalakat olykor kerekded, máskor szögletes andezit törmelékdarabok építik fel, tükrözve a szabályos kúp alakú vulkánok oldalainak összetett felépítését. A meredek lejtőkbe vízmosások vágódtak, amelyekben gyorsfolyású vizek újradolgozták, koptatták a törmelékárak képződményeit, és ennek nyomán a szögletes kőzetdarabok alakja egyre inkább kerekdeddé vált. Aztán a folyóvölgybe egy újabb izzó törmeléklavina érkezett és szögletes kőzetdarabokkal töltötte fel a mélyedést. A Rám-szakadék alsó részén feltárulnak a vulkáni működés legidősebb kőzetei is. A világos színű horzsakövek homokkőbe ágyazódnak, azaz a horzsakőárak valószínűleg a sekélytengerbe zúdulhattak.

A Visegrádi-hegység tűzhányója földtani értelemben viszonylag rövid ideig működött, talán nem több mint másfél-két millió éven át. A vulkáni kitörések elcsitulta után a szomszédos Börzsönyben még lávaárak folytak, tovább észak felé, a selmeci és körmöci vulkáni területen pedig még legalább három-négy millió éven keresztül zajlott a vulkáni működés. Ezeken a területeken a vulkanizmus befejeződését követően a forró oldatokból különböző ércásványok váltak ki, amelyekre már a római időkben ércbányák nyíltak. A

Visegrádi-hegységben ezzel szemben nem ismert hasznosítható mennyiségű érc. Talán ennek is köszönhető e vidék viszonylagos zártsága, érintetlensége, misztikus belső világa.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

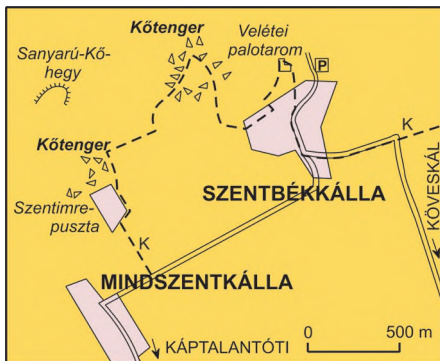
A Pannon-medence alatt a litoszféra elvékonyodás jelentős süllyedéssel, mozaikos kiemelkedéssel járt, így helyenként több ezer méter vastag üledék halmozódott fel, másutt szigetek, hegyek képződtek. Mintegy 12 millió évvel ezelőtt a késő-miocénben, amit a Pannon-medencében pannóniai korszaknak is neveznek, folytatódott a tagolt medencealjzat intenzív süllyedése. Ezzel párhuzamosan a Kárpátok hegykoszorújának kiemelkedése miatt a beltenger összeköttetése megszakadt a Fekete-tengerrel és kialakult a Pannon-tó. Ha ma létezne ez a tó, a Kaszpi-tó után a Föld második legnagyobb, a Bajkál és a Tanganyika-tó után a harmadik legmélyebb tava volna. A meleg, csapadékos éghajlaton bővizű folyók táplálták, miközben a legmélyebb árkokban több száz méteres vízmélység alakult ki. A pannóniai korszak kezdetén a Dunántúli-középhegység félsziget lehetett, melynek partján hullámverés osztályozta a hordalékot.



30. Balaton-felvidék, Káli-medence, Mindszentkál, Szentbékáll

A kőtengerek titkai

(Magyar Imre, Sztanó Orsolya)



A Tapolcától keletre, a Balaton-felvidék vulkáni hegyei között megbúvó Káli-medence Magyarország egyik legszebb tája. A környék földtani érdekessége a népnyelv által „kőtengernek” nevezett késő-miocén korú homokkő és konglomerátum, amelynek hatalmas, széttöredezett és lekoptatott tömbjei Szentbékáll, Mindszentkál, Kővágóórs és Salföld határában található a felszínen. A kőzetet kovával (SiO_2) összecementált kvarc- és kvarciszemcsék, illetve -kavicsok alkotják. A kőtengerek alatt ugyanabból az anyagból álló laza homokot találhatunk, de míg a szél ki nem fújta, a medence közepén is homok volt. Míg Szentbékáll határában tájképi szépsége és különlegessége miatt védetté nyilvánították a kőtengert, a szomszédos Mindszentkál mellett lefejtették a nagy tömböket, összetörték őket, és fémszilícium előállítására használták a kőzetet. A laza kvarchomokot a Salföld melletti bányában öntödei célra napjainkban is termelik, a Kővágóórsi bánya helyén ma erdő nő. A bányászat során érdekes kővületek (kagyló-, csiga-, levél-, és fenyőtozoboz-lenyomatok) kerültek elő, amelyek a rétegek formájával együtt fontos információt hordoznak arról, hogy mikor, hogyan és milyen környezetben képződött a mai kőtengerek anyaga.

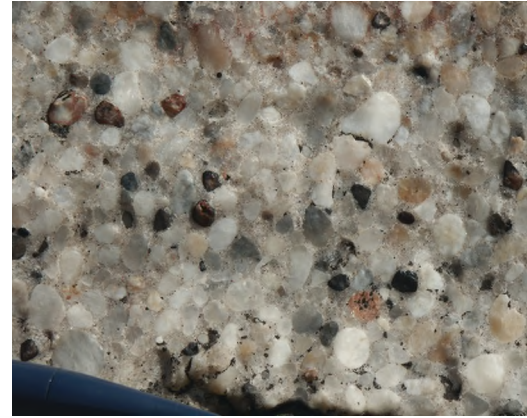
Ha magunk elé akarjuk képzelni ezt a környezetet, időgépünk kerekét kb. 10 millió évvel kell visszaforgatnunk. A Káli-medence kőtengereit alkotó homokkő anyaga eredetileg a Pannon-tó parti üledéke volt, amely sokkal idősebb kőzetekre – a mai medence délnyugati részén perm korú vörös homokkőre, északkeleti részén pedig triász mészkőre, dolomitra – települt. A Káli-medence ekkor még nem volt medence, hiszen még nem léteztek a környező bazalttegyek sem. Az egész Dunántúli-középhegység félszigetként nyúlt be északkelet felől a tóba. A félszigeten az erózió következtében sok helyen felszínre kerülhettek azok a laza kavicsrétegek, amelyeket jóval korábban, az oligocén idején, folyók raktak le. Az ezekből a rétegekből származó kavicsokat bővizű patakok, kis folyók a Pannon-tó partjára szállították. Kicsinyke deltáikat ma Tapolca környékén néhány termelés alatt álló kavicsbányában figyelhetjük meg. Ez a kavics – még az oligocénben – hosszú utat megtéve kerekedett-koptatódott, sok kvarcitot, metamorf kőzetből származó szemcsét tartalmazott. A Pannon-tó partjára kerülve azután a parttal párhuzamos áramlások és a hullámverés összjátéka, a cikk-cakkos hordalékmozgatás tovább koptatta, keménységük és méretük szerint osztályozta a szemcséket, befejezve a gyakorlatilag teljes egészében kvarciszemcsék alkotta homok, kavics szállítását. Apró, fehér, ró-

KAMBIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

zsaszín és sötétszürke kvarcitkavicsok, mint megannyi gyöngyszem csillognak ma a kovásan cementált, malomkő keménységű kőzet felszínén. A beöblösödő partszakaszokon – a Káli-medencében, a Móri-árok környékén, a Vértes keleti peremén – a homok felhalmozódott, kellemes, fürdőzésre alkalmas fövenypartokat épített. A Várpalotai-öbölben még titán-, cirkon- és vasásványokból álló fekete-homok torlat is képződött belőle. Az öblök környékén kialakult kisebb mocsarakból származó növényi eredetű szerves savak járták át a homokot. Ezek oldó hatása is szerepet játszott abban, hogy a homok teljesen megtisztult minden egyéb alkotórésztől, és csak a kvarcsemcsék maradtak benne. Az egykori erős vízáramlásról, hullámmásról tanuskodik a kőzetben több helyen megfigyelhető kereszttrétegzés is.

Ismerkedjünk meg egy kicsit részletesebben is a Mindszentkállya és Szentbékállya „kötengereivel”!

Mindszentkálláról északkeletre gyalogolva a kék jelzésen előbb Szentimrepuszta, majd egy lovastanya után feltűnnek az első kötömbök. A már felhagyott malomkőbánya legfőbb jelentőségét a homokkőbe ágyazott kövületek adják.



Kovásan kötött tarka gyöngykavicsokból álló csiszolt kőzetfelszín.
Fotó: Sztanó Orsolya



Erős, 10–15 méter mély vízáramlást jelző kereszttrétegzett homokkő a szentbékállai kötengeren.
Fotó: Sztanó Orsolya

A homokba temetődött kagyló- és csigavázak mészsanyaga később kioldódott, a növénymaradványok szerves anyaga elkorhadt, de addigra már az egykor laza homokot a kicsapódó kovásv kemény homokkővé cementálta, így az élőlények lenyomata, azaz „üres helye” megmaradt a kőzetben, és eredeti formájuk rekonstruálható volt. A Mindszentkállán

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



hatestű-ősmaradványok a mindszentkállai kvarchomokkóból *Congeria pancici*.
Fotó: Lantos Zoltan



Lymnocardium schedelianum.
Fotó: Lantos Zoltan



Melanopsis cf. impressa.
Fotó: Lantos Zoltan



Melanopsis cf. impressa.
Fotó: Lantos Zoltan

talált kagyló- és csigafajok a Pannon-tó leggyakoribb nemzetségei közé tartoztak: *Congeria* (kecskeköröm-kagyló), *Lymnocardium* (szívkagyló), *Unio* (festőkagyló) mellett mindössze egyetlen *Melanopsis* csiga került elő. Az erősen hullámzó vízben a hánykolódást kivédendő a kagylók vastag héjat növesztve ülhettek az aljzaton vagy beásták magukat a homokba. Ezek az ősmaradványok bizonyítják a kőzet 10 millió éves korát is.

A homokkőben növénymaradványok is megőrződtek. Ezek arra utalnak, hogy a Pannon-tó partjának növényzete, legalábbis ebben az időszakban és ezen a helyen, nagyon hasonlított a mai Földközi-tenger mentén elterjedt töviscserjés, illatos-olajos bozótos növényzetre, a macchiára. A kőzetből előkerült örökzöld viaszcserje (*Myrica*) és benge (*Rhamnus*)-félék, illetve az aleppói fenyő mind arra utalnak, hogy 15–18°C lehetett az évi középhőmérséklet, és valószínűleg télen sem fagyott be a tó.

Utunkat folytatva kelet felé kb. 1 km után érkezünk a Szentbékállától nyugatra elterülő kőtengerhez, mely az összes között talán a legszebb. A kőtenger girbe-gurba fák-



Aprószemcsés homokkőben megőrződött fenyőtoboz lenyomatok.
Fotó: Csillag Gábor

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

kal összefogódzó sziklái között barangolva érdemes megfigyelnünk a szemcsék méretének változását, amely jelzi a rétegzettséget. Ferde rétegek között néhol megfigyelhetjük a 4–5 cm nagy, hosszúkás kavicsok zsindeyszerű elrendeződését, kisebb-nagyobb kereszttrétegződéseket. Ha lemezes homokkőre és vele párhuzamos, gyöngysorként elhelyezkedő kavics-zsinórokra bukkanunk, rögvest a Pannon-tó strandjára képzelhetjük magunkat. Végül a bátrabbak felmászhathatnak a pihenő tevére emlékeztető ingóköre, mely már egy felnőtt ember súlya alatt is billeg. A furcsa, óriási állatokra emlékeztető sziklákat a kovásodás szeszélye és a szél együttesen formálta.



A tópartra érkező kavics hordalékú delta meredek dőlésű homlokrétegei.

A Pannon-tó öblében felhalmozódott kvarchomok és a partjára sodort kavics cementációja valamivel későbbi folyamatok eredménye, melyről a kutatók véleménye erősen megoszlik. Korábban a környékre jellemző bazaltvulkanizmushoz kapcsolódó hévizes oldatok hatásával magyarázták a kovásodást. Volt, aki a Pannon-tó vízszintjének esését követően megélnékül forrástevékenységhez kötötte. Újabban a meleg–nedves és meleg–száraz évszakok változásához, illetve az ezzel kapcsolatos egykori talajvízszint ingadozásához köthető kovakicsapódással magyarázzák a kvarchomokkévek keletkezését. Mindenesetre az bizonyosnak látszik, hogy elsősorban az oldatok által könnyebben átjárható kavicsstartalmú rétegek cementálódtak.



A Szentbékállai ingókő.
Fotó: Sándor Imre

A homokkő-konglomerátum rétegekre a pannóniai korszak későbbi szakaszában további üledékek



Zsindelesen elhelyezkedő laposra koptatott kavicsok hullámveréses fővenyparton, Adria (Baska).
Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



*Jégkorszaki szelek által fényesre, barázdásra csiszolt kovás homokkőfelszín.
Fotó: Sztanó Orsolya*

rákódhattak, melyek azonban az utóbbi néhány millió évben a Dunántúli-középhegység kiemelkedése miatt lepusztultak. A jégkorszak során fúvó erős szelek azután elfújták a maradék laza homokot is. A szél szállította kvarcsemcsék apró vésőként barázdákat csiszoltak, kifényesítették a sziklák kiálló felszínét. Másutt vékony talaj fedte be a sziklákat. A növényi gyökerek termelte humuszsavak a sziklafelszínig lemosódva, abban kisebb-nagyobb mélyedéseket oldottak. Így alakultak ki a sziklába mart kőtálok, „madáritatók”.



*„Madáritató” a kőtenger sziklájának felszínén.
Fotó: Krivánné H. Ágnes*

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

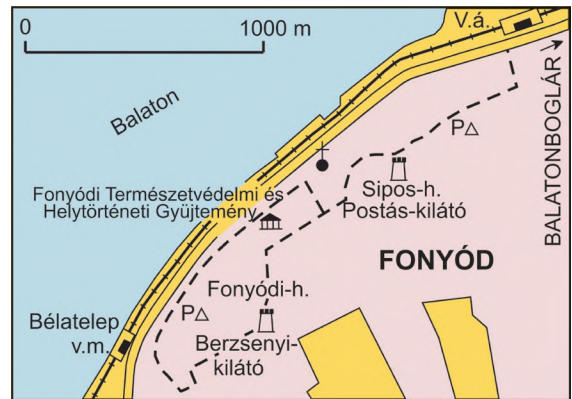
A kora-pannóniai szigetek, félszigetek apránként elmerültek a Pannon-tó vizében. A tónak nemcsak méretei voltak lenyűgözőek, hanem létezésének időtartama is: ugyanis kb. 7 millió éven keresztül, változó nagyságban ugyan, de kiszáradás nélkül létezett. Mint a legtöbb nagyon hosszú életű tóban, itt is saját irányt vett az élővilág evolúciója, és igen nagy számban alakultak ki csak erre az egy tóra korlátozódó ún. endemikus fajok. Kevesen tudják, hogy a Pannon-tóban élt a földtörténet talán leggazdagabb tavi puhatestű-együttese. A puhatestűek fejlődése pedig, pontos biológiai időmérő eszközként, végigkísérte a tó fokozatos zsugorodását, mély- és sekélyvízi, partmenti környezeti övezeteinek átalakulását. A környező hegyekből, az emelkedő Alpokból és Kápatokból érkező folyók hordaléka fokozatosan feltöltötte az egyre lassabban süllyedő aljzatú tavat. Előbb hatalmas folyódelták, végül kiterjedt folyósíkságok révén alakult ki az ős-Duna, ős-Tisza alföldje, amely alól csak jóval később emelkedtek ki mai hegységeink.



31. Balatoni magaspartok: Tihany, Balatonkenese, Fonyód

Folyótorkolatok és mocsarak a Pannon-tó partvidékén

(Sztanó Orsolya, Magyar Imre)



Az aligai magaspárt fehér homok és szürke agyagrétegei.
Fotó: Sztanó Orsolya

A Balaton hullámverése a partépítéseket megelőzően Tihanynál, Kenesénél, Akarattánál, a déli oldalon Aliga környékén, kis megszakítással egészen Fonyódig meredek, viszonylag állékony magaspartokat alakított ki. Ezek a közel függőleges falak nem kemény sziklából, hanem messziről felismerhető, sötétszürke párhuzamos felszínekkel tagolt, viszonylag gyengén kötött világosszürke, fehér kőzetliszt- és finomhomok-rétegek sorozatából állnak, melyek a késő-miocén Pannon-tóban rakódtak le. Az időnkénti partomlások üledéke gazdag ősmaradványtartalmával együtt belekerült a Balatonba, ahol a hullámverés a kop-



A kenesei magaspárt.
Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

tatott kagylóhéjak búbját „kecskeköröm”-ként sodorta a partra. Sajnos a kiépített Balaton part miatt ennek mi már nem lehetünk tanúi, cserébe felkereshetjük a kecskekörmök eredetileg magukba záró pannon-tavi kőzetek feltárásait, melyek már a Balaton környéki pannóniai képződmények első kutatóinak figyelmét is felkeltették. Az egyik leggyakoribb ősmaradvány alapján „*Congeria balatonica*-s rétegeknek” nevezték a magasparti képződményeket.

A magaspart kőzeteire a változékonyság jellemző: kékesszürke és szürke-tarka agyagokból és a köztük lerakódott különböző szerkezetű homoktestekből állnak. A tihanyi Fehérparton, a kenesei Fánccséroldalon és az akarattyai Csittény-hegyen



Szürke agyag, fehér homok és szenesagyag váltakozásából álló üledékciklusok a tihanyi fehérparton.
Fotó: Sztanó Orsolya



A bordás szívkaagylók néhány faja gyakori kövület a magasparti rétegekben (*Lymnocardium apertum*).
Fotó: Lantos Zoltán

ben éltek és a hullámmozgás mosta össze és halmozta fel őket a parttól távolabbi néhány méter mély vízben. Az üledékciklusok középső részén a homok finom, lemezes szerkezetét tanulmányozhatjuk: mm-es párhuzamos, keresztül-kasul álló ferde-íves vagy cikk-cakkos lefutású lemezek váltakoznak. Ezek a kőzetszerkezeti

4–8 m vastag üledékciklusokat figyelhetünk meg. A ciklusok meszes, kőzetlisztes agyaggal kezdődnek, melyben vékonyka, hullámzásra utaló finomhomok lencsék, ritkán vihar ülepítette kagylóhéj-törmelékes rétegek találhatóak. Ezek a *Lymnocardium*- és *Melanopsis*-félék a Pannon-tó sekély partközeli vizeiben, míg édesebb vizet kedvelő társaik (*Theodoxus*, *Unio*), a parti övezet-



A *Congeria unguilacprae* kagylófaj lekoptatott búbját hívja a népnyelv kecskekörömnek.
Fotó: Lantos Zoltán



Hullámzás és áramlás fodrozta homok szerkezete rajzolódik ki vékony szürke agyag rétegek között. Fotó: Sztanó Orsolya



Vihar-sodorta kagylóhéj-törmelék (*lumasella*) felhalmozódás.
Fotó: Sztanó Orsolya



A Pannon-tó partközeli vizeiben nagytermetű csigák is éltek (*Melanopsis cylindrica*).
Fotó: Lantos Zoltán

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Partközeli víz mozgását örökölte meg a homok lemezeinek szimmetrikus geometriája.
Fotó: Sztanó Orsolya



Kövült hullámfodrok rétegek elválási lapjain, olyanok, mintha tegnap képződtek volna a tó partján. Fotó: Sztanó Orsolya

jellegek segítik a szakembert annak eldöntésében, hogy hullámozás, csendesebb vagy erősebb áramlás hatott a homok keletkezésékor. A lemezes homok jórészt sekély, tóparti vízben hullámozás révén keletkezett: a fodros formát a kenesei Tatár-liknál a fejünk feletti réteglapokon figyelhetjük meg. Ugyanezt láthatjuk csendes reggeleken a fürdőzők által még fel nem kevert Balaton fenekén 0,2–1 m mély víz alatt. A homok felett apró növényi törmelék miatt szürke, szervesanyag-dús agyag, ritkán szénült fadarabokat is tartalmazó szenesagyag látható. Egy-egy ilyen arasznyi réteg eredetileg 1–2 m vastag iszap lehetett, mely holtágokban, partközeli mocsarakban halmozódott fel. A szárazföldi körülményeket bizonyítja az is, hogy ezekből a rétegekből kizárólag édesvízben élt puhatestűeket (*Anodonta*, *Planorbarius*, *Gyraulus*) lehet gyűjteni. A cikluszáró agyag egyik esetben vöröses színű, az üledék kiszáradásával létrejött repedésekkel tagolt őstalaj. Ilyenkor arra gondolunk, hogy nedves, csapadékos időjárás helyett, akár néhány ezer éven át száraz és meleg klíma uralkodott a Pannon-tó vidékén. Sajnos ezek a rétegek olyan vékonyak, hogy könnyen áldozatául eshettek a későbbi erózióknak, ezért található csak ritkán. Fúrások és geofizikai mérések kimutatták, hogy a magasparti kőzetek a Balaton alatt is folytatódnak. Sőt a geofizikai képalakító eljárásokkal átvilágított Balaton alatti rétegek alaki jellegei újabb titkokat is feltártak. Tisztán elkülöníthetők néhány méter vastag, ám közel 50–100 m széles – ezért a kisméretű feltárásokban párhuzamosnak tűnő – mélyedések, melyek határozottan belevájódnak az előbb leírt rétegekbe. Kitöltésük a többi homoknál durvább szemcseméretű, keresztarétegzéses szerkezetű homokból és a környező agyagrétegek alamosásakor keletkező agyaglepényekből áll. A kisebb-nagyobb folyómederkitöltéseket is mindig mocsári eredetű rétegek követik.

Összerakva a megfigyelések mozaikdarabjait megállapíthatjuk, hogy a magasparti rétegsorok mindegyike a Pannon-tó sekély hullámveréses vízében, csendesebb öbleiben, a partot kísérő, medrekkel, mocsarakkal tarkított peremén rakódott le. Ez utóbbi térszín egyértelműen jelzi, hogy mindez egy, a tóba ömlő folyó deltasíksága lehetett. A sekély vízben a nagy mennyiségű behordott üledék a delta gyors előrenyomulását eredményezte. A delta előtt, a deltaágak között előbb nyílttavi, később fokozatosan feltöltődő, majd kiédesülő, végül elmocsarasodó öblök alakulhattak ki. A rétegsorok üledékciklusai a tó vízszintjének ingadozásával jöttek létre. Egy-egy vízszintemelkedés visszaállította a nyílt, sekélyvízi körülményeket, majd a partra érkező nagy mennyiségű hordalék feltöltötte azt. Az így kialakuló mocsarakat pedig újra és újra elöntötte a tó vize. Közben a delta apró lépésekkel dél, délkelet felé terjeszkedett. Külön érdekesség, hogy csak a vízszint emelkedésének nyomait látjuk, a kisebb vízszinteséseknek nincs jele. Ezt valószínűleg a Pannon-medence aljzatának egyenletes süllyedése és a csapadékos meleg éghajlat összjátéka okozhatta.

A tó gazdag puhatestű faunája nemcsak az őskörnyezetekről, de a partközelen élő szívkaagylók evolúciós sorai révén az üledékretegek koráról is árulkodik. A Pannon-tavat apránként feltöltő, dél felé előrenyomuló delta a mai Balaton környékét kb. 8–9 millió éve érthette el.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A legtöbb látványosságot a magaspartok Tihanyban (Fehérpart), Kenesén (Tatár-likak) és Fonyódon kínálják. A tihanyi fehérparti feltárás, bár mesziről a fák között ki-kiviláglik a félsziget délkeleti oldalán, mégis rejtve van, nehezen közelíthető meg. Ha azonban rábukkanunk a horgászok autóival tele picike erdei parkolóra, majd a bozóton, szúnyogosan át, „toronyiránt” megmásszuk a meredek lejtőt, elnyerjük jutalmunkat: megfigyelhetjük a szenes agyagot, a kék agyagba települő finom homokfodrokat és a pannóniai viharok által összesodort kagylóhéjakat.

Kissé könnyebben érhetünk célba Kenesén. A tatárlikakat a védett tátorjánoshoz vezető ösvényről közelíthetjük meg. A kaptatón alighogy elindultunk felfelé, keskeny ösvény indul balra a meredek fal tövében felhalmozódott omladékon. Nagyjából szintesen halad, de fákkal, kúszónövényekkel meglehetősen benőtt. Utunk egy-egy kisebb falrészlet mellett visz, itt kevesebb ösmaradvánnyal találkozunk, de az üledék szép rajzolatát, a kövült homokfodrokat érdemes megfigyelnünk. A tatárlikakba azonban az omlásveszély miatt nem szabad bebújni!

Hasonló a fonyódi magaspart megközelítése. A stranddal szemközt indulva, mielőtt a sétaúton felérnénk a part tetejére a régi villákhoz, jobbra kell térni egy homokos ösvényen, a korlátan átmászva. A fal bal kéz felé magasodik fölénk és leginkább a Pannon-tóba ömlő folyók medrének keresztarétegzett üledékét, felszagattott agyagkavicsait és az agyagrétegekből áthalmozott kagylókat tanulmányozhatjuk. Utána érdemes visszatérnünk a sétaútra és a fal tetejéről gyönyörködni az északi parti vulkánok, különösképp a Badacsony panorámájában.



Egykor a Pannon-tóba ömlő folyó medrének keresztarétegzett homokja a fonyódi magasparton.

Fotó: Sztanó Orsolya

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

32. Mecsek, Pécs, danitz-pusztai homokbánya

Őslényvadászat a Pannon-tó peremén

(Konrád Gula, Kordos László, Sebe Krisztina)



A süllyedő Pannon-medence ősmaradványban gazdag partközeli üledékeinek, elsősorban a felső-pannóniai homokoknak az egyik legteljesebb sorozata Pécs keleti határában, a 6-os főút északi oldalán tanulmányozható. A danitz-pusztai homokbánya immár közel 100 éve vizsgálta, kiemelkedő jelentőségű klasszikus feltárása egyaránt ismert a pannóniai korszakban (12–2,5 millió év között) lezajlott szerkezeti mozgások nyomairól, és gerinces maradványairól. A ma ismét működő bánya magánterület, de engedéllyel meglátogatható. A művelés miatt képe folyamatosan változik, újabb és újabb ősmaradványokat és szerkezetföldtani jelenségeket tárva fel.

A Danitz-pusztai homokbánya kelet felől nézve.
Fotó: Villányi Zoltán



A bányában tanulmányozható képződmények a Kárpát-medence legnagyobb részét elborító kiédesedő állóvízben, a Pannon-tóban rakódtak le. Ebből a tóból a Mecsek szigetként emelkedett ki. A nagy egybefüggő alföldi medencékkel ellentétben itt a part közelsége, a szerkezeti mozgások és az egyenetlen süllyedés miatt viszonylag kis kiterjedésű, változatos üledékfelhalmozódási környezetek alakultak ki, ezért a lerakódott rétegek vízszintesen nem követhetők nagy távolságra. Az üledékképződéssel egy időben zajló szerkezeti mozgások magára a lerakódásra is hatással voltak. Az előtér süllyedése miatt például a felső-pannóniai homokok nagyobb területet borítottak el, mint a náluk idősebb, közvetlenül alattuk elhelyezkedő alsó-pannóniai márgák.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A pannóniai korszak idősebb szakaszában a tengerölből lett csökkentsóvízi, egyre inkább kiédesedő tóban legnagyobb részt nyugodt rétegzésű, finomszemű, meszes üledékek – agyagmárgák, márgák, mészmárgák – rakódtak le, csak ritkán ülepedett le csillámos finomhomok. A nagy mésztartalmú rétegek fehérek vagy világosszürkék, míg az agyagosabbak az alig mozgatót, oxigénszegény vízben kiváló vasásványok miatt sötétszürkék vagy zöldek. A réteglapokon esetenként sekély vízben kialakult hullámfodrokat láthatunk.



Hullámfodrok az alsó-pannon márga réteglapján.

Fotó: Konrád Gyula

A tektonikai mozgások az alsó-pannóniai rétegeket itt felgyúrták, élükre állították, kibúvásuk a bánya északi, felső részén található. A márgák, agyagok és a rájuk települt homok eredetileg vízszintes határa a tektonikai erőhatások miatt ma szintén függőleges helyzetben látható. **(258)**. A kétféle üledék érintkezési vonalát messziről nézve is jól mutatja a fehér és a sárga szín határa.

A finomszemű tavi üledékek után megjelenő homok a környezet jelentősebb megváltozását jelzi, ami a Mecsek környékén körülbelül 8 millió éve következett be. A Pannon-tóba ömlő folyók lassan feltöltötték ezt a medencérszt a környező hegységekből származó hordalékkal. A folyódelták folyamatosan nyomultak előre, és a tavi üledékekre homokot terítettek. Ez a közép- és durvaszemű, néha kavicsos homokból álló partzegélyi üledéksor a Mecsek déli előterében 30–50 m vastag. A hullámverés által folyamatosan átkevert sekély víz oxigénben gazdag volt. A lerakódást követően a szemcsék közötti pórusokban vasoxi-hidroxid ásvány – limonit – vált ki, sárgára, illetve nagyobb mennyiségű kiválás esetén sötét vörösbarnára, akár majdnem feketére festve a homokot. A limonitos elszíneződés néhol a rétegzést követi, néhol törésekhez kapcsolódik, de szabálytalan, elmosódó szalagokként is megjelenik. A homok és kavics anyagát nem csak a környező területek idős kőzetei – gránit, metamorf kőzetek, mészkő, homokkő – szolgáltatták, hanem fiatalabb, ősmaradványokat is tartalmazó miocén korú üledékek is áthalmozódtak. Ez utóbbiakból származik Danitz-pusztá híres gerinces maradványainak nagy része.



Csaknem függőlegesen álló alsó- és felső-pannon rétegek a homokbánya északi oldalán.

Fotó: Konrád Gyula

A homokban több helyen megfigyelhetjük a partközelen élt üledékbe ásódó élőlények (kagylók, rákok, férgek) által hagyott nyomokat.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



A pannon rétegekből kiváló megtartású kagylómaradványok kerülnek elő (a képen *Lymnocardium*ok láthatók).

Fotó: Villányi Zoltán



A felső-pannon homokból tömegesen gyűjtődik a miocén rétegekből áthalmazott halfogak, emlőscsontok.

Fotó: Villányi Zoltán



Életnyomok a danitz-i pannon rétegekben.

Fotó: Sebe Krisztina

A 6-os út túloldalán, kissé keletebbre fekvő bánya szintén felső-pannoniai homokot tár fel, de ez a hegységtől valamivel távolabb fekvő, nyíltabb vízben lerakódott üledéksorozat jóval több meszet tartalmaz. A homokba egy-két méterenként meszes homokkőrétegek települnek. A réteglapok alján sok életnyom látható.

A homokbányák felső részét több helyen néhány méter vastagságú negyedidőszaki, szárazföldi üledékek, a jégkorszakban lerakódott lösz, illetve a Mecsekről lefutó folyók durvakavicsos-homokos hordalékai fedik.

A danitz-pusztai homokbányában igen sok ősmaradvány található. A bánya alsó részében *Congeria balatonica* és *Lymnocardium schmidti* kagylók limonitosodott kőmagjai és lenyomatai láthatók. A bánya felső részén, a *Congeria balatonica*-s limonitos homokra felpikkelyeződve, annál idősebb – kora-pannon korú – *Congeria banatica* kagylófajt tartalmazó „fehér márga” figyelhető meg, amelyben kagylósrákok (ostracodák), *Orygoceras*-ok, kisméretű *Congeria* és *Lymnocardium* kagylók és *Melanopsis* csigák is előfordulnak.

A gerinces-faunában egyaránt megtalálhatók a miocén kor középső és késői szakaszában (a badeni, a szarmata és kora-pannon korszakokban) élt állatok összerosott maradványai. A halak között nem ritkák a cápafogak, amelyek nagyrészt az Odontaspidae, ill. a Carcharhinidae család képviselői, és főként a partközeli tengerekben éltek. Megtalálhatók mellettük a sekélytengeri fenéklakó rájak és angyalcápák (*Squatina*) maradványai. Több nyíltvízi nagytestű cápa (*Carcharocles*, *Isurus*), valamint mélyebbvízi forma is jelen van (*Notorhynchus*). Nagy számban fordulnak elő csontoshalak maradványai, fogak, úszósugár-tüskék, csigolyák, amelyek egyaránt képviselik a tengeri és az édesvízi környezetet.

A teknősök között gyakoriak a folyóvízi környezetben élő lágyhéjúak (*Trionyx*) és a szárazföldi *Testudo*-k. Az igen ritka Crocodilia-leletek hovatarozása (tengeri vagy édesvízi) bizonytalan. A madármaradványok rendkívül ritkák, a kedvezőtlen megőrződési körülmények miatt kisméretű maradványok nincsenek, ugyanakkor ritkán, de előfordulnak kis-közepes méretű hódok és ragadozók. A danitz-pusztai homokbányából 1985-ben írta le Kretzoi Miklós a miocén medvekutya-félék (Amphicyonidae) egy önálló leszármazási ágát, amelyet az innen előkerült alsó, első tépőfog alapján *Hubacyon* (*Kanicyon*) *pannonicus*-ként írt le. A nagyemlősök között gyakori egy kisebb (*Korynochoerus*) és egy nagyobb disznóféle; a kérdéses tragulidákhoz tartozó *Dorcatherium*. A páratlanujjú patások jellemző faja a *Hippotherium primigenium* korai alakja. Jellemző továbbá kétféle tapír és egy kistermetű orrszarvú (*Aceratherium*) jelenléte. Az ormányosokat a *Deinotherium cf. giganteum* és a *Tetralophodon* képviseli.

A tengeri emlősök között nem ritkák az innen leírt *Praepusa magyaricus* fóka-csontok. A *Sirenia* bordák mellett gyakran előkerülnek Cetacea csigolyák, végtag-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

csontok, ritkábban koponya- és rostrum-töredékek, fogak, valamint fülcsontok (perioticum és tympanicum). A sziláscetek (Mysticeti) között két Cetotheriidae-féle mutatható ki, és hat féle fogascet (Odontoceti) maradványai is előkerültek: *Acrodelphis letochae*, *Pachyacanthus suessi*, *Delphinoidea indet.*, *Kentriodontidae indet.*, *Atocetus* (?) *fuchsi* valamint a Kovácsszénájáról leírt, és Pécs városa római nevét viselő *Sophianacetus commenticius* (KAZÁR).

A gerinces-maradványok között megtalálni a miocén kor badeni korszakának (Sirenia), és szarmata korszakának (*Trionyx*, Cetacea, *Praepusa*) üledékeiből áthalmozott leleteket, csakúgy mint az üledékfelhalmozódás idején, a kora-pannonban élt állatok (*Hippotherium*) csontjait.



Az egykor vízszintes rétegek az akkor függőleges vető mentén elmozdultak, majd a rendszer 90 fokkal kibillent.

Fotó: Konrád Gyula

Mivel a danitz-pusztai homokbánya a Dél-Dunántúl egyik legfontosabb törésszerű öve, a Mecseket délről határoló ún. Mecsekalja-öv mentén fekszik, a tektonikus mozgások alaposan megdolgozták a miocén üledékeket is. Különlegessége a területnek, hogy míg a Pannon-medence más részein a pannóniai korszakban általában húzóerők hatottak, medencesüllyedés történt, addig a Mecsek környékén a késő-pannóniai korszak első felétől kezdve itt már összenyomó-eltolódásos erőtér uralkodott. A hegység az előteréhez képest emelkedett, sőt rá is tolódott a lábainál fekvő medencék fiatal üledékeire.

A bányán végignézve szembeűnő, hogy a köztrétegek dőlése dél felé – és a rétegsorban fölfelé – folyamatosan csökken. Míg az északi fal felső részén a márga- és homokrétegek függőleges, sőt átfordult helyzetben vannak, addig a 6-os főút közelében már alig 10–15°-kal dőlnek dél felé a homokrétegek. Ennek oka az lehetett, hogy amikor a Mecsek tömege a déli előtérre tolódott, a feltolódás vonalában nagy gyűrődés alakult ki. Az így létrejött redőnek a meredekebb, központibb és az enyhébben dőlő elülső felét tárja fel a homokbánya. A gyűrődés létrejöttét a késő-pannóniai idejére teszik.

Ez a redő csak egy a területet ért tektonikai hatások nyomai közül. Találhatók itt olyan idősebb, eredetileg függőlegeshez közeli helyzetben álló vetők is, melyek még széthúzásos eredetűek és valószínűleg a felgyűrődés billentette ki őket eredeti helyzetükből, de láthatók feltolódások a legfelső, legfiatalabb homokrétegekben is. A legszebb gyűrődéseket a márgában láthatjuk, a leglátványosabb törések pedig azok, melyek a sötétbarna limonitsávokkal

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

tarkított homokrétegeket vetik el. A törések között feltolódások és oldalelmozdulások is vannak, irányuk gyakran párhuzamos a Mecsekalja-övvel. A márgában több helyen olyan felületeket – gyakran réteglapokat – találhatunk, amelyeken a törés menti elvonszolódás során keletkezett párhuzamos rovátkák, barázdák mutatják az elcsúszás irányát.

A különböző korú és irányú törések, gyűrődések jelenléte mutatja, hogy a szerkezeti mozgások többször felújultak a területen, ezek között már a pannóniai korszak utáni eseményeknek is jelentős szerepük volt. Míg korábban jellemzőek voltak az oldallirányú elmozdulások, a fiatalabb tektonikai fázisokban inkább a feltolódások uralkodtak.

A márga törési felületén karcok jelzik a kőzet tömbök elmozdulásának irányát.



KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

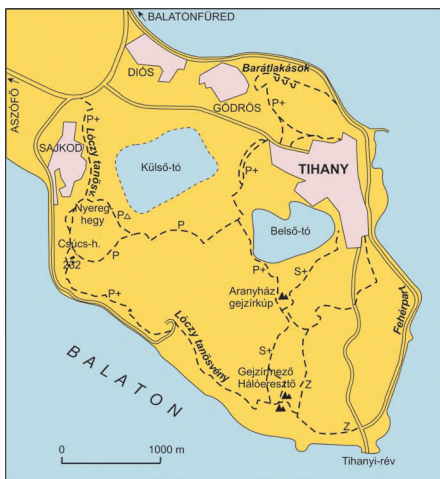
A Pannon-medencében a litoszféra elvékonyodását követő intenzív süllyedés időszakában bazaltos vulkanizmus indult meg. A bazalt tűzhányók Nógrád-Gömör területén az andezites rétegvulkánok közepében, a Kemenesalja, Bakony–Balaton-felvidék területén azoktól távol hoztak létre vulkáni mezőket. A bazaltos magma nagy sebességgel szelte át a földkérget, helyenként nagy mennyiségben ragadott magával kőzetdarabokat, a földköpeny felső és a földkéreg alsó részéből. Az egyik legidősebb bazalt vulkán a Tihanyi-félszigeten található, amely egy különleges, ún. maar-vulkáni komplexum. A kidobott vulkáni törmelékben nagy számban található a tűzhányó alatti rétegek kőzetdarabjai. A vulkáni működést forró vizes oldatok (gejzírek) feltörése követte.



33. Tihany, Barátlakások, Lóczy tanösvény

Lyuk a földkéregben, azaz amikor lefele „építkeznek” a vulkánok

(Harangi Szabolcs)



A tűzhányók a Föld belsejéből előtörő izzó kőzetolvadékból táplálkoznak. A magma a Föld felszínén kialakuló nyílásokon jut a felszínre. Ezek a nyílások lehetnek egyszerű lyukak vagy hosszú hasadékok, elhelyezkedhetnek több ezer méter magas hegy csúcsán vagy éppen a tenger alatt. A németországi Eifel-hegység nyugati részén számtalan apró tavacska található. A tavak többsége szabályos kör alakú, átmérőjük nem több mint néhány száz méter, mélységük azonban elérheti akár a 70 métert is. E nyugodt, békés tájon ki gondolná, hogy egy potenciálisan aktív vulkáni területen jár! Az elmúlt 40 millió évben mintegy 350 tűzhányó működött e területen, a legutolsó kitörés pedig csupán 10 ezer éve zajlott. Nyomukban azonban nem magas vulkánok, hanem mély lyukak maradtak. A mélyedéseket víz töltötte fel, és festői tavak jöttek létre. Ezeket maornak nevezi a helyi nyelvjárás és ez az elnevezés a vulkanológiai szaknyelvben is meghonosodott.

A klasszikus maar vulkánok (az Eifel-hegységen kívül például Alaszkában, valamint az egyesült-államokbeli Oregon területén vannak éppen megmaradt maar tűzhányók) valóban csupán „lyukak a Föld felszínén”, hiszen a robbanásos kitörés során kidobott anyag nagy része visszahullik a mély kürtöbe és a felszínen legfeljebb néhány tíz méter magas, vulkáni törmelékekből álló, gyűrű alakú dombsor alakul ki a mélyedés körül. Ezzel szemben, a mélyedés impozáns méretű lehet. Az egyre mélyebben bekövetkező robbanások egyre lejjebb ássák a visszahulló kőzettörmelékkel kitöltött, tölcésalakú kürtöt, ami a felszín alatt több száz méter, esetenként akár 1–2 km mély lehet. Ezt a kürtöt diatrémának nevezik. A maar vulkánok esetében a feltörő magma és a felszín alatti víz keveredik és ennek következménye a heves robbanásos vulkáni kitörés. A felhevített víz gőzzé alakulása térfogatnövekedéssel jár és ez a hirtelen expanzió darabokra szaggatja a környező kőzeteket. A kitörési felhőoszlopba sokszor csak ezek a kőzetdarabok kerülnek be (ezt freatikus kitörésnek nevezik), más esetben e kőzetdarabok mellett kisebb-nagyobb mennyiségben a feltörő magmából származó kőzettörmelék is megjelenik (ezt freatomagmás kitörésnek nevezik).

Maar-vulkáni kitörések a Bakony–Balaton-felvidék területén is jellemzőek voltak mintegy 3–4 millió évvel ezelőtt. Ezek azonban nem hoztak létre mély diatrémákat, mivel később megváltozott a vulkáni kitörés jellege és a maar vulkáni mélyedéseket salakkúpok képződményei, majd lávatavak

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

töltötték fel. Néhány maar vulkán kráterében tó jött létre, amelyben zöldalgák szaporodtak el. A zárt tómederben lerakódott, mállott vulkáni anyagból álló üledékben elhalt növényi és állati maradványok halmozódtak fel. Az oxigénhiányos környezetben a tavi üledék rothadó iszappá alakult, amelyből később szerves anyagban gazdag képződmény, úgynevezett alginit jött létre. Ilyet találunk pl. Pula, továbbá a kemenesaljai Gérce, Várkesző és Egyházaskesző környékén.



A Külső-tó, a Tihanyi-félszigeten: a maar vulkáni kitörések egyik központja.
Fotó: Harangi Szabolcs

A legkülönlegesebb maar vulkáni vidék azonban a Tihanyi-félsziget területén alakult ki. A vulkáni képződményekben nagy számban fordulnak elő a terület alatti mély kőzetrétegekből származó kőzetdarabok, amelyek valóban a maar vulkánok kitöréseire jellemzőek. Az elmúlt évtizedben Németh Károly és munkatársai által végzett kutatások azonban felfedték, hogy a 7,5 millió éves tihanyi vulkáni mezőnek számos egyedi vonása is van a klasszikus maar vulkánokhoz képest. Ezt a különleges vulkáni működést Tihany-típusú maar vulkanizmusnak nevezték el.



A Barátlakásokat a tihanyi különleges vulkáni működés képződményeibe vájták.
Fotó: Harangi Szabolcs

A félsziget északi peremén található Barátlakások sziklafalai, mint nyitott könyvlapok mesélnek az egykori vulkáni kitörésekről. A sziklafalak szerkezete a vasárnapi süteményeket idézi. Helyenként, a mézes süteményekre emlékeztető, hajladozó kőzetrétegek sorozata figyelhető meg, máshol a gyümölcskenyereket idéző, változatos színű kőzetdarabokat tartalmazó képződmény képe tárul elénk. A kőzetrétegek gyakran mélyen behajlanak, a hajlatban sok esetben nagyobb méretű kőzetdarab figyelhető meg. Kétség nem fér ahhoz, hogy ezt a behajlást a nagy kőzetdarab becsapódása hozta létre. A kőzetrétegek hullámos lefutása és helyenkénti besüppedése azt jelzi, hogy a vulkáni üledék lerakódása során nedves lehetett. De miért nedves egy vulkáni üledék? A freatomagmás kitörés során a kitörési felhőoszlopba a sok közettörmelék mellett jelentős mennyiségű vízgőz is kerülhet. A kirobbanó, közettörmelékekben gazdag vulkáni anyag nagy súlya miatt nem tudott magasba emelkedni, ehelyett a felszínre jutva, a kürtő körül gallérszerűen csapott ki, mint amikor a felforrt tej kiömlik a fazékból. A kisebb-nagyobb kőzetdarabokból, kevés magmafoslányból és jelentős mennyiségű vízgőzből



Permi homokkő darabok vöröslenek ki a vulkáni rétegsorból: a maar vulkáni robbanások tépték fel a tűzhányó alatti nagy mélységből.
Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

álló, kavargó folyam – mint valami megáradt hegyi patak – rohant végig a felszínen. A benne lévő közettörmelékek folyamatosan ülepedtek ki, végül az ár olyan híg lett, akárcsak egy folyó. Ezeket a nagy vízgőz tartalmú vulkáni törmelékfolyamokat, torlóáraknak nevezik. A híg torlóárakból lerakódott üledékek szerkezete valóban megtévesztésig hasonlít a folyóvízi rétegekhez. Az egymásra következő rétegek kis szögben vágják el az alattuk levőket, viszonylag kesze-kusza rajzolatot mutatnak a sziklafalon. Ezt a szakemberek keresztarétegzésnek nevezik, amely az egykori hullámfodrok és dűnék keresztmetszetét mutatja. Ugyanúgy, mint a folyóvízi üledékek esetében, a keresztarétegzési szerkezetekből kiolvasható az, hogy melyik irányból jött a vulkáni törmelékfolyam, azaz merre volt a kitörési központ, a vulkáni kürtő.

*Kesztarétegzett vulkáni rétegek a Barátlakások egyik sziklafalában: felszínközépen turbulensen lezúduló, híg vulkáni törmelékes torlóárak képződményei.
Fotó: Harangi Szabolcs*



*Egy nagy permi vörös homokkő darab becsapódása az akkor még nedves vulkáni anyagba, mélyen besüllyesztette az üledékes rétegeket.
Fotó: Harangi Szabolcs*

A kavargó torlóárak mellett a kürtőből kisebb-nagyobb, olykor méteres kőzetdarabok repültek ki, amelyek becsapódtak a laza vulkáni törmelékebe. Az iszapszerű vulkáni anyagban megőrződtek ezek a becsapódási kráterek. A rétegek besüppedési formájából esetenként megbecsülhető, hogy milyen irányból érkezett a becsapódott kőzetdarab. Ez egy újabb fontos információ az egykori kürtő(k) helyzetére. E vulkáni szerkezetek részletes elemzése alapján kiderült, hogy nemcsak a mai félsziget belsejében voltak működő vulkáni centrumok, legfőképpen a mai Külső-tó helyén, hanem a Tihanyi-félsziget környezetében is, például a mai Füredi-öböl területén. A rekonstrukciók szerint a törmelék felhők akár 4–5 vulkáni centrumból robbanhattak ki, sokszor egyidőben.

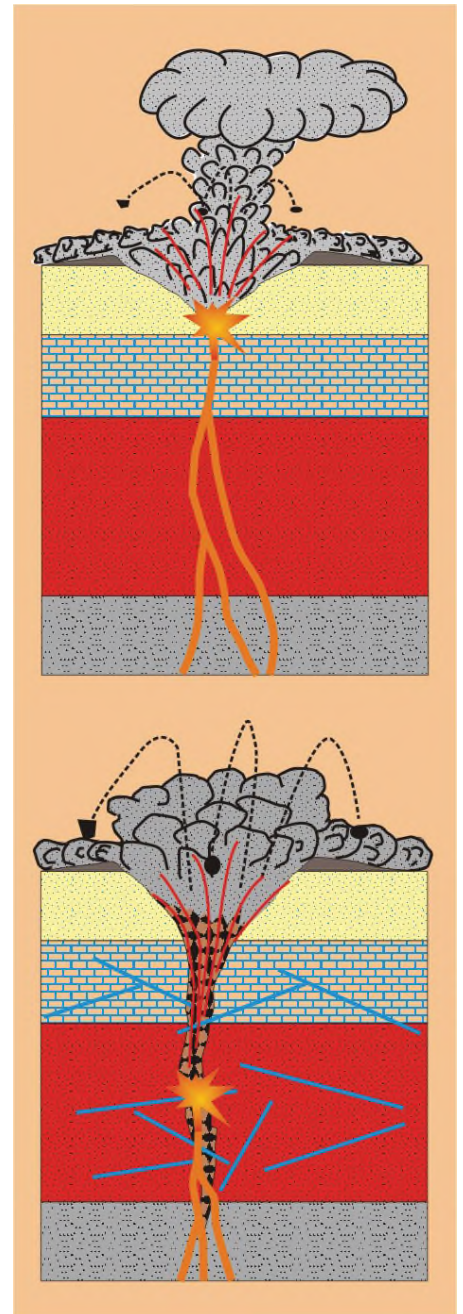
Miért különleges a tihanyi típusú maar? A Barátlakások közetsorozata arról tanúskodik, hogy a robbanásos vulkáni működés során felszínre került anyag vízgőzben gazdag volt és a vulkáni rétegek lerakódásuk után is még nedvesek voltak. Száraz vulkáni törmelékben ugyanis nem őrződtek volna meg a nagy kőzetdarabok alatti becsapódási kráterek. Elég csak arra gondol-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

nunk, hogy mi történik a vízparton, hogyha egy kavicsot nedves iszapba vagy száraz homokba dobunk. Az iszapba eső kavics alatt besüpped a nedves üledék, de a kavics búbját még látjuk. Ezzel szemben, a száraz homokba eső kavics eltűnik a szemünk elől, a pergő homokszemcsék befedik a betolakodót. A vulkanológusoknak a rétegsor láttán a több tíz méter magasságú tufakúpok szerkezete köszön vissza, azonban a sok mélyből felszakított kőzetdarab a maar vulkánokat idézi. Egy vulkáni üledéksorban tehát két különböző vulkáni kitöréstípus jellege figyelhető meg.

A mélyről származó kőzetdarabok igen változatosak. Jelentős részük permi vörös homokkő, egyes rétegekben feldúsulnak a még idősebb, szilur fillit darabok, de találunk a triász időszakban keletkezett mészkövet és dolomitot, továbbá a vulkáni működést megelőzően keletkezett pannóniai korú homokkővet is. A különböző kőzettörmelékek megjelenési gyakorisága azt mutatja, hogy a rétegsorban felfele haladva egyre több az olyan kőzetdarab, amely idősebb kőzetekből, azaz nagyobb mélységből származik. Ez úgy értelmezhető, hogy a robbanások mélysége fokozatosan lefele vándorolt, ami a maar vulkánok alatt lévő diatrémák kialakulására jellemző. A Barátlakások vulkáni rétegsora tehát részben a nedves tufakúp-építő tűzhányókra, részben a maar vulkánokra utal. Ez a sajátos kettősség azzal magyarázható, hogy a magmavíz kölcsönhatás következtében történő robbanások egyre nagyobb mélységben zajlottak és közben megváltozott a víztároló rétegek jellege. Kezdetben a pórusvizet tartalmazó, sekély mélységben lévő pannóniai korú homokos üledékkel keveredett a magma, majd a kürtőcsatorna mélyülésével egyre nagyobb szerepe lett a nagyobb mélységben lévő kőzettestek repedéseiben lévő karsztvizeknek is. Ez utóbbi esetében hirtelen nagyobb mennyiségű víz jutott a bazaltos magmába, ami irtózatosszerű robbanást okozott. A robbanás szétverte a környező kőzettesteket és tovább mélyítette a kürtőcsatornát. A kirobbanó kőzettörmelékek mellett jelentős mennyiségű vízgőz is a felszínre jutott, amelynek következtében nedves vulkáni törmelékes torlóárak kavargtak le a vulkán oldalán. A Tihany-típusú maarok tehát olyan területen épülnek fel, ahol a felszín alatt különböző típusú víztároló rétegek találhatóak, ahol a váltás viszonylag sekély mélységben van és ahol a mélyben a törésekkel szabdalta kőzettestekből jelentős mennyiségű vízzel keveredhet a feltörő, forró magma.

A vulkáni működés végén a magma már anélkül elérte a felszínt, hogy a mélyben vízzel találkozott volna. A kitörések robbanásos jellege azonban megmaradt, csakhogy ebben az esetben az explóziót a magmában lévő gázbuborékok túlnyomása okozta. A kürtőcsatornában esetenként akár méteres nagyságot is elérő gázbuborék viszonylag könnyen mozgott felfele a kis viszkozitású bazaltos magmában. A felszínközelségbe jutva a buborék, a nagy belső nyomása következtében, hirtelen szétpattant és magmafoszlányokat spriccelt a levegőbe. E periodikusan zajló látatúzijáték kitörés jellemzi jelenleg is az itáliai Stromboli vulkáni működését. A látatúzijáték kitörések során



A Tihany-típusú maar vulkáni működés rekonstruált rajza: kezdetben a robbanások sekély mélységben történtek a feltörő forró bazaltos magma és a pannon üledékben lévő pórusvizek heves reakciója következtében. Később, a robbanások egyre mélyebbre ásták a vulkáni kürtőt, ami elérte a karsztvíztároló karbonátos rétegeket. Ekkor a magma már nagyobb mennyiségű vízzel keveredett, ami heves robbanásokat okozott. A vízgőzben gazdag kitörési felhőbe a karbonátos, majd az alatta lévő homokkő és fillit rétegek kőzetdarabjai nagy számban kerültek be. Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Gejzír kitörés Izlandon: talán valami hasonló történt a Tihanyi vulkánok elcsendesülése után is?

Fotó: Harangi Szabolcs



kis salakkúpok alakultak ki, amelyek maradványai a félsziget Ny-i oldalán, Gödrös környékén bukkannak a felszínre.

A vulkáni kitörések elcsitulását követően, a mély krátereket víz töltötte fel. A laza vulkáni eredetű törmelék-patakok hordták be a maar tavakba. A törmelék-folyások kisebb deltákat hoztak létre, amelyek képződményei jelenleg a Kiserdő-tető szikláin bukkannak elő. A felszínen azonban tovább folytatódott a látványos események! A hasadékok újra megnyíltak, azonban most nem forró magma, hanem hévforrások törtek fel. A jelenlegi Nyereg-hegytől, a Csúcs-hegyen és a Sarkádi-erdőn keresztül a Hármás- és Akasztó-hegyig kiterjedt gejzírmező alakult ki. A forráskúpok számát az 1900-as évek elején mintegy 150-re becsülték, ma még mindig legalább félszáz ismerhető fel. A többnyire kúp

alakú formák olykor összefüggő gerincet formálnak (pl. a Hosszú-hegyen, illetve a Csúcs-hegy és Nyereg-hegy között). Számos helyen pompásan megőrződött a forró vizes oldatot szállító csatorna is. Kővé vált Yellowstone? Vitális István az 1900-as évek elején még e területhez hasonlította a tihanyi gejzírmezőt, az újabb kutatások azonban azt is felvetik, hogy a Tihanyi-félszigeten nem klasszikus gejzír tevékenység zajlott mintegy 4–5 millió éve.

A tihanyi gejzirit jellemzően réteges szerkezetű, többnyire kalcit és dolomit anyagból áll, azonban a vízkivezetési csatornák környezetében a kőzet erősen átkovásodott. A tihanyi „gejzirit” kúpok ritka képződmények és különleges természeti értékek. A vulkáni működés elcsendesülő szakaszában jöttek létre, amikor a mélyben a vulkánt tápláló magma még nem hűlt ki teljesen. A kőzetolvadék átforrósította a leszivárgó vizeket, amelyek kioldották a mélyben lévő mészkő és dolomit kőzetek karbonátanyagát. Amikor ezek a hévizek a felszínre buggyantak, belőlük kicsapódott az oldott anyag és papírvékonyaságú lemezes karbonátrétegek képződtek. A karbonátos vizek mellett kovasavas oldatok is a felszínre törtek, amelyek a forróvizes csatornák környezetében átkovásították a forrásmészkőt. Máskor vasoxid-tartalmú oldatok jutottak a felszínre, amelyek vörösre színezték a forráskúp kőzetanyagát. A tihanyi „gejziritek” különlegessége, hogy bepillantást engednek a képződmények belső szerkezetébe is. A forráskúpok csatornái (forráskürtök), a korábbi forrásmészkőt átvágó kovás erek mellett igazi ritkaságokat is láthatunk, mint például forráskúp-barlangokat. Vajon a hévízforrásokból alakultak ki kisebb tavak a gejzirkürtök körül vagy az egykori maar krátert kitöltő tóban zajlottak ezek a folyamatok? A tudományos vita még folyik erről, a ritkaságszámba menő, impozáns forráskúpok azonban nyugodtan „szemlélik” ezt a vitát, szépségükkel turistákat vonzanak és mesélnek régi időről, amikor még a vulkán alatti forró magma melegítette a felszínközeli talajt.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A Pannon-tó visszahúzódását követően, mintegy 5 millió évvel ezelőtt, térségünk jelentős része mocsaras, kisebb-nagyobb tavakkal és kanyargó folyóvizekkel tarkított terület volt. Ez jellemezte a mai Kemenesalja területét is. Nyugodtnak tűnt minden, mígnem egyszer csak megremegett a föld, majd sötét hamufelhő oszlop emelkedett fel és takarta el a napot. A hamufelhő oszlop lábánál, felszín közelben gomolygó, gázokban gazdag vulkáni törmelékár terjedt szét. Új vulkán született, amit még legalább fél tucat követett a környéken. A periodikusan ismétlődő robbanások újabb és újabb vulkáni törmelék réteget raktak le, amelynek nyomán egy néhány tíz méter magas, gyűrű alakú vulkáni felépítmény jött létre. A tűzhányó széles kráterében időszakonként felcsapó lávatűzijáték és lávaszökőkút vörösre festette az esti égboltot. Végül, izzó láva töltötte fel a kráter belsejét, ami lassan kihűlve zárta a mai Kemenesalja vulkáni halmainak mozgalmas történetét.



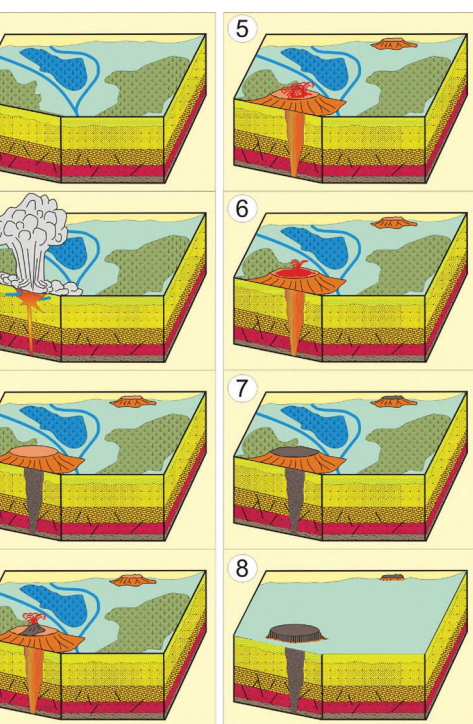
34. A Kemenesalja bazaltvulkánjai

Barangolás egykor volt bazalt tűzhányók belsejében

(Harangi Szabolcs)



A Balaton-fevidék és Kemenesalja néhány hét vagy hónap, esetenként néhány év alatt változatos vulkáni kitörések során felépült bazalt tűzhányóinak laza törmelékanyagát a vulkáni működés elcsitulta után a víz és szél pusztító munkája elhordta. Az lepusztulásnak csak az egykori látató bazaltközete 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 hordtak 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, lávaszökőkúttról és a vulkáni üstben fortyogó lávatoról 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 mozgalmak történeteket!



A Ság-hegy vulkáni működésének rekonstruált története rajzban elmesélve.

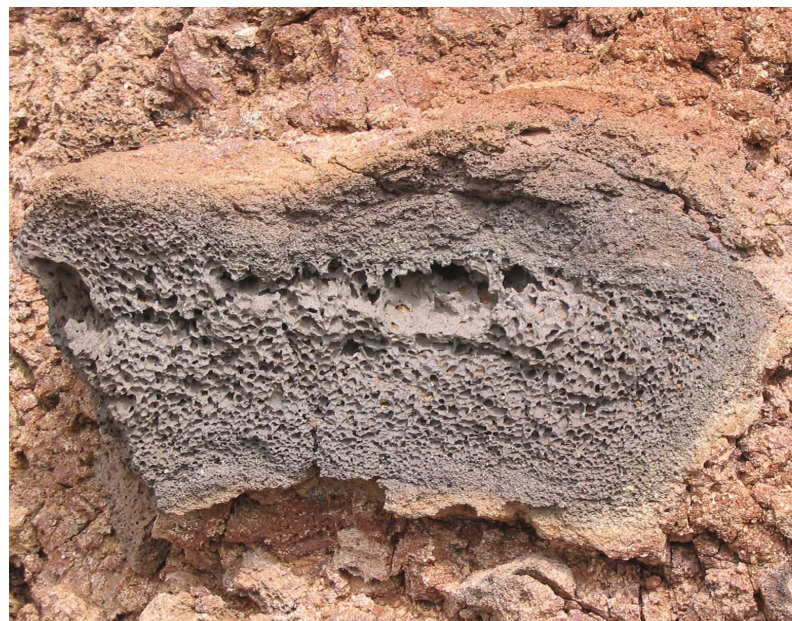
A Ság-hegy nyitott könyv a vulkanológusok számára, amelynek lapjain a bazaltos magma vulkáni kitöréseinek változatos képei vannak. Kiömlik vagy robban a magma? Ebben nagy szerepet kapnak az ún. illó fázisok! A magmában nagy mélységben oldott állapotban vannak olyan vegyületek is, amelyek a felszínen 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

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

beszélünk. A lávatűzijáték vagy lávaszökőkút formájában kirepülő lavacafatok 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 barnászörös laza vulkáni törmelékben a frissen sült kenyerekre emlékeztető lávalepények hevernek. Belsejük üreges, kifelé haladva egyre csökkenő méretű, kerekded üregeket figyelhetünk meg, ezek az egykori gázbuborékok nyomai. Ezt a szivacsos szerkezetet a kenyér héjához hasonló kéreg vonja be. A lávalepények alakja arra utal, hogy ezek még képlékenyek voltak, amikor kirepültek a vulkáni kürtőből. Képződésük a bazaltos vulkáni kitörések egyik legszínompásabb 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 lavacafatok külső része a levegőn hirtelen megdermed, belül azonban még dolgoznak a gázok, megrepesztik néhol a külső lavakérget is és kialakítják a lávalepény belső kenyérszerkezetét.

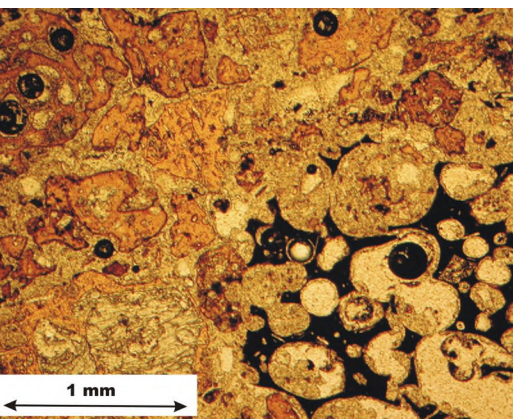
Bazaltos magma robbanásos kitörése azonban más okból is bekövetkezhet. Ha a feltörő izzó kőzetolvadék a felszínközélen nem nagy mennyiségű, hideg vízzel vagy vízzel telített üledékkel találkozik, heves reakció játszódik le, aminek az eredménye egy igen nagy energiájú robbanásos vulkáni kitörés, ami akár 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



Egy lávalepény keresztmetszete: mint egy frissen sült kenyér, úgy néz ki a hólyagüreges bazaltdarab. A robbanás gázbuborékokban gazdag bazaltcafatokat dobott a felszínre.

Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Bazalt piroklasztit mikroszkópos képe: A vörösbarna kőzetüvegszilánkok a magma-víz kölcsönhatás miatt hirtelen megdermedt kőzet-olvadék darabkák a freatomagmás kitörések egyértelmű jelei. A fekete, likacsos törmelékdarab viszont a gázbuborékokban felhabzó olvadékfoszlányt képviseli.
Fotó: Harangi Szabolcs

érintkező vizet. A víz túlhevített állapotban keveredik bele a kőzetolvadékba, majd hirtelen gőzzé alakul. Ez a folyamat gyors térfogat-növekedéssel jár, ami szétfeszíti és apró darabokra szaggatja a magmát és sokszor a környező kőzeteket is. A kőzet tében hirtelen megszilárdulnak anélkül, hogy kristályok válnának ki belőle. A nagyon gyors megdermedésre utalnak az apró sárgás-vörös-vörösesbarna, szögletes bazaltos kőzetüveg-szilánkok, 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.



Egy a kürtőből kirobbant bazaltdarab laza, nedves vulkáni hamuba való becsapódásának pillanatát 5 millió év óta őrzi a Ság-hegy kőzete.
Fotó: Harangi Szabolcs



A Ság vulkán tufagyűrűjének belsejében olyan vulkáni kitörések történhetek, mint ami jelenleg a Strombolin fordul elő.
Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Egy lávatűzijáték kitéréssel keletkezett egykori salakkúp és bazalt kőzettel kitöltött kürtője.
Fotó: Harangi Szabolcs

A lávatűzijáték és lávaszökőkút kitérések 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-hegynak 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 tartalmaznak!

A Kissomlyó alig emelkedik ki a lapos térszínből. A hegyen szorgos gazdák gondozzák a szőlősorokat, oldalában a borgátai fürdők látogatói élvezik a termálvizet. Kevesen gondolnák, hogy a kis dombocska egy egykori tűzhányó maradványa. A felhagyott kőfejtőkben látható kőzetek kétséget nem hagynak a felől, hogy itt is freatomagmás robbanásos kitérések hoztak létre egy tufagyűrűt. A „tufakőben” már szabad szemmel is láthatók a szögletes bazalt törmelékdarabok, mikroszkóp segítségével pedig előtűnnek a vörösbarna kőzetüveg szilánkok is – a magma és a víz kölcsönhatásának egyértelmű bizonyítékai.



A Ság-hegy legnagyobb kürtője.
Fotó: Harangi Szabolcs



Vulkáni törmelékes kőzetretegek a Kissomlyón: freatomagmás robbanásos vulkáni kitérés hírnöke. Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A hegyen azonban egy különleges képződmény is megfigyelhető! A vulkáni törmelékes rétegsor élesen végződő felszínére települve kerekded lávacsomagok láthatók, amelyek közé üledékes eredetű kőzet (agyag, márga) foszlányok csípődtek be. Miért kerekdedek a lávaképződmények és hogyan került üledékes kőzetanyag a tufagyűrű belsejébe? A vulkáni törmelékes kőzetsorozat éles felszíne annak jele, hogy a vulkáni működésben egy hosszabb szünet állhatott be. Ebben az időszakban egy tó jöhetett létre a tufagyűrű belsejében, de az is lehet, hogy a víz a teljes vulkánt ellepte. Ennek a tónak az üledékei azok az agyagkő foszlányok, amelyek a lávacsomagok közé csípődtek be. A vulkáni működés ugyanis felújult és ekkor már nem robbanásos kitörések, hanem lávaömlés történt. A kis térfogatú láva a sekély tó vizébe folyt, ahol gömbölyded, párna alakú formákat alkotott. A hideg vízzel való érintkezés miatt ugyanis a hirtelen lehülő lávanyelvek külső része megszilárdul. A megszilárdult kőzetüveges kérgegen belül a láva azonban tovább nyomul és így szétfeszíti azt egy helyen és további lávanyelv alakul ki. E folyamat során lávapárnácskák vagy a kinyomott fogkrémhez hasonló lávaképződmények jönnek létre. A kiömlő láva keveredett a még nem teljesen szilárd tavi üledékkel és annak darabjait magába vagy a lávacsomagok közé gyúrta. Ez a képződmény tehát egy ritka folyamatot örökített meg, a vízbe folyt láva és a tavi üledék dinamikus keveredését!

A miskei tufagyűrű szintén alig észrevehetően emelkedik ki a sík felszínéből. A dombsor déli tagja, a Belső-hegy kőfajtái vulkáni törmelékes rétegeket tárnak fel. A „tufakő” kedvelt építőanyag, maga a kőzet bazaltos magma robbanásos kitörése során keletkezett. A néhány centiméter nagyságú szögletes vagy kerekded bazalt kőzetdarabok mellett azonban egyes rétegekben zöld színű kőzetek tűnnek fel. Tudományos szempontból értékes kődarabok ezek, mivel 40–50 km mélységből, a litoszféra alsó részéből származnak, ahová kutatófúrás még nem jutott le. Hogyan kerültek a felszínre a földköpeny legfelső részéből ezek a kőzetek és miről mesélnek? A bazaltos magma több mint 60 km mélységben az ún. asztenoszféra anyagának részleges olvadásával keletkezett. A feltörő kőzetolvadék a rideg litoszférából magával sodort kisebb-nagyobb darabokat. A bazaltos magma néhány nap alatt átszelte a földkérget és a felszínre tört. A magmában lévő földköpeny darabok így megőrződtek és szintén bekerültek a kitörési felhőbe és a hirtelen megszilárdult bazalt szemcsékkel együtt ülepedtek le. A zöld kövek peridotitok, amelyek felépítése viszonylag egyszerű: több mint fele olivin ásvány, amit piroxének és kevés oxidásvány egészít ki. Az olivinnek és piroxének relatív mennyisége a földköpeny felső részén korábban folyt magmaképződésre vonatkozóan nyújt a szakemberek számára fontos adatokat. Ezen ásványok mellett a peridotit kőzetben ritkán víz-tartalmú ásványok is előfordulnak, mint például a káliumban gazdag flogopit. Ez akkor alakul ki, amikor a litoszférába az alábukó kőzetlemezből felszabaduló vizes oldatok hatolnak be és az ott lévő ásványfázisokkal reakcióba lépve új ásványfázist (amfibol, csillám) hoznak létre.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A felszínre ömlő bazalt láva, valamint a vulkáni kürtőket kitöltő kőzetolvadék lassú hűlése következtében oszlopos elválású kőzetek alakulnak ki. A szabályos öt-hatszög alakú bazaltoszlopok a Bakony–Balaton-felvidék egyik leglátványosabb természeti értékei közé tartoznak.

A bazaltos vulkanizmust követően a szél, majd a fagy eróziója megváltoztatta a tájképet. Az ellenálló bazaltos lávató kőzetei sok helyen megőrizték az egykori tűzhányók alakját. Szegélyükön feltárultak az oszloposan elváló hűlési formák, amelyek helyenként egyedülálló legömbölyödött bazaltorgonákat formálnak. Pusztulásuk jelenleg is folyik, a hatalmas oszlopok ledőlése nyomán bazalttallérok, illetve kőfolyások alakulnak ki.



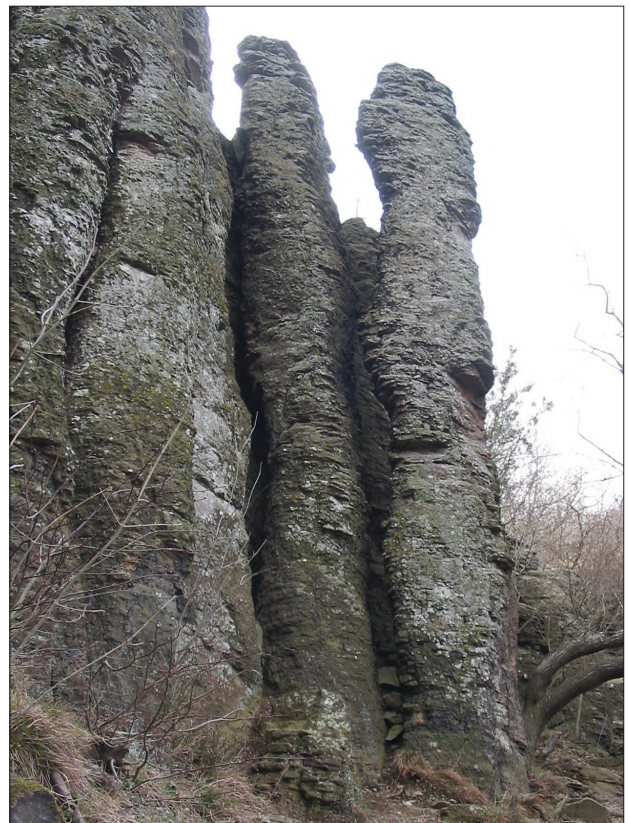
35. A Szent György-hegytől a Hegyestűig Miről tanúskodnak a tanúhegyek?

(Harangi Szabolcs)



A síkságból szabályos kúp- és koporsó alakú formák emelkednek ki. A meredek hegyoldalokban helyenként bazaltoszlopok orgonasípjai sorakoznak. A látogatónak kétsége nem marad, ezeket az elszórt kis hegyeket vulkáni működés hozta létre. Ezek a tűzhányók mintegy 3–4 millió évvel ezelőtt olykor magas, sötét hamufelhőt lövelltek az ég felé, miközben a kitörési felhő lábánál kavargó törmelékár zúdult le oldalirányban, máskor látványos tűzijátékot produkáltak, végül a tufagyűrűket kitöltő lávatavak festették vörösre az esti égboltot. Tanúhegyek – tanúskodnak egy régmúltban lejátszódó szín pompás természeti folyamatról. Ez a név azonban mást is jelent, tanúskodnak egy lepusztulási folyamatról, a szél, a víz, a fagy romboló munkájáról, aminek csak a kemény lávaközetek álltak ellent. Tanúhegyek – jórészt az egykori lávatavak kihülésével képződött kőzetek, valamint a kürtöket kitöltő bazalt anyagából állnak, azaz a valamikori tűzhányók belső

csonkjai. Tanúskodnak arról is, hogy a vulkáni működés idejében ezek a tűzhányók csupán 50–100 méter magasságban emelkedtek ki a térszínből. A kemény bazalt sapkák, esetenként a cementált vulkáni törmelékes kőzetretegek megvédték az alattuk lévő puha homokos üledéket az elszállításától, így az egykori felszín helyzete megbecsülhető. A tanúhegyek tanúskodnak a természet és ember kölcsönhatásáról is. Az egykori vulkáni hegyek lábánál ma már szőlősor-



A Szent György-hegy híres bazaltorgona sípjai.
Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

ok települnek, a szőlőből messze földön híres borok készülnek. A Tapolcai-medence bazalt tanúhegyei méltán jelképei a térségnek, az egykori vulkáni tevékenységnek, a Kárpát-medence felszínvilágának és nem utolsósorban a római időkig visszanyúló szőlőkultúrának.

A Szent György-hegy egykori tűzhányójának kialakulása hasonlóan zajlott, mint a Ság-hegy vulkáni működése. A kezdeti, laza freatomagmás vulkáni törmelékes rétegeket azonban itt már nem látjuk, mivel azt részben az erózió lepusztította, részben a lávaközetek eltakarják. Ugyanakkor pompásan tárul fel az egykori tufagyűrűt kitöltő látató megszilárdult bazalt kőzete, ami a lassú hűlés következtében vastag oszlopokat formál. A láva hűlése ugyanis összehúzódással jár. A felszínre merőlegesen ezért repedések keletkeznek, amelyek a hűlési front változásával egyre beljebb hatolnak és végül a megszilárdult lávakövetet az energiaminimum-elvnek megfelelően, hatszög- vagy ötszög keresztmetszetű oszlopok tagolják. Később elsősorban a szél, majd a fagy munkájának következtében a szabályos kőoszlopok kipreparálódtak, lekerekítődtek, sokuk merész obeliszként tornyosul, mígnem eléri a végzete, és hatalmas robajjal ledől, ezernyi apró darabra törve.



A Tapolcai-medence bazalt hegyei egy 3-4 millió évvel ezelőtti látványos vulkáni tevékenységről tanúskodnak.
Fotó: Harangi Szabolcs

A Szentbékálla feletti vulkáni kúp alig emelkedik ki a térszínből, talán el is haladna az ember mellette. Pedig igazi természeti kincset rejt magában, aminek párja nincs a Földön! A falu északi határában előbukkanó képződmény egy ritka vulkáni képződmény: sűrű és híg vulkáni törmelékes árüledéke, ami freatomagmás vulkáni kitörési oszlop hirtelen összeomlásával jött létre. Bazaltos magma robbanásos kitöréséhez gyakran kapcsolódnak torlóárak, azaz híg, gázdús vulkáni törmelékárak, azonban jóval ritkábbak a sűrűbb, úgynevezett piroklaszt árak. Ez utóbbiak általában a viszkózusabb, SiO₂-ben gazdagabb magmák kitöréséhez kapcsolódnak. A szentbékállai bazaltos piroklaszt ár üledék egyedi módon őrizte meg a sűrű törmelékár jellemzőit. A pusztító ár egy folyóvölgyben zúdult le, ennek nyomait őrzi az, hogy a vulkáni képződmény alsó részén nagyon sok lekerekített, folyóvíz által koptatott kvarckavics látható. A vulkáni törmelékanyag lerakása után a forró üledék felhevítette az alatta lévő egykori folyóvizet, aminek gőze felfelé hatolt a vulkáni üledéktakaróban. A felfelé nyomuló gőzök, gázok magukkal sodorták a finom hamuszemcséket, a nagyobbak viszont visszamaradtak: így őrződtek meg kiváló állapotban az úgynevezett gázkiszökési csatornák.



Egy ritka vulkanológiai különlegesség Szentbékállán: gázkiszökési csatornák egy bazaltos piroklaszt ár képződményében.
Fotó: Harangi Szabolcs

A különlegességeknek azonban még nincs vége! A kőzetkibukkanás színes, változatos kinézetű törmelékdarabokat tartalmaz: vörös, szürke, sárgásbarna,

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Egy másik vulkanológiai csemege: a piroklasztár képződményének színes kőzetdarabjai a litoszféra különböző részeiből valók. A zöld színű kőzetdarabokat a bazaltos magma a földköpeny legfelső részéből sodorta magával.
Fotó: Harangi Szabolcs

fekete, vajsínű és zöld kőzetdarabok kavalkádja látható. Mintha a Bakony és a Balaton-felvidék különböző kőzettípusait egy mesebeli óriás ideszórta volna! Itt szinte a teljes litoszféra (a Föld külső merev kőzetburka, beleértve a földköpeny felső részét is), kőzetdarabkáiát látjuk. A mesebeli óriás, pedig nem más volt, mint a feltörő bazaltos magma, ami 60–80 km mélyen keletkezett, majd felfelé hatolva szinte minden mélységből magával ragadott kőzetdarabokat. Különleges lehetőség a kutatók számára, hogy a mélybeli képződményeket megismerjék, anélkül, hogy kutatófúrást kelljen mélyíteni. A kőzetdarabok közül a legkülönlegesebbek a zöld színű peridotitok, amelyek tudományos vizsgálata segít megismerni a földköpeny jellegét, és amelynek kutatása révén messze földön ismert lett a szentbékállai lelőhely.

A Hegyestű félbevágott csúcsa minden irányból vonzza a szemet. Mintha a már említett óriás egy jókorát harapott volna a hegybe. A mesebeli óriás azonban itt nem a bazaltos magma, hanem a kőéhes ember volt. A hosszú ideig folyt kőbányászat eredménye azonban egy pompás természeti érték feltárulása. A szabályos ötszög és hatszög keresztmetszetű függőleges bazalt oszlopok több tíz méterrel keresztül húzódnak az ég felé. Egy egykori bazalt tűzhányó központi helyén vagyunk, magában a kürtőcsatornában, amit a vulkáni tevékenység végén a bazaltos magma eltömött. A forró magma lassú hűlése során összesugorodott, benne repedések keletkeztek, amelyek végül szabályos kőoszlopokat hoztak létre. Itt létesült a Balaton-felvidéki Nemzeti Park geológiai bemutatóhelye, ahol a terület földtani fejlődéstörténete mellett a tágabb térségben található kőzetek hatalmas darabjai is megtekinthetők.



A Hegyestű bazalt oszlopai méltóságteljesen örködnék a Káli-medence keleti bejáratánál.
Fotó: Harangi Szabolcs

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A Pannon-tó a pliocén korszakban már teljesen feltöltődött, helyén folyók, tavak, lápok alakultak ki. Mintegy 2,5 millió évvel ezelőtt a Dunántúl és a Duna–Tisza-közéneke nyugati része emelkedni kezdett, ezért innen a pannóniai képződmények felsőbb része lepusztult. Ebben a korszakban a mai hegysek is erőteljesen emelkedni kezdtek. A mély medencék (Kisalföld, Alföld) viszont tovább süllyedtek és e területeken vastag folyóvízi eredetű üledék rakódott le a pleisztocén idején, jégkorszakokban, a mainál jóval hűvösebb és szárazabb klímaviszonyok mellett. A dombvidékek, hegyláb felszínek, folyóteraszok legfontosabb üledéke a széllel szállított porból keletkezett lösz, amelynek vastagsága a Duna mentén helyenként a 60 m-t is eléri.



36. Paks, téglagyári fejtő, alapszelvény

Klímváltozások nyomai jégkorszaki porüledékeiben

(Horváth Erzsébet)



A Mezőföldnek a Duna által alámosott keleti pereme mentén Paks és Dunakömlőd között nagy vastagságban tárnak fel előttünk a jégkorszakok és jégkorszak közötti jellegzetes képződményei a löszök és fosszilis talajok. Égbetörő kémény jelzi Pakstól északra a jelenleg is működő téglagyár és téglagyári kőfejtő helyét, ahol csaknem 50 méteres vastagságban tanulmányozhatók a löszök, sajnos ma már egyre kisebb területen. A jelentős feltárás a különböző korok kutatóit sem hagyta hidegen, így a löszfal tanulmányozása után neves tudósok alkották meg elméleteiket a pleisztocénben lezajlott éghajlatváltozásokról. Napjainkban a magyarországi löszfalak közül ez a legteljesebb és a legsokrétűbben tanulmányozott feltárás.

Az óceáni medencékbe mélyített fúrások rétegsorainak vizsgálata alapján felismerték, hogy körülbelül 2,5 millió éve megkezdődött a Föld átlaghőmérsékletének csökkenése, ami 1 millió éve erőteljesebbé vált és a pólusok környéki jégtakaró jelentős, ciklikus kiterjedését eredményezte (glaciális, vagy a rövidebb időtartamú stadiális időszakok). Az éghajlat megváltozása nagy területeken érezhető volt. A Kárpát-medencében ekkoriban periglaciális, azaz jégkörnyéki



Löszrétegek (világosabb) és eltemetett talajok (sötétebb) a paksi feltárás déli falában.
Fotó: Horváth Erzsébet



Nagyrészt növényzettel fedett löszfalak a paksi téglagyári kőfejtőben.
Fotó: Horváth Erzsébet

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

éghajlat uralkodott, ami a mainál lényegesen hűvösebb és szárazabb volt. A vízfolyások nagy részében alig csörgedezett víz, a növénytakaró gyér volt, nagy kiterjedésű füves sztyeppek borították a felszínt, és csak kevés helyen nőtt fa vagy erdő, a hegységek magasabb térszínei gyakran teljesen csupaszok lehettek. Ilyen körülmények között a fagy és a szél alakította a felszínt. A folyók szárazzá vált ártereiről, hordalékkúpjaikról a szél heves porviharokat kavartva szállította el a homokot és a még apróbb szemű kőzetlisztet, majd energiája csökkenése miatt lerakta. Ha a por nem túl lejtős, fűvel borított felületre hullott, akkor volt esélye megmaradni, ellenállni az újra és újra támadó erős szeleknek és a ritkán hulló csapadéknak. Az egyre halmozódó poranyagban a csapadék hatására megindult a könnyen oldódó anyagok átrendeződése, ezzel a lösz kialakulása. A lefelé szivárgó vízben oldott kalcium-karbonát mélyebb szintekben kicsapódott, bekérgezte a porszemcsék felületét, így stabilizálta is őket eredeti helyükön, megőrizve ezáltal a porhulláskor létrejött porózus szerkezetet. A finom eloszlású limonit (a vas oxi-hidroxid ásványa) sárgásbarna árnyalatot adott a túlnyomórészt kvarc- és szilícium-ásványokból álló kőzetnek, míg az átlagosan 10–30%-ban jelenlévő kalcium-karbonát elfedve az ásványok eredeti színét létrehozta a lösz jellegzetes szürkésárga színét.



Löszrétegek és eltemetett talajok a basaharci feltárásban.
Fotó: Horváth Erzsébet

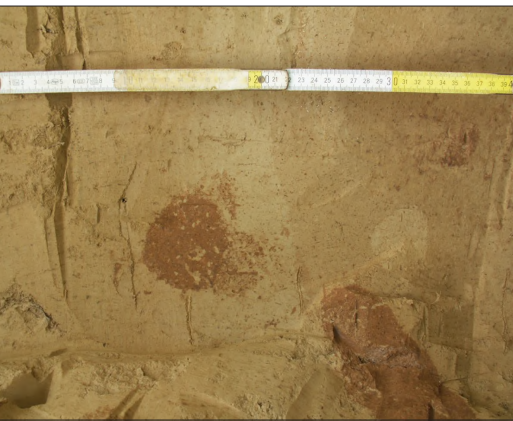
Az ily módon kialakuló lösz évről évre vastagodott, mígnem az éghajlat ismét változni kezdett: szélsőséges időjárási eseményekkel, hatalmas esőzésekkel, rendkívüli hideg és rendkívüli meleg évek váltakozásával újabb melegebb és nedvesebb, a maihoz hasonló éghajlatú időszak köszöntött be (interglaciális, vagy rövidebb időtartamú interstadiális). Ritkává váltak a porviharok, a szél szerepe a felszínformálásban hátrébe szorult, a felszínen lefolyó víz hatása erősödött, dúsabbá vált a vegetáció is, egyre többfelé jelentek meg erdők. Mindezek hatására a löszök felszínén megindult a talajképződés, sztyep-, erdősztyep- és erdőtalajok jöttek létre. A talajtípus jellegét elsősorban az éghajlat határozta meg (zonális talajok), de helyi hatások, mint például a geomorfológiai helyzet (völgytalpon, völgyoldalban, vagy dombtetőn való elhelyezkedés) és az ettől általában nem független vízellátottságbeli különbségek következtében a maihoz hasonló, nagyon változatos talajborítottság volt jellemző. A több csapadék hatására a löszszemcséket bekérgező kalcium-karbonát feloldódott és a lefelé szivárgó vízzel mélyebb szintekbe vándorolt, ahol repedések mentén vagy magában az alapanyagban kivált és a talajok alatti szintekben jellegzetes kerekded vagy hosszúkás mészfelhalmozódásokat, konkréciókat, ún. löszbabákat hozott létre.



Löszbaba keresztmetszete.
Fotó: Horváth Erzsébet

A mélytengeri fúrások oxigénizotópos görbéinek tanúsága szerint azonban a felmelegedési időszakok csupán néhány tízezer (interglaciális), eset-

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



Löszrétegek (világosabb) és eltemetett talajok (sötétebb) a paksi feltárás déli falában.
Fotó: Horváth Erzsébet



Löszrétegek (világosabb) és eltemetett talajok (sötétebb) a hévízgyörki vasútállomásnál.
Fotó: Horváth Erzsébet



leg csak néhány ezer évig (interstadiális) tartottak, majd az éghajlat kisebb kilengésekkel fokozatosan visszahűlt, teret adva ezúttal újra a löszképződésnek.

Az interglaciálisokban, interstadiálisokban a gazdagabb növényvilág megfelelő életteret biztosított az állatoknak is, így elszaporodtak a talajlakó élőlények is, mint például a rovarok, földigiliszták, az ezekkel táplálkozó vakondok, továbbá a rókák, nyulak, különféle kistrágyaszőrök. Ezek az állatok a talajban és a löszben való közlekedésük során különböző méretű járatokat, ún. krotovinákat hoztak létre, amelyek kitöltődtek, és napjainkig megőrződtek a löszfalakban, egyértelmű bizonyítékát adva az egykori élővilágnak. Az állatjáratok akkor ismerhetők fel könnyen, ha kitöltő anyaguk más, eltérő színű szintekből származik.

A száraz löszpuszták egyik legnagyobb számban előforduló élőlényei a puhatestűek voltak. Erről a löszökre jellemző csigafauna tanúskodik, egyúttal lehetőséget adva a specialistáknak, hogy a csigafajok előfordulása, valamint az egyes fajok aránya alapján az egykori környezet sajátosságaira, a hőmérséklet és csapadékviszonyokra következtethessenek.

A löszrétegsor felső részében eltérő magasságban két vékony, alig 1–2 centiméteres barna, okkersárga színű rétegben őrződött meg egy körülbelül 350 ezer és egy 30 ezer éves tűzhányó működés nyoma is. A finom szemű vulkáni por (tefra) a Nápoly környéki vulkáni területekről került a Kárpát-medence területére, az idősebb réteget több más löszfeltárásban is megtalálták (pl. Basaharc, Galgahévíz, Hévízgyörk). A negyedidőszak kutatásában nagy a tefraszintek jelentősége, mivel a különböző kormeghatározási módszerek időbeli korlátozottsága és a képződmények változatos jellegei miatt nehéz az egyes löszrétegsorok időbeli viszonyát kideríteni. Az összehasonlítást sokszor az is nehezíti, hogy a rétegsoroknak csak egy része maradt fenn, a többit a szél és a víz elszállította, erodálta.

A paksi téglagyár bányaudvara egyike azoknak a kivételes helyeknek, ahol a mai napig zajló fejtés megakadályozta, hogy a legteltesebb magyar löszfeltárás teljesen elpusztuljon. A növényzet térhódítása és az erózió azonban a déli és a nyugati – ma már nem bányászott – falakon is jelentős, az egykor szépen letisztított falak ma már kevéssé látványosak és a hozzáférést megkönnyítő lépcsők sincsenek már meg. Manapság ha valaki közelről szeretne egy löszfalat tanulmányozni érdemes a Galga mentén, Hévízgyörk vasútállomásánál, vagy a Dunakanyarban, Basaharcnál, a Duna egykori teraszát fedő löszfeltárásokat meglátogatnia.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

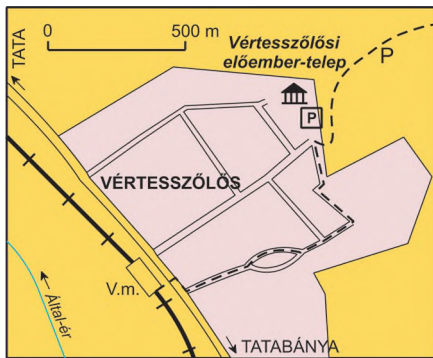
A pleisztocén idején mészkő- és dolomithegységeink peremén a karsztvízből, helyenként jelentős vastagságú mészkő (édesvízi mészkő, travertinó) vált ki, amely kiválóan megőrizte a vízben, vagy annak környékén élt növények és állatok maradványait, sőt ősi emberi kultúrák nyomait is. Az édesvízi mészkő a római kortól kezdve fontos építőanyag, amit a Gerecse hegységben ma is fejtenek.



37. Vértesszőlős, természetvédelmi terület

Színrelép az ember – nyomok a jégkorszaki édesvízi mészkőben

(Kordos László)



Amikor a Gerecse DNy-i lábánál, Tata és Tatabánya között fekvő Vértesszőlős településen az egykori emberi települést bemutató kiállításhoz igyekszünk, a meredek utat időnként rövidebb vízszintes szakaszok tarkítják. Ezek a falu határában csordogáló, a Pusztavám felől érkező, és Almásfüzitőnél a Dunába ömlő Által-ér egykori teraszai.

A teraszok a folyóvíz egykori árterületeit jelzik, vagyis azt a magasságot, ahol évezredekkel korábban nagyvíz esetén kiöntött medréből. Magyarország legszebb, és legjellegzetesebb teraszvidékeit a Gerecse peremén lehet megfigyelni. A nagyrészt mészkőből, tehát barlangok keletkezésére és a földalatti vizek vezetésére kitűnően alkalmas repedezett–oldott kőzetből a hegységperemeken kifolyó patakok az ártereken, vagy az egykori teraszokon nagy vastagságban rakták le oldott mészkőanyagukat, az édesvízi mészkövet az ún. travertint. Természetesen a források nem csak az egykori patakok szintjén fakadhattak, hanem följebből is aláfolhatott a víz, vagy éppen lejjebből is feláramolhatott a nyomáskülönbség hatására. A leáramló hideg és a feláramló meleg víz keveredve is a felszínre juthatott. Napjainkban mindhárom jelenségre találunk példát Tatan, a vizek városában.



A paleolitikus telep édesvízi mészkője az ősrégészeti feltárásokat bemutató védőépülettel



Jelenkori mésztufa képződés Egerszalókon. A mészkő képződésének idején ilyen lehetett a táj Vértesszőlősön.

Fotó: Réthy Károly

A Gerecse északi és nyugati peremvidékein legalább 9 mésztufaszintet lehet megkülönböztetni. Ezek között a legidősebbek, és ma is tanulmányozhatók a hegység 300–330 m tszf. magasságú területein találhatóak. Mintegy 8–9 millió évvel ezelőtt, a késő-miocénben, a Pannon-tó által körülvevett Gerecse partjainál rakódtak le az első ismert édesvízi mészkövek a Pockón, a Margit-hegyen, az Öreg-hegyen és Alsóvadács környékén. A tó partvonalának visszahúzódása után, különösen a pliocénben (4,5–2,5 millió évvel ezelőtt) 260–290 méteres magasságokban nagy kiterjedésű, rendszerint laposan elterülő, vastag édesvízi mészkövek keletkeztek a Kő-hegyen, Epölön, a Kőpiténél, vagy a süttői Haraszi-hegyen is. Ezt követően a Gerecse peremén már valószínűleg a Duna, és a Dunához kapcsolódó kisebb folyók (esetleg az ősi Által-ér) egykori áradási szintjei (teraszai) határozták meg az édesvízi mészkövek elhelyezkedését. Különösen Dunaalmás mellett, az

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

egykori travertino bányákban lehet jól követni a késő-pliocén és a kora-pleisztocén (3,5 és 2,0 millió évekkel ezelőtti terasz- és mészkőképződés kapcsolatát. Itt 250 és 190 méteres tszf. magasságok között legalább 3–4 szint figyelhető meg. A pleisztocén jégkorszak jelentős részéből, kb. 2 millió és 600 ezer év közötti időszakból szinte hiányoznak az édesvízi mészkövek. Lehetséges, hogy ebben a csaknem másfél millió évben a barlang- és mésztufaképződéshez kevés volt a csapadék, vagy ami lerakódott, azt a későbbi lepusztulási folyamatok eltüntették.

Vértesszőlősön az Által-ér teraszaihoz kapcsolódva 210 és 150 m tszf. magasságok között legalább 3–4, egymást időben követő, és egymástól jól elkülöníthető édesvízi mészkőszint található. Ezek között helyezkedik el 170–185 m tszf. magasságban a korai ember jelenlétét bizonyító, 300–350 ezer évvel ezelőtt képződött édesvízi mészkő is. Legalacsonyabban a 145–150 m tszf. magasságban 30–35 ezer évvel ezelőtt lerakódott mésztufa található Vértesszőlős területén.

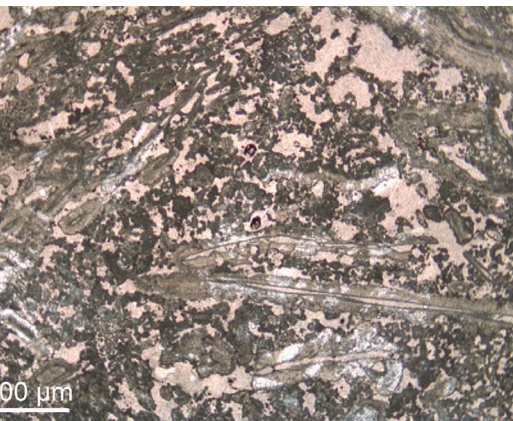
Az édesvízi mészkövek képződésének jellegzetessége, hogy a karsztvizekből a mész a víz útjába kerülő növényekre lerakódva gyarapszik, és emiatt üreges, szivacsos szerkezetű, gyakoriak bennük az egykori növények szár és levélmaradványai. A vizenyős élettér sok állatnak is megélhetésül, majd temetőül szolgált. A vízi, és a vízközeli növények, vagy éppen a vízben élő csigák mésztufába ágyazott házai sokszor tömegesen, kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő. Mindezeknél sokkal ritkábbak a gerincesek csontjai. Néhány vízhez kötött életmódú teknős maradványai mellett inkább az itatóhelyre járó növényevő nagyemlősök, és a rájuk vadászó ragadozók csontjai fordulnak elő. A mészkőrétegek közötti talajok, homokos-löszös laza üledékek pedig az egykori, két forrásmészkő képződés szünetében a vízmentes környezetben élt kisemlősök maradványait őrizték meg. A már inaktívvá vált mésztufa padok később gyakran megrepedeztek, és a hasadékokban elsősorban a ragadozó madarak, különösen a baglyok tanyázhattak, akik sajátos táplálkozásuk következtében összegyűjtötték a környezetük kisemlőseit, majd csontjaikat a természetes csapadékba ürítették. Vannak tehát olyan édesvízi ősgerinces lelőhelyek, amelyek egykorúak a travertino képződésével, megtalálni a mészkőképződés szüneteiben ugyanott élt állatok maradványait, és a jóval később felhalmozódott, a mészkőnél fiatalabb hasadékokban felhalmozódott csontokat is.

A Gerecse édesvízi mészkövei között az egyik legidősebb, pliocén korú (3–4 millió évvel ezelőtti) látványos ősgerinces nyom a Kőpíte meszes üle-

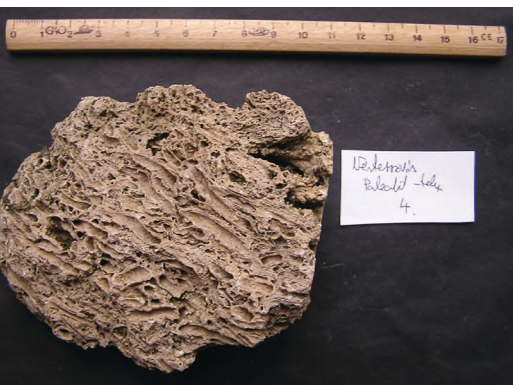


Az egykori kőfejtő ma a geológiai, paleontológiai és ősrégészeti értékeket bemutató park.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		



roszkóp alatt jól látható, hogy a kőzet
vények szárára, levelére kivált mésztufából
A növények szerves anyagának elbomlása
n, helyükön likacsok maradtak



vénymaradványokban gazdag édesvízi
szkő

dékébe mélyedt gumósfogú őselefánt (*Anancus arvernensis*) foglenyomata. A dunaalmási mésztufabánya idősebb pleisztocén korú rétegeiből időnként a sztyeppei elefánt (*Archidiskodon meridionalis*) fog- és agyarleletei kerültek elő, míg a mésztufapadok közé zárt talajból gazdag, 2 millió évvel ezelőtt élt kihalt kisémlősfauna ismert. A vértesszőlősi előember telepre először egy, a középső-pleisztocénban élt őshód (*Trogontherium*) foga hívta fel a figyelmet. A rendszeres ásatások során több, egymáshoz közel álló korú (300–350 ezer évvel ezelőtti) gazdag gerinces fauna, sőt nagyemlősök mésztufába szilárdult lábnyoma is előkerült. A süttöi édesvízi mészkőbányákból tucatnyi ősgerinces lelőhely ismert. Egy részük különböző, idősebb pleisztocén korú, és egyidős a mészkőképződéssel. Amikor a bányászok vágták–hasították a kőzetet, időnként ormányos koponyát, vagy éppen óriási szarvas agancsát metszettek át. A mésztufa repedéseiben felhalmozódott gazdag állatvilág közül különösen fontos a Süttö 6. számú lelőhely faunája, mert ott a hideg tundrai fajokkal jellemzett löszös üledékből, és a felette fekvő fiatalabb, melegidőszaki (interglaciális, 130–135 ezer évvel ezelőtt) talajból a maihoz hasonló környezetet igénylő állattársaság került elő. Ennek a fontos faunaváltásnak a fiatalabb, melegebb szakaszát a rétegtanban süttöi-szintnek nevezték el. A tatai gimnázium alatti Porhanyó-bánya 100 ezer éves neandervölgyi ősemberi lelőhelye már a XVIII. század végén is híres volt, mert Robert Townson angol utazó könében megemlítette, hogy ezen a helyen a gyapjas mamut (*Mammuthus primigenius*) fog és agyardarabjai találhatóak az édesvízi mészkőben. Ezeknek a csontoknak a nagy része azóta is ott van, miközben alatta az elmúlt száz év ásatásaival igen gazdag ősemberi kőeszköz együttest, és gazdag emlősfaunát tártak el.

A vértesszőlősi édesvízi mészkő keletkezéséről megoszlanak a vélemények. Annyi biztos, hogy az Által-ér IV. vagy V. számú kavicsterasán alakult ki, azt fedi be. Lehetséges, hogy a mésztufát a lejtőn lefolyó karsztvíz oly módon rakta le, hogy a felszín egyenetlenségei miatt kis medencék (tetaráták) és kisebb zuhatagok képződtek. A régészek szerint a vértesszőlősi korai ember egy ilyen védett, kiszáradt medencében telepedett meg. Az újabb geológiai vizsgálatok szerint inkább szárazabb szigetekkel és mocsaras részekkel tagolt tavacsákat lehet rekonstruálni.

Vértesszőlős az itt megtalált korai emberi tarkócsontnak, a több rétegben kimutatható és igen gazdag kőeszköz együttesnek, a tűzhasználatnak, az állati lábnyomoknak, a vadászszákmány feldarabolási helyének köszönheti szakmai jelentőségét és idegenforgalmi hírnevét.

Vértesszőlős mindeddig az egyetlen olyan hazai alsópaleolitikus lelőhely, ahol nemcsak az emberi tevékenység nyomait, de az egykori ember maradványait is megtalálták. 1964-ben a kultúrréteg anyagának átmosása és válogatása közben került elő egy 6–7 éves gyerek tejszemfoga és zápfogának néhány töredéke. 1965-ben pedig a kultúrréteget szegélyező mészkőfal külső peremének

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

bontása közben egy felnőtt férfi tarkócsontját tartalmazó mészkőtömböt fordítottak ki a kutatók. A vastag falú, nagyméretű tarkócsontról nehéz volt eldönteni, hogy az vajon a *Homo erectus*-hoz vagy a korai *Homo sapiens*-hez tartozik-e. Azóta Afrikában és Európában sok új, teljesebb emberi maradványt tártak fel a kutatók. A jelenlegi elképzelés szerint a 2 millió és 400 ezer év között élt *Homo erectus*ból egy közbülső faj, a *Homo heidelbergiensis*-en keresztül alakult ki a kb. 35–40 ezer évvel ezelőtt kihalt neandervölgyi ember (*Homo neanderthalensis*). A vértesszőlősi, „Sámuel”-nek elnevezett tarkócsont valószínűleg a neandervölgyi embert megelőző fajba tartozott.

A vértesszőlősi ember településnyomai és gazdag, az Által-ér kavicsából készített eszközei, gyártási törmelékei, tűzhasználatra utaló nyomai azt jelzik, hogy az egykori emberi horda legalább ötször visszatért erre a területre. Lehetséges, hogy a nagyvadak mozgását követte, de nem valószínű, hogy kisméretű kőeszközeivel elejthette volna azokat. Sokkal inkább valószínű, hogy az állatokat a mocsaras-vizenyős területekre szorították, majd az elpusztult példányokat megnyúzták, felaprították.

A telephelyen és környezetében több helyen is megtalálták az itt élt állatok csontjait, fogait. Leggyakoribbak a bölények, a szarvasok, a medvék és a lovak voltak. A részletes vizsgálatok szerint a vértesszőlősi mésztufa egy teljes, egykor élt gerinces faunát őrzött meg, és így módon nem csak embertani és régészeti, hanem őslénytani szempontból is jelentős lelőhelynek számít.

Vértesszőlősön sokféle módszerrel próbálták meghatározni a mésztufa különböző rétegeinek, a kultúrrétegeknek és a csontoknak a korát. Néhány korai pontatlan módszer és mintavétel igen szélsőséges koradatokat eredményezett (600 ezer évtől 180 ezer évvel ezelőttig). Az újraértékelt és újabb vizsgálatok alapján valószínű, hogy vértesszőlősi leletek kora 350 és 280 ezer évre tehető.



Rhinoscerus etruscus fogak Vértesszőlősről.
Fotó: Lantos Zoltán



Rhinoscerus etruscus fogak Vértesszőlősről.
Fotó: Lantos Zoltán

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

A jégkorszak utolsó nagy lehűlési szakasza 12 ezer évvel ezelőtt fejeződött be. Ekkortól számítjuk a földtörténet jelenkorát (holocén), amikor a kedvezővé vált éghajlati viszonyok megteremtették a fejlett emberi kultúrák kialakulásának természeti feltételeit. A Kárpát-medence területén kialakultak a mai hegyvidéki, dombvidéki, síkvidéki tájak. A geológiai folyamatok azonban ma is működnek. Jól megfigyelhető ez a Duna–Tisza-közén, ahol a futóhomok buckákat a szél ma is átrendezi, a sekély tavakban mészkő, dolomit, tőzeg keletkezik.



38. Fülöpháza, Kiskunsági Nemzeti Park, tanösvények

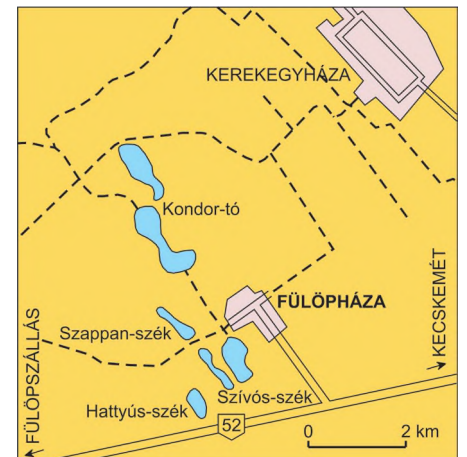
Buckák és tavak – a szemünk előtt zajló geológiai folyamatok színterei

(Kuti László)

A Duna–Tisza-közi hátság a pleisztocén közepétől épülő felszíni–felszínközeli üledékegyüttesének arculatát a geológiai jelenkorban azaz a holocénben lezajló folyamatok rajzolják meg.

A pleisztocén során a homokhátságtól nyugatra lévő Duna-völgy területén a Duna a pleisztocén közepétől, különösen a melegebb, nedves „inter”-időszakokban rakta le változatos vastagságú (5–30 m) és változatos szemcseösszetételű kavicsból, homokos kavicsból, kavicsos homokból, homokból álló üledékeit. Ebből az üledékegyüttesből fújta ki a pleisztocén hideg, száraz eljegesedési, azaz „glaciális” időszakaiban fúvó, uralkodóan északnyugati szél a felszín közelében lerakódott homokszemcséket, és telepítette át a Duna–Tisza-közi hátságra sokszor 10 méteres vastagságot is meghaladó rétegben.

A pleisztocén glaciális időszakaiban rakódott le a Duna–Tisza-közi hátság másik széllel szállított (eolikus) képződménye a lösz is, amelynek vastagsága helyenként a futóhomokhoz hasonlóan meghaladhatja a 10 métert.



Jellegzetes kiskunsági táj Fülöpszállás mellett.



Vándorló homokdűne a Kiskunságon.
Fotó: Pál Szabó Ferenc

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

Így a terület felszínén, illetve a felszín közelében – az uralkodó széliránynak megfelelően ÉNy–DK-i irányú buckákba, vonulatokba rendeződve – futóhomok, illetve lösz, valamint ezek különböző arányú keverékei, löszös homok, homokos lösz található. Ahol e képződmények egyike sem ér el nagy vastagságot, ott általában 2–3 méteres rétegekben sűrűn váltakozva rakódtak le.

A futóhomokbuckák és löszvonulatok közötti laposokban időszakos vagy állandó vizű tavak alakulhattak ki, melyek üledékei alkotják e terület felszíni fiatal képződményeit, az agyagos kőzetlisztet, a homokos agyagot, a kőzetlisztes agyagot, a mészszipot, illetve néhol a tőzeget. E finomszemű üledékek egyes laposokban elszikessedtek.

A korábbi pleisztocén felszín maihoz hasonló voltának bizonyítékai a lemélyült fúrásokban a homok, illetve löszrétegek között különböző mélységekben megjelenő tavi üledékek (agyag, homokos agyag, tőzeg).

E viszonylag kiegyensúlyozott felszíni–felszínközeli üledékegyüttes fölépítette táj egyik legszebb szikes tó és futóhomokbucka együttesét láthatjuk a Duna–Tisza-közi hátság közepén, Fülöpházától nyugatra.

Az egykori szikes tavak közül elsősorban a Szappan-szék érdemel figyelmet. Megközelíthető Fülöpháza felől, a központtól nyugati irányba a Somoditanya felé haladva. A falutól kb. 1,5 km-re az úttól északra található a tó. Az útról jól látszik az egykori hidrológiai megfigyelőház, ami ma a Nemzeti Park kutatóállomása.

A homokbuckák megtekintésére a területen tanösvényeket jelöltek ki, amelyek egész évben bejárhatók, gyalogosan. Az 52. sz. főút 20 km szelvényénél lévő oktatóközpont parkolójából indul az 1,5 km hosszú *Báránypirosító tanösvény*, melyen a homokterületek geológiai, növény- és állattani jellemzőit lehet megismerni. A tanösvény az oktatóközponthoz tér vissza (állomásai: bolygatott területek, homoki gyepek, buckaközök, a homokbuckák kialakulása, homoki erdőtelepítések). A buckavidék északi részén levő *Somodi-tanya* közeléből ugyancsak egy hasonló hosszúságú tanösvény vezet a homokbuckák közé. A tanösvények, ill. a piros sáv jelzésű túraút lehetőséget biztosítanak a terület bejárására.

Fülöpházától mintegy 1,5 km-re nyugatra, két ÉNy–DK-i irányú homokbucka-sor közötti széles lapos Ny-i részén találjuk a Duna–Tisza-közi hátság egyik legjellegzetesebb szikes tó együttesét. A szél által kifújtt, ún. deflációs mélyedésekben keletkezett tavak, a Hattyú-szék, Kondor-tó, Szappan-szék, Szívós-szék a múlt század hetvenes éveiben még tényleg tavak voltak. A 134 km² nagyságú felszíni vízgyűjtő területükről a csapadékból és a talajvízből jelentős mennyiségű víz gyűlt össze. A tavak vízmélysége elérte az 1,0–1,5 m-t.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM			KAINOZOIKUM	

A tavak környékén, a tavak partján pleisztocén futóhomokot találunk. Ez a helyenként 2,0–2,5 m-es vastagságú eolikus üledék általában 2,0–3,0 m vastag löszös homokra települt, mely alatt nagyvastagságú homokos lösz található. Ez alól csak a Szappan-szék a kivétel, ahol a futóhomok fekszik a homokos löszön. A tavak medrében vékony, nagy szervesanyag tartalmú holocén tavi üledék, homokos agyag, agyagos homok található. Ez alatt változó vastagságú (0,3–1,2 m) karbonátiszap réteg alakult ki, mely fehér színű, általában kalciumkarbonát, de jelentős része dolomit összetételű. Kiterjedése nagyobb, mint a mai tófenéké, amiből arra következtethetünk, hogy a tavak területe korábban nagyobb volt a mainál, de a futóhomok a tómedret fokozatosan leszűkítette.



Karbonátos homok a Szappan-szék felszíni üledéke alól

A legszebb és legnagyobb, viszonylag állandó vizű tó, a Kondor-tó (hossza: 3–4 km, szélessége 1,0–1,5 km) nagy vízfelülete a madárvonulás egy kedvelt állomása volt. A tőle nyugatra fekvő, jóval kisebb, lefolyástalan Szappan-szék, pedig az egyik legsósabb hazai tavunk. Vizének összes oldottanyag-tartalma meghaladta a 10 000–15 000 mg/l-t.

A tavak életét egykor rendszeresen figyelték. A Szappan-szék déli partján telepített vízmegfigyelő állomásra azért volt szükség, mert itt akarták keresztülvizetni a Duna–Tisza csatorna egyik ágát.

Sajnos e tavak az elmúlt évtizedekben a folyamatosan emelkedő hőmérsékletű és csapadékban szegényebb időjárás, a fás növények jelentős alföldi elterjedése, a jelentősen megnövekedett felszín alatti vízkivétel és a vízrendezési munkák áldozataivá váltak. Ma már csak időnként, csapadékos telek után tavasszal, olvadáskor található egyikük-másikukban, leginkább a Szappan-székben – mely a legtovább maradt meg állandó vizű tónak – néhány cm-es, vagy dm-es mélységű víz.



Szél fodorozta homok a dűnén.

Az egykori tavakra ma már csak a meder morfológiájából, az egykori mederfenéken növő vízinövényekből, és a helyenként vizenyősebb felszínből lehet következtetni. A Szappan-szék közepén található vízmérce is arra utal, hogy itt valamikor állandó vizű tó volt, amelynek fontos volt figyelni a vízjárását. Ez a mai valóság, meg az, hogy az egykor élénk vízi élővilággal rendelkező Kondor-tó kiszáradt fenekén ma tehének legelésznek.

Európai viszonylatban is egyedülálló geológiai érdekesség a Fülöpháza térségében található futóhomok buckasor. Itt, Fülöpházától 3,5–4,0 km-re, a tavaktól 1,5–2,0 km-re nyugatra, az 52. számú úttól kb. 300 m-re északra még mindig találhatunk valóban mozgó homokot. Igaz, ma már csak nyomokban.

KAMBRÍUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

Korábban a homoki növényzettel ritkásan benőtt területen a szél szabadon járhatott, szabadon mozgathatta a felszíni homokot, kialakítva a futóhomokra oly jellemző felszínformákat. Az erősen széttagolt tájat széllyukak, szélbarázdák, garmadák, homokparabola, homokgerincek alkotják.

A homokbuckák területe az 1970-es évek közepén, a Kiskunsági Nemzeti Park megalakulásával védelem alá került. Kivették a művelés alól, megszűnt az intenzív legeltetés, s ennek következtében a felszín meghódította a homoki növényzet, a homoki csenkeszes, árvalányhajjas nyílt homokbuckagyep. A táj még őrzi az egykori homokformákat, de intenzív homokmozgás csak egy-két kisebb területen található, ahol valami okból megsérült az összefüggő növényzet és a szél szabad teret kapott a homok mozgására. Ez általában a homokbucka felső harmadára jellemző. A nyílt, szerkezet nélküli homokon a mozgó felszín homokfodrok jellemzik. A homokfodrok felső, sík sávján és a fodrok közötti alacsonyabb sík felszínen durva homokból egyszemcse-vastagságú, szőnyegszerű szerír-foltok alakultak ki. Helyenként a fodros-szerírfoltos lapos felszínen, a szórványos fűcsomók mögött, szélirányban, éles szélzászlók láthatók, lejtős gerincrésszel. A szélzászlók oldalán a homokfodrok hegyesszögben illeszkednek egymáshoz és a gerinchez, akár a hajó mögötti hullámok. Végül a lapos felszín folyamatosan domború bucka-homloklejtőbe megy át.



Durvahomok szemcsékből álló szerír-folt a homok felszínén.

A homoktömeg korábbi mozgásának bizonyítéka volt, hogy egyes domboknál a homlok és a nyelv szélén részben eltemetett bokrokat, fákat lehetett látni.

A felszíni eolikus homok kora felső-pleisztocén, amely alatt több helyütt különböző vastagságú löszrétegek, majd ismétlődve újabb homok és löszrétegek, löszös homok, illetve homokos lösz rétegek települtek. A futóhomok uralkodóan jól osztályozott kvarchomok, viszonylag kevés színes alkotóval. Uralkodó szemcseátmérője 0,1–0,3 mm között van.

A felszíni homok anyaga laza, látszólag homogén, benne sem réteglemez, sem egyéb üledékszerkezet nem látható. A nyelv anyagában kevés, szórványos eloszlású durvahomok szemcse is található. A nem mozgó felszínen

2–3 cm vastag összeálló, gyengén cementált réteget lehet megfigyelni. Könnyen szétmorzsolható esőkéregről van szó, amit a szemcsék érintkezésénél kivált mészcementál. A lazán cementált réteg azután eltemetődve tömörödik, megvastagszik és megszilárdul.

KAMBRIUM	ORDOVÍCIUM	SZILUR	DEVON	KARBON	PERM	TRIÁSZ	JURA	KRÉTA	PALEOGÉN	NEOGÉN
PALEOZOIKUM						MEZOZOIKUM		KAINOZOIKUM		

Zárszó

A múlt ösvényein tett képzeletbeli utazásunk végetért. A Soproni-hegység ősi tengerekben keletkezett, majd a hegységképződési szakaszokban többször átalakult metamorf kőzeteitől indultunk. Bejártuk a földtörténeti ókor, középkor és újkor szárazföldön és tengerben keletkezett üledékes kőzeteinek lelőhelyeit, megismerkedtünk a vulkáni működés során létrejött kőzetekkel és eljutottunk az Alföldön ma is működő geológiai folyamatok egy érdekes helyszínére.

A kötet szerzői azt remélik, hogy az olvasók kedvet kaptak a bemutatott helyszínek felkereséséhez, a terepi tapasztalatszerzéshez, vállalkoznak a földtörténet értékeinek felfedezésére és a képzeletbeli utazás valóságos utazássá, sőt egyfajta időutazássá válik. Ha ez így lesz, könyvünk elérte célját.

A 2008. esztendő az ENSZ a Föld Nemzetközi Évének nyilvánította elsősorban azzal a céllal, hogy a társadalom figyelmét bolygónkra irányítsa. A nemzetközi kezdeményezéshez csatlakozva a hazai geológusokat tömörítő Magyarhoni Földtani Társulat olyan ismeretterjesztő kiadvány elkészítését határozta el és szervezte meg, amely a hazai föld történetét geológiai értékeink, földtani tanösvényeink bemutatásával szemlélteti. 15 szerző, a geológiával hivatásszerűen foglalkozó szakember vállalkozott a hazai föld történetének egy-egy fontos szakaszát, epizódját képviselő, és a nagyközönség számára is megközelíthető helyszínek kiválasztására és közérthető bemutatására. A mindennapi ember számára ugyanis a természetben megfigyelhető kőzetek, ásványok, ősmaradványok jelenthetik a föld történetének kézzelfogható dokumentumait, de csak akkor, ha azt, amit lát értelmezni tudja. Ebben kíván a könyv segíteni az érdeklődő olvasóknak. A 38 fotókkal gazdagon illusztrált fejezet olyan geológiai látnivalókat mutat be, amelyek fontos adalékokat jelentenek a geológiai honismerethez, amelyekkel érdemes minnél több embernek megismerkednie, hogy megtudjon valamit bolygónk azon részének keletkezéséről, ahol élünk; a kőzetövről, ahonnan ásványi nyersanyagaink, fosszilis energiahordozóink származnak, ahonnan ivóvizet, termálvizet, hőenergiát nyerhetünk, és ahová be kell hatolnunk, a felszín alatti építkezések során.

