

Adatok a Mecsekalja-öv pécsi szakaszának neogén aktivitásához

SEBE Krisztina^{1,2}, TÓTH Emőke³, SZUROMINÉ KORECZ Andrea³, †SELMECZI Ildikó⁴,
MAGYAR Imre^{1,5,6}, KRIZMANIĆ, Krešimir⁷, KONRÁD Gyula⁸

¹HUN-REN–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, 1431 Budapest, Pf. 137; sebekrisztina.geo@gmail.com

²ELTE Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Budapest

³ELTE Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.
emoke.mohr@tk.elte.hu; kaszuroka@gmail.com

⁴Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, 1154 Budapest, Stefánia út 14.

⁵MOL Nyrt., Budapest, immagyar@mol.hu; ⁶Magyar Nemzeti Múzeum Közgyűjteményi Központ, Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest

⁷INA-Industrija nafte d.d., Lovinčičeva 4, HR-10000 Zagreb, Croatia; kkriza010760@gmail.com

⁸7675 Kővágóötös, Dózsa György u. 12.; konradgyula@t-email.hu

Data on the Neogene activity of the Mecsek Mountains frontal fault zone in Pécs (SW Hungary)

Abstract

The Mecsekalja Dislocation Zone forming the southern – southeastern margin of the Mecsek Mts. is a complex fault zone that reactivated several times. We studied examining temporary outcrops within the fault zone in the city of Pécs to gain information on Neogene tectonic activity. We constrained the age of the exposed rocks using lithological analogies, micropaleontological investigations and mollusc biostratigraphy, and identified lower Sarmatian sediments as well as those deposited in two time intervals within the Pannonian. The observed deformations – tilting, folds, mostly reverse faults, basement overthrusting – refer to NNW–SSE compression. Induced by a relatively stable stress field, one or two early Sarmatian and three or four later deformation events could be identified: before, during and after the late Pannonian sedimentation (8–6.5 Ma). In the Pannonian, movements certainly took place after 10–9.6 Ma, but Sarmatian sediments possibly deformed (also) before that time. While in the Sarmatian most of the Pannonian Basin underwent active rifting, the Mecsek experienced compression. No extensional deformation could be detected in the area in the last 10 million years, basin inversion seems to have started here in the first half of the Pannonian age. The deformation of resistant coarse sediment in the western part of Pécs could influence modern topography.

Keywords: Mecsek, Sarmatian, Pannonian, basin inversion

Összefoglalás

A Mecsek déli-délkeleti peremét alkotó Mecsekalja-öv széles, bonyolult felépítésű, többször felújult szerkezeti zóna. Neogén aktivitását a közelmúltban Pécsen létesült ideiglenes feltárások segítségével vizsgáltuk. A feltárt összletek korát mikropaleontológiai vizsgálatok és molluszka-biosztratigráfia, ezek híján kőzettani analógiák segítségével határoztuk meg. A vizsgált helyszíneken alsó szarmata, valamint a pannóniai emelet két különböző szintjébe sorolható üledékeket azonosítottunk. A bennük megfigyelhető szerkezetek – kibillenés, redők, vetők – általában ÉÉNy–DDK-i irányú összenyomásra utalnak. E deformáció következtében a prekainozoos alaphegység a neogén üledékekre tolódott. A változatlan jellegű feszültségmező hatására egy vagy két kora szarmata és három vagy négy későbbi deformációs időszakot tudunk elkülöníteni: a késő pannóniai (8 és 6,5 Ma közé eső) üledékképződést megelőzően, azzal egy időben, valamint azt követően. A pannóniai korszakban biztosan zajlott mozgás 10–9,6 Ma után, de lehetséges, hogy a szarmata üledékek ez előtt (is) deformálódtak a korszakon belül. Míg a szarmatában a Pannon-medence más részein aktív riftesedés folyt, a Mecseket már kompresszió érte. A területen az utóbbi 10 millió évben nem igazolható extenziós szerkezetalakulás, a medenceinverzió itt valószínűleg már a pannóniai korszak első részében megkezdődött. Pécs nyugati részén a rövidülés a hegységelőtéri durvatörmelék üledékek feltorlasztásával a mai domborzatot is befolyásolta.

Tárgyszavak: Mecsek, szarmata, pannóniai, medenceinverzió

Bevezetés

A Mecsek déli-délkeleti peremét alkotó Mecsekalja diszlokációs öv akár több km széles, bonyolult felépítésű, többször felújult szerkezeti zóna, amelyben változatos paleozoos, mezozoos és kainozoos kőzetek kerültek egymás mellé tektonikus mozgások hatására (VADÁSZ 1935; WEIN 1966, 1967; SZEDERKÉNYI 1977; CSONTOS et al. 2002a, b; M. TÓTH et al. 2005; BALLA & GYALOG 2009; KONRÁD & SEBE 2010; SEBE et al. 2016) (1. ábra). Az öv eredetileg Pécs belterületén volt legjobban feltárva. Részletes térképezése elsősorban az 1970-es években folyt (SZEDERKÉNYI 1970; SOMOGYI 1976a; CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY 1978a; CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY & KÓKAI 1980, 1982). A városi környezetben a sűrű beépítés megnehezíti a földtani vizsgálatokat, így minden nagyobb új feltárásnak jelentősége lehet. Az elmúlt években több építkezés zajlott Pécsen földtani szempontból fontos helyszíneken, amelyek jelentős méretű ideiglenes feltárásokat eredményeztek. Jelen cikkben néhány olyan feltárást mutatunk be a Mecsekalja-öv pécsi szakaszáról, amelyek új adatokat szolgáltatnak a szerkezeti zóna kainozoos fejlődéstörténetének ismeretéhez.

Vizsgált terület és módszerek

A vizsgált feltárások a hegységperemi vetőzónában helyezkednek el, a pécsi szakasz nagy részén elosztva (1. ábra). A rövid életű feltárásokat lehetőség szerint az építkezések előrehaladásának ütemében dokumentáltuk. Az üledékes egységek leírása mellett mértük a szerkezeti elemeket, valamint mintákat gyűjtöttünk őslénytani (puhatestű-fauna, mikrofauna és mikroflóra) vizsgálatokhoz, melyek elsődleges célja a kor meghatározása volt. A begyűjtött puhatestűmaradványokat a Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tárában helyeztük el, az Ürögi határúton gyűjtötteket INV 2025.278–315., 327., a PTE orvosi karról származókat INV 2025.316–326. leltári számok alatt. A Havi-hegy sziklafalát drónnal fényképeztük. A sztereo-

gramok készítéséhez Jacques ANGELIER „Tector 1994” programcsomagját használtuk (ANGELIER 1994), a síkokat Schmidt-féle alsó félgömbi vetületben ábrázoltuk. A folytonos vonalak töréseket, a szaggatottak rétegdőléseket jelölnek. A feltárásokat földtani környezetük figyelembevételével értelmeztük. Az egyes feltárások környékének észleléseit bemutató térképrészleteken az archív feltárások foltjai szegély nélküliek, a saját észlelések fekete szegéllyel jelennek meg.

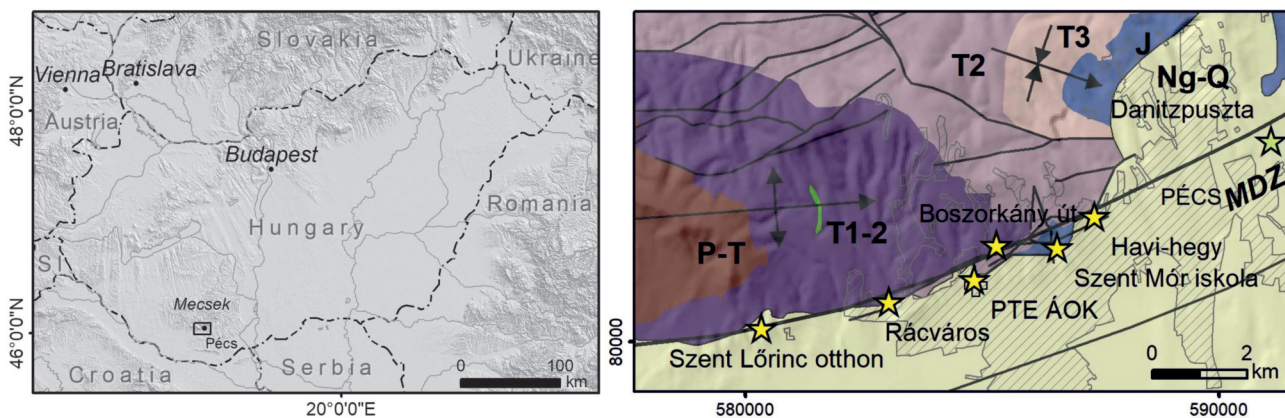
A feltárások leírása

1. Szent Lőrinc Gondozóotthon

A feltárás leírása

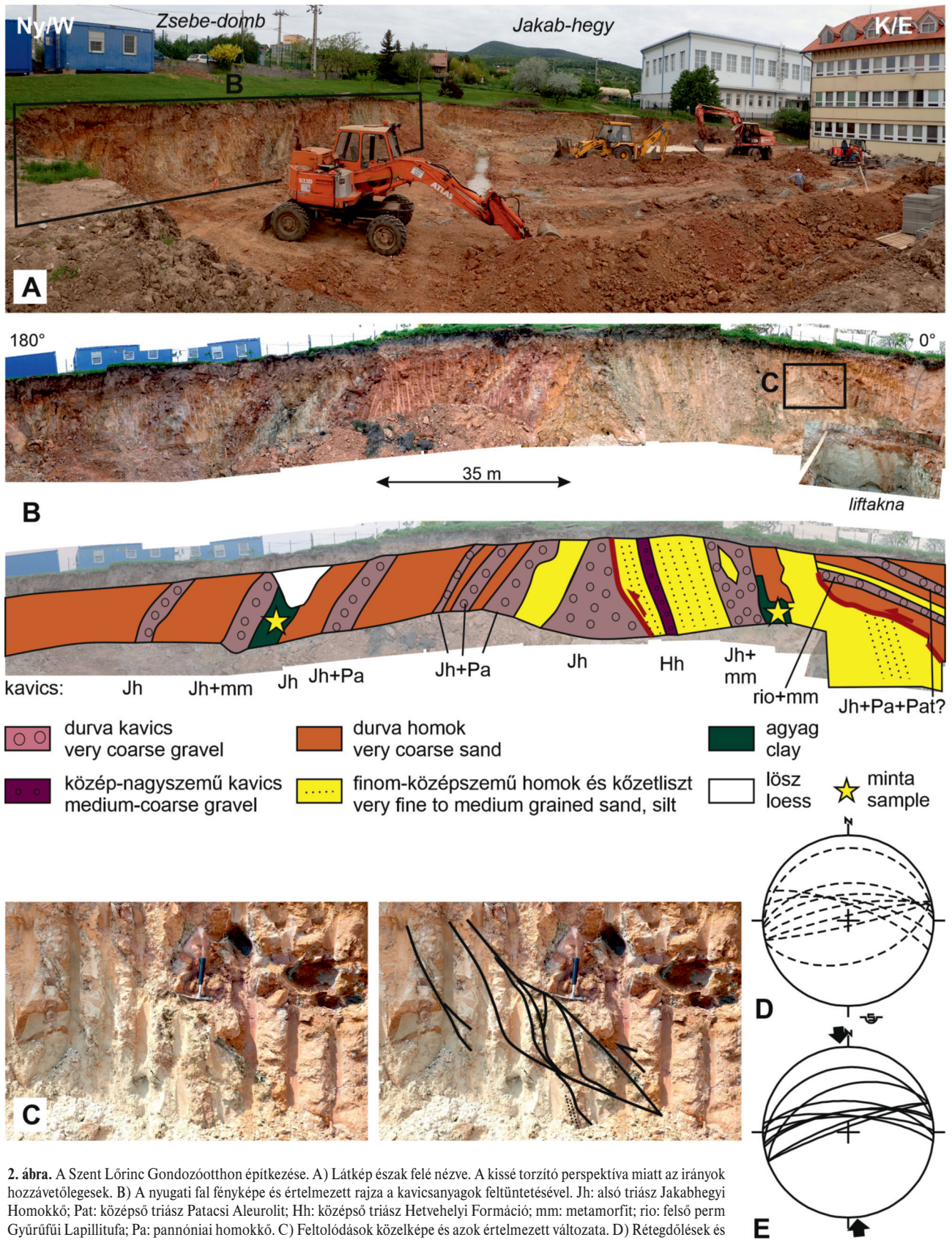
Pécs nyugati peremén a Szentlőrinci út 17. sz. alatti gondozóotthont [EOV 580342, 80296; 1. ábra] 2018-ban új épülettel bővítették. Az épület alapját a jórészt felső miocén üledékekből felépülő, környezetéből kiemelkedő Zsebe-domb keleti oldalába vágják (2. ábra). A leghosszabb, nyugati falban meredekre állított, feltorlódott pannóniai törmelékes rétegsor táruult fel.

Az egyes rétegek anyaga jellemzően közepesen–jól osztályozott, uralkodó szemcseméretük az agyagtól a tömbökig terjed. Az agygrétegek sötétszürkék, esetleg fekete-sárga tarkák, szénült növénytörmelékkel. A homokrétegek változatos színűek, a durvábbak jellemzően vörösek. A durvatormélekes rétegekben a szemcsék mérete 50 cm-ig terjed. Anyagukban az alsó triász vörös, kovás kötésű Jakabhegyi Homokkő alig–jól koptatott darabjai uralkodnak (2. ábra B). Egyes rétegekben emellett előfordulnak az alsó miocén Szászvári Formációból áthalmozott, jól koptatott metamorf (gneisz, csillámpala) és perm riolit kavicsok, valamint újrafeldolgozott pannóniai homokkő- és aleuolitdarabok. Egy kavicsréteg kizárólag a középső triász Hetvehelyi Formáció lila és szürke agyagkő, valamint gipsz anyagú, közepesen–jól koptatott törmelékéből áll. A feltárt üledéksor déli kétharmada meredeken dől dél felé. Ezzel egy szintén me-



1. ábra. A vizsgált feltárások elhelyezkedése (sárga csillagok). Földtani alaptérkép KONRÁD & SEBE (2010) nyomán. P-T: Perm–triász; T1–2: alsó–középső triász; T2: középső triász; T3: felső triász; J: jura; Ng–Q: neogén–kvarter kőzetek. EOV koordináta-rendszer.

Figure 1. Location of the studied outcrops (yellow stars). Base geological map after KONRÁD & SEBE (2010). P-T: Permian-Triassic; T1–2: Lower-Middle Triassic; T2: Middle Triassic; T3: Upper Triassic; J: Jurassic; Ng-Q: Neogene-Quaternary rocks. Numbers indicate coordinates in Hungarian system.



2. ábra. A Szent Lőrinc Gondozóotthon építkezése. A) Látkép észak felé nézve. A kissé torzító perspektíva miatt az irányok hozzávetőlegesek. B) A nyugati fal fényképe és értelmezett rajza a kavicsanyagok feltüntetésével. Jh: alsó triász Jakabhegyi Homokkő; Pat: középső triász Patacsi Aleurit; Hh: középső triász Hetvehelyi Formáció; mm: metamorfit; rio: felső perm Gyűrűfői Lapillitufa; Pa: pannóniai homokkő. C) Feltolódások közelképe és azok értelmezett változata. D) Rétegdőlések és E) feltolódások sztereogramja.

Figure 2. Construction site of Szent Lőrinc Nursing Home. Due to the somewhat distorted perspective directions are approximate. A) View towards north. B) Photo and interpretation of the western wall, with clast materials indicated. Jh: Lower Triassic Jakabhegy Sandstone; Pat: Middle Triassic Patacs Siltstone; Hh: Middle Triassic Hetvehely Fm.; mm: metamorphic rocks; rio: Upper Permian Gyűrűfői Lapilli Tuff; Pa: Pannonian sandstone. C) Close-up of reverse faults and the interpreted version of the image. D) Stereoplot of bedding dips and E) of reverse faults.

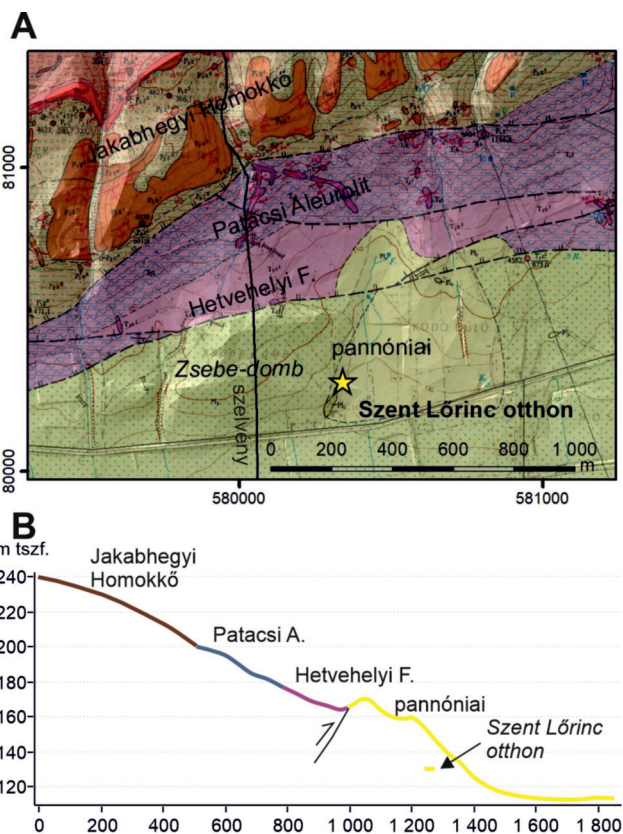
redék, valamint egy laposabb dőlésű rétegcsoport érintkezik északi dőlésű síkok mentén (2. ábra B–E). Az északabbi sík mentén kisebb nyírt szeletek is megfigyelhetők voltak, amelyek határán szürke agyagsávok húzódtak. A két határsíkot feltolódásként értelmeztük, bár a délebbinél a mozgásnak nem találtuk konkrét jelét.

Ősmeradványok

Az agygrétegekből palinológiai vizsgálatra vett minták nem tartalmaztak dinoflagellátákat, amelyek a korbesoroláshoz segítséget nyújthattak volna. SZABÓ (1972b) szerint a Zsebe-domb üledéke a legfiatalabb pannóniai homoktesthez tartozik, hasonlóan a pellérdi vízkutató fúrásokban feltárt homokhoz, ahol a P. 13. sz. fúrásban (Pellérd K–5) 29,3–31,7 méterből BARTHA F. *Limnocardium sturi* és *Prososthenia radmanesti* faunát határozott meg. A „*Limnocardium sturi*” faj a Dáciai-medence endemikus pontusi faunájához tartozik, és nagyon közel áll a Pannon-tó *Prosodacnomya vutskitsi* fajához (vagy azonos is lehet vele). Ennek alapján az előfordulás kora 7,1 millió évnél fiatalabb lehet. A Zsebe-domb és a Pellérdi-medence között lévő vetők azonban óvatosságra intenek a fúrásokban megállapított kor automatikus kiterjesztését illetően.

Elsődleges értelmezés

A durva, változó mértékben koptatott törmelék tartalmazó rétegsor a Pannon-tó parti, hullámveréses övében rakódhatott le. A kavicsanyag a közvetlen közelből származik. Az alsó triász Jakabhegyi Homokkő és a középső triász Patácsi Aleurolit és Hetvehelyi Formáció ma is felszínen van a domb északi oldalán (3. ábra). Perm riolit anyagú kavics származhat akár a Jakabhegyi Homokkőből. Érdekesebb a metamorfítok (gneisz, csillámpala) előfordulása, amelyek az alsó miocén Szászvári Formációban jellemzők. Ez az összlet a Nyugat-Mecsek déli oldalán sehol nincs meg felszínen, csak hegységperemi fúrás tárta fel a Mecsek-alja-övben (1428 sz. uránérkutató fúrás; VIRÁGH et al. 1959, SOMOGYI 1959, KONRÁD 2024). Jellegzetes kavicsanyaga azonban számos helyen megjelenik áthalmazva a pannóniai peremi üledékek kavicsrétegeiben (SZABÓ 1972b, SEBE et al. 2016), a Zsebe-domb közvetlen környezetében perm riolit, valamint jura és kréta mészkő-kavicsok formájában (SZABÓ 1972b). A késő miocén során tehát a Szászvári Formáció még megtalálható volt a területen. A kizárólag a Hetvehelyi Formáció anyagából felépülő kavicsréteg azt mutatja, hogy ez az egyébként kevésbé ellenálló képződmény hirtelen nagy mennyiségű törmelékanyagot szolgáltatott. Valószínű, hogy az üledékképződés során is zajlott a Mecseket felépítő prekainozoos képződményeknek a hegység déli előterére történő rátolódása. Egy rátolódásos mozgás során a Hetvehelyi Formáció sávja is felszínre került és anyaga bele tudott pusztni a Pannon-tóba. Hasonló jelenséget nyugatabbra is megfigyeltek Pécsen, amikor új kőzetanyag jelent meg nagy mennyiségben egy-egy pannóniai rétegben (SEBE et al. 2016). SZABÓ (1972b) szintén szinszediment pannóniai mozgásokra következtetett a területen az abráziós képződmények anyagai és a pannóniai és alaphegységi kőzetek egymáshoz viszonyított helyzete alapján.



3. ábra. A) A Zsebe-domb földtani környezete. Alaptérkép: SZABÓ (1972a). B) Domborzati szelvény a Zsebe-dombon keresztül (nyomvonal az A ábrán).

Figure 3. Geological and topographic setting and of the studied outcrop. Base map: SZABÓ (1972a).

A rétegsorban a fiatalodás irányát nem tudtuk megállapítani. További értelmezési lehetőséget kínál, ha átbuktatást is lehetségesnek tartunk. Lehetséges, hogy a legészakabbi rétegcsoport erősen átbuktatott, a középső kevésbé, míg a legdélebbi normális településű. Ebben az esetben az egységek az üledékképződés során formálódó redő (growth fold) részei lehetnek, ahol a legidősebb északi rétegcsoportra a fiatalabbak rálapolódtak, miközben folyamatosan billent ki és részben erodálódott a rétegsor. Hasonló szerkezeteket írtak le a Pireneusokból (FORD et al. 1997), az Alpokból (ORTNER et al. 2016), valamint a közelben Pécs-Danitzpusztáról (CSONTOS et al. 2002, SEBE 2021). Az északabbi határvonal később – a nyírt lencsék alakja alapján – feltolódásként is működhetett. A két feltolódást tartalmazó modellel megegyezően ez az értelmezés is az üledékképződés során zajló, ÉÉNy–DDK-i összenyomásra utal.

A bemutatott feltárás magyarázatot adhat arra, hogy miért emelkedik ki környezetéből a Zsebe-domb, még az északon határos alaphegységi kőzeteknél is magasabbra (3. ábra B). A dombot jelentős részben a Jakabhegyi Homokkő anyagából álló, változó mértékben koptatott hömpölyök-tömbök alkotják, amit a kertművelők falak és kerítések építéséhez használtak fel (4. ábra). A domb északi oldalában a triász Hetvehelyi Formáció a pannóniai üledékekre toltott (SZABÓ 1972a; 3. ábra), az elmozdulás nagysága SZABÓ (1972b) szerint „mélyfúrási adatok”, vélhetőleg az alaphegység megfúrt tetőfelszíne alapján 60–80 m lehet. A domb mögötti



4. ábra. A felhasználási módok jól mutatják a Jakabhegyi Homokkő anyagú tömbök mennyiségét a Zsebe-dombon. A gyerekek 110 cm magasak.

Figure 4. Ways of domestic use illustrate well the amount of Triassic sandstone cobbles and boulders in the Upper Miocene sediments of Zsebe-domb. Kids for scale are 110 cm tall.

nyerget alkotó triász kőzetek felszíne ugyanakkor alacsonyabban van, mint a pannóniai összleté. A domb megőrződésében a rétegsorban található, az erózióknak ellenálló Jakabhegyi Homokkő tömbök játszhatták a kulcsszerepet. A feltorlódt, nagy tömegű Jakabhegyi Homokkő ellenáll az erózióknak, míg a rátolt, kis keménységű Hetvehelyi Formáció könnyebben pusztul.

2. Rácváros, Ürögi határút

A feltárás leírása

Pécs nyugati részén, Rácvárosban az Ürögi határút és a belőle kiágazó Cserebogár dűlő alja pannóniai homokot tár fel, amelyre északról a középső triász Hetvehelyi Formáció agyagmárgája tolódt (FERENCZI 1937, SZABÓ 1972a, KONRÁD & SEBE 2010) (1. ábra). 2019 nyarán a korábbi feltárástól lefelé, délkeletre [EOV 583071, 80830] támfalépítés miatt letisztították az útbevágást, ahol további szerkezeti jelenségek váltak láthatóvá, és nagy mennyiségű puhatestű-maradvány került elő (5. ábra).

A feltárásban néhány jellegzetes réteget betűkkel jelöltünk (5. ábra). Ezeket követve több deformációs esemény nyomai látszanak. A fal DK-i végében a d réteget rátolódás veti el, ami talán az e réteget is érinti, de az f réteg már lefedi (5. ábra A, bal lent). Egy nagyobb feltolódáscsoport (5. ábra A harmadánál) aztán az f réteg lerakódása után a teljes eddigi rétegsort elveti, a függőleges elmozdulás mértéke 4–5 m lehet. A feltolódás síkjában felismerhetőek az a jelű réteg limonittal cementált, elvonszolt darabjai. A rátolt blokkban egy rámpaantiklinális rajzolódik ki, aminek az ÉNy felé dőlő szárnya kibillent, amikor ez a blokk rákúszott a rámparátolódásra. A rétegsorban efölött a dőlésszög újra lecsökken

kissé: a c és d közötti réteg vastagsága ÉNy felé nő, alatta és fölötte a rétegek nagyjából párhuzamosak (5. ábra A). Ezek a mozgások az üledékképződéssel egy időben zajlottak. A rétegsorban lévő kavicsszintek anyaga minden esetben a homokra feltolt Hetvehelyi Formáció koptatatlan törmeléke (5. ábra B). Ezek a jelenségek mind kapcsolódhatnak ahhoz a folyamathoz, ahogy ÉÉNy–DDK-i összenyomás hatására a Mecsek a déli előterére tolódott. Bizonytalan a feltárás északnyugati részében megfigyelt normálvető (5. ábra E) hovatartozása, de akár az is lehet ezen folyamat terméke.

Ősmaradványok

A mikropaleontológiai vizsgálatra vett minta nem tartalmazott ősmaradványt. A vörös színű, limonitos homokban egyes rétegekben tömegesen fordulnak elő puhatestű vázak lenyomatai (6. ábra). Az alábbi fajokat határoztuk meg: *Lymnocardium ferrugineum* (Brusina), *Lymnocardium schmidtii* (Hörnes), *Lymnocardium diprosopum* (Brusina), *L. cf. szaboi*, *Congeria rhomboidea* Hörnes, *C. balatonica*, *Gastropoda* sp. A leggyakoribb, tömegesen előforduló faj a *L. ferrugineum*, ezt követi a *L. schmidtii*, míg a többi forma kifejezetten ritka. A kagylók sokszor kettős teknővel fosztilizálódtak.

Elsődleges értelmezés

A *L. ferrugineum* jelenléte alapján az üledék a *Prosodacnomya dainellii* molluszka biozónába tartozik, és 7,6–7,1 millió évvel ezelőtt rakódhatott le a Pannon-tó litorális zónájában (MAGYAR & KATONA 2023). A rövidüléssel mozgások ebben az időszakban zajlottak.

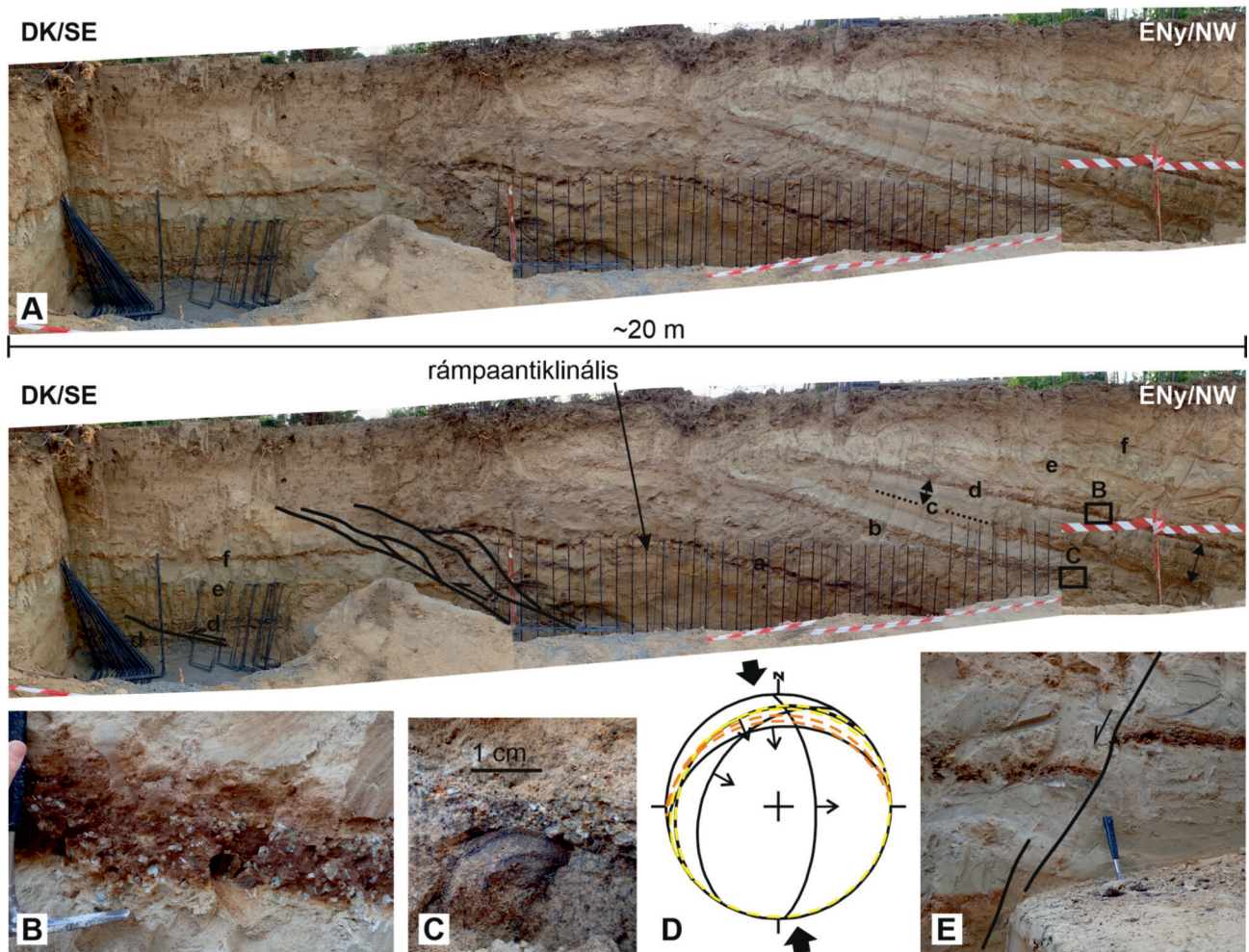
3. Pécsi Tudományegyetem Általános Orvostudományi Kar

A feltárás leírása

A Pécsi Tudományegyetem Általános Orvostudományi Kar új épületének alapját 2018. szeptember-októberében készítették [EOV 584905, 81360; 1. ábra]. A kb. 110×40 m kiterjedésű és 3–7 m mély alapozási gödör tanulmányozására október elején nyílt lehetőség. A gödör alján legfeljebb 1,2 m vastagságban pannóniai üledék tárult fel (7. ábra). Anyaga sárgásszürke vagy világosszürke, keresztrétegzett homok, kőzetlisztes homok, illetve a rétegsor tetején foltokban rétegszerűen vagy cipókban homokkő. A szemcseméret kőzetlisztől középszemű homokig terjed. A homokban puhatestűek rossz megtartású héjmaradványai, a homokkőben lenyomatai és kőbelei látszanak. A feltárt néhány réteg NyDNy felé dől kb. 20 fokkal.

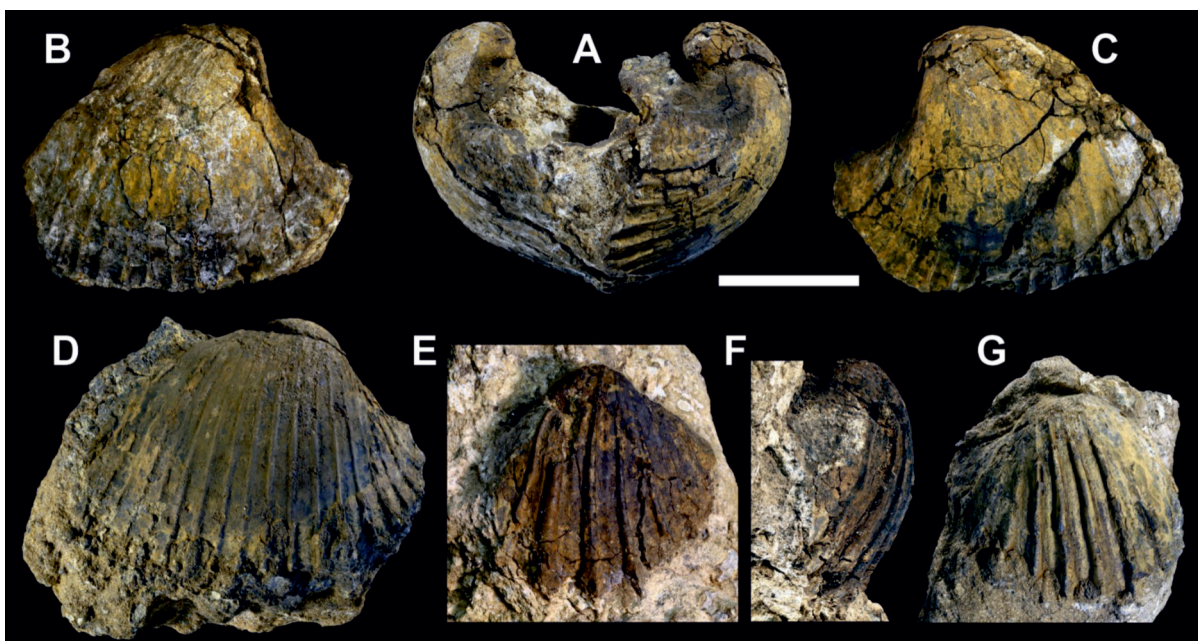
Ősmaradványok

A homokkőben található héjlenyomatok alapján az alábbi puhatestűeket azonosítottuk (8. ábra): *Lymnocardium cf. conjungens* (Hörnes), *Lymnocardinae* sp. 1., *Lymnocardinae* sp. 2., *Congeria cf. czjzeki* Hörnes, *Congeria cf. hemiptycha* Brusina, *Lymnocardium cf. schedelianum*, *?Parvidacna* sp., *Gastropoda* sp. A homokkő ennek alapján a L.



5. ábra. A rácvárosi feltárás. A) A fal alsó részének látképe tektonikai jelenségekkel. A képen látható szakasz kb. 20 m hosszú. B) Az eltérő dőlésű rétegcsoportok határán lévő d réteg, koptatatlan Hetvehelyi Dolomit törmelékkel. C) *Lymnocardium ferrugineum* kőbele a b réteg alján. D) A mért szerkezeti elemek sztereogramja. Narancssárgával az idősebb, sárgával a fiatalabb rétegek dölése. E) Átlépő vető a szelvény északnyugati részén, az A ábrától ÉNy-ra kb. 8 méterre.

Figure 5. Outcrop in Pécs-Rácváros. A) Lower part of the road cut with tectonic features. Photographed segment is ~20 m long. B) Layer C with angular clasts from the Triassic Hetvehely Formation thrust upon the sands not far from here. C) Internal mould of *Lymnocardium ferrugineum* at the base of layer b. D) Stereonet of measured structural features. Orange marks the dip of older, while yellow that of the younger beds. E) Stepover normal fault ~8 metres NW of fig. A.

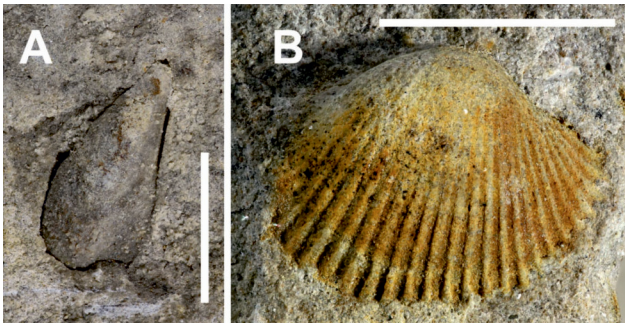




7. ábra. A PTE orvosi kar új épületének alapozása 2018 októberében. A nyílak egy réteg lefutását jelölik.

Figure 7. Construction site of the new building of the University of Pécs, Faculty of Medicine in October 2018. Arrows mark a single bed.

conjungens zóna felső részébe tartozik, kora kb. 10–9,6 Ma. A kőzet a Pannon-tó litorális zónájában képződhetett (bár a *C. czjzeki* tipikus szublitorális faj, egy-egy példányban néha előfordul sekélyvízi homokban is).



8. ábra. Kagylókőbelek a Pécsi Tudományegyetem Általános Orvostudományi Kar épületének alapozási gödréből. A: *Congeria cf. czjzeki* Hörnes (INV 2025.323.); B: *Lymnocardium cf. conjungens* (Hörnes). Az aránymérték 1 cm.

Figure 8. Bivalve moulds from the construction site of the University of Pécs, Faculty of Medicine. A: *Congeria cf. czjzeki* Hörnes (INV 2025.323.); B: *Lymnocardium cf. conjungens* (Hörnes) (INV 2025.322.). Scale bar is 1 cm.

A kőzetlisztes homokkőből kiiszapolt mintában a mikrofosziliák főként jó és közepes megtartású kagylósrákkettősteknők és -félteknők voltak. A kagylósrákkfaunában a legnagyobb egyedszámban a *Hemicytheria* (*Hemicytheria folliculosa*, *H. reticulata*) és a *Cyprideis* (*Cyprideis kapfensteinensis*) genusok díszített, vastag héjú egyedei jelentek meg. A Cytheroidea főcsaládot az említett két díszített for-

← 6. ábra. Kagylókőbelei a rácvárosi feltárásból. A-D: *Lymnocardium schmidti* (Hörnes). Páros teknő elülső nézetben (A), ugyanannak a példánynak (INV 2025.315.) a jobb (B) és bal (C) teknője oldalirányból, és egy jobb teknő (INV 2025.313.) oldalirányú képe (D). E-G: *Lymnocardium* (*Budmania*) *ferrugineum* (Brusina). Jobb teknő (INV 2025.314.) oldalsó (E) és hátsó (F) nézetből; bal teknő oldalsó nézetből (G; INV 2025.310.). Az aránymérték 3 cm.

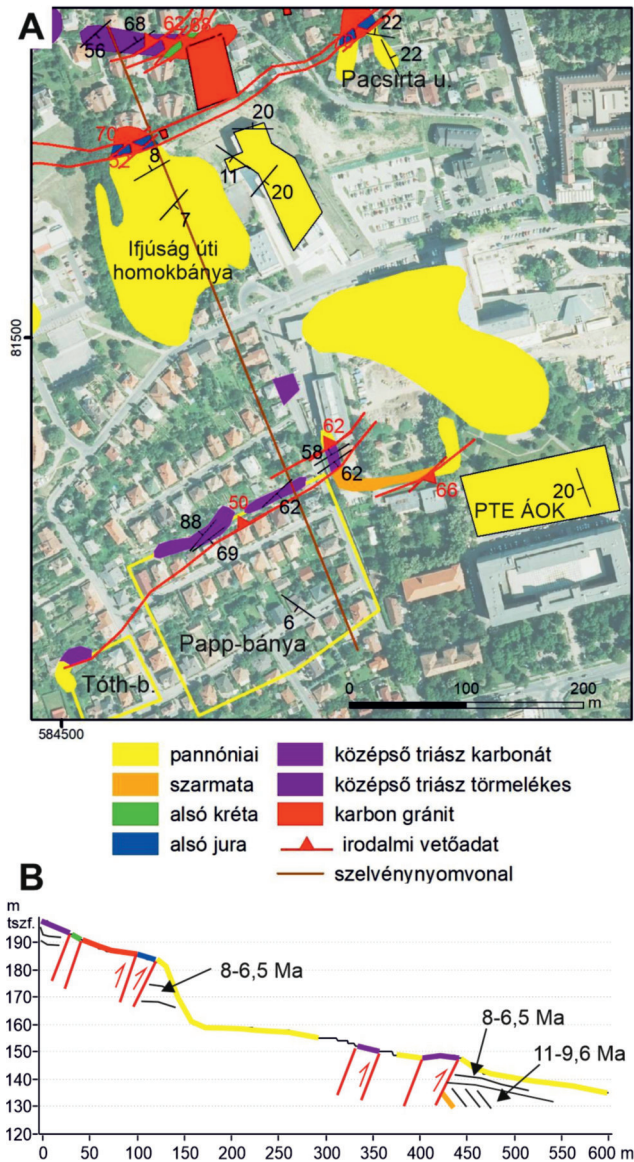
← Figure 6. Bivalve moulds from the Rácváros outcrop. A-D: *Lymnocardium schmidti* (Hörnes). Double valves in anterior view (A), lateral view of the same specimen (INV 2025.315.), right (B) and left (C) valves, and lateral view of a right valve (D; INV 2025.313.). E-G: *Lymnocardium* (*Budmania*) *ferrugineum* (Brusina). Lateral (E) and posterior (F) view of a right valve (INV 2025.314.); (G) lateral view of a left valve (INV 2025.310.). Scale bar is 3 cm.

mán kívül az *Euxinocythere lacunosa* és *Loxoconcha rhombovalis* fajok példányai képviselték. A Cypridae család képviselői közül a *Herpetocyprilla hieroglyphica* és *Amplocypris* sp. nagy méretű, sokszor törött példányai jelentek meg. Előfordultak a Candonidae családba tartozó alakok is: *Candona* (*Propontoniella*) *candeo*, *Candona* (*Caspiolla*) sp. és *Candona* (*Reticulocandona*) sp. A kagylósrákok mellett a mintában puhatestű héjtöredékeket és bemosott foraminiferákat is (*Elphidium* sp.) lehetett találni.

A kagylósrákkfauna alapján az építkezés során feltárt rétegek a *Propontoniella candeo* intervallum zónába sorolhatók, ami alátámasztja a puhatestűek alapján megállapított, idősebb pannóniai kort. Ezt a kagylósrákkzónát sikerült még Pécs környékén a pécs-danitzpusztai feltárásban is azonosítani, ahol hasonló összetételű ostracodaegyüttes került elő (CSOMA et al. 2021). A kagylósrákegyüttes „partközeli”, maximum 10-15 m vízmélységű litorális vagy sekély szublitorális, jól szellőzött brakkvízi (9-16% sótartalmú) környezetet jelez (CSOMA 2023).

Elsődleges értelmezés

A mostani feltárással nyugat felé szomszédos telkek helyén volt korábban a FERENCZI (1937, 4. és 5. ábra) által említett Papp-féle homokbánya, attól nyugatra pedig a Tóth-bánya (9. ábra). FERENCZI a Papp-bányát két szintre osztotta (9. ábra B). Az alsó összlet meredek (az 5. ábráján ~40 fok délies áldőlésű), puhatestűi hasonló kort jeleznek, mint az építkezéssel előkerült ősmaradványok (*Lymnocardium conjungens* kron, 11–9,6 Ma). A felső, enyhébb (10 fok körüli) dőlésű összlet kora FERENCZI szerint a Rácvárosban és a Pacsirta utcában feltárt összletével egyezik meg, melyek a *Congeria rhomboidea* puhatestűzónába tartoznak, 8 millió évnél fiatalabbak (SEBE et al. 2016). Ezen adatok több deformációs eseményről tanúskodnak. A mostani épületalapozásnál és a Papp-bánya alsó részében feltárt, idősebb pannóniai összlet kibillenése a felső összlet lerakódása előtt kellett történnie. A korbekörzés bizonytalanságát (a *L. conjungens* kron hosszát) figyelembe véve ez az esemény akár egykorú is lehet a Pécs-Danitzpusztán (1. ábra) jól behatárolható korú, 10,2–10 Ma között történt szinszediment rövidüléssel, melynek során a Mecsek a déli előterére toldott (KLEB 1973, BENKOVICS 1997, SEBE 2021). Az Ifjútság úti homokbányában a pannóniai üledék lerakódása alatt (8–6,5 Ma között) aktívák voltak azok a vetők, amelyek mentén az alaphegység szeletei feltolódottak (SEBE et al. 2016). A Papp-bányában a triász mészkő rátolódása a pannóniai homokra az üledékképződés (valahol 8–6,5 Ma között) után kellett történnie.



9. ábra. A PTE ÁOK-feltárás a korábban észlelt feltárások közt, 2004-es légitelvével fölött. A korábbi észlelések elsősorban SOMOGYI (1976a, c, 1977), kis részben CHIKÁNNÉ JEDLOVSKY & KÓKAI (1980), VADÁSZ (1935) és saját adatok alapján.

Figure 9. Location of the construction site of the University of Pécs (PTE ÁOK) among outcrops observed in the past. Previous observations mostly from SOMOGYI (1976a, c, 1977), some data from CHIKÁNNÉ JEDLOVSKY & KÓKAI (1980), VADÁSZ (1935) and own data.

4. Boszorkány út 2.

A feltárás leírása

2019. augusztus-szeptemberben a Bálicsi út és a Pollack strand között társasház alapozásához ástak munkagödört [EOV 585300, 82044] (1. ábra). Északnyugati, 32×kb. 30 m-es része erősen gyűrt, törmelékes rétegsort tárt fel, melynek alsó, idősebb része a feltárás északi részében függőleges, illetve átbuktatott helyzetben jelent meg (10. ábra).

A rétegsorban az alábbi egységeket lehetett elkülöníteni (10. ábra):

1. Világos vörösbarna agyag, benne kevés homok és szórótan kavicsok. A kavicsanyag kvarc (darakavics) és triász mészkő (1-3 cm, közepesen–jól koptatott).

2. Az agyagra eróziós felszínnel a keleti falban zöldesszürke, kavicsos durvahomok települ. Kavicsok 6 cm-ig, közepesen koptatott triász mészkő, darakavicsméretben kvarc is. Az északi falban durvahomok mátrixú kavicsal indul a rétegcsoport, 1-10 cm-es triász mészkőkavicsokból.

3. Sötét zöldesszürke, helyenként vörösbarna-tarka homokos agyag, szórótan közepesen koptatott triász mészkő kavicsokat tartalmaz 5-6 cm méretig. Az északi falban ez is kavicsal kezdődik, 1-10 cm-es triász mészkőkavicsokból, a mátrix megegyezik a fedő agyaggal.

4. Agyagtól kavicsos homokig terjedő szemcseméretű rétegek váltakozása, túlnyomórészt homok, helyenként gyengén cementált homokkő. A kavicsok jól koptatott triász mészkőből vannak, max. néhány cm-esek. Az egység felső határa egy limonitos kavicsos homokréteg.

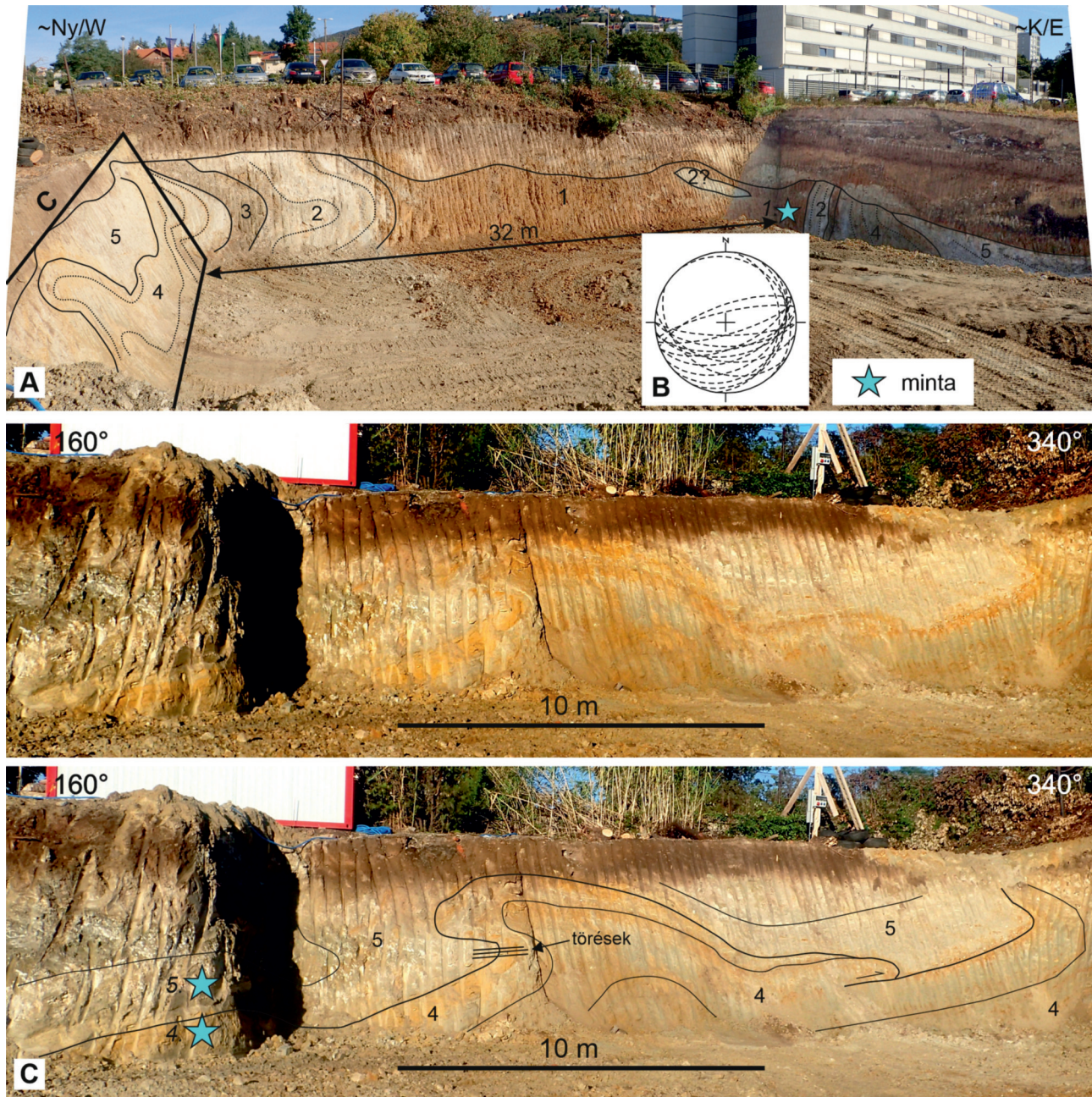
5. Oldalirányban gyorsan változó anyagú egység. A nyugati fal déli részén szürkészöld, mészfoltos agyag, ami észak felé kőzetlisztes homokba, majd kavicsos homokba megy át. A keleti falban agyagos homoktól homokos kavicsig terjed a szemcseméret. A kavicsanyag szemcsemérete maximum 3 cm, anyaga főleg közepesen–jól koptatott triász mészkő, kevés kvarccal és valószínűleg triász anhidrittel.

Ósmaradványok

A munkagödör 4. és 5. egysége tartalmazott értékelhető mikrofaunát. A 4. egység sárga kőzetlisztes finomhomok-rétegeiből nagy gyakoriságban éllel rendelkező *Elphidium*-félék (*Elphidium macellum* és *E. fichtelianum*) és kagylósrák-kettősteknők kerültek elő (*Senesia vadaszi*, *Aurila mehesi* és *Loxoconcha* sp.). Előfordultak még csiga- és kagylóembriók, valószínűleg bemosott szivacsstűk és tengerisüntűskék is a mintában.

Az 5. egység szürkészöld mészfoltos agyagrétegei hasonló összetételű, de gazdagabb mikrofaunát tartalmaztak, ami a környezeti paraméterek megváltozásával hozható összefüggésbe, a vízmozgatottsággal és az aljzatminőség megváltozásával. A foraminifera-vázak közepes és jó megtartásúak voltak, az élt viselő *Elphidium*-félék (*Elphidium macellum*, *E. crispum* és *E. fichtelianum*) dominanciája jellemezte az együttest itt is, bár kis példányszámban megjelennek az él nélküli formák is (*Porosonion granosum*). A mikrofaunában az imperforált porcelánvázú *Miliolina*-félék egyedeivel is találkozhatunk (*Pseudotriloculina consobrina*, *Affinetrina cubanica*). Kevés kagylósrák, főként kettősteknők kerültek elő a vizsgált mintából. A meghatározott taxonok a következők voltak: *Aurila mehesi*, *Loxoconcha* sp., *Callistocythere egregia* és *Xestoleberis fuscata*. Az iszapalási maradvány egyéb fossziliákat is tartalmazott, kevés szivacsstűt, csiga- és kagylóembriókat és áthalmazott süntűskéket.

Az *Aurila mehesi* indexfosszília jelenléte alapján a vizsgált rétegek a kora szarmatában, kb. 12,65–12 millió év között rakódhattak le a TÓTH (2009) által felállított szarmata kagylósrák-zonációt alapul véve. A mikrofauna sekély (néhány 10 m mély), meleg, mérsékelt sekélytengeri környeze-



10. ábra. A Boszorkány út 2/1 társasház építkezése. A) A feltárás látképe É felé nézve. A számokkal jelölt rétegcsoportok leírása a szövegben. B) A mért rétegdőlések sztereogramja. C) Gyűrű rétegek a nyugati falban.

Figure 10. Construction site of Boszorkány út 2/1. A) Panorama looking towards N. Units marked with numbers are described in the text. B) Stereonet of measured bedding dips. C) Folded layers in the western wall.

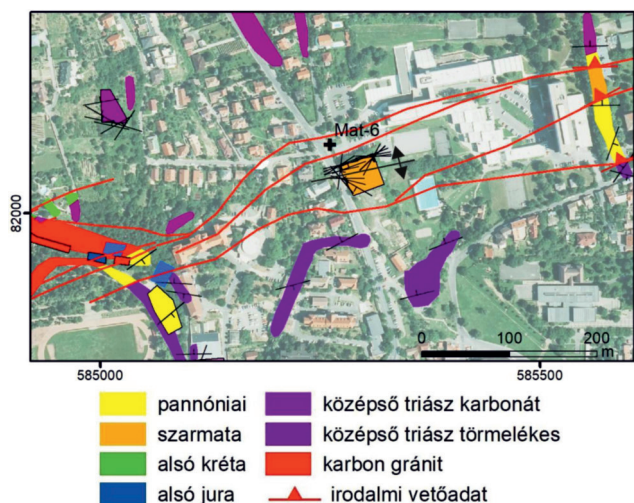
tet jelez gazdag alga- vagy tengerifű-közösséggel az aljazaton. Hasonló korú szarmata kagylósrák- és foramifera-együttesek kerültek elő a Zsámbéki-medencéből és budapesti lelőhelyekről (GÖRÖG 1992, TÓTH 2008, TÓTH & GÖRÖG 2008).

Elsődleges értelmezés

A kavicsanyag alapján az üledék felhalmozódásakor a lepusztulási területen megtalálható volt középső triász mészkő (a legnagyobb mennyiségben), valamint kisebb arányban alsó kréta bazalt és középső triász evaporit. Ezeknek a kőzeteknek ma is vannak feltárásaik a közelben (11. ábra), és a

feltárás északi oldalán mélyült Mat-6 térképező fúrás is középső triász mészkövet ért. Az oldalirányban gyorsan változó üledék alapján a partvonal igen közel volt, és változatos lefutású és/vagy meredekségű lehetett.

Az egyes rétegek vastagságának változása felveti, hogy a rétegsor gyűrődése az üledékképződés során, a kora szarmatában történt vagy már akkor megkezdődött. A 4. egység felső rétegcsoportja rálapolódik az alatta lévő rétegek felszínére és dél felé vastagodik, ami szintén jellemző a szinsediment gyűrődésre (ORTNER et al. 2016). A környékbeli feltárások ugyanakkor arra utalnak, hogy a szarmata üledék-



11. ábra. A Boszorkány úti feltárás elhelyezkedése a korábban észlelt feltárások között, 2004-es légifelvételen ábrázolva. A korábbi észlelések SOMOGYI (1976a, c, 1977), CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY (1978c), CHIKÁN & CHIKÁNNÉ (1978) és saját adatok alapján.

Figure 11. Location of the Boszorkány út construction site among outcrops observed in the past. Previous observations from SOMOGYI (1976a, c, 1977), CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY (1978c), CHIKÁN & CHIKÁNNÉ (1978) and own data.

képződés után további deformáció érte a területet. 250 m-re innen, megközelítőleg csapásirányban, ÉK felé SOMOGYI dokumentált egy hosszú feltárást a Damjanich utca északi oldalán (11. ábra keleti peremén; SOMOGYI 1976c, 1977 4683 sz. feltárása), ahol pannóniai homok érintkezik vető mentén a feltárás déli végén található triász mészkővel, és a homokba két, szintén északi dőlésű vető között szarmata mészkő ékelődik. Ez arra mutat, hogy még a késő miocén üledékképződés után is történtek itt kompressziós vagy eltolódásos mozgások.

5. Szent Mór iskola

A feltárás leírása

2017 nyarán a Szent Mór Iskolaközpont Papnövelde utcai egységének udvarán tornaterem-építés miatt ástak épületalapot [EOV 586595, 81997]. A kb. 35×30 m-es feltárásban összesen kb. 80 m hosszú és max. 6 m magas falfelületen dél felé kibillent szarmata és pannóniai rétegsor került napvilágra (12. ábra).

A feltárás északi (ÉNy-i) kétharmadát szarmata rétegsor alkotja. Jellemző litofáciései, melyek a rétegsorban többször előfordulnak:

- Sárgásfehér, homokos „cerithiumos durvamészkő”. Porózus, díszített tornyoscsigák (*Granulolabium?*) lenyomataival és kőbeleivel. Szórta 3-10 cm-es, jól koptatott középső triász mészkő kavicsokat tartalmaz.
- Szürkésfehér, laminált mészmárga.
- Zöldesszürke, kemény, homokos agyagmárga, nagy méretű ostreákkal (*Crassostrea gingensis*), csiga- és kagylókőbelekkel, valamint apró kagylóhéjtöredékekkel.
- Szürke, jól osztályozott, bioklasztos homok, a szemcsék anyaga kisebb részben kvarc, nagyobb részben mészhéjtör-

melék, uralkodóan durvahomok-darakavics szemcseméretben. *Pomatias* aff. *consobrina* operculumokat tartalmaz.

- Szürke, homokos agyag, rossz megtartású planispirális csigával (*Gyraulus?*), *Pomatias* aff. *consobrina* operculumokkal (12. ábra B).

- Világos sárgásbarna, tömött mészkő (mikrit), egyes padokban nagy méretű ostreákkal.

A szarmata és pannóniai összlet közötti határ csapása KÉK–NyDNy-i, nem párhuzamos a rétegzéssel. A két egység között szögdiszkordancia figyelhető meg: a határ alatt a szarmata mészkő dőlése 170/65, fölötte a pannóniai homoké 195/45 körüli (12. ábra C, D).

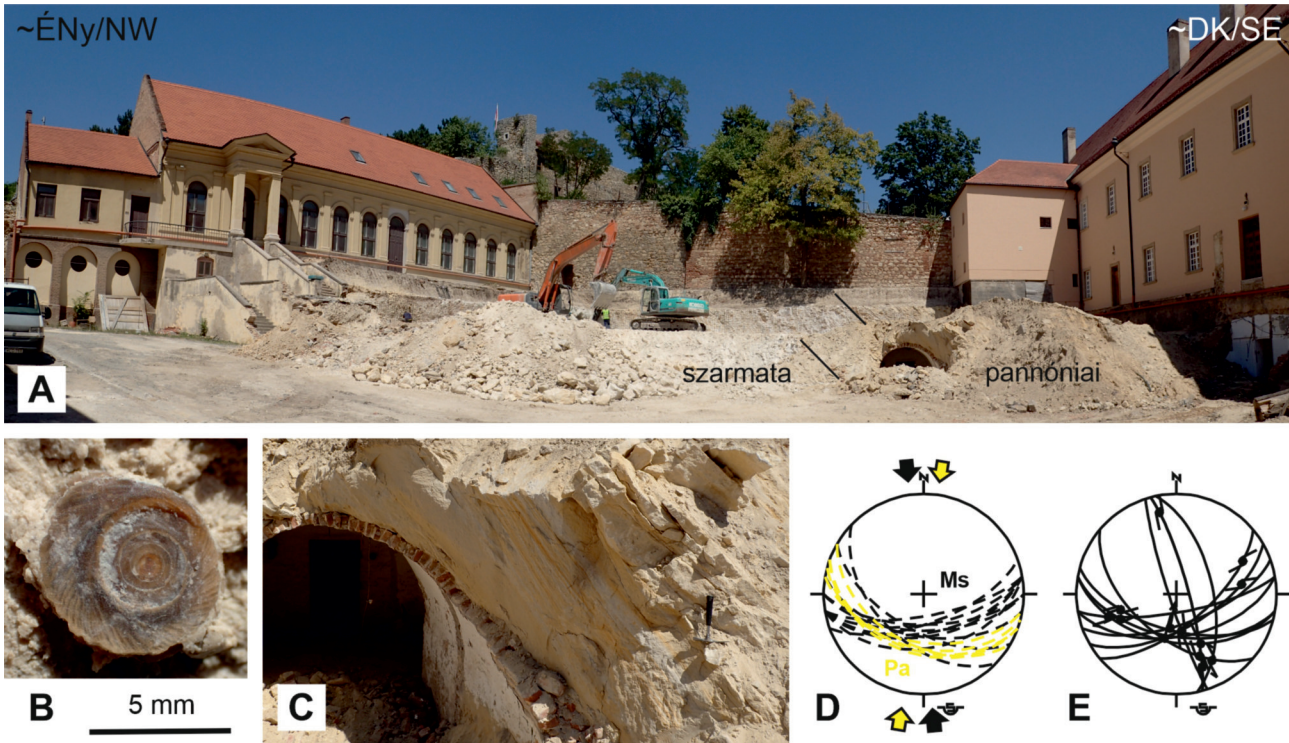
A mészkőre közel sík eróziós felszínnel kb. fél méter vastag konglomerátum települ. A max. 15 cm-es, jól koptatott kavicsok anyaga középső triász és szarmata mészkő, az apróbbak (2-3 cm) közt kvarc is előfordul. A pannóniai összlet többi részét kereszttrétegzett vagy síklemezes, közép-durvaszemű homok, aprókavicsos homok alkotja, helyenként bioturbáció nyomaival, 5–20 cm vastag rétegekkel. A finomabb szemű rétegek meszesek, keményebbek, a durvábak inkább limonitosak.

A szarmata összletben több helyen lehetett vetőket megfigyelni (12. ábra E). Főleg agyagos rétegekben fordultak elő, sokszor réteglap menti elmozdulás eredményeként jöttek létre. Legtöbbjük ferde mozgásról – eltolódásról és feltolódásról – tanúskodik, ahol a horizontális komponens az erősebb. A karcok rossz megtartásúak, sok helyen a mozgás iránya nagyon bizonytalanul vagy nem volt megállapítható. A feszültségmező-számítás emiatt nem vezetett eredményre.

Ósmaradványok

A világos sárgásbarna mészkő számos puhatestű-maradványt, köztük osztrigákat (*Crassostrea* sp.) tartalmazott. A mészkőből készült vékonycsiszolatokban a puhatestűeken kívül számos foraminifera-metszettel (*Miliolina*-félék, *Elphidium* sp.) lehetett találkozni (13. ábra), ami meleg sekélytengerben való lerakódásra utal. *Microcodium* is lehetett a mintában azonosítani, aminek a megjelenése a sekélytengeri és egyéb mészkövekben széleskörű, utólagos talajosodásra utal. A mészkövek felszínre kerülésekor a talajosodás korai szakaszában megtelepedő növények gyökérszövetének átalakulásával jön létre (KOSIR 2004).

A szürke, bioklasztos kőzetlisztes homokból nagy mennyiségben foraminifera-vázak és kevés kagylósrák is előkerült. Az ostracoda-vázak egy része erősen koptatott kettős teknő volt (*Cyprideis?* sp. és *Aurila?* sp.), de jó megtartású félteknők is előkerültek (*Aurila merita*, *Tenedocythere cruciata* és *Xestoleberis* sp.). A foraminifera-együttes csaknem felét az *Elphidium*-félék (*Elphidium macellum*, *E. obtusum*, *E. crispum*) teszik ki. Emellett kisebb mennyiségben megjelennek az *Ammonia beccarii* és a *Nonion bogdanowiczii* egyedei. A *Miliolina*-félék közepes megtartásúak, a *Cycloforina* sp. és *Ququeloculina* sp. taxonokat sikerült elkülöníteni. A nagyforaminiférák közül a *Borelis melo melo* gömbölyded vázaival is találkozhatunk. A vizsgált mintából egyéb ősmaradványok is előkerültek. A kagyló- és csigaembriók, operculumok és bryozoatelep-töredékek mellett



12. ábra. A Szent Mór Iskolaközpont építkezése. A) A feltárás látképe északkelet felé nézve. B) *Pomatias* aff. *consobrina* operculum szarmata homokos agyagból. C) Kibillent pannóniai homok. D, E) A feltárásban mért rétegdőlések, valamint a szarmata összletben mért vetők sztereogramja. Ms: szarmata; Pa: pannóniai.

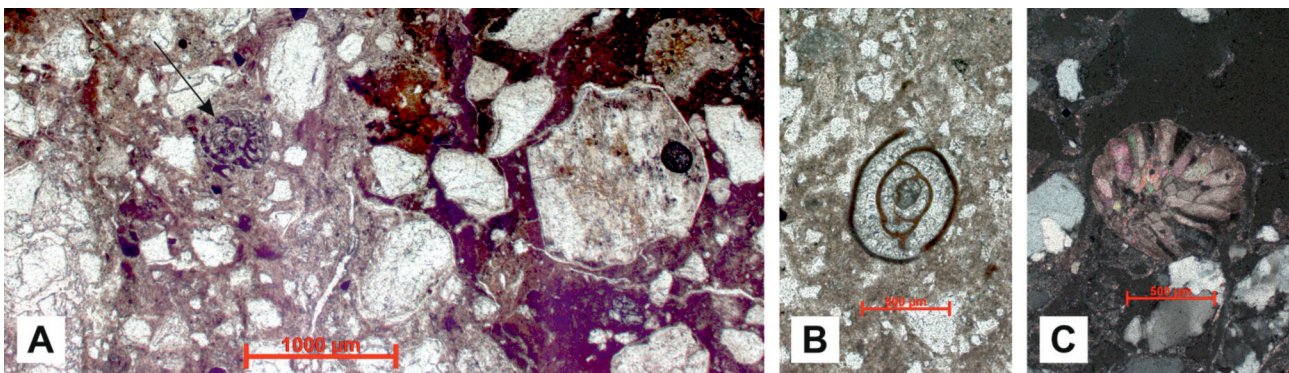
Figure 12. Construction site of Szent Mór school. A) View of the outcrop towards northeast. B) *Pomatias* aff. *consobrina* operculum from Sarmatian sandy clay. C) Tilted Pannonian sand. D, E) Stereoplot of bedding dips of the outcrop and of faults measured in the Sarmatian beds. Ms: Sarmatian beds; Pa: Pannonian.

egyértelműen áthalmazott vörösalga-, szivacs- és süntüsketörödékek is megjelennek.

A szürke agyagból az említettekhez nagyon hasonló, csak jobb megtartású és diverzebb együttes került elő. A foraminifera-együttest itt is az élt viselő és tüskés *Elphidium*-félék (*Elphidium macellum*, *E. aculeatum*, *E. crispum*, *E. fichtelianum*) dominálják, de megjelennek az él nélküli formák is (*Elphidium obtusum*, *E. hauerinum* és *Porosonion granosum*). Emellett találkozhatunk a *Lobatula lobatula* és az *Ammonia beccarii* egyedeivel is. A porcelánvázú foraminiferákat a *Varidentella rotunda*, *Cycloforina* sp., *Quinqueloculina* sp. és a *Borelis melo melo* példányai kép-

viselik. A foraminiferák mellett a kagylósrákok is változatos megtartást mutatnak. Erősen koptatott kettőstestek formájában találkozhatunk a *Xestoleberis tumida*, *Loxococoncha* sp. és *Callistocythere* sp. taxonok példányaival. Csak az *Aurila merita* jelenik meg jó megtartású féltetőként. A mintában szintén vannak bryozoatelep-törödékek, kagyló- és csigaembriók, operculumok és bemosott szivacs- és süntüsketörödékek.

A vizsgált rétegek a kora szarmatában rakódhattak le az *Aurila merita* jelenléte alapján. A faj csak az alsó szarmatában, a *Cytheridea hungarica*–*Aurila mehesi* kagylósráczónában fordul elő (TÓTH 2009). Koruk így megegyezik a



13. ábra. A Szent Mór Iskolaközpont építkezésén feltárt szarmata mészkő mikrofosziliái. A) Szöveti kép *Elphidium* sp.-vel (nyíllal jelölve); B) Miliolidae; C) Microcodium. B-C léptéke 500 mikron.

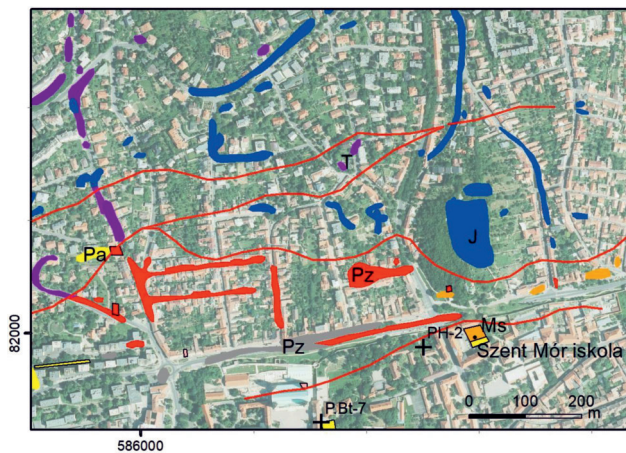
Figure 13. Microfossils in the Sarmatian limestones of the Szent Mór school. A) Texture photo with *Elphidium* sp.; B) Miliolidae; C) Microcodium. Scale bar for B-C is 500 microns.

Havi-hegy mészkővének korával, ahol a vastag héjú, nagy ostreák szintén megjelennek (SEBE et al. 2015), bár HÁMOR (1970) nem említi őket a Havi-hegy leírásánál. A meghatározott kagylósrakok és foraminiferák jó része epifita életmódot folytathatott, valószínűleg egy tengerifü-közösség fosszilizálódott elemei. Hasonló, ma élő közösségeket írtak le a Földközi-tengerből (LANGER 1993, MURRAY 1991). Ilyen leletanyag gyakori a magyarországi alsó szarmata képződményekben (GÖRÖG 1992, TÓTH 2008, TÓTH & GÖRÖG 2008). A mikrofauna sekélytengeri (vízmélység <50 m alatti), meleg, mérsékelt, közel normál sótartalmú, jól szellőzött környezetre utal. A kiválogatott ősmaradványok nagyobb hányada koptatott, sérült példány volt, ami erősen mozgatott üledékgyűjtőre utal. Néhány jó megtartású egyed is előfordult, ami összemossa enged következtetni. A szimbiontákkal együtt élő porcelánvázú nagyforaminiferák, a *Borelisek* jelenléte a mintában inkább a felső badeni képződményekből való bemosódásra utal, mintsem in situ megőrződésre, bár utóbbira is van példa (GAGIĆ 1983).

Elsődleges értelmezés

A két feltárt összlet közti szögdiszkordancia (kora) szarmata és (késő) pannóniai közti mozgásra utal, míg a pannóniai homok dőlése az üledékképződést követő eseményre. Mindkét deformációt létrehozhatta az az É–D-ies kompresszió, amelynek hatására a Mecsek az előtere felé tolódott.

Feltűnő, hogy mind a szarmata, mind a pannóniai üledékben az alaphegységi eredetű kavicsokat csak középső triász mészkő képviseli, miközben a feltáráshoz legközelebb ma paleozoos gránit és metamorfitek, valamint alsó jura márga és homokkő bukkan a felszínre (14. ábra). A legközelebbi triász feltárást 350 m-re ÉÉNy-ra található. A 300 m-re NyDNY-ra elhelyezkedő Bt-7 fúrásban a pannóniai homok alatti szarmata faunás mészkő fillitre települt (CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY & KÓKAI 1980; a fúrás Pécs 4/7 néven szere-



14. ábra. A Szent Mór iskola elhelyezkedése a korábban észlelt feltárások között, 2004-es légitelkép alapján. A korábbi észlelések NAGY & HÁMOR (1964), SZEDERKÉNYI (1970), SOMOGYI (1976a) és saját megfigyelések alapján. Pz: Paleozoikum; T: triász; J: jura; K: kréta; M2s: szarmata; Pa: pannóniai.

Figure 14. Location of the Szent Mór school among outcrops observed in the past. Previous observations based on NAGY & HÁMOR (1964), SZEDERKÉNYI (1970), SOMOGYI (1976a) and own data. Pz: Paleozoic; T: Triassic; J: Jurassic; K: Cretaceous; M2s: Sarmatian; Pa: Pannonian.

pel), keletebbre, a Havi-hegy környékén pedig alsó jura üledékekre. A szarmata mészkőben a kristályos és jura kavicsok hiánya így nem annak tudható be, hogy csak később kerültek felszínre, lepusztulási helyzetbe ezek az összletek, hanem a szarmata elöntés során hamar lefedődtek. A szarmata utáni mozgások nemcsak az addig lerakódott üledékes rétegsor kibillenését okozhatták, hanem tagolt domborzatot és helyenként eltérő mértékű eróziót is. Míg a pannóniai homok a Szent Mór iskola feltárázásában és a Bt-7 fúrásban szarmata mészkőre települt, a kettő között, a feltárástól 100 m-re Ny-ra mélyült Ph-2 fúrásban közvetlenül paleozoos fillitre (CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY & KÓKAI 1980).

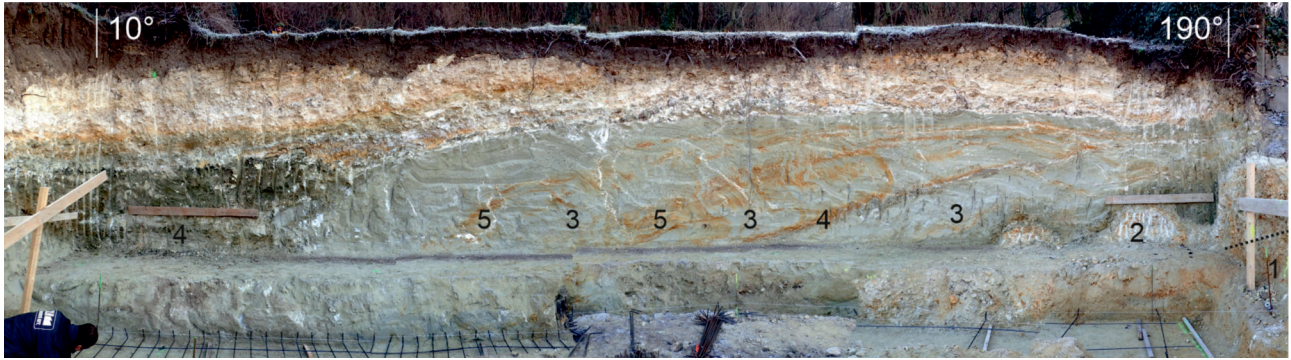
Havi-hegy

A feltárások leírása

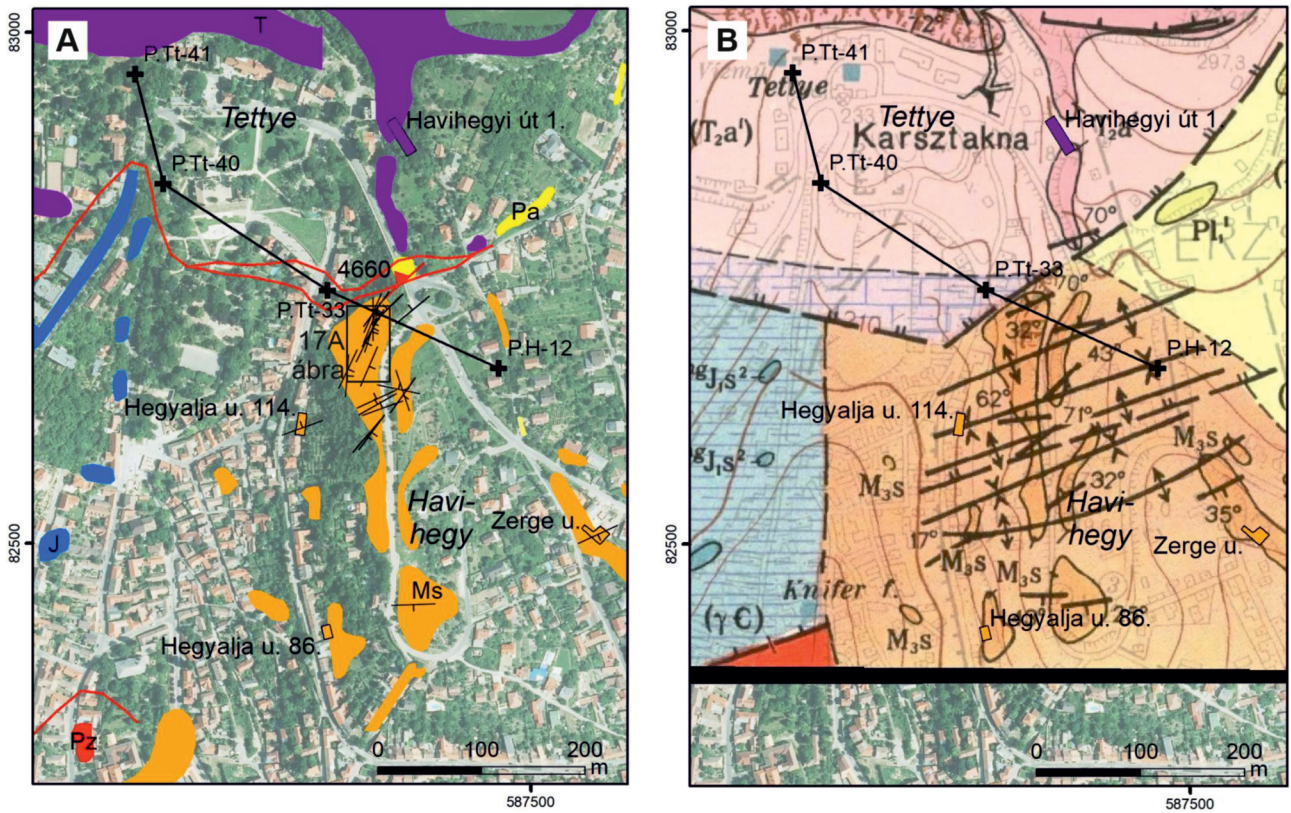
A Havi-hegy szarmata mészkőszirtje Pécs jellegzetes tájképi része (1. ábra, 16. ábra A). A közelmúltban néhány építkezés feltárta a mészkő fekéjében települő vagy vele részben összefogazódó törmelékeny képződményeket.

A legnagyobb mesterséges feltárást a hegy nyugati felén, a Hegyalja u. 114. házhelyének oldalában 2015-ben a Szent Mór iskola alapozásához hasonló kőzettípusokat lehetett megfigyelni: szürkésárga, homokos kavicsot, 2-3 cm-es, alig-közepesen koptatott kvarc, metamorfit és mészkő kavicsokkal (15. ábra A 1); szürke, gumós, héjtörredékes mészkövet (2); zöldesszürke, agyagos homokot durvahomok szemcseméretig (3); barnászöld, homokos agyagot (4); valamint szürkészöld, homokos kavicsot, 0,5-1 cm-es kvarc és metamorfit kavicsokkal (5). A kavicsrétegeken bizonytalanul 340/20 dőlést lehetett mérni, de a legfőbb két réteg (5, 4) az ÉK-i sarokban ÉK-ies dőlést mutatott. Délebbre, a Hegyalja u. 86. ház alapjánál az utcáról hasonló rétegsor látszott délies, 20-25° körüli (ál)dőléssel. A hegy túloldalán, a Zerge utca keleti oldalán hasonló kőzettípusok fordultak elő, lencsésen, összefogazódva, mellettük és részben alattuk több m vastag mészkőpaddal. Az erősen csillámos, akár 0,5 cm-es muszkovitpikkelyeket tartalmazó homok- és kavicsrétegekben itt is előfordultak jól koptatott triász mészkő kavicsok.

A Havi-hegy szerkezetét illetően NAGY & HÁMOR (1964) sűrű redősört ábrázol a területre (16. ábra B), közöttük szoros redőkkel. A szarmata mészkő fölött a késő miocénben legfeljebb 200-300 méter fedő lehetett (~400 m tszf. magasságig; SEBE et al. 2013), ez a betemetettség messze nem elég ahhoz, hogy a már kőzetté vált, rideg mészkő folytonosan deformálódjon és szoros redőkbe gyűrődjön. Amennyiben az ábrázolt szerkezeti kép helytálló, a gyűrődésnek még a kőzet teljes megszilárdulása előtt, a szarmata korszakban kellett történnie. A kérdés tisztázása céljából bejártuk a mészkőtest területét, megfigyelve a rétegek kapcsolatát és a lehető legtöbb helyen rétegdőlést mérve. Tapasztalataink fő vonásaiban megegyeztek a NAGY & HÁMOR (1964) által felvázolt képpel: hasonló rétegdőléseket mértünk (16. ábra A), és a redőket formáló rétegcsoportok sokáig követhetők voltak. A fő eltérés a hegy északi végén jelentkezett, ahol nevezett szerzők a meredek, ÉNy-ias dőlésű rétegeket egy anti-



15. ábra. A Hegyalja u. 114. feltárása a Havi-hegyen. A feltárás helyét a 16. ábra mutatja. A számok magyarázata a szövegben.
 Figure 15. Construction site at Hegyalja u. 114. on Havi Hill. For the location see Fig. 16, for the explanation of numbers see the text.



16. ábra. A) A havi-hegyi feltárások elhelyezkedése a korábban észlelt feltárások között, 2004-es légi felvétel fölött. A korábbi észlelések CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY (1978b), CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY & KÓKAI (1982), NAGY & HÁMOR (1964) és saját adatok alapján. Pz: Paleozoikum; T: triász; J: jura; Ms: szarmata; Pa: pannóniai. B) A Havi-hegy NAGY & HÁMOR (1964) térképén. C) Szelvény a Tettyén és Havi-hegyen keresztül, a térképeken látható nyomvonalon. A színes vonalak a kibúváásokat jelölik; a rétegzés a szelvény déli végén bevetített.

Figure 16. A) Location of outcrops around Havi Hill among outcrops observed in the past. Previous observations from CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY (1978b), CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY & KÓKAI (1982), NAGY & HÁMOR (1964) and own data. Pz: Paleozoic; T: Triassic; J: jura; Ms: Sarmatian; Pa: Pannonian. B) The hill in the map of NAGY & HÁMOR (1964). C) Cross-section along the line indicated in the maps. Colour lines indicate outcrops. Bedding near the southern end of the profile is projected.

klinális északi szárnyaként értelmezték, hasonlóan VADÁSZ (1935) véleményéhez. A mészkövet oldalról, csapásirányból szemlélve egyértelművé vált (17. ábra), hogy szinklinálisról van szó, amelynek északi szárnya átbuktatott. Ezt a szárnyat párhuzamos, vízszinteshez közeli helyzetű síkok metszik, amelyek mentén a felső közszelet mai helyzetében laposan dél felé csúszott (17. ábra). Mind e nagy szinklinálisnak, mind a hegy tetején a mérésekből kirajzolódó redőknek a tengelye ÉK felé dől (17. ábra B). A redők ÉNy–DK-i kompresszió hatására jöhettek létre az ÉK-i billenés előtt. Egyes rétegtalpokon Mohr-párokat alkotó, a rétegzésre nagyjából merőleges litoklázisok sorozata figyelhető meg, amelyek eredeti helyzetükbe visszaforgatva szintén ÉNy–DK-i összenyomásra utalnak (17. ábra C). Néhány kisebb feltolódás erre közel merőleges kompressziót valószínűsít, ezek a rétegsor keleties kibillenésével lehetnek egykorúak (17. ábra C).

A szinklinális északi szárnyát metsző síkok jelenlegi helyzetükben dél felé mutató áttolódásnak tűnnek, és keleties dőlésük van (17. ábra A, E). Karcokat nem találtunk rajtuk. Úgy tűnik, hogy dél felé, a magasabb helyzetű, fiatalabb rétegek felé nem folytatódnak, ami szinszediment vetőmozgásra utalna. Ha feltesszük, hogy a síkok a redőződés előtt keletkeztek, és a helyi rétegdőlések alapján visszaforgatjuk őket eredeti helyzetükbe, akkor ÉÉNy-i dőlésű, meredek, normál komponensű vetőket kapunk (17. ábra E, bal lent). Csapásuk ez esetben megegyezik a Mecsek-alja-öv vetőinek itteni csapásával, meredekségükből pedig arra következtethetünk, hogy a mozgásnak oldalirányú összetevője is lehetett. Mivel a rétegsor fiatalabb részét nem érintik, szinszediment tágulást, valószínűleg transzzenziót jeleznének. Ha azt feltételezzük, hogy a redőződés után, de még az ÉK-i kibillenés előtt jöttek létre, akkor a redőtengely dőlése alapján kell visszabillentenünk őket ahhoz, hogy eredeti helyzetüket lássuk. Ez esetben (17. ábra jobb lent) DK-ies dőlésű, tehát ÉNy-ias vergenciájú, igen lapos rátolódásokat kapunk. Az ÉNy-DK-ies összenyomás megegyezik a redőződést okozó hatással, az ÉNy-i vergencia, azaz a hegy felé tolódás azonban nem túl valószínű. Harmadik feltételezésünk az lehet, hogy a jelenlegi az eredeti helyzetük (17. ábra E, fent). Ekkor a redősor kibillenése után, ÉK–DNy-i összenyomás hatására jöhetett létre a rétegeken ma látható eltolódás, azaz tulajdonképpen a billenés folytatásaként. Nehezen magyarázható viszont, hogy a deformáció miatt csak a rétegsor alsó részét érintette volna.

A Havi-hegy mészkő rétegsorának legfelső tagját képező nagyostreás mézsmárgapad puhatestűit és mikrofaunáját már 2015-ben leírták, de korát a szarmatán belül nem sikerült biztosan megállapítani (SEBE et al. 2015). A mikrofauna partközeli, 10 m-nél sekélyebb, instabil, inkább fluktuáló sőtartalmú környezetre utalt. Mivel ez a pad zárja a rétegsort és behatárolja a mészkőtest és a deformációk korát, a réteget újvizsgáltuk a kor pontosítása céljából. A kioldott mikrofauna-együttesben foraminiferák és kagylósrákok is megjelennek. A foraminiferák közül nagy gyakorisággal fordul elő a tágtűrűsű *Ammonia beccarii* faj, de megjelennek mellette a *Porosonion granosum* egyedei és a *Miliolina*-félék is (*Quinqueloculina* sp. és *Varidentella* sp.). A főként kettős

teknőkként megmaradt kagylósrákvázak alapján a következő taxonokat sikerült azonosítani: *Aurila* sp. és *Senesi vadaszi*. Utóbbi taxon előfordulása alapján a vizsgált rétegek a kora szarmatában rakódtak le. Ez összhangban van azzal, hogy a szarmata képződményekben ritka, nagy méretű osztrigákat általában az alsó szarmatából ismerjük (pl. *Crassostrea*-töredékeket a Stájer-medencéből a szarmata bázisáról; HARZHAUSER & PILLER 2004).

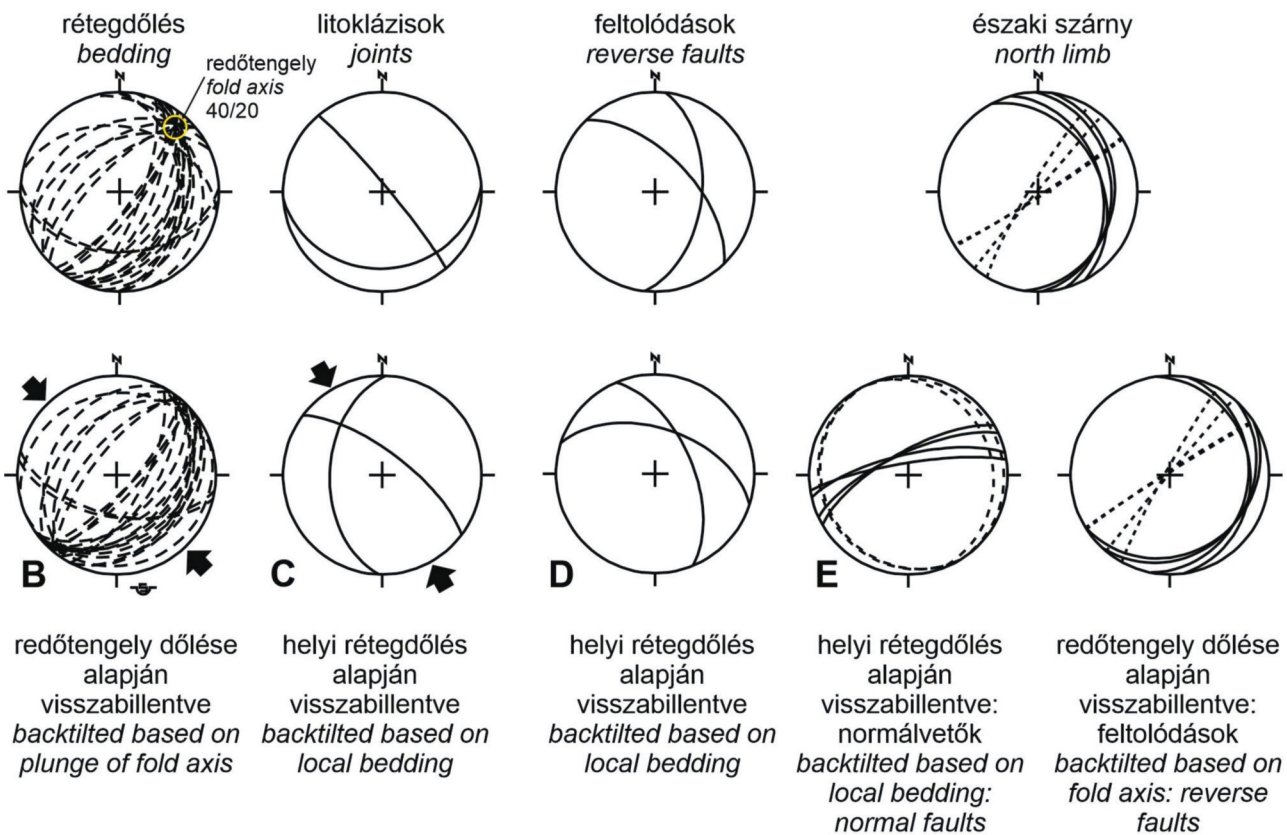
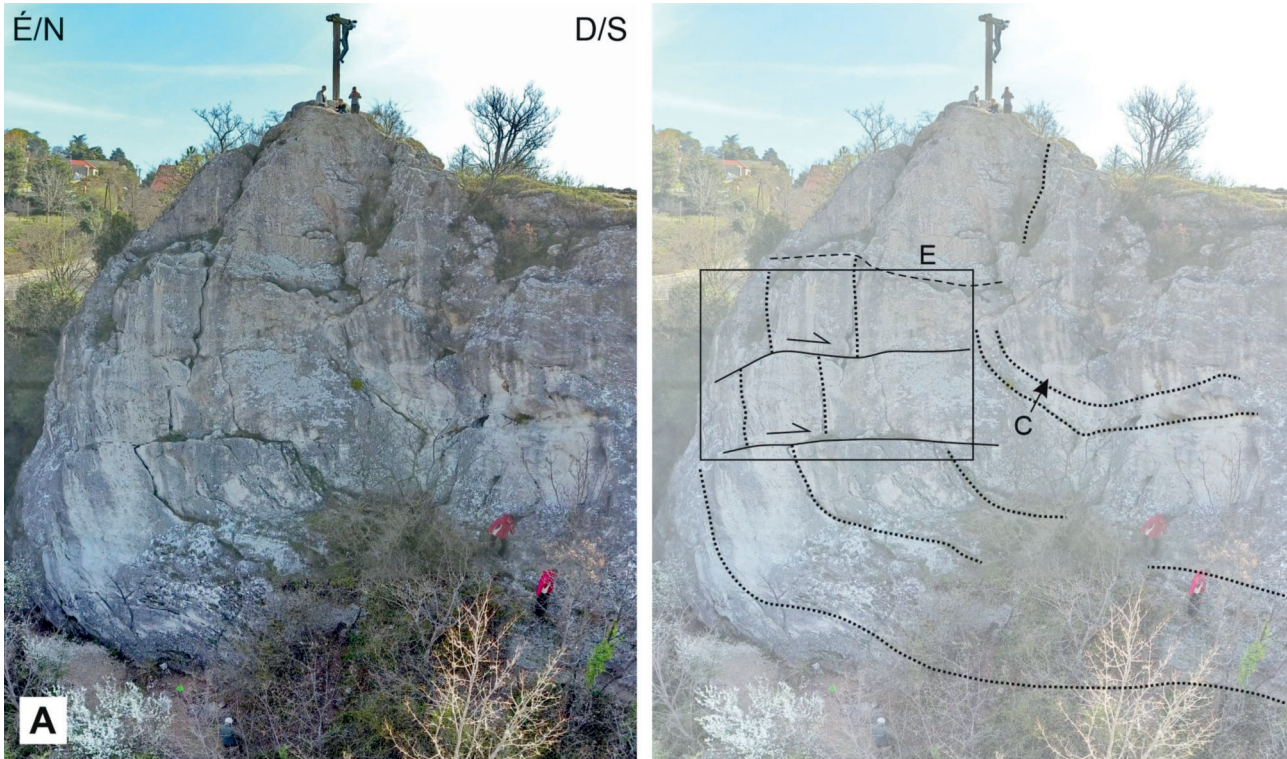
A Havi-hegytől valamivel északra, a Havihegyi út 1. háznál 2020-ban készült bevágás középső triász Lapsi Mészkővet, valamint annak törmelékét tárta fel (18. ábra). A Lapsi Mészkő a feltárás két végében jelent meg, erősen gyűrt, nehezen követhető rétegekkel. A két blokk közt 13–14 m vastag kemény, mézscementált, osztályozatlan mészkőbreccsa volt látható, amit mindkét oldalon agyagot is tartalmazó vetőzóna határolt. A délebbi, 346/36 dőlésű, 0,5 m széles vető nagyobb részét mészkőtörmelék, déli 10 cm-ét barnásszürke agyag töltötte ki. Az agyagrétegből vett mintából kevés mikrofosszília került elő, melyek főként 0,5 cm-es, *Bythinia*-félékhez tartozó csiga operculumok voltak. A kagylósrákok közül a *Candona* genust sikerült azonosítani. Az ősmaradvány-együttes neogén édesvízi, tavi, esetleg folyóvízi környezetre utal. *Bithynia tentaculata* operculumokat BODA (1959) említ a várpalotai szarmatából, és a Mecsekben is tartalmaz édesvízi rétegeket a szarmata rétegsor (SZUROMI-KORECZ et al. 2021). Ez alapján a mintázott összlet tartozhat a szarmatába, bár a rendelkezésre álló adatok alapján ez biztosan nem állapítható meg.

Elsődleges értelmezés

A törmelékes rétegek metamorf és kis részben triász mészkő kavicsanyaga alapján a kora szarmatában az alaphegységi köztettek hasonló helyzetben lehettek a maihoz (16. ábra A), elérhető közelségben.

A szarmata rétegsor uralkodóan folytonosan deformálódott, számottevő betemetettség nélkül. Ennek a mészkő teljes megszilárdulása (közetté válása) előtt meg kellett történnie. A réteglapok a szinklinálisban gyakran hullámosak, egyenetlenek, nehezen követhetőek. A szinklinális északi szárnyát metsző lapos vetők és a réteglapokat metsző konjugált litoklázisok is hullámosak. Kevés a réteglap menti csúszófelület a hegyen, ami utólagos gyűrődés során jellemző. E tulajdonságok megerősíthetik a „félkemény” állapotban történt deformációt. (Hasonló jelenségeket szintén litorális mészkőben írtak le a Budai-hegységben is (MAGYARI 1997).) A mészkő a rétegsor legtetőjén található nagy ostreás pad alapján a kora szarmatában rakódott le, 12,65 és kb. 12 millió év között (RAFFI et al. 2020). Ekkor képződhetek a nagy szinklinális (17. ábra) északi szárnyát metsző vetők, eredetileg normálvetőkként, és a gyűrődésnek is nagyjából ekkor kellett történnie. A redősor később kibillent ÉK felé, amihez további kisebb feltolódások kialakulása társult.

A szarmata és a középső triász mészkő a Havi-hegy északi végénél ma tektonikusan érintkezik (NAGY & HÁMOR 1964; 16. ábra B). A középső triász mészkő szarmatára való „pikkelyes reátolódását” már VADÁSZ (1935) felismerte. A feltolódás koráról későbbi adatok szolgáltathatnak információt.



17. ábra. A Havi-hegy északi végének gyűrt alsó szarmata mészkőve. A) Látkép délnyugatról a hegy északi részén. A feltárás helyzetét lásd 16. ábra A. B) A mészkővön mért rétegdölések sztereogramjai. C) A mészkőrétegeket metsző, Mohr-párokat alkotó litoklázisok sztereogramjai. D) A mért feltolódások sztereogramjai. E) A szinklinális északi szárnyának lapos síkjai és rétegdölései.

Figure 17. Folded lower Sarmatian limestone of Havi Hill. A) View from southwest at the northern end of the ridge. For site location see Fig. 16 A. B) Stereoplots of bedding dips. C) Conjugate joints crosscutting the layers. D) Reverse faults. E) Flat planes and bedding dips in the north limb of the syncline.



18. ábra. A Havihegyi út 1. feltárása. A feltárás helyét a 16. ábra mutatja. A) A feltárás látképe. A fal ~25 m hosszú. B) Az agyagos vetőzónák sztereogramja. C) Bithyniidae operculum.

Figure 18. Construction site at Havihegyi út 1. For the location see Fig. 16. A) Photo of the site. Outcrop is ~25 m long. B) Stereonet of clayey fault zones. C) Bithyniidae operculum.

SOMOGYI (1976c) a Tettyéről „a Haviboldogasszony-hegy felé haladó műút mentén” „az anizuszi és szarmata mészkő között, pikkelyként becsípve 25 m hosszban, sárga pannóniai homok (aprószemű)” jelenlétét észlelte (16. ábra A; 4660 sz. feltárás), emellett leírta, hogy a triász és a szarmata mészkő ÉNy-i dőlésű sík mentén érintkezik. Bár a feltárást alaposan dokumentálta, ez a megfigyelés nem került fel a két évvel később elkészült építésföldtani térképre (CHIKÁN et al. 1978). Pedig az építésföldtani térképezéshez mélyült fúrások összecsengtek a megfigyeléssel: a feltárással csapásban a Tt-33 fúrás a kvarter alatt elérte a pannóniai homokot. Ez alapján legalább a rövidülés egy részének a pannóniai üledékképződés után kellett történnie.

A Tettyén két fúrás (Tt-40 és Tt-41) harántolta a középső triász mészkő alatt az alsó jura márga-homokkó összletet (CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY 1978b) (16. ábra C). A triász karbonátok alsó jurára tolódása alapvetően a kréta közepére tehető, amikor a Mecsek mai szerkezetének fő vonásai kialakultak (CSONTOS & VÖRÖS 2004). Ekkor jöhettek létre a triász mészkő peremén a DK felé átbuktatott redők, amelyek ma is megfigyelhetők a Havi-hegyre vezető út bevágásában (16. ábra C). A csúszási sík a neogénben felújulhatott. A hegységelőtérben, így a Havi-hegyen és tőle keletre, a szarmata üledéksor rátelepül az alaphegységre: kis részben kristályos kőzetekre, nagy területen alsó jurára. A szarmatában több helyen megtalálható középső triász mészkő kavicsanyag alapján a triászt is fedhette egy időben. A neogén mozgások során a triász tovább tolódhatott az előtér felé, és felgyűrhetette a szarmata sorozat északi részét. A mozgást elősegíthette a fekvő jura összlet márgás mivolta, de a deformáció egy részét felvehették a szarmata rétegsoron belüli törmelékes szakaszok is.

A triász és a szarmata közé a pannóniai homok becsípődése egy későbbi fázisban történhetett. Ahogy a Havi-hegynél, tőle keletre a hegységperemen is az jellemző, hogy a felső miocén üledékek részben lefedik a triász és szarmata kőzeteket, részben tektonikusan becsípve, a triász alatt található meg (SOMOGYI 1976c, 1977). Ennek korához adhatnak adatot a közelben, ÉK felé elhelyezkedő pannóniai feltárások, amelyek FERENCZINÉ (1937) Zelms-, Lazarovits-, Sigrist- és Polgár-bányaként szerepeltek. Ezekből SÜMEGHY ha-

tározása alapján FERENCZI (1937) olyan puhatestű-faunákat ismertet, amelyekben vegyesen fordulnak elő idősebb és fiatalabb pannóniai fajok, minden bizonnyal a pontatlan határozások miatt. A *Melanopsis fossilis* (= *martiniana*), *M. rarispina*, *Tinnyea vasarhelyii*, *Congeria zsigmondyi*, *C. partschii*, *Lymnocardium* cf. *tegulatum*, *L.* cf. *majeri* (valószínűleg *L. winkleri*) fajok jelenléte alapján véleményünk szerint ezek a rétegek a *Lymnocardium conjungens* zóna fiatalabb részébe tartozhatnak, hasonlóan a Pécs-Danitzpusztán feltárt márga rétegsor felső részéhez (10,5-10,2 Ma). Feltételezzük, hogy a faunalistákban téves határozás miatt szerepelnek ennél fiatalabb fajok, például a *Congeria triangularis* és a *Pseudocatillus* cf. *simplex*. A *Viviparus* nemzetség jelenléte két feltárásban is zavarba ejtő, ez a nemzetség ugyanis nem ismert az idősebb pannóniai rétegekből, ugyanakkor nehezen keverhető össze más pannóniai csigával.

A Havihegyi út 1. alatti feltárás alapján a neogén vetős mozgások nemcsak a triász összlet határán zajlottak, hanem attól nem túl távol a Lapisi Mészktő belsőbb részeit is érintették.

Az eredmények megvitatása

A vizsgált helyszínek egy nyugat-keleti szelvény mentén helyezkednek el, lefedve a Mecsekalja-öv pécsi szakaszának nagyobb részét. Pannóniai üledékek a teljes hosszban, szarmata csak a keleti részen fordult elő. Az egyes feltárásokban tett megfigyelések alapján következtetéseket tehetünk a terület neogén fejlődéstörténetére vonatkozóan.

Eseménytörténet

A szarmata képződmények mikropaleontológiai vizsgálata minden érintett feltárásban kora szarmata kort mutatott. Ez összhangban van CHIKÁN (1991) azon megfigyelésével, hogy a Nyugat-Mecsekben a szarmata emelet felső része hiányzik. Üledékfolytonos szarmata–pannóniai átmenet csak a déli hegységelőtérben, illetve a hegység keletkeleti részén, az alaphegységi beöblösödéseket kitöltő neogén rétegsorokban figyelhető meg (SZEDERKÉNYI 1963, HÁMOR 1970, CSO-

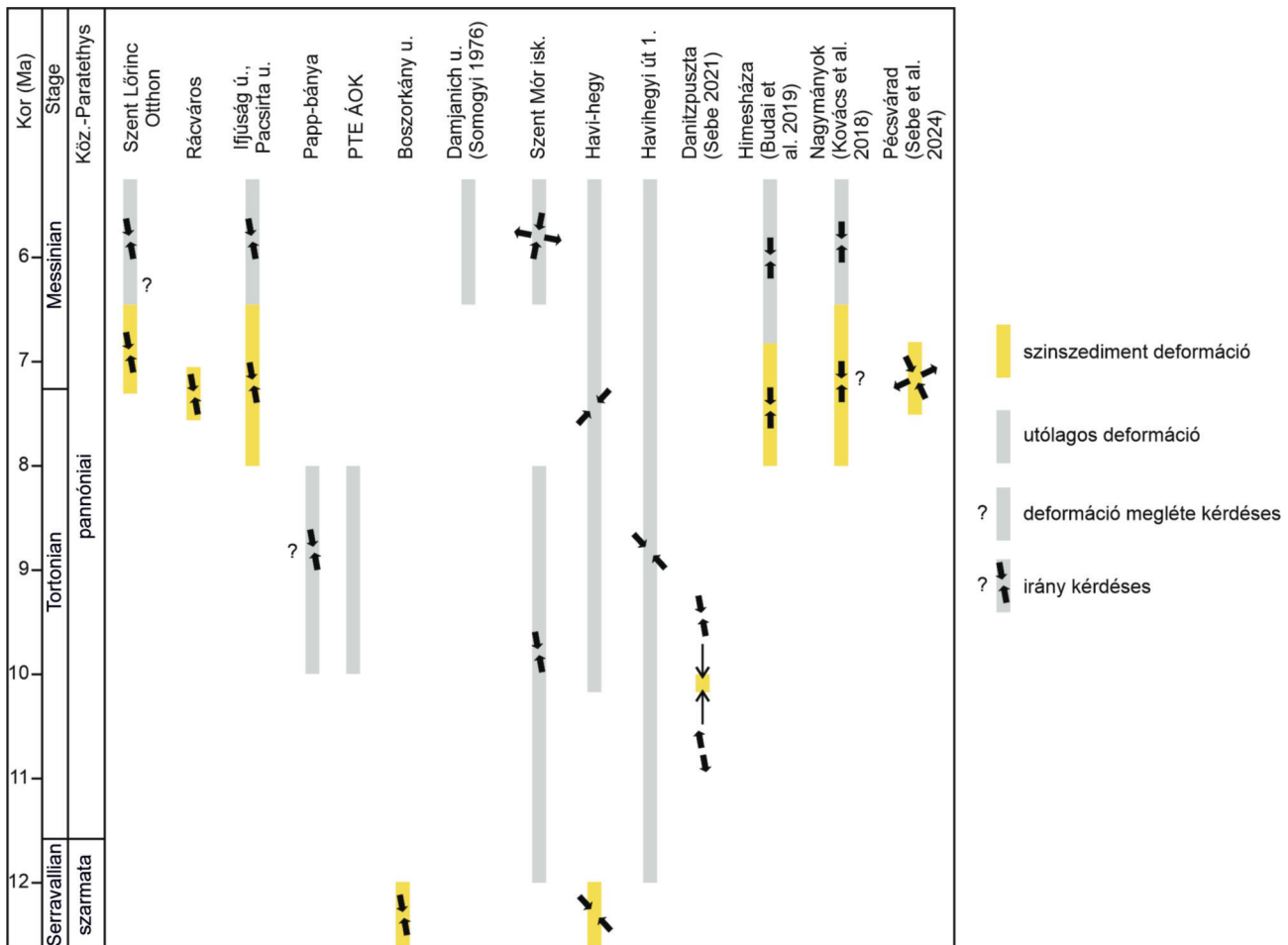
MA et al. 2021). A szarmata tengerelöntés idején a Mecsek-peremi part meredek és tagolt lehetett, időnként jelentősebb édesvíz-befolyással. A partvonalat alkotó kőzettestek térbeli mintázata a maihoz hasonló képet mutathatott.

Az eddig lerakódott képződmények még a szarmata korszakban, a teljes közzété válás előtt meggyűrődtek a Boszorkány úton és a Havi-hegyen. A redőtengelyek (É)ÉNy–(D)DK-i irányú összenyomást mutatnak, összhangban az eddigi szerkezetföldtani rekonstrukciókkal (CSONTOS et al. 2002a, KONRÁD & SEBE 2010) (19. ábra).

Az idősebb pannóniai képződmények szórványosan fordulnak elő Pécsen. A most vizsgált feltárások közül a PTE orvosi kar építkezése képviseli ezeket, az itt feltárt üledék 10–9,6 Ma között rakódhatott le a Pannon-tó sekély vizében. Archív adatok alapján hasonló korú a szomszédos Papp-bánya alsó egysége, valamint a Havi-hegytől ÉK-re található pannóniai feltárások. Az említett feltárások és talán a Szent Mór iskola szarmata rétegsora is még a fiatalabb pannóniai üledékek lerakódása előtt deformálódtak. A jellemzően délies irányú billenés alapján a deformáció É–D-ies összenyomás hatására történhetett, a szarmata rétegsorban eltolódásokat és réteglap menti elcsúszásokat is okozva. Az is lehetséges, hogy a szarmata összlet kibillenése ennél koráb-

ban zajlott, akár a 10,2–10 Ma közt Pécs–Danitzpusztán (1. ábra) történt feltolódásos mozgással (SEBE 2021) egyidejűleg vagy akár azt megelőzően.

A széles elterjedésű, a Mecsek peremén mindenütt megtalálható fiatalabb pannóniai homokösszlet koráról a puhatestű-maradványok alapján a rácvárosi feltárásból és a PTE környékéről rendelkezünk információval. Koruk előbbi helyen 7,6–7,1 Ma közé, a Papp-bányában és a közeli Mat-40 fúrásban (SEBE et al. 2016) 8–6,5 Ma közé tehető. A jelölt időszakban az üledékképződéssel egyidejű mozgások zajlottak, melyek során a Mecsek, illetve itt a peremi pikkelyövben annak egyes szeletei a déli előtérre tolódtak. Ezek megnyilvánulását látjuk az egyes rétegekben megjelenő monomikt, koptatatlan alaphegységi törmelékanyagban a Szent Lőrinc Otthon feltárásában és Rácvárosban (valamint a PTE ÁOK feltárástól északra lévő Ifjúság úti homokbányában; SEBE et al. 2016), Rácvárosban a rétegdőlés változásában és a szinszediment feltolódásokban, és erre utalnak SZABÓ (1972b) fúrási adatokból végzett szerkesztései Rácváros és a Zsebe-domb között. A Pécsről keletre végzett megfigyelések (pl. Pécsvárad, Himesháza; KONRÁD & SEBE 2010, CSONTOS et al. 2002a, BUDAI et al. 2019) hasonló eredményeket adtak.



19. ábra. A vizsgált feltárások szerkezeti elemeiből következtetett deformációs időszakok

Figure 19. Deformation intervals inferred from the studied outcrops

A pannóniai üledékképződést követő kompressziós deformáció szinte minden feltárásban tetten érhető. A Szent Mór iskolánál a felső miocén homok kibillenése jelzi, az összes többi helyszínen vagy közvetlen közelükben pedig alaphegységi, egy esetben (a Boszorkány úttól keletre) szarmata kőzetek tolódtak a pannóniai üledékekre. Lehetséges, hogy a Havi-hegyi redők keleties kibillenése is e fázis következménye. A Havi-hegytől északra található Misina–Tubestömb triász karbonátjai ugyanis az É–D-ies összenyomás elől keleti irányban kiszökve tolódtak rá a Pécsbányai-medence felső triász – alsó jura törmelékes összletére a pannóniai üledékképződés után (LEDŐ et al. 2013), és ez a mozgás kiválthatta az előtér billenését is. A posztpannóniai deformáció széles körben kimutatható volt a tágabb környéken: a Mecsekalja-öv keleti folytatásában, a Mórággyi-rög északi részén (MAROS et al. 2004), a Kelet-Mecsekben az Északi-pikkelyben (WEIN 1961, TARI 1992), valamint a hegység déli előterében is (NAGY & NAGY 1976).

Geodinamikai háttér

A Kárpát-medence tercier szerkezetfejlődésének fő irányítója az Európa–Afrika (Adriai-tüske) közeledés, a környező hegységkeret alatt a szubdukció és a felső lemez(ek) deformációja, riftesedés, főleg keleties irányú megnyúlás és merőleges rövidülés formájában (FODOR et al. 1999, HORVÁTH et al. 2006). A hagyományos felosztás szerinti színrift, posztrift és neotektonikus (medenceinverzióval járó) fázisokkal kapcsolatban a közelmúlt kutatásai arra mutattak rá, hogy a medencefejlődés szakaszai egy nagyobb medencén belül nem egyidősek, határuk diakron, és maga a riftesedés is vándorol a medencén belül (BALÁZS et al. 2016, 2024; ORAVECZ et al. 2024).

A vizsgált területen észlelt legidősebb, kora szarmata kompressziós deformáció a hagyományos beosztás szerinti tágulós, vetős árokfejlődéses színrift fázisra esik. A Mecsekben eddig nem írtak le ebből az időszakból rövidüléssel járó szerkezetalakulást. A Bakonyban a Telegdi–Roth-vonal mentén és Csesznek környékén tapasztaltak szarmatára, esetleg kora pannóniaira datálható transzpressziós mozgást (FODOR et al. 1999, KISS & FODOR 2007, FODOR 2010). A szarmata–pannóniai határon sok helyen figyeltek meg a Kárpát-medencében diszkordanciát és rövidüléssel járó deformációt („poszt-szarmata inverzió”), így a közelben a Kelet-Mecsekben (BENKOVICS 1997) és Horvátország északi részén is (TOMLJENOVIC & CSONTOS 2001), amit az alábukás megszűnésével és a medencealjzatot alkotó lemezek európai peremhez való ütközésével magyaráztak (HORVÁTH 1995, 2007). A Mecsekalja-övben most leírt kora szarmata rövidülés ezt korábban valamivel megelőzi – esetleg lehet ennek oka a Mecsek Adriai-tüskéhez való közeli helyzete.

A következő, a pannóniai korszak első felére tehető rövidülés már a hagyományos értelemben vett posztrift fázisra esik, amelyre süllyedés és mérsékelt extenzió lenne jellemző. A pannóniai korszak elején valóban süllyedés volt jellemző a területre, mélyült a Dráva-medence (SEBE et al. 2010), szinszediment extenziót írtak le a Pécsbányai-medencében és Horvátország északi medencéiben (TOMLJENO-

VIC & CSONTOS 2001, CSONTOS et al. 2002b). A Mecsekben az utolsó kimutatható extenziós (transzteniós) fázis 10,2–10 Ma közt zajlott (Pécs–Danitzpuszta; SEBE 2021), amit még ugyanebben a rövid időszakban erőteljes kompresszió váltott fel. Ezt követően sehol sem lehetett már egyértelműen megnyúlásos deformációt dokumentálni. A Pannomedence neotektonikus inverzióját az eddigi publikációk 8,5–8 Ma körülire tették annak délnyugati részén (TOMLJENOVIC & CSONTOS 2001, CSONTOS et al. 2002a, FODOR et al. 2005, HORVÁTH et al. 2006, UHRIN et al. 2009, BALÁZS et al. 2016). Úgy tűnik, hogy a Mecsekben már 10 millió évvel ezelőtt elkezdődhetett a medenceinverzió. A korai időpontban szerepe lehet a Kárpát-medencére nyomást gyakorló Adriai-tüske közelségének.

A neotektonikai időszakot és benne a mai feszültségmezőt a modellezések szerint a Mecsek környékén ÉK–DNy-i (KOROKNAI et al. 2023b szerint ÉÉK–DDNy-i) legnagyobb vízszintes feszültségtengely és a Mecsekalja-öv mentén balos eltolódás jellemzi (KOROKNAI et al. 2023a, BÉKÉSI et al. 2023, PORKOLÁB et al. 2023). A feltárásokban dokumentált szerkezeti elemekből jellemzően ÉÉNy–DDK-i legnagyobb vízszintes feszültségre tudunk következtetni, ami a Mecsekalja-öv vizsgált szakaszán szinte tiszta összenyomást eredményez. Elképzelhető, hogy a regionális feszültségmező ugyan ÉK–DNy-ias, ám a Mecsek a helyi viszonyok miatt nem ennek megfelelően viselkedik. A hegység szerkezeti határait jelentő vetőzónák, a Mecsekalja-öv és a Bakócai-vető a hegység DNy-i végénél összefutnak (HAAS et al. 2010). A Mecseknek nincs helye a Mecsekalja-öv mentén balos (nyugatias) elmozdulásra, így inkább fölfelé préselődik ki környezetéből, alapvetően feltolódásos mozgással. Földrengés-fészekmechanizmus alapján NyÉNy–KDK-i legnagyobb vízszintes főfeszültségtengelyt rekonstruáltak a Nyugat-Mecsekben, míg a hegység déli előterében ÉK–DNy-it (BÉKÉSI et al. 2023). Ezek arra mutatnak, hogy a helyi tényezőknek jelentős szerepük van a konkrét vetőkinematika és a lokális feszültségmező meghatározásában.

Következtetések

A vizsgált feltárásokban egy vagy két kora szarmata és három vagy négy későbbi deformációs időszakot tudunk elkülöníteni a késő pannóniai (8 és 6,5 Ma közé eső) üledékképződést megelőzően, azzal egy időben, valamint azt követően. A pannóniai korszakban biztosan zajlott mozgás 10–9,6 Ma után, de lehetséges, hogy a szarmata üledékek ez előtt (is) deformálódtak. A mozgások általában ÉÉNy–DDK-i irányú összenyomásra utalnak. A PTE ÁOK pannóniai homokjának keleties dőlése helyi jelenség lehet, mert tőle keletre és északra is délies–délkeleties irányú feltolódásokat ismerünk (FERENCZI 1937, SOMOGYI 1976b, CHIKÁN et al. 1979). Pécs nyugati részén a rövidülés feltorlasztotta a hegységelőtéri ellenálló, durvatörmelékes üledékeket, a mai domborzatot is befolyásolva.

Az adatok azt mutatják, hogy a Mecsek környékén már a szarmatában és a pannóniai korszak első felében is jelen volt összenyomásos szerkezetalakulás.

Köszönetnyilvánítás

Írásunkkal tisztelni kívánunk SZEDERKÉNYI Tibor munkássága előtt. Tudományos kutatói tevékenysége elsősorban a Tiszai-főegységhez, azon belül is főként a Mecsekhez kötődik. Kezdeményezésére indult meg a Mecsek-alja diszlokációs öv részletes kutatása, az általa szerkesztett térkép azóta is kiindulási alapja a témakörben végzett kutatásoknak. A MÁFI Déldunántúli Területi Földtani Szolgálatának vezetésekor megszervezte a pécsi és Pécs környéki építkezésekkel létesült feltárások dokumentálását. A földtani szervezet átalakulása után a Pécsi Tudományegyetemen általa alapított Földtani (ma Földtani és Meteorológiai) Tanszéken folytattuk ezeket a megfigyeléseket, amelynek eredménye a jelen tanulmány is.

Köszönjük DEZSŐ Józsefnek és MAREK Erikának (PTE), valamint HÁMOS Gábornak és CSURGÓ Gergelynek (ME-CSEKÉRC Zrt.), hogy felhívták a figyelmünket egyes feltárásokra; MARSÍ Péternek (MOL Nyrt.) a vékonycsiszolatok készítését; KATONA Lajosnak a puhatestűek fényképezését; GREGORITS Mátének a havi-hegyi mérésekben nyújtott segítségét. Köszönjük CSONTOS László és HÉJA Gábor Herkules lektoroknak, valamint FODOR László szakszerkesztőnek a kézirat véleményezését és javító szándékú észrevételeiket. A munkát támogatta a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal 148576 és 143787 sz. projektje, valamint az MTA gyermeket nevelő kutatókat támogató ösztöndíja. Ez a tanulmány az MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport 423. közleménye.

Irodalom – References

- ANGELIER, J. 1994: Paleostress analysis of small-scale brittle structures. – In: HANCOCK, P. (ed.): *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 53–100.
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: new genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. – *Tectonics* **35**, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>.
- BALÁZS, A., ORAVECZ, É., BARTHA, A., FODOR, L., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2024: Tectonostratigraphic models of an extensional back-arc basin: inferences for the evolution of the Pannonian Basin System. – *Geological Society London Special Publications* **554**. <https://doi.org/10.1144/SP554-2024-83>
- BALLA Z. & GYALOG L. (szerk.) 2009: *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 283 p.
- BÉKÉSI, E., PORKOLÁB, K. & WÉBER, Z. 2023: Stress field of the Pannonian region (Feszültségmező a Pannon-térségben). – *Földtani Közlemény* **153/4**, 309. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2023.153.4.mapB>
- BENKOVICS, L. 1997: *Étude structurale et géodynamique des monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie)*. – Doktori értekezés, Université des Sciences et Technologies de Lille, 230 p.
- BODA J. 1959: A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **47/3**, 567–862.
- BUDAI, S., SEBE, K., NAGY, G., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2019: Interplay of sediment supply and lake level changes on the margin of an intrabasinal basement high in the Late Miocene Lake Pannon (Mecsek Mts., Hungary). – *International Journal of Earth Sciences* **108**, 2001–2019. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01745-3>
- CHIKÁN G. 1991: A Nyugati-Mecsek kainozóos képződményei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **72**, Budapest, 281 p.
- CHIKÁN G. & CHIKÁN G.-né 1978: *Pécs város építésföldtani térképsorozata. Mecsek-alja (3. sz.) 1:5 000-es méretarányú térképlap. Földtani észlelési térkép*. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CHIKÁN G., CHIKÁN G.-né & KÓKAI A. 1978: *Pécs város építésföldtani térképsorozata. Pécsszabolcs (6. sz.) 1:10 000-es méretarányú térképlap. Földtani észlelési térkép*. – Kézirat, SzTFH Adattár, Budapest.
- CHIKÁN G., CHIKÁN G.-né & KÓKAI A. 1979: *Pécs város építésföldtani térképsorozata. Patacs (10. sz.) 1:10 000-es méretarányú térképlap. Fedetlen földtani térkép*. – Kézirat, SzTFH Adattár, Budapest.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. 1978a: *Pécs város építésföldtani térképsorozata. Pécsszabolcs (6. sz.) 1:10 000-es méretarányú térképlap. Földtani észlelési magyarázó. I–III. kötet*. – Kézirat, SzTFH Adattár, Budapest, 602 p.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. 1978b: *Pécs építésföldtani térképsorozata. Tettye 1:5 000-es méretarányú térképsorozata. Földtani észlelési magyarázó. I–III. kötet*. – Kézirat, SzTFH Adattár, Budapest, 562 p.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. 1978c: *Pécs város építésföldtani térképsorozata. Magyarázó a Mecsek-alja/3/ jelű térképlaphoz*. – Magyar Állami Földtani Intézet, 409 p.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. & KÓKAI A. 1980: *Pécs város építésföldtani térképsorozata. Patacs (10. sz.) 1:10 000-es méretarányú térképlap. Földtani észlelési magyarázó*. – Kézirat, SzTFH Adattár, Budapest, 1017 p.
- CHIKÁNNÉ JEDLOVSZKY M. & KÓKAI A. 1982: *Pécs város építésföldtani térképsorozata. 5. sz. lap, Magyarürög (M=1:10 000). Földtani észlelési magyarázó*. – Kézirat, SzTFH Adattár, Budapest, 1409 p.
- CSOMA V. 2023: A Pannon-tó DNY-i és erdélyi részmedencéinek kagylósrájkjai: taxonómiai, biosztratigráfiai, öskörnyezeti és geokémiai vizsgálatok. – *Doktori értekezés*, ELTE TTK FFI Őslénytani Tanszék

- CSOMA, V., MAGYAR, I., SZUROMI-KOECZ, A., SEBE, K., SZTANÓ, O., BUCZKÓ, K. & TÓTH, E. 2021: Pannonian (late Miocene) ostracod fauna from Pécs-Danitzpuszta in Southern Hungary. – *Földtani Közöny* **151/3**, 305–326. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.3.305>
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. & WÓRUM, G. 2002a: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). – *Tectonophysics* **357/1–4**, 81–102. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00363-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00363-3)
- CSONTOS, L., MÁRTON, E., WÓRUM, G. & BENKOVICS, L. 2002b: Geodynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek and Villány Mts, SW Hungary): Inferences from a complex structural analysis. – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 227–245. <https://doi.org/10.5194/smsps-3-227-2002>
- FERENCZI I. 1937: Adatok a Pécs környéki harmadkori medencerész földtani viszonyainak ismertetéséhez. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1929-32-ről*, 365–406.
- FODOR L. 2010: *Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés*. – MTA doktori értekezés, 167 p.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 295–334. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.15>
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **410**, 15–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.06.008>
- FORD, M., WILLIAMS, E. A. & ARTONI, A. 1997: Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. – *Journal of Structural Geology* **19/34**, 413–441. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00116-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00116-2)
- GAGIČ, N. 1983: Representatives of the genus *Borelis* in the Badenian and Lower Sarmatian of Yugoslavia. – *Anuarul Institutului de geologie și geofizică* **59**, 169–181.
- GÖRÖG, Á. 1992: Sarmatian foraminifera of the Zsámbék Basin, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominate, Sectio Geologica* **29**, 31–153.
- GRENERCZY, Gy., KENYERES, A. & FEJES, I. 2000: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. – *Journal of Geophysical Research* **105/B9**, 21835–21846. <https://doi.org/10.1029/2000JB900127>
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD Gy. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W. E. 2004: Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. – *Stratigraphy* **1/1**, 65–86. <https://doi.org/10.29041/strat.01.1.04>
- HÁMOR G. 1970: A Kelet-Mecseki miocén. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **53/1**, 371 p.
- HORVÁTH, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. – *Marine and Petroleum Geology* **12**, 837–844. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98851-U](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-U)
- HORVÁTH F. 2007: *A Pannon-medence geodinamikája. Eszmetörténeti tanulmány és geofizikai szintézis*. – MTA doktori értekezés, Budapest, 240 p.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETHING, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. – In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): *European Lithosphere Dynamics*, Geological Society, London, *Memoirs* 32, 191–206. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.11>
- KISS, A. & FODOR, L. 2007: Miocene dextral transpression along the Csesznek Zone of the northern Bakony Mountains (Transdanubian Range, western Hungary). – *Geologica Carpathica* **58/5**, 465–475.
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana (Geologie des Pannons im Mecsek). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **53/3**, 750–943.
- KONRÁD Gy. 2024: *A mecseki permotriász képződmények litozstratigráfiája és szerkezeti helyzete*. – Kézirat, Mecsekérc Zrt. Adattár, 228 p.
- KONRÁD Gy. & SEBE K. 2010: Fialat tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. – *Földtani Közöny* **140/2**, 445–468.
- KOROKNAI, B., WÓRUM, G., TÓTH, T., KOROKNAI, Zs., FEKETE-NÉMETH, V. & KOVÁCS, G. 2020: Geological deformations in the Pannonian Basin during the neotectonic phase: New insights from the latest regional mapping in Hungary. – *Earth-Science Reviews* **211**, 103411. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103411>
- KOROKNAI B., WÓRUM G., TÓTH T., KOROKNAI Zs., NÉMETH V. & KOVÁCS G. 2023a: A neotektonikus fázis deformációi Magyarországon. – *Földtani Közöny* **153/4**, 313–334. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2023.153.4.313>
- KOROKNAI, B., BÉKÉSI, E., BONDÁR, I., CZECE, B., GYÓRI, E., KOVÁCS, G., PORKOLÁB, K., TÓTH, T., WESZTERGOM, V., WÉBER, Z. & WÓRUM, G. 2023b: Seismotectonic map of Hungary. – *Földtani Közöny* **153/4**, p. 353. <http://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2023.153.4.mapD>
- KOSIR, A. 2004: *Microcodium* Revisited: Root Calcification Products of Terrestrial Plants on Carbonate-Rich Substrates. – *Journal of Sedimentary Research* **74/6**, 845–857. <https://doi.org/10.1306/040404740845>
- LANGER, M. R. 1993: Epiphytic foraminifera. – *Marine Micropaleontology* **20**, 235–265. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90035-V)
- LEDÓ, T., KONRÁD, Gy. & SEBE, K. 2013: Extrusional deformation along a major transpressional mountain front: Mecsek Mts., SW Hungary. – In: *Abstract book, 11th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEg)*, Várgesztes, Hungary, 24–27. April 2013, 42–43.

- MAGYAR, I. & KATONA, L. 2023: Taxonomic revision of the Lake Pannon cockle subgenus *Lymnocardium* (*Budmania*) BRUSINA, 1897. – *Geologia Croatica* **76/1**, 37–46.
- MAGYARI Á. 1997: Törökugrató: késő-eocén szinszediment pozitív virágszerkezet a Budai-hegység DNY-i peremén. – *Földtani Közlöny* **128/4**, 555–572.
- MAROS Gy., KOROKNAI B., PALOTÁS K., FODOR L., DUDKO A., FORIÁN-SZABÓ M., ZILAHÍ-SEBESS L. & BÁN-GYÓRY E. 2024: A Mórággyi-rög ÉK-i részének tektonikai elemzése és szerkezetalakulása. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003-ról*, 371–401.
- MURRAY, J. W. 1991: *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. – Longman Scientific & Technical, Essex, England, 397 p. <https://doi.org/10.4324/9781315846101>
- M. TÓTH T., KOVÁCS G., SCHUBERT F. & DÁLYAY V. 2005: Az ófalui „migmatit” eredete és deformációtörténete. – *Földtani Közlöny* **135/3**, 331–352.
- NAGY E. & HÁMOR G. 1964: *Magyarország földtani térképe, 10000-es sorozat, Pécsbányatelep*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY E. & NAGY I. 1976: A Villányi-hegység triász képződményei. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* **17**, 111–228.
- ORAVECZ, É., BALÁZS, A., GERYA, T., MAY, D. A. & FODOR, L. 2024: Competing effects of crustal shortening, thermal inheritance, and surface processes explain subsidence anomalies in inverted rift basins. – *Geology* **52/6**, 447–452. <https://doi.org/10.1130/G51971.1>
- ORTNER, H., KOSITZ, A., WILLINGSHOFER, E. & SOKOUTIS, D. 2016: Geometry of growth strata in a transpressive fold belt in field and analogue model: Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Basin Research* **28**, 731–751. <https://doi.org/10.1111/bre.12129>
- PORKOLÁB K., BÉKÉSI E., BROERSE, T., KENYERES A. & WÉBER Z. 2023: Regionális feszültségmező és deformációs sebesség a Pannon-medence térségében: új adatrendszerek és térképek bemutatása. – *Földtani Közlöny* **153/4**, 299–308. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2023.153.4.299>
- RAFFI, I., WADE, B. S. & PÁLIKE, H. 2020. The Neogene period. – In: GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SCHMITZ, M. D. & OGG, G. M. (eds): *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 1141–1215. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00029-2>.
- SEBE K. 2021: Structural features in the Miocene sediments of the Pécs-Danitzpuszta sand pit (SW Hungary). – *Földtani Közlöny* **151/4**, 411–422. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.4.411>
- SEBE, K., CSILLAG, G., DULAI, A., GASPARIK, M., MAGYAR, I., SELMECZI, I., SZABÓ, M., SZTANÓ, O. & SZUROMI-KORECZ, A. 2015: Neogene stratigraphy in the Mecsek region. – In: BARTHA, I.-R., KRIVÁN, Á., MAGYAR, I. & SEBE, K. (szerk.): *Neogene of the Paratethyan Region. 6th Workshop on the Neogene of Central and South-Eastern Europe. An RCMNS Interim Colloquium. Programme, Abstracts, Field Trip Guidebook*. 2015.05.31–06.03, Orfű, Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 102–124. ISBN 978-963-8221-57-5
- SEBE K., KONRÁD Gy. & HORVÁTH J. 2016: Tektonikai jelenségek a Mecsek-alja-öv pannóniai rétegeiben: Pécs, Ifjúság útja és környéke. – *Természetföldrajzi Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből* **2015/1**, 1–11.
- SEBE, K., SZABÓ, M., SZENTESI, Z., PANDOLFI, L., JANKÓ, N. & MAGYAR, I. 2024: Fossils from the Upper Miocene (Pannonian) sands of the Pécsvárad sand pit (Eastern Mecsek Mts., SW Hungary). – *Geološki anali Balkanskoga poluostrva* **85/1**, 49–71, <https://doi.org/10.2298/GABP240228007S>
- SELMECZI I. 2023: Somlóvársárhelyi Formáció. – In: BABINSZKI E., PIROS O., CSILLAG G., FODOR L., GYALOG L., KERCSMÁR Zs., LESS Gy., LUKÁCS R., SEBE K., SELMECZI I., SZEPESI J. & SZTANÓ O. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása II. Kainozoos képződmények. Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest*, p. 72.
- SOMOGYI J. 1959: *Földtani napló a 1428 jelű fúrásról*. – Kézirat, Mecsekérc adattár, Pécs, 26 p.
- SOMOGYI J. ?1976a: *Pécs-Makár 1:10000 észlelési térkép*. – Kézirat, SzTFH adattár.
- SOMOGYI J. ?1976b: *Pécs-Makár 1:10000 földtani térkép*. – Kézirat, SzTFH adattár.
- SOMOGYI J. 1976c: *Pécs-Makár, Pécsbányatelep M=1:10 000-es földtani térképre eső feltárások leírása [L-34-61-C-d-2 Pécs földtani térkép feltárásainak leírása]*. – Kézirat, SzTFH adattár, Budapest, 255 p.
- SOMOGYI J. 1977: *Pécs-Makár, Pécsbányatelep M=1:10 000-es földtani térképekre eső feltárások és kutatóárkok rajzos dokumentációja*. – Kézirat, Mecsekérc Zrt. adattár (J-0630), 24 p.
- SZABÓ J. 1972a: *Magyarország földtani térképe, 10000-es sorozat, Cserkút*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- SZABÓ J. 1972b: *Magyarország földtani térképéhez. 10000-es sorozat, Cserkút*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 41 p.
- SZEDERKÉNYI T. 1963: Üledékképződési időtartamszámítás a délmecseki szarmata rétegekben. – *Földtani Közlöny* **93/1**, 54–62.
- SZEDERKÉNYI T. 1970: *A mecsek-alja vonal földtani térképe Pécs városában*. – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet Dél-dunántúli Területi Szolgálat, Pécs.
- SZEDERKÉNYI, T. 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. – *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged* **23/1**, 3–14.
- SZUROMI-KORECZ, A., MAGYAR, I., SZTANÓ, O., CSOMA, V., BOTKA, D., SEBE, K. & TÓTH, E. 2021: Various marginal marine environments in the Central Paratethys: Late Badenian and Sarmatian (middle Miocene) marine and non-marine microfossils from Pécs-Danitzpuszta, southern Hungary. – *Földtani Közlöny* **151/3**, 275–305. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.3.275>
- TARI, G. 1992: Late Neogene transpression in the Northern Thrust Zone, Mecsek Mts., Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **29**, 165–187.
- TOMLJENIČIĆ, B. & CSONTOS, L. 2001: Neogene–Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian basin (Hrvatsko zagorje and Karlovac basins, Croatia). – *International Journal of Earth Sciences* **90**, 560–578. <https://doi.org/10.1007/s005310000176>
- TÓTH, E. 2008: Sarmatian (Middle Miocene) ostracod fauna from the Zsámbék Basin, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **36**, 101–151.

- TÓTH E. 2009: Őskörnyezeti változások a Középső-Paratethysben a szarmata folyamán a mikrofauna őslénytani és geokémiai vizsgálata alapján. – *Doktori értekezés*, ELTE Őslénytani Tanszék, Université Claude Bernard Lyon 1, Budapest/Lyon, 153 p.
- TÓTH, E. & GÖRÖG, Á. 2008: Sarmatian foraminifera fauna from Budapest (Hungary). – *Hantkeniana* **6/6**, 187–217.
- UHRIN A., MAGYAR I. & SZTANÓ O. 2009: Az aljzatdeformáció hatása a pannóniai üledékképződés menetére a Zalai-medencében. – *Földtani Közöny* **139/3**, 273–282.
- VADÁSZ E. 1935: *A Mecsekhegység*. – Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 180 p.
- VIRÁGH K., KÁLLAI A. & KONDA J. 1959: Jegyzőkönyv. Az 1428-as számú furás befejezése. – Kézirat, Mecsekérc adattár, Pécs, 4 p.
- WEIN Gy. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/3**, 759–768.
- WEIN Gy. 1966: Pécs hegységszerkezeti képe. – *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **56**, 7–16.
- WEIN Gy. 1967: Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete. – *Földtani Közöny* **97**, 371–395.
- Kézirat beérkezett: 2025. 04. 29.