

Az egri braun-völgyi homokbánya földtani újraértékelése: szedimentológia, őslénytan és rétegtan metszéspontjában

Országos Tudományos Diákköri Kutatómunka

Készítette: Csende Bori Hanga
Témavezető: Törő Balázs, Sztanó Orsolya,
Konzulensek: Tóth Emőke, Gál Péter

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék



ELTE
EÖTVÖS LORÁND
TUDOMÁNYEGYETEM



Tartalomjegyzék

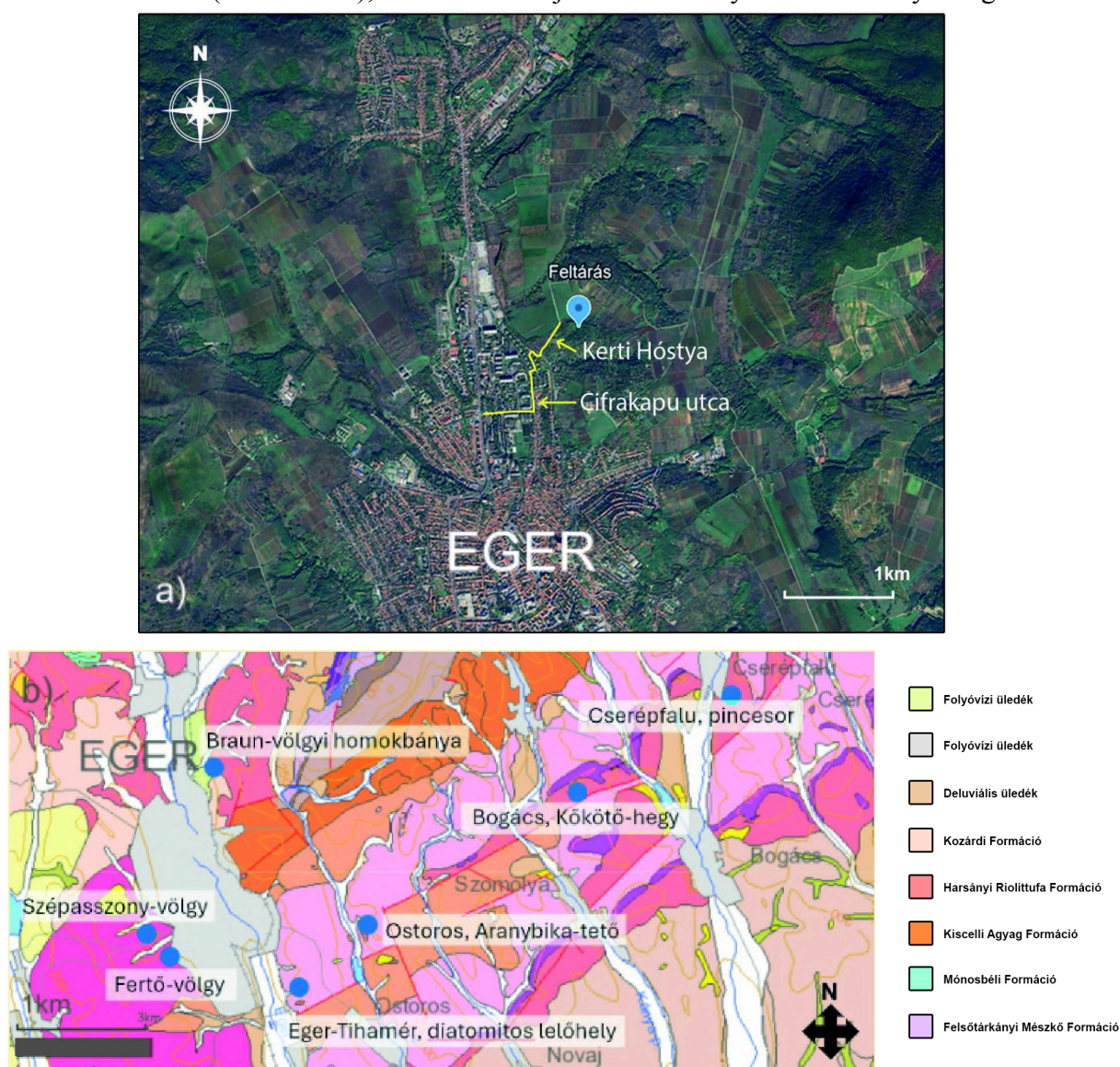
Absztrakt.....	2
Bevezetés.....	3
Módszerek.....	5
Földtani háttér.....	6
Megfigyelések.....	9
—A feltárás és a rétegsor/fáciesek leírása—.....	9
—Kőzetösszetétel—.....	18
—Nyomfossziliák—.....	20
— További őslénytani megfigyelések—.....	22
Diszkusszió és Következtetések.....	24
—A rétegsor/fáciesek értelmezése—.....	24
—Kőzetösszetétel és lepusztulási terület—.....	24
—Nyomfossziliák értelmezése—.....	25
—Egyéb őslénytani következtetések—.....	25
—Kőzetrétegtani besorolás kérdése—.....	26
Összefoglalás.....	27
Köszönetnyilvánítás.....	27
Irodalomjegyzék.....	29

Absztrakt

Ez a tanulmány az Eger melletti, földtani szakmai közegeben jórészt ismeretlen, egykori Braun-völgyi homokbánya, később szemétlerakó, rétegsorát mutatja be. Az elmúlt 50 évben semmilyen földtani vizsgálat nem történt itt, és a földtani térképeken a szarmata korú, nyíltvízi Kozárdi Formáció részeként szerepel. Ez a besorolás kétséges a homokbánya terepi elemzése, szedimentológiai szerkezetei, és fossziliáinak makro- és mikroszkópos vizsgálata alapján. A környező terület folyamatban lévő földtani újratérképezése alapján badeni kort valószínűsítene. Az egykori rétegsornak ma csak egy kisebb szakasza tanulmányozható: a feltárást 9 m vastag, keresztarétegzett, síklemezes, vagy szerkezetmentes, néhol kovásan cementált homokkő, kavicsos homokkő alkotja, melyben 70-20 cm hosszú és 3-6 cm átmérőjű vertikális, gumós-falú és kisebb hálózatos járatok találhatók. A homok vékonycsiszolatos megfigyelése alapján kizárólag vulkáni és hidrotermás kovakőzet eredetű ásvány- és, kőzettöredékeket tartalmaz. Egy szintben kovával átitatott bioklasztos, kagyló és csiga vázakat tartalmazó, márga települ. Jelentős rétegtani információt adó mikrofossziliát nem került elő, de egyes rétegekben változó mennyiségű szivacsstűt és az egyik rétegben egy darab áthalmozott süntüskét leltem. Az ülepedési környezet egy erősen mozgatott vízű, homokos tengerpart, parthomlok lehetett. A márga rétegek csendesebb vizet jeleznek, bár faunájuk egy része biztosan áthalmozott. A megfigyelt őskörnyezet nem illik be egyik jelenleg elfogadott badeni-szarmata formációba sem a környékről. A kevés fosszília (tornyos csigák) alapján a képződmény nagy valószínűséggel brakkvízi, szarmata. A nagyméretű járatok megjelenése a hazai szarmatában nem ismert. További vizsgálatokra van szükség annak érdekében, hogy a képződmény pontos kőzetrétegtani helyzetére fény derüljön.

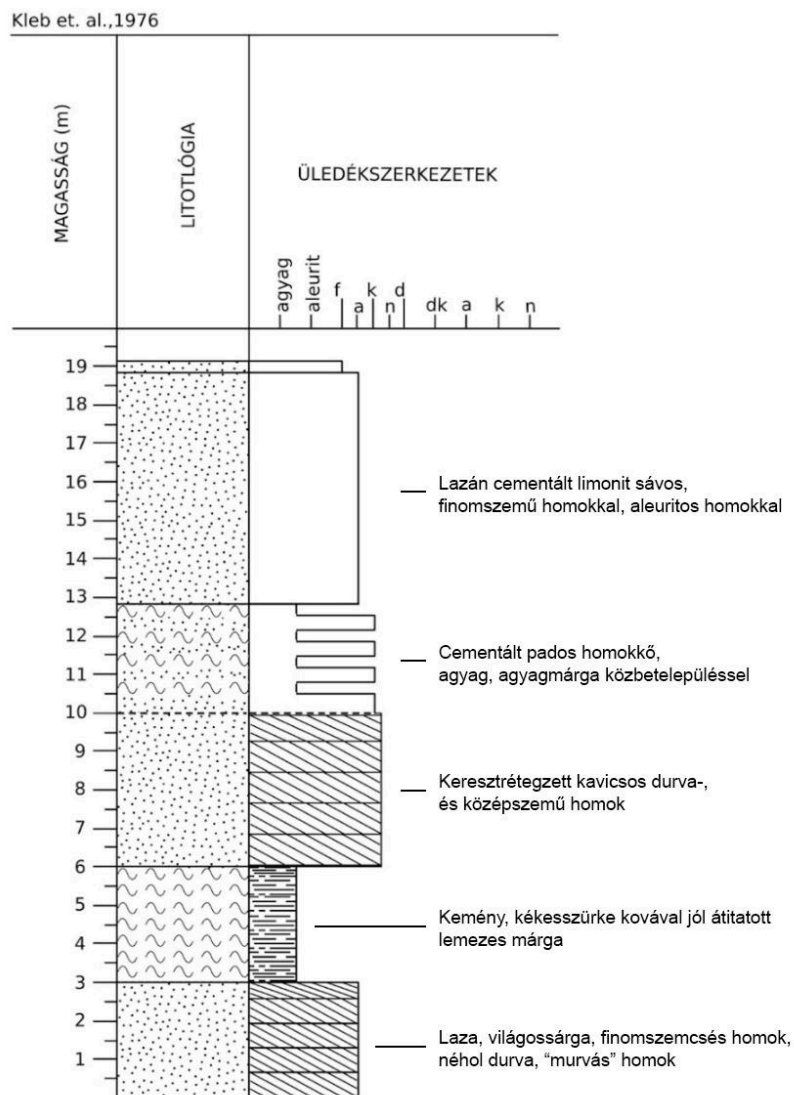
Bevezetés

Ez a dolgozat Eger, Felsőváros területétől északkeletre fekvő Braun-völgyi feltárással foglalkozik (EOV: 749707.1, 287205, 1. ábra), ahol az 1960-80-as években homokbánya üzemelt, majd szemétkerakóként működött tovább. A rekultiváláshoz elindultak a munkálatok, de félúton a pályázat megrekedt, és végül nem történt komolyabb beavatkozás (Geoteam Kft.; Cene János szóbeli közlése). Így ma fákkal benőtt, észlelésre csak pár méteres szakaszokon alkalmas bányafal maradványok találhatók. Mivel specifikusan a Braun-völgyi homokbánya feltárással nem foglalkozott még részletes tudományos vizsgálat, csupán egy rövid leírás ismert (Kleb 1976a), ezért számos új információt nyerhetünk a hely vizsgálatával.



1. ábra: a) A Braun-völgyi homokbányához vezető út (sárga vonal jelöli) és feltárás területe (kék pin jelöli). Google Earth
b) Eger környékének földtani térkép kivágata (Gyalog, Sikhegyi 2005) és a környékbeli középső miocén ősmaradvány lelőhelyek (Kleb 1976a, Chikán 1978, Pelikán és Budai 2005 alapján)

A homokbányát 1976-ban már csak időszakosan művelték, és a bányáról csak az egri építésföldtani magyarázóban (Kleb 1976a) tesznek említést. Az ebben található leírás szerint, az akkori fejtés alsó szintjétől felfelé 3-3,5 méteren, laza, világossárga, finomszemcsés homok, néhol durva, “murvás” homok váltakozik. Erre egy 3,5 méter kemény kékesszürke kovával átítatott lemezes márga következik. Ezután éles határfelülettel, 4-5 méter, keresztrétegzett kavicsos durva-, és közép szemű homok. Erre 30-50 cm-es cementált pados homokkő települ 2,5-3 méter vastagságban, agyag, agyagmárga betelepülésekkel. Végezetül 6-6,5 méter lazán cementált limonit sávok finomszemű homokkal, aleuritós homokkal érkezünk meg a feltárás tetejére (2. ábra).



2. ábra; Kleb et. al., 1976a leírása alapján készült rétegsor

A képződmény korára vonatkozóan ellentmondó adatokat találtam. A vizsgált területet, az Eger-patak völgyét Egertől északra, Schréter (1912, 1923) a pannóniai emeletbe helyezte, melynek üledékei vetőkkel érintkeznek a környező oligocén üledékekkel és a középső miocén riolittufával. Kleb (1976a) a bánya rétegsorban *Ostreat* és néhány foraminiferát említett, és ezért középső miocén korúnak tartotta. A Bükk-hegység és előtere későbbi földtani térképein (Gyalog & Síkhelyi, 2005; Budai & Gyalog, 2010) a Braun-völgyi képződményeket már a szarmata emeletbe és azon belül a nyíltvízi Kozárdi Formációba sorolták (Less, 2005). Az SZTFH (Szabályozott Területek Felügyeleti Hatósága) térképszerverén található digitális térképeken jelenleg is szarmata, Kozárdi Formációként van jelölve ez a terület.

A területen jelenleg is zajló földtani térképezés alapján a feltárásban lévő homokkő összlet ottnangi és badeni korú piroklasztitok (a 18,1-17 millió éves Tihaméri Riolit Lapillitufa Formáció és a 14,9 millió éves Tari Dácit Lapillitufa Formáció) között helyezkedik el korban. Azaz legfiatalabb lehetséges kora alsó badeni (Gál Péter, szóbeli közlése).

A feltárás elemzése során találtam üledékszerkezeteket, kisebb-nagyobb nyomfossziliákat, és pár makrofossziliát is. A dolgozat célja, ezek alapján, hogy a fenti állításokat, valamint a kor és formáció besorolást felülvizsgálja őslénytani, kőzettani és földtani módszerek segítségével. Vajon kinek volt igaza, pannóniai, szarmata korú a képződmény? Esetleg a mostani kutatások mutatnak a jó irányba és badeni? A fő kérdésem tehát, hogy mikor és milyen környezetben, és milyen körülmények között ülepedett le a Braun-völgyi homokbányában feltárt üledékes összlet.

Módszerek

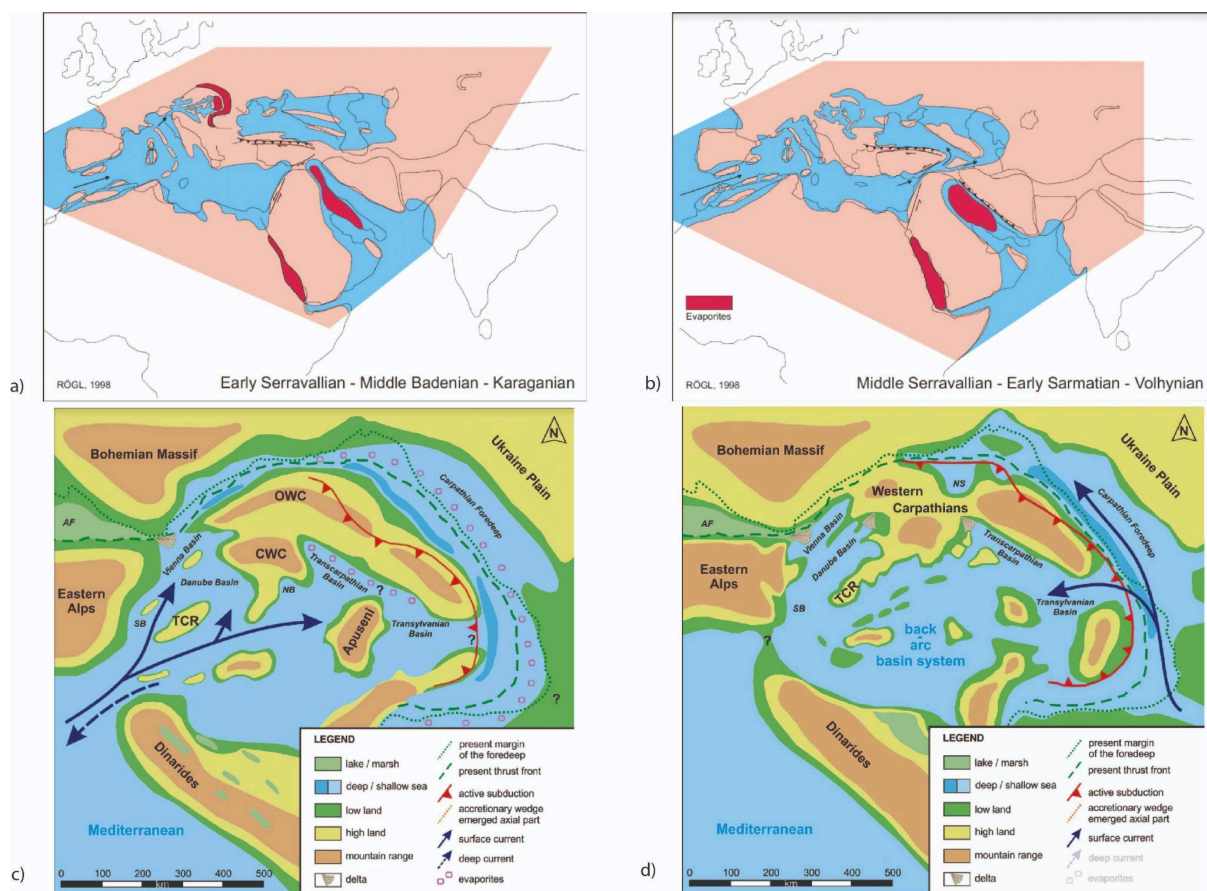
Munkám elsősorban makroszkópos terepi észleléseken alapul. Megfigyeltem és leírtam a rétegsor fáciesét, gyűjtöttem ősmaradványokat és kőzetmintákat. A kőzet további jellemzése érdekében készítettem őslénytani preparátumokat és vékonycsiszolatot. Az üledékszerkezetek segítségével az őskörnyezetet és annak áramlási viszonyait, az ősmaradványok határozását részben szintén az őskörnyezet és részben a korkérdés megoldásáért vizsgáltam. A nyomfossziliák is az őskörnyezet meghatározásában segítenek. A kőzet- és csiszolatleírás segít az üledékes összletünk keletkezési helyszínét és azon folyamatokat beazonosítani amiken átment mielőtt és miután leülepedett.

Földtani háttér

Az Afrikai és Eurázsiai lemezek közeledése és kollíziója a miocénre egy szigetsor kialakulását és a Tethys északi részének leválását eredményezte, mely során kialakult az önálló fejlődéstörténettel rendelkező Paratethys (Rögl, 1998). Ez a tenger a mai Nyugati-Alpoktól az Aral-tóig húzódott, Magyarország térségében a Középső-Paratethys hullámzott, amiből mintegy 11,6 millió évvel ezelőtt kialakult a Pannon-tó. Mivel a Paratethysben az élővilágnak saját fejlődéstörténete volt, ezért egyéni emelet rendszert használnak a korláshoz, amit korrelálnak a globális emeletekhez. A továbbiakban a Selmeczi et. al., (2023)-ban szereplő, a nemzetközi korszaklával összehangolt emeletbeosztást követem. A kora és középső miocén alatt geodinamikai és ebből eredő ösföldrajzi átrendeződés folyt a Középső Paratethys régióban. Az ALCAPA és Tisza–Dacia nagyszerkezeti egységek összeforrtak, majd a területen zajló szubdukció illetve az alábukó lemez hátragördülése révén kialakult a Pannon-medence (Horváth et al. 2015). A medence süllyedése és a környező hegységövek kiemelkedése befolyásolta a tenger kapcsolatait a világtengerekkel. A badeni (15.97-12.8 Ma) tengernek még széles összeköttetései voltak a Földközi-tengerrel és a Keleti Paratethys-szel (3-4. ábra). Viszont ez a szarmatára (12.8-11.6) Ma megváltozott, és részben izolálódott a Pannon-medence víztömege. A nyugati kapuk bezáródtak és csak korlátozott kapcsolat maradt a Keleti Paratethys-szel, mely felől brakkvíz érkezett a Középső-Paratethysbe (4.ábra).



3. ábra: A mediterrán régió ösföldrajza burdigaliai (A; kora miocén) és langhei (B; kora badeni) során. A térképek a különböző tengeri kapcsolatok helyének, valamint a Paratethys-en belüli szárazulatok alakulását mutatják (Harzhauser et. al., 2024).



4. ábra: Paratethys ösföldrajza badeni(a) és a szarmata(b) idején (Rögl 1998); Középső-Paratethys ösföldrajza badeni(c) és a szarmata(d) idején jelölve a tengerei kapcsolatok változását (Kovač et al. 2017).

A badeni a fő szin-rift fázisa a Pannon-medence fejlődésének, de egyes részmedencék csak később alakultak ki (Horváth et. al., 2015). A litoszféra extenziója felelős a térség intenzív vulkanizmusáért, mely során szilíciumgazdag és mészkalkáli magmás kőzetek jöttek létre 18,1 és 14,4 Ma között (Harangi & Lukács, 2019). Hat nagyobb kitörést különítettek el cirkon U-Pb kormeghatározással, melyek termékeit 4 formációba sorolják. A Tihaméri Riolit Lapillitufa Formációba 18.2-17 Ma közötti, míg a Bogácsi Dácit Lapillitufa Formációba 16.8-16.2 Ma közötti kitörések piroklasztitjai tartoznak. A Tari Dáci Lapillitufa Formációba a mintegy 14.88 Ma korú (Demjén kitörés) és a Harsány Riolit Lapillitufa Formációba pedig 14.7-14.4 Ma közötti piroklasztitok tartoznak. A Bükkalja rétegsorában a fenti kitörések termékei mind megtalálhatóak, és felettük települnek a badeni-szarmata Sajóvölgyi és a szarmata Kozárdi Formációk (Selmeczi et. al., 2023) (5. ábra). Korábban a Harsányi Formációnak elkülönítették egy-egy badeni, szarmata és pannóniai tagozatát a közbetelepülő ősmaradvány tartalmú üledékes rétegek alapján (Pentelényi, 2005), melyekből jelenleg csak a legidősebb maradt Harsányi, a fiatalabbak valószínűleg a Sajóvölgyi Formáció részei.

Formációnak feleltethetőek meg. A megszüntetett badeni-pannon korú Harsányi Riolittufa Formáció áthalmozott riolittufás homokból *Cardium* és *Potamides (Pirenella)* fajokat is tartalmazó, gazdag, badeni (Kőköthegy-i Tagozat) és szarmata (Bábaszéki Tagozat) korú faunát írnak le Ostoros, Bogács, és Cserépfalu térségéből, főleg Schréter Zoltán leírásai alapján, aki még andezittufának írta le az áthalmozott rétegeket (Less, 2005). Ezeken kívül ismertek Eger Tihámér városrészéből helvét (badeni) korú növényi lenyomatos diatomitok (Andreánszky 1955). Chikán (1976) szerint ez a kora badeni diatomitos édesvízi összlet riolittufákra települ és azok anyagából álló homokköveket, vékony tufabetelepüléseket is tartalmaz.

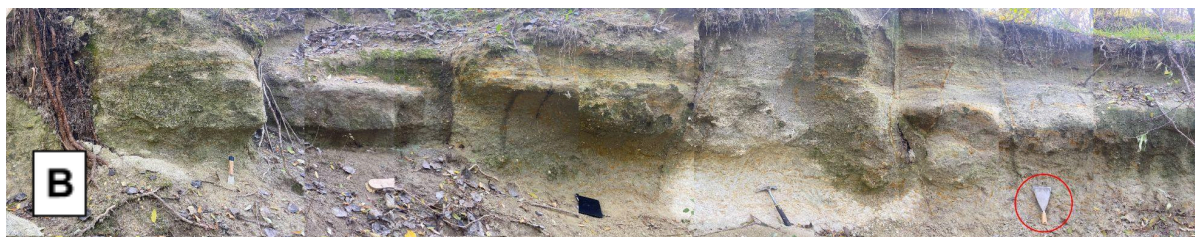
Megfigyelések

—A feltárás és a rétegsor/fáciesek leírása—

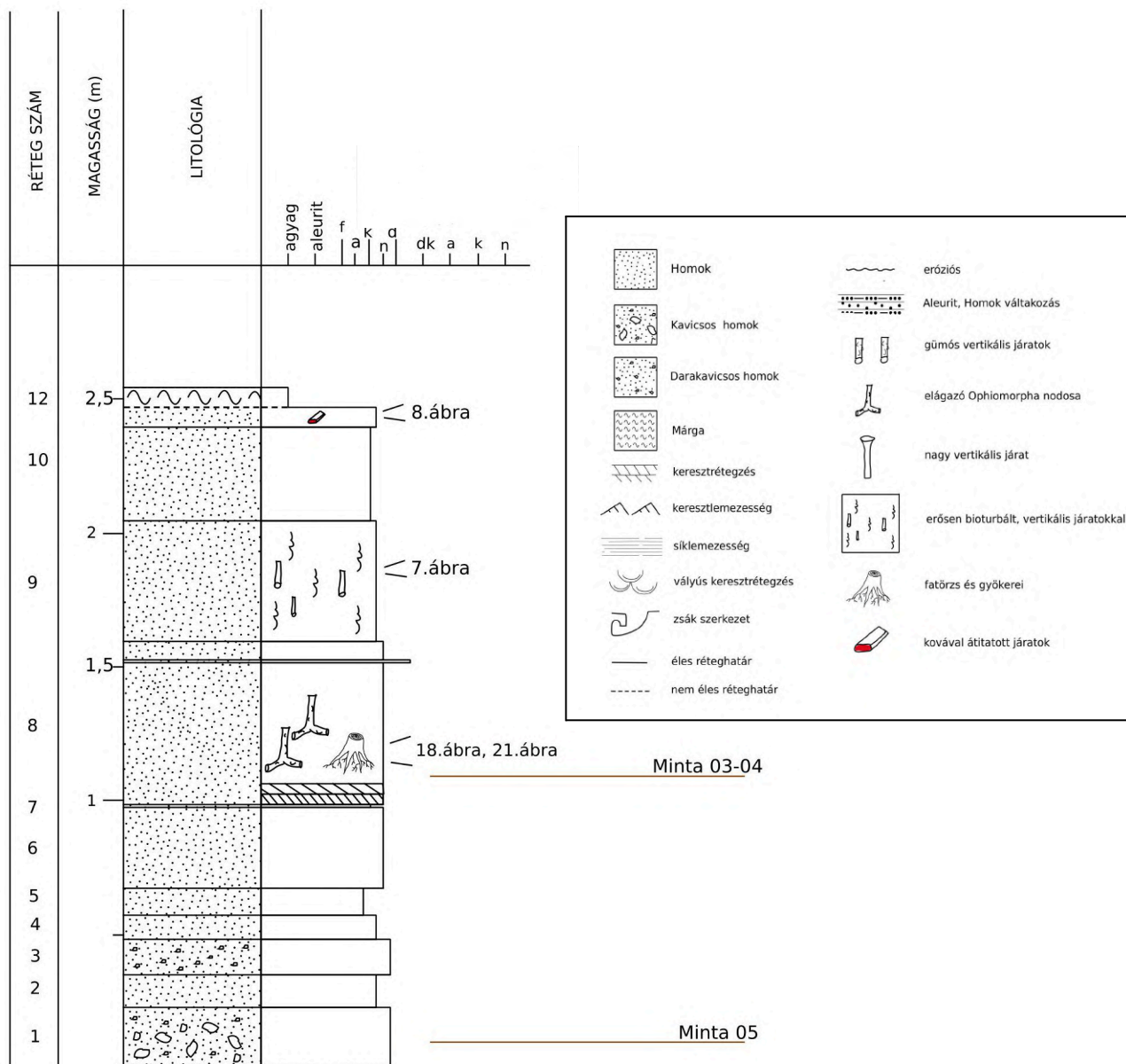
A feltárás bejárata Eger, Cifrakapu utcától a vasúti síneken áthaladva a Kerti Hóstyá kereszteződésénél található. Innen délkeleti irányba kell haladnunk és egy sorompón át egy réthez érünk, ahol a völgybe leereszkedve, dél felé haladva, megtaláljuk a feltárást (1/a. ábra). A feltárás kelet-nyugat irányú, megközelítőleg 35 méter hosszú, kb. 9 méter magas (6. ábra), sajnos összefüggő fala nincsen már feltárva. Kleb Béla rétegsora 1976-ban bő 19 méter volt. Ennek a 6 métertől 13 méterig tartó szakaszát fedheti le az általam több rövidebb szakaszon vizsgált rétegsor.



A feltárás tanulmányozása két szelvény mentén történt. Az első szelvény megközelítőleg 2,5 méter hosszú és a feltárás keleti részét írja le, míg a második szelvény teljesebb, mintegy 7,5 méter hosszú, és a szelvény nyugati felét írja le. Ezen szelvények leírása **A** alulról felfelé a következők:



Első szelvény (6/a. és 7. ábra): A szelvény szerkezetmentes homokkő rétegekkel kezdődik és vékony, pár centiméteres, jobban cementált padok is megjelennek. Efelett 1 méternél az elágazó vertikális járatok (8.ábra) és limonit gumók a jellemzők. Felfelé haladva a gumók eltűnnek, míg a nyomsűrűség növekedik. Egy ponton már csak göbös és erősen bioturbált rétegek vannak emiatt (9.ábra). A 8. rétegben egy élőhelyzetben lévő kovásodott fa is került elő, aminek a gyökerei is megőrződtek. A szelvény tetejéhez érve szerkezetmentes kovásan cementált homok és márga rétegek váltakoznak éles határ hiányában.



7. ábra: Az I.szelvény rétegsora.

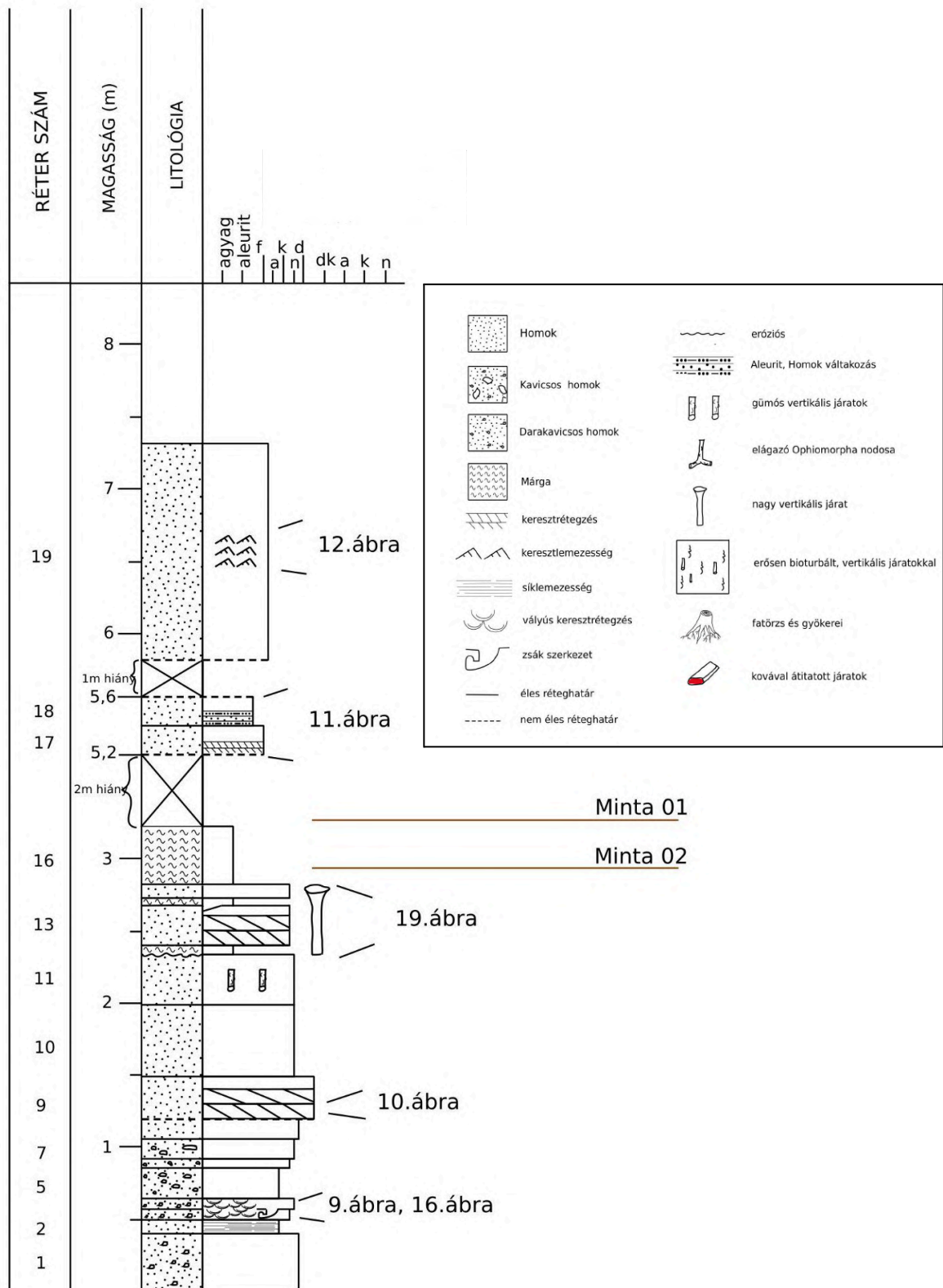


8. ábra: I/8. réteg, gumós külsejű vertikális, alul kétfelé ágazó járat, felső borítása vöröses-lilás, *Ophiomorpha nodosa*.

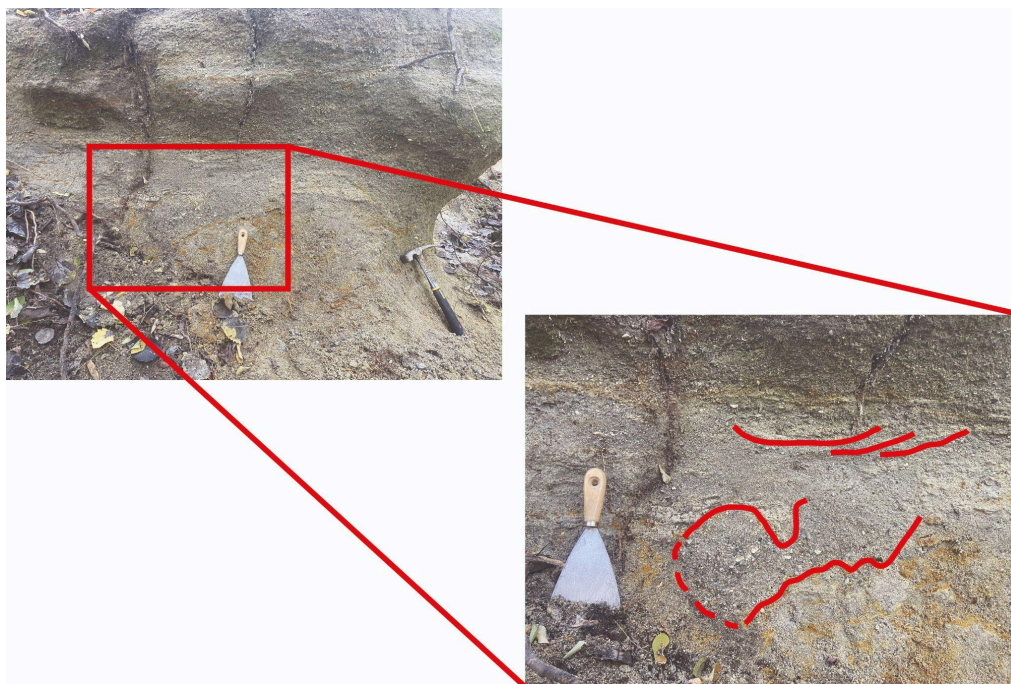


9. ábra: I/9.réteg vertikáli, horizontális járatok, gumós homok rétegben.

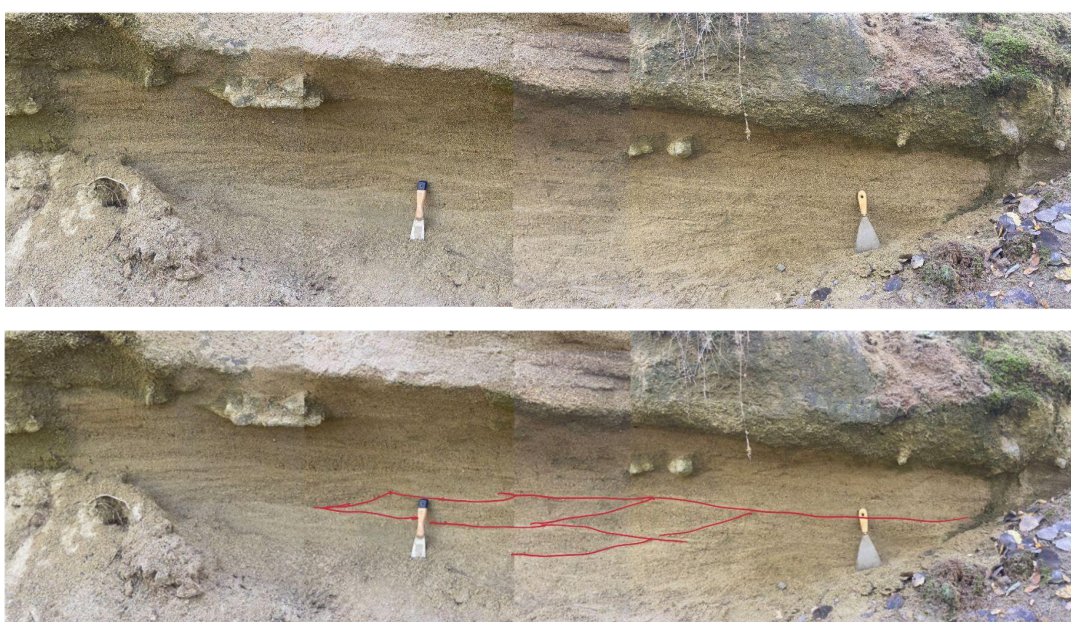
Második szelvény (6/b. és 10.ábra): Az alsó rétegeket vas-oxidos sávok, valamint rosszul osztályozott kavicsos nagyszemű homokkő jellemzi. A 3. rétegben vályús kereszttrétegzés és egy zsákszerkezet alakult ki (10. és 11.ábra). Ezután szerkezetmentes homokkő, néhol darakavics, következik, mely délkelet-kelet irányú zsindelyességet mutat. Ezután egy talajosodott aprószemű homokkőréteg következik. A szelvény nyomvonala itt 1,2 méternél horizontálisan kissé kelet felé folytatódik. Itt táblás tangenciális kereszttrétegzés jellemző (12.ábra). Felette, az első szelvényhez hasonló, vertikális járatok jelennek meg (11. réteg), a bioturbáció pedig egyre intenzívebb felfelé haladva. Ezután vékonyabb márga rétegek szakítják meg a homokos rétegeket. A fal tetején pedig egy vastagabb, kovával átítatott márga következik. A vastagabb márgából egy 70 cm hosszú és 20 cm széles, felül tölcsér alakú járat indul, és a kereszttrétegzett homokkőben végződik. Amott 3,2 métertől 2 méter kihagyás után keresztlemezes limonitos laza homok jellemző. Efelett szerkezetmentes lilás szürke, szürke finom sávós réteg települ (13.ábra). A legfelső rétegben vízkiszökési szerkezetek is vannak a homokban (14.ábra).



10.ábra: A II.szelvény rétegsora.



11. ábra: II/3-4. réteghatárnál látható zsákszerkezet, felette vályús keresztrétegzés.



12. ábra: II/13. rétegben tangenciális keresztvétegzés.



13. ábra: II/17-18. réteghatár ahol drasztikus színváltozás van. A felső 18. réteg homok aleurit váltakozás színváltozással követhető.



14. ábra: II/19 réteg lencsés keresztlemezesség a vonal felett, piros vonal mentén vízkiszökéssel deformált finomszemű homok réteg.

A keresztrétegzett homokkő (II./13. rétege, 12. ábra) 3 kötegből áll. Az alsók csupán deciméteres vastagságúak, ahol tangenciális keresztrétegzést látunk nagyszemű homokban. Ennek a szemcsemérete laterálisan változó és a durvább szemcséjű részei/lencsái szerkezetmentesek és nincs jól definiált határuk. A 3. köteg szerkezetmentes, durvaszemű homok/darakavics szemcseméretű. Egy rétegben (II/3-4. rétege) vályús keresztrétegzés figyelhető meg (15. ábra). A feltárásban a rétegek általános dőlése, első szelvény 8. rétegén mért nyugatias, $257^{\circ}/10,3^{\circ}$ dőlést mértünk a szerkezetmentes homokkő jobban cementált 1 cm-es padján (16. ábra).

A két szelvényt a keresztrétegzett homokkő, ami a második szelvény 9. rétege, valamint a limonit gumós vertikális járatos homokkő, ami az első szelvény 8. rétege, segítségével korrelálni tudjuk. Emellett az első szelvény 11. rétegét és a második szelvény 16. rétegét is korrelálni tudjuk. Ezt nevezzük itt “fő” márgának, ami a feltáráson végig követhető.



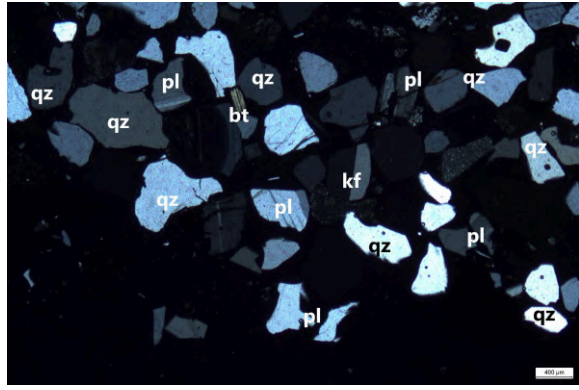
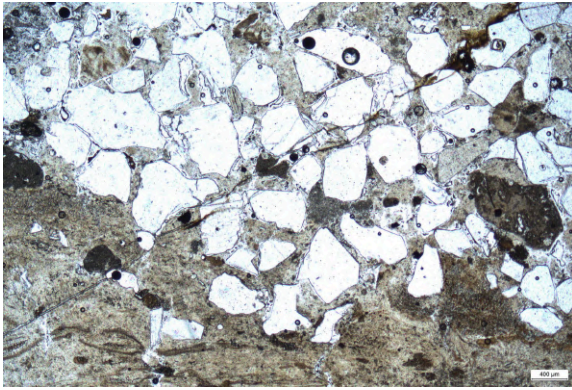
15. ábra: II/3-4 réteg vályús keresztrétegzés, piros vonalak mutatják, középtájt vertikális deformációs szalag.



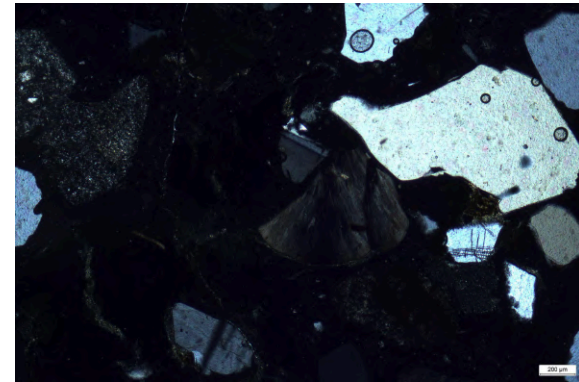
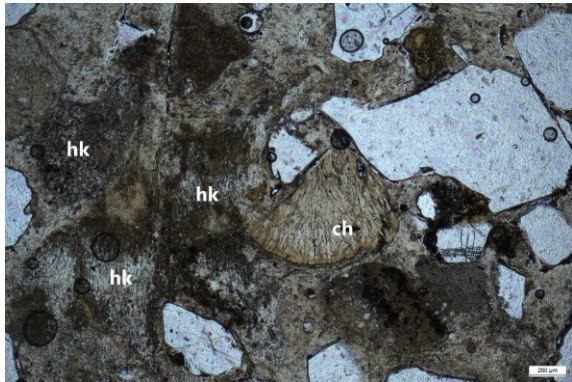
16. ábra. A feltárás I/8-9 réteg határán megfigyelhető a feltárás általános dőlése.

A feltárásban középszemű darakavicsos laza homokkő, kavicsos nagyszemű homokkő, finomszemű homokkő, kovásan cementált homokkő és kovás márga rétegek váltakoznak. A laza homokkő rétegek könnyen morzsolhatóak, agyagásványos cementanyaguk van. Néhol a közép-, és nagyszemű homokkő rétegekben megjelennek jobban cementált sávok amik kipreparálódtak a falból, és homokkő padokat alkotnak. Az ásványszemcsék között uralkodó a szilánkos, éles törési felületű kvarc, egyes rétegekben a kristályok jobban koptatottak. A második szelvény 3-4. rétegében és 19. rétegében a középszemű homokkőben fehér finomszemű, agyagásványosodott horzsaköves sávok gyakoriak. A közettöredékek barnás-sárgásak, arányuk minimálisan változik a homokkő rétegekben. A kavicsok lekerekítettek, fényes felszínűek, közöttük világosszürke, barnásszürke, fekete, finomszemcsés, gyakran homogén anyagú, és ásványszemcséket ritkán tartalmazó klaszrok dominálnak.

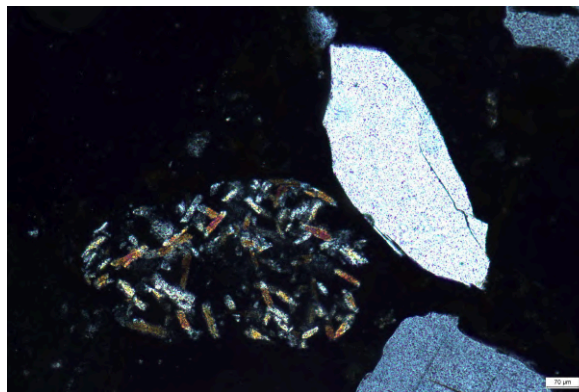
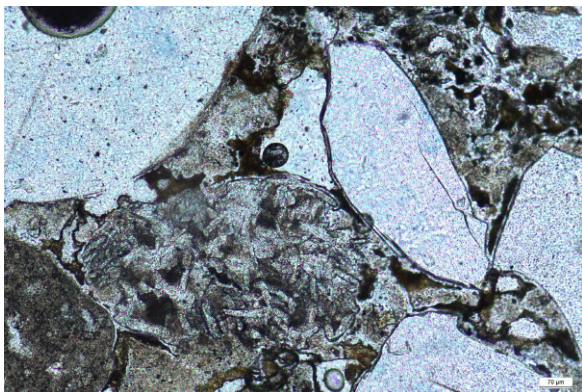
Egy csiszolatot készítettem, az első szelvény 9. rétegében talált kovás fatörzsre cementált homokkőből. Az ásvány szemcsék szilánkosak és alig koptatottak. Polarizációs mikroszkóp alatt megvizsgáltam, és a mintát 65%-ban homogén kioltású kvarc és 15%-ban ikerlemezes, poliszintetikus plagioklász kristályok alkotják (21. ábra). Ezeken kívül a csiszolat mintegy 20 %-ban apró, döntően 2 mm-nél kisebb, koptatottabb közettöredéket és erősen lekerekített, nyomokban szálas szerkezetű, vagy struktúra nélküli agyagásványos halmazokat is tartalmaz. Ezek feltehetően horzsakőroncsok. Néhány káliföldpát és biotit szemcse is felismerhető elszórtan. Olykor sugaras struktúrák is láthatóak keresztezett nikolnál, ami kalcedon jelenlétére utal (22. ábra). A közettöredékek jellemzően mikrokristályosak, de szemcsén belül is változó szemcseméretű kvarc vagy amorf kova anyagúak, zavart, kevert struktúrával (23. ábra). Mátixa 1 nikollal világos színű és homogén, keresztezett nikolnál kioltás nélküli finomszemcsés massa, valószínűleg agyagásványos. Néhol limonitos, mangán-oxidos opak foltok jelennek meg (24. ábra). Üvegszilánkot nem találtam a mátrixban. A fa szövete rostos egy nikolnál, keresztezett nikol esetében nincs kioltása, ami amorf kovaanyagra (opálra) utal (25. ábra). A csiszolatban nem volt látható sem a válogatás során gyakran előkerült szivacsstű, sem a szabad szemmel is jól látható muszkovit.



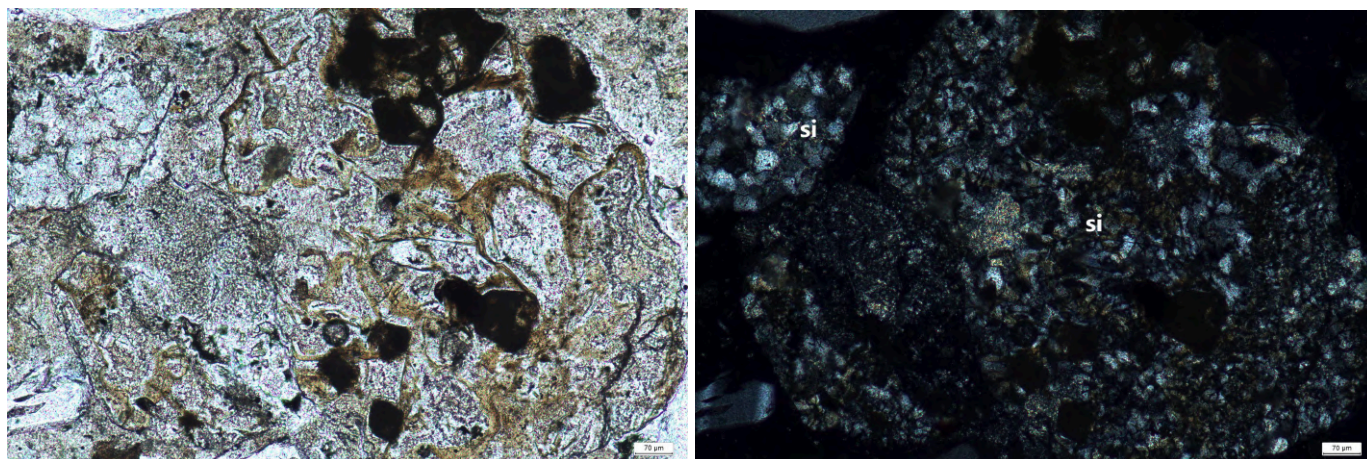
21.ábra: Mátrixvázú, alig koptatott szemcsék, döntően kvarc (qz), plagioklász (pl), középtájt kálföldpát (kf) és biotit (bt) is, kétszeres nagyításnál, balra 1 nikolnál, jobbra keresztezett nikolnál.



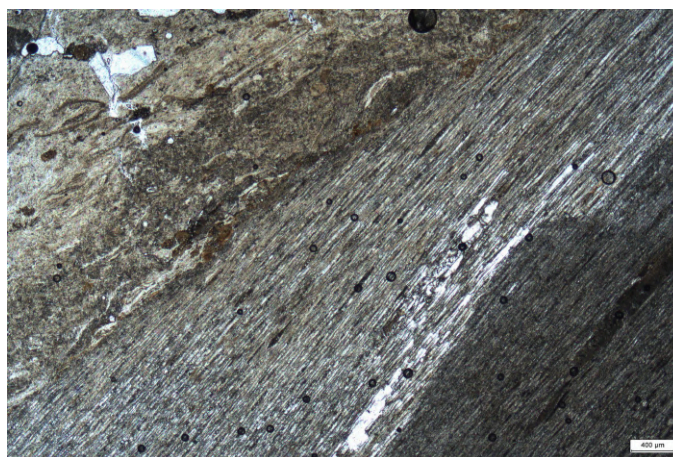
22.ábra: agyagásványosodott horzsakő szemcsék (hk) baloldalt, közepén egy kalciton szemcsével (ch), négyszeres nagyításnál balra 1 nikolnál, jobbra keresztezett nikolnál



23.ábra: Finomkristályos kvarccá alakult plagioklász léces andezit szemcse tízszeres nagyításnál, balra 1nikolnál, jobbra keresztezett nikolnál



24.ábra: Limonit-mangán-oxid fészkek mikrokristályos kvarcos kovaközetes közettöredék (si) pórusaiban tízszeres nagyításnál, balra 1 nikolnál, jobbra keresztezett nikolnál



25.ábra: Opálosodott fa szöve kétszeres nagyításnál, egy nikolnál

—Nyomfossziliák—

Az általam leírt feltárásban több réteg is teljesen átdolgozott/bioturbált réteg, felismerhető nyomfosszília nélkül, míg más rétegekben különböző mennyiségű és jól felismerhető nyomfossziliákat - elsősorban járatokat, lehet megfigyelni.

Az első szelvényben (6a.ábra), a bioturbáció mértéke a 8. rétegtől felfelé haladva növekszik. A 8. rétegében a horizontális járatok ritkák, viszont nagyon jó megtartású vertikális nyomfossziliák vannak. Ezek göbös falúak és mintegy 20 cm hosszú és 3-6 cm átmérőjű járatok (8.ábra), külső oldalukon megfigyelhető a befogadó homok. A járatokban finomabb szemcsés (mint maga a járat külső fala), vöröses-lilás agyag kitöltés figyelhető meg (8.ábra). Ezen képződmény valószínűleg a járatok volt használója készített, feltehetőlegesen a kiszűrt agyagból (S. George Pemberton et. al., 2006). Külső fala a befogadó homokból áll

össze, emellett gumós és megerősített falú. Az első szelvény 8. rétegben ezek a vertikális járatok egyenesen tartanak lefele, és a réteg közepén horizontálisan elágaznak két irányba (8.ábra). A 9. réteg már gumós jól feltúrt homok, s a járatok rosszabbul mérhetők fel a rétegben. Csak pár kipreparált 2-3 cm átmérőjű vertikális s egy két 4 cm átmérőjű horizontális járatot láttam (9.ábra). A 11. réteg rossz megtartású és csak egy pár horizontális járatot őrzött meg, ezek 5 cm átmérőjűek és lilás-barnás a kitöltésük (17.ábra). Külsejükön egy 1 mm vastag lemez látható ami, világosabb a befogadó és a kitöltő anyagnál is.

A második szelvényben 2,6 méteren a váltakozó márga s homokkő rétegeket átmetszi egy 70 cm hosszú és 20 cm átmérőjű, felül tölcsérszerűen a főmárgából induló vertikális, enyhén gumós, csomós külső falú járat (18.ábra). Az itt váltakozó homokkő rétegekben csak alig észrevehető és nem behatárolható nyomokat láttam.



17. ábra: I/12 réteg, Kovásan cementált homokban, agyagos kitöltésű, 5 cm átmérőjű horizontális járat keresztmetszete.



18. ábra: Felül tölcsér alakú, göbös külső falú vertikális járat a "fő" márgából indulva; Ophiomorpha-féle.

Az őslénytani gyűjtésem célja, hogy első sorban korra és aztán környezetre jellemző egyedeket találjak. E szempontok miatt a kőzet mikro- és makrofaunáját kutattam. A mikrofaunát és a makrofaunát megvizsgáltam tartalmaz-e diatómát, foraminiferát, csigát és kagylót és esetleg növény maradványt.

Több homokréteget is megmintáztam és megvizsgáltam. A homok rétegekben találtam szivacsstűt, ez azonban nem számottevő, hiszen se a kor se környezet szempontjából nem döntő bizonyíték.

Mivel a finomszemcsés üledékek nagyobb eséllyel őriznek meg jelentősebb mennyiségű, nem áthalmazott ősmaradványokat, így elsősorban a “fő” kovás márga (I/11 és II/16) réteg mikrofaunájára kíváncsi voltam. A hidrogén-peroxidos oldása azonban nem sikerült, a márga kovás kötőanyaga miatt. Ezután diatóma preparátum készítésével próbálkoztam, de nem találtam benne diatómát.

A szelvényeken jelölt (7. és 10. ábra) mintavételi pontokból gyűjtött homok mintákat is leiszapoltam, majd az iszapolás után maradt anyagot leszitáltam 32 µm-es és 1 mm-es lyukátmérőjű szitával. A frakciókat mikroszkóp alatt válogattam testfosszíliák után kutatva. Egy süntüskét és rétegenként más-más mennyiségű kovaszivacsstűt találtam míg foraminiferát egyet sem. A feltárás fedő rétegeként platót képző (II/ Minta 01) szürkés aleuritos homok szemcséinek 30%-a kovaszivacsstű.

A márga rétegekben (II/12;14;16) kisebb-nagyobb molluszka lenyomatokat találtam, héjas példányt egyet sem. Ezek közül vannak *Cardium*-félék, valamint nem meghatározható példányok is.

A fentieken kívül a feltárás aljában és magasabban a feltárás lejtőjén is a hevert pár, fél méter átmérőjű márga lencsét tartalmazó kötömb. Ezek őrizték meg a legszebb puhatestű lenyomatokat. Ezek felhasználása a képződmények korának meghatározásra bizonytalan, mert a kötömböket nem helyben találtam. De a feltárás feletti helyzetben csak lapos térszín van, és messzebből nem jöhettek, úgy gondolom, hogy valószínűleg II./16. réteg szintjéből származhatnak. Így legalább ennek a rétegnek és az efeletti szakasznak a koráról lehet elképzelésünk. Az egyik kötömb felszínén 3-6 cm-es gastropoda lenyomatok láthatóak, amiknek magas spirájú vázuk, minimum 7 kanyarulatuk és 3-4 erős spirális-csomós soruk van (19. ábra). A lenyomatokat lemintáztam gyurmával, hogy pontosabb képet kapjak a csiga díszítéséről. A feltárás lehetséges kronosztatigráfiai besorolása miatt elsősorban badeni és

szarmata csigákkal vettem össze a leleteket. Annak ellenére, hogy az apertura nem volt tanulmányozható, *Potamides disjunctus* fajhoz hasonlítanak legjobban a példányok (cf. Harzhauser et. al., 2023).

Az első szelvény 8. rétegében egy 30 cm hosszú, 20 cm átmérőjű kissé kovásodott fa törzse, gyökerével együtt, álló helyzetben őrződött meg (20.ábra). Ennek a példánynak a taxonómiai besorolása még folyamatban van.



19. ábra: a) A lenyomatról készített minta gyurmával, b) *Potamides disjunctus* lenyomatok a kőtömbön.



20. ábra: kovás fatörzs az I/8. rétegből.

Diszkusszió és Következtetések

—A rétegsor/fáciesek értelmezése—

A keresztrétegzés alapján, ami egykor vándorló homokdűnék szerkezetét őrizte meg, le tudjuk vonni azt a következtetést, hogy keleti irányú, csendes áramlás zajlott. A durva szemcseméret pedig az áramlás mértékének időszakos vagy tartósan magasabb energia szintjére utal. A vályúsan keresztrétegzett réteg (II/3-4. rétege, 11. ábra, 15. ábra) asszimetrikus, hajladozó gerincű dűnekre utal (cf. Holland, Elmore, 2008). Ezen dűnék alapján ebben a rétegben keleti vagy nyugati áramlás volt jelen. A második szelvény 3-4. rétegek réteghatáránál kialakult zsák szerkezet (11. ábra) terheléses deformációra utal.

Az első és második szelvényben egyaránt követhető a vastagabb “fő” márga réteg. Az élőlények kik a tengeri aljzatot túrják jobban szeretik a nyugodt mint a jól mozgatott környezetet, így a nyugodt vizekben nagyobb a bioturbáció mértéke. A rétegekben felfelé emelkedő bioturbációs index is arra utal, hogy lassan hullámbázis, majd viharbázis alá jutunk. Emellett a “fő” márga alatti vékonyabb márga rétegek az áramlás időszakos lecsendesedését és megállását, míg a köztük lévő homok rétegek az áramlás ismételt beindulását mutatják. A váltakozásuk időszakos áramlásra utal. A vastagabb “fő” márga intervallum egy hosszabb, nyugodtabb időszakot mutat. Ezek együttesen a környezet energiájának csökkenését jelzik, mely kisebb kimélyüléshez kapcsolódhat (cf. S. George Pemberton et. al., 2006).

—Kőzetösszetétel és lepusztulási terület—

A tisztán riolitos piroklasztit és hidrotermás kovakőzet (alárendelten andezit) eredetű homok nagy vastagságú riolitos piroklasztit összlet lepusztulásából származhat. Az Eger környékén előforduló, több száz méteres vastagságú ottnangi–kárpáti Tihaméri Riolit Lapillitufa összelete elterjedése és vastagsága miatt is lehetne a legvalószínűbb forrás. Ugyancsak szóba jön a térségben vékonyabb, a Sajóvölgyi Formációval összefogazódó badeni riolitos piroklasztit sorozat, a Harsányi Riolit Lapillitufa is. Ennek eldöntésére egyenlőre nincsen elég bizonyíték. Az amfibol hiánya arra utal, hogy a forrás valószínűleg nem a Tari Dácit Lapillitufa volt (5. ábra, Selmeczi et al. 2023). A vulkáni szemcsékből álló homokkő jelentős hézaggal képződhetett bármelyik idősebb lapillitufából is. A lepusztulási

terület, valamint a forrásközetek relatív korának meghatározásában a detritális cirkon alapú kormeghatározás és nehézasvány leválasztás is hasznos lehet a jövőben.

—Nyomfossziliák értelmezése—

A nyomfossziliák megőrzik az utókornak készítőjük viselkedését, életmódját, a biodiverzitást, és az ezeket befolyásoló öskörnyezeti tényezőket is, így hasznos részei a földtani megfigyeléseknek. Általában a járatokat molluszkák, ízeltlábúak, férgek és inbentosz élőlények hozzák létre. Egy élőlény több fajta járatot is létrehozhat. Ezek lehetnek tartózkodási helyre, fészkelésre, menekülésre és akár tenyésztésre szolgáló járatok, szerkezetek (S. George Pemberton et. al., 2006).

A feltárásban több helyen figyeltünk meg szerkezetmentes homokkővet/márgát. A szerkezetmentesség nagymértékű bioturbáció miatt állhat fenn. Az első szelvény 8-9. rétegében észlelt főleg vertikális járatok *Skolithos* ichnofáciesre utalnak. Némelyiket pontosan be tudtam határozni, mint például a 8. ábrán *Ophiomorpha nodosa*-t, ezen az ábrán és a 18. ábrán a horizontálisan elágazó járat részét, *Thalassinoides*-t. Ezek a tartózkodási/lakóhelyi járatok szuszpenziószűrő organizmusok jelenlétére utalnak. A nyomfossziliák az esetek nagy részében nem mondják meg ki volt a készítőjük és lakójuk, ám az én esetemben tudom, hogy *Decapoda*-k készítették (Bromley & Richard, 1974). A *Skolithos* ichnofácies jellemzői a hengeres vertikális járatok (*Skolithos*, *Ophiomorpha*), U-alakú egyensúlyi járatok (*Diplocraterion*), valamint menekülési járatok, és alacsony az ichnodiverzitás (S. George Pemberton et. al., 2006). A vertikális járatok a legjellemzőbbek. Jelenlétük erősen mozgatott, leggyakrabban hullámbázis fölötti környezetre utal (S. George Pemberton et. al., 2006). Ez az ichnofácies leggyakrabban homokos partoknál, deltatorlatok homok padjainál (ahol brakkvízi körülmények is lehetnek), árapály deltánál, parthomlokánál, és esztuáriumnál jelenik meg, de ezek mellett turbidit rendszerek csatornái frontján is előfordulhat (Buatois et. al., 2011). A nyomfossziliák alapján tehát a Braun-völgyi üledékek képződése egy jól mozgatott, normál sós vagy brakkvízi, partközeli környezetben zajlott.

—Egyéb őslénytani következtetések—

A kutatásom nem talált értékelhető mikrofaunát vagy makrofaunát nagy mennyiségben. Kivéve a II/12;14;16 rétegekben megfigyelt *Cardium*-féléket és a rétegor mellől gyűjtött, de valószínűleg a II/16. rétegből származó *Potamides disjunctus* példányokat. Mindkettő brakkvízi környezetre utal. A víz sótartalmára tekintettel a szivacstűk nem mérvadóak, az egyetlen süntüske pedig nagy valószínűséggel áthalmazott. Ezen felül a *Potamides disjunctus* nem ismert a badeniben, a származására korlátozódik (Harzhauser et. al., 2023). Ha a leletek valóban a *Potamides disjunctus* fajba sorolhatók, a főmarga a származásban ülepedett le, ami a brakkvízi környezettel összhangban áll. Ezen kívül más korjelző maradvány nem került elő, így további gyűjtésre lenne szükség a feltárásban, pontosítás céljából.

—Kőzetrétegtani besorolás kérdése—

Eredményeim a fentiekkel megerősítették, hogy a képződmény nem illeszkedik a tipikus szarmata, Kozárdi Formációba, hiszen a marga betelepüléssel kavicsos homokkőből álló rétegsor partközelen ülepedett. A Kozárdi Formáció uralkodóan brakkvízi, nyílttengeri agyagmárgából áll, mikrofaunája foraminiferában és makrofaunája kagylóban, csigában gazdag (Selmeczi et. al., 2023). Előbbi irodalmakban a formáció litológiai jellemzői megegyeznek, de sekélytengeri-partközeli környezetben települő képződményként hivatkoznak rá (Less, 2005). A környék egyéb Kozári Formációként jelölt területei a feltárástól északra és az Eger-patak nyugati oldalán található. A vizsgált képződmény a Bükkaljai rétegsorba jelenlévő badeni-szarmata Sajóvölgyi Formációba sem illeszkedik. Noha ebben gyakran említene áthalmazott, szilíciumgazdag vulkáni eredetű, törmelékanyagot, viszont képződési környezete édesvízi (folyóvízi, tavi), ami nem hozható összhangba a feltárásban talált makrofossziliákkal, melyek brakkvízre utalnak. Ezen felül, habár jelenleg a feltárt rétegsor nem elég vastag, hogy egy épülő parthomlok minden elemét azonosíthassam, az üledékképződés környezete feltehetőleg egy parthomlok felsőbb szakasza, semmiképpen se folyóvíz vagy tó. A feltáráshoz legközelebb északra, Felsőtárkánynál található meg a Sajóvölgyi Formáció. A Harsányi Formáció korábban elkülönített, származásának tartott Bábaszéki Tagozata, *Potamides (Pirenella)*, *Cardium*-félék, *Pirenella disjuncta disjuncta*, szivacstű és süntüske ősmaradványokat tartalmaz (Schréter, 1914; Less, 2005). Ez jó egyezésben van az általam találtakkal. Ezeket a képződményeket leginkább a Sajóvölgyibe lehetne mégis csak besorolni, amennyiben a formáció definíciója

kiterjeszhető azzal, hogy alsó részén még előfordulnak csökkentsósvízi, partközeli, áthalmazott vulkáni anyagot tartalmazó rétegek.

Összefoglalás

A Braun-völgyi homokbánya rétegsorának vizsgálata új megvilágításba helyezi a terület földtani besorolását. Az üledékösszlet riolitos piroklasztit és hidrotermás kovakőzet tartalma miatt valamely idősebb riolittufa lepusztulásából keletkezhetett.

A korábban szarmataként vagy pannóniaiként is jelölt képződmény legvalószínűbb kora szarmata. A rétegsor alsóbb része lehet esetleg badeni korú, de nincsen rá bizonyíték. Utóbbi egybeesik a térség vulkanológiai kutatásainak következtetéseivel, amennyiben a piroklasztok lerakódását nem sokkal követte a szemcsék áthalmazódása. Ugyanakkor a feltárásban idősebb badeni és szarmata közti diszkordanciára utaló felületet nem azonosítottam be. Jelenlegi ismereteim nem elegendőek a kérdés eldöntéséhez, további ősmaradvány gyűjtés és/vagy a detritális cirkon kormeghatározás lenne szükséges.

A rétegsor fáciesének szedimentológiai, valamint a nyomfossziliái elemzése azt mutatja, hogy a homokos üledékek egy erősen mozgatott (brakkvízi) tengerparti környezetben rakódtak le. A közbetelepülő márgarétegek csendesebb vízviszonyokat tükröznek, melyet a molluszkák is jeleznek. Ilyen környezetben keletkezett kőzetek nincsenek leírva a térségből se a badeniben, se a szarmatában. Mivel a legfontosabb korjelző kőzet pontos helye bizonytalan, ezért a feltárásban további észlelés és gyűjtés indokolt. Mindezek révén pontosabb képet kaphatnánk az itteni őskörnyezetről és a kőzetek kronosztratigráfiai besorolásáról.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném kifejezni hálámat és köszönetemet mindazoknak, akik a TDK dolgozatom elkészítésében segítségemre voltak.

Elsősorban témavezetőimnek, Sztanó Orsolyának és Törő Baláznak, akik szakmai útmutatásukkal, támogatásukkal és tanácsaikkal végigkísérték a munkám. Köszönöm Tóth Emőkének az őslénytani vizsgálatok során adott eligazításait és ötleteit, valamint Gál Péternek, aki a közettani vizsgálatokhoz rengeteg információt és forrást biztosított a kutatási területről. Hálás vagyok továbbá Botka Dánielnek, Kovács Zoltánnak, Magyar Imrének és

Mathias Harzhauser-nek, akik az őslénytani felismerések és támpontok kapcsán segítettek. Végezetül, köszönöm Józsa Sándornak és Farkas Zsófiának a csiszolat elkészítésében nyújtott segítségüket. Köszönöm mindannyiótoknak a támogatást és a munkához való hozzájárulást!

Irodalomjegyzék

- Andreánszky G. (1955). Az ősnövénykutatások története és a fiatalabb harmadidőszaki flórák időbeli egymásutánja. In: Andreánszky G. & S. Kovács É. (szerk): A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. (Gliederung und Ökologie der jüngeren Tertiärfloren Ungarns.). *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 44/1, 7-14.
- Bromley R. G. & Frey, R. W. (1974). Redescription of the trace fossils gyro lites and taxonomic evaluation of Tralassinoides, Opriomorpha and Spongeluomorpha. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 23.
- Buatois L. A. & Mángano M. G. (2011). *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press.
- Buatois L., Gingras M., MacEachern J., Mangano M., Zonneveld J.-P., Pemberton G., Netto R. & Martin A. (2005). Colonization of brackish-water systems through time: Evidence from the trace-fossil record. *Palaaios*, 20, 321–347.
<https://doi.org/10.2110/palo.2004.p04.32>
- Budai T. & Gyalog L. (2010). Magyarország földtani atlasza országjáróknak 1:200 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Chikán G. (1976). Az Eger tihaméri miocén diatomás képződmények vizsgálata. *Földtani Közlöny* 106 (2), 127–142.
- Dasgupta S., Buatois L. A., Zavala C., Mángano M. G. & Törő B. (2016). Ichnology of a subaqueously prograding clastic wedge, late Pliocene Morne L'Enfer Formation, Fullarton, Trinidad: Implications for recognition of autogenic erosional surfaces and delineation of stress factors on irregular echinoids. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 459, 365–380.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.018>
- Desjardins P., Buatois L., Pratt B. & Mangano M. (2012). Sedimentological–ichnological model for tide-dominated shelf sandbodies: Lower Cambrian Gog Group of western Canada. *Sedimentology*, 59. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01312.x>
- Gyalog L. & Sikhegyi F. (2005). *Magyarország felszíni földtani térképe 1:100 000*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
http://geonetwork.mfgi.hu:8080/wXmlDoc/getRecordById?id=MAP_FDT_GEN_C_SOP_pg&format=html

- Harangi S. & Lukács R. (2019). A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkanizmusa és geodinamikai kapcsolata. *Földtani Közlöny*, 149(3, 4), Article 3, 4.
<https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2019.149.3.197>
- Harzhauser M. (2024). Sarmatian (Late Middle Miocene) Gastropod Assemblages of the Central Paratethys. *Facies*. <https://doi.org/10.1007/BF02668073>
- Harzhauser M., Aleksandr G. & Bernard L. (2023a). *Harzhauser et al. 2023 Mudwhelks.pdf*. Google Docs.
https://drive.google.com/file/d/1bcHtrphOFepViPnLmdKyBQVMWT2NKZic/view?usp=drive_web&usp=embed_facebook
- Harzhauser M., Guzhov A., Landau B. M., Kern A. K. & Neubauer T. A. (2023b). Oligocene to Pleistocene mudwhelks (Gastropoda: Potamididae, Batillariidae) of the Eurasian Paratethys Sea – Diversity, origins and mangroves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 630, 111811.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111811>
- Harzhauser M., Landau B., Mandic O. & Neubauer T. A. (2024). The Central Paratethys Sea—Rise and demise of a Miocene European marine biodiversity hotspot. *Scientific Reports*, 14(1), 16288. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-67370-6>
- Horváth F. Musitz B. Balázs A. Végh A., Uhrin A., Nádor A., Koroknai B., Pap N., Tóth T. & Wórum G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics* 53, 328–352.
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- Kleb B. (1976a). Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani térképsorozathoz: Eger-Belváros. Közlekedési Dokumentációs Vállalat, Budapest, 591 p. ■ Kleb B. (1976a): Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani t...
- Kleb B. (1976b). Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani térképsorozathoz: Eger-Lajosváros. Közlekedési Dokumentációs Vállalat, Budapest, 9-16 p.
■ Kleb B. (1976b): Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani térképs...
- Holland P.A. & Elmore K.T., (2008). A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews*, 89(3), 116–134.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.03.003>
- Less (2005). Neogén, A Bükk-hegység földtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 249.

<https://docplayer.hu/3858900-Magyarazo-a-bukk-hegyseg-foldtani-terkepehez-1-50-000-explanatory-book-to-the-geological-map-of-the-bukk-mountains-1-50-000.html>

Pentelényi (2005) Beehive Rocks in the Bükk Foothills: A Landscape Born in Fire.

Landscapes and Landforms of Hungary

https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-08997-3_24

Rögl F. (1998). *Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses an oligocene to miocene paleogeography (short overview).*

https://nhm-wien.ac.at/jart/prj3/nhm-resp/data/uploads/mitarbeiter_dokumente/roegl/1999_Roegl_Palgeo_GeolCarp.pdf

Schréter Z. (1912). Eger környékének földtani viszonyai. *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése*, 130p.

http://www.epa.uz.ua/02900/02934/00068/pdf/EPA02934_mafi_evi_jel_1912_130-146.pdf

Schréter Z. (1914) Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben. *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése*, 323p.

https://epa.oszk.hu/02900/02934/00069/pdf/EPA02934_mafi_evi_jel_1914_324-334.pdf

Schréter Z. (1923). Az egri langyos vizű források. *Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve*, 25.

https://real-j.mtak.hu/18765/1/00219_EPA03274_mafi_evkonyv_1923_04.pdf

Schréter Z. (1939): A Bükk-hegység délkeleti oldalának földtani viszonyai (Geologische Verhältnisse der SOlichen Seite des Bükk Gebirges). *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1933–35. évekről (II)* 511–526.

SZTFH (n.d.). *Magyarország földtani alapszelvényei 1:100 000.*

https://map.hugeo.hu/fdt_alapszelvenyek/

S. George Pemberton, James A. MacEachern and Robert W. Frey (2006). Trace fossil facies models: environment and allostratigraphic significance. *Facies Models Revisited*. In: H. W. Posamentier & R. G. Walker (Szerk.), *Facies Models Revisited* (Köt. 84, o. 0). SEPM Society for Sedimentary Geology.

<https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0001>