

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi Kar
Földtudományok Doktori Iskola

A SZARMATA ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS
VIZSGÁLATA A BUDAI-HEGYSÉGBEN ÉS
KÖRNYÉKÉN

Ph.D. értekezés

Palotás Klára

Témavezető:
Dr. Budai Tamás, D.Sc.

Pécs, 2014

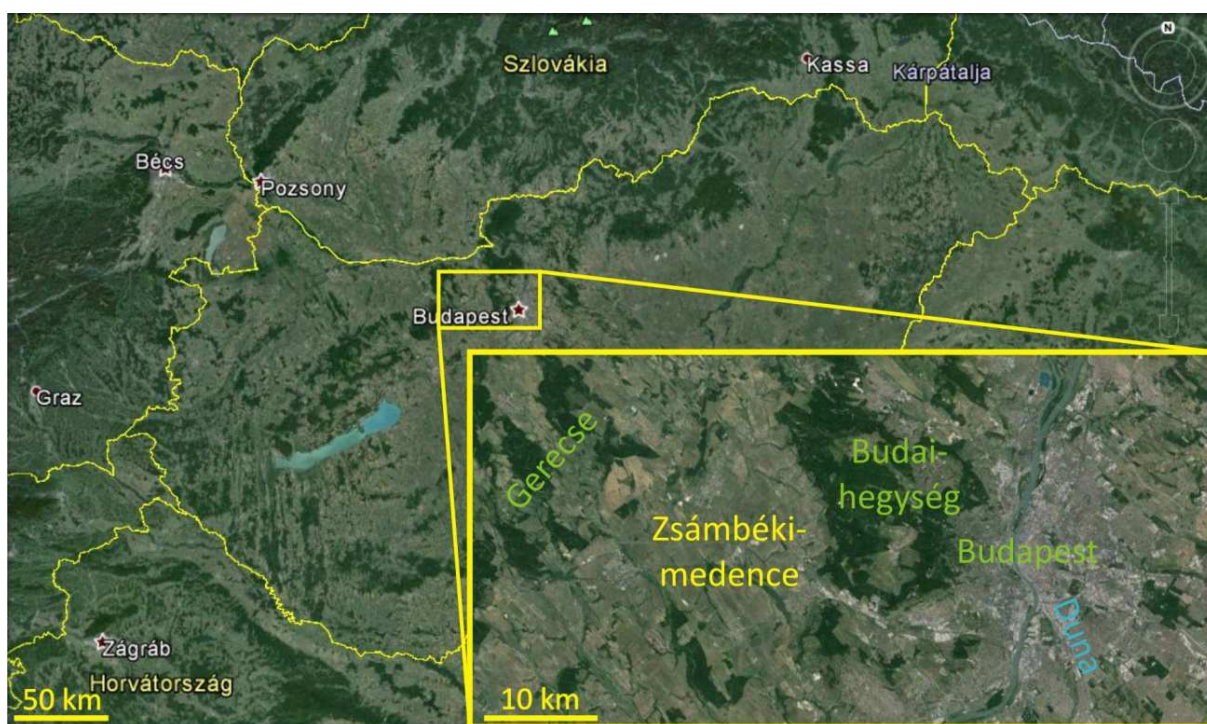
Tartalomjegyzék

1	Bevezetés	3
2	A Tinnyei Formáció kutatásának előzményei	4
2.1	Elterjedés, település	5
2.2	Rétegtan, kor	6
2.3	Ősmaradvány-együttesek, őskörnyezet	7
2.4	Klíma	10
2.5	Sótartalom	10
2.6	Szedimentológia	11
2.7	Tektonika	12
3	Célkitűzések	13
4	Kutatási módszerek	14
5	Vizsgálatok	14
5.1	Terepi megfigyelések	14
5.1.1	Az üledékképződéshez kapcsolódó szedimentológiai bélyegek	17
	Klinoform (lejtőrétegzés)	17
	Mészhomokdombok	20
	Kis kötegvastagságú keresztvétegzés	22
	Közel vízszintes rétegzés	24
	Szimmetrikus keresztlemezesség	26
	Keresztlemezesség	27
	Csatornák	27
	Biogén felépítmények	29
	Szélfúttá parti dűnék	31
5.1.2	Az üledékképződés megszakadására utaló jelenségek	32
	Keményfelszínek (hardgroundok)	32
	Eróziós felszínek	34
	Viharüledékek	34
	Mészkőtömb-szintek	36
	Paleokarszt formák	39
5.2	Vékonycsiszolati megfigyelések	41
5.3	Egyéb vizsgálatok	52
5.3.1	Fúrások	52
5.3.2	Csiszolatfestés	53
5.3.3	Katódlumineszcens vizsgálatok	53
5.3.4	SEM elemterképezés	53

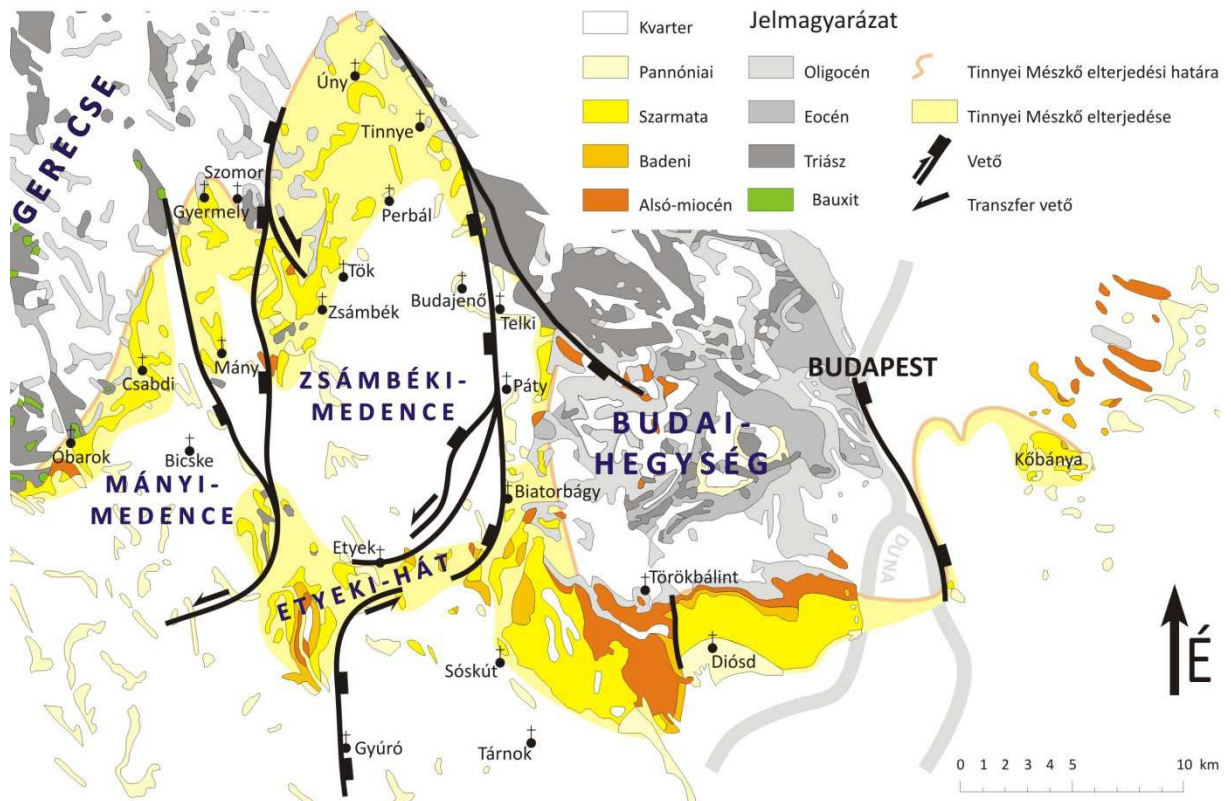
6	Eredmények	54
6.1	<i>A Tinnyei Formáció üledékképződési környezete</i>	54
6.2	<i>Mészköttömb-szintek</i>	59
6.2.1	Mészköttömb-szintek keletkezése	59
6.2.2	Ha cunami, akkor mi volt a kiváltóerő?	62
6.3	<i>Vízszintváltozások a szarmatán belül</i>	62
6.3.1	Sóskúti mészkőbánya	63
	Sóskúti mészkőbánya felső szint, NyÉNy-KDK-i csapású fal	64
	Sóskúti mészkőbánya felső szint, ÉÉK-DDNy-i csapású fal	67
	Sóskúti mészkőbánya felső szint, talp	67
	Sóskúti mészkőbánya felső szint, 3D tömbszelvény	69
6.3.2	Sóskút, Kálvária-domb	71
6.3.3	Sóskút, Levendula-völgy	72
6.3.4	Biatorbágy, Kő-hegy-Űrge-hegy szelvény	75
6.3.5	Transzgressziós események	76
7	Következtetések	77
8	Tézisek	77
9	Conclusions	78
10	Theses	78
11	A kutatás további irányai	79
12	Köszönetnyilvánítás	79
13	Irodalomjegyzék	81

1 Bevezetés

A Középső-Paratethys peremi zónájában képződött szarmata sekélytengeri karbonátos üledékek (Tinnyei Formáció) Budapest környéki felszíni elterjedése a Budai-hegység Ny-i, D-i és DDK-i peremére tehető (1. ábra). A mészhomokkő az egykori Középső-Paratethys peremén, illetve peremi lejtőin, kis vízmélységben keletkezett, elterjedésének határa megközelítőleg kijelöli az egykori partszegélyt (2. ábra). A Budai-hegységtől Ny-ra a mészkő néhány km széles sávban körülöleli a Mányi- és a Zsámbéki-medencét, és nyugat felé egészen Óbarokig nyúlik. Északon Szomorig, illetve Únyig találhatók meg kibukkanásai, míg keleten Kőbányaig húzódik. A Budai-hegységtől D-re lévő Tétényi-fennsík és annak Ny-i és DNy-i pereme — kitűnő feltártsági viszonyai miatt — kiemelt szerepet kap dolgozatomban. Kutatásaimat azért fókuszáltam erre a területre, mert itt számos nagy méretű felszíni feltárás segíti a szedimentológiai megfigyeléseket és azok értelmezését. Ezek többnyire elhagyott kőfejtők, illetve a ma is működő sóskúti mészkőbánya, de természetes feltárások is akadnak. A kőbányai és a budafoki kiterjedt pincerendszer is kiváló lehetőséget nyújtott a mérésekhez, vizsgálatokhoz.



1. ábra. A kutatási terület földrajzi helyzete műholdképen (Fotó: Google)



2. ábra. A vizsgált terület földtani térképe Budai et al. (2009) és Fodor et al. (2000) után

2 A Tinnyei Formáció kutatásának előzményei

A miocén kor középső részébe tartozik a szarmata korszak, amely egy történelmi tájról, Szarmáciáról kapta a nevét. Ez a terület a Fekete-tengertől északra terült el, ahol a történelmi ókorban a szarmaták éltek. Itt írták le először a korszak jellemző képződményét, a cerithiumos mészkövet. A korszaknak SUSS (1866) volt a névadója.

Mielőtt belemerülnék a szarmata szakirodalom áttekintésébe, mindenképpen szót kell ejteni a szarmata emelet kozárdi és a tinnyei alemeletéről, valamint a Kozárdi és Tinnyei Formációról, mivel ez a kettős névhasználat óhatatlanul okoz némi keveredést. BODA (1971, 1974) eredetileg kronosztratigráfiai tartalommal definiálta ezeket a neveket. Később azonban JÁMBOR (1977) ugyanezen nevek alatt írta le a szarmata emelet formációit, tehát azok jelenleg kronosztratigráfiai és a litosztratigráfiai tartalommal egyaránt bírnak. Mivel a mai gyakorlatban a litosztratigráfiai értelemben vett alkalmazás az elterjedt, véleményem szerint az alemeletek nevét meg kellene változtatni, vagy el kellene törölni őket. Dolgozatomban a litosztratigráfiai egységek nevét nagy-, a kronosztratigráfiai egységeket kisbetűvel fogom írni.

A következőkben összefoglalom a szarmata képződményekről (azon belül is elsősorban a Tinnyei Formáció Budapest környéki előfordulásáról) a szakirodalomban eddig megjelent fontosabb leírásokat, jellemzéseket.

A magyarországi szarmata képződményekkel számos klasszikus publikáció foglalkozott. A Tétényi-fennsíkről a legrégebbi szelvények HANTKENTŐL (1861) származnak, de számos földtani térkép is készült Budapest környékéről: HOFMANN, KOCH és BÖCKH (1871) 1:144 000-es méretarányú kéziratosszerű térképét SZABÓ József (1879) 1:66 240 méretarányú, nyomtatásban is megjelent térképe követte. SCHAFARZIK, VENDL (1929), majd SCHAFARZIK et al. (1964) geológiai kirándulásvezetője részletes térképet közölt az Érdi-fennsík földtani felépítéséről és a szarmata mészkő elterjedéséről (utóbbiban megtalálható SZENTES 1:50 000-es földtani térképe is a Budai-hegységről).

Földtani felmérés szintén több készült: HALAVÁTS (1910) Budapest környékén foglalkozott a neogén korú üledékekkel, STRAUZ (1923) a biai miocént, BOKOR (1939) a Tétényi-platótól ÉNy-ra lévő vidék földtanát és tektonikáját vizsgálta, míg JASKÓ (1943a) földtani felmérést végzett a Tétényi-platótól Ny-ra eső területen. STRAUZ (1953) és SZENTES (1960) a budai-hegységi szarmatával, valamint a szarmata képződmények magyarországi elterjedésével foglalkozott. JÁMBOR (1969) a Zsámbéki-medence földtanáról és a Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálatáról írt értekezést.

2.1 Elterjedés, település

A szarmata üledékek Budapest környékén folytonosan fejlődnek ki a badeni rétegekből, ugyanakkor — azokon túlterjedve — idősebb képződményekre is települnek, a szarmata elején bekövetkezett transzgresszió következtében (SCHRÉTER 1941, 1958; JASKÓ 1943b; BÁLDI 1958; JÁMBOR 1971). A transzgressziós település különösen szembetűnő a Bicske-Páty-Perbál-Tinnye vonulatban, ahol a szarmata mészkő alapvetően felső-oligocén képződményekre, helyenként pedig triász dolomitra települ. A pesti oldalon, az egykori szarmata tengeröböl K-i részén, a rákosi vasúti bevágásban a badeni és a szarmata rétegek átmenete folyamatos (HORUSITZKY 1933a, b), míg az öböl Ny-i oldalán, a Rákóczi úton a volt Divatcsarnoknál a szarmata eróziós diszkordanciával települ az alsó-miocén, a Baross téren pedig a badeni rétegekre (BARABÁS 1965).

KÓKAY (1989) szerint a kutatási területen nem csak a szarmata üledékek terjednek túl a badeni kőzeteken, hanem a fiatalabb szarmata üledékek (tinnyei alemelet) is túlterjednek az idősebb szarmata (kozárdi alemelet) képződményeken. A kozárdi és a tinnyei alemelet között diszkordancia valószínűsíthető, amelyet például a Perbál P-6 fúrásban észlelhető vékony tarkaagyag réteg is igazol a két alemelet határán. A szarmata rétegsor fölfelé, a pannóniai üledékek felé folytonos átmenetet mutat a medencékben.

BÁLDI (1958) a Tétényi-fennsíkon 30–40 m-re teszi a szarmata üledékek vastagságát, míg Érdnél már csak 4–5 métert ír. SCHAFARZIK et al. (1964) Budafok-Téténynél 25–30 m, Kőbányánál és Sósútnál kb. 50 m vastag mészkövet említ. JÁMBOR (1971) szerint a Tétényi-fennsíkot és Budapest K-i részét 50–60 m mészkő fedi, amely felöleli a teljes szarmata emeletet.

Érdekes kérdés, hogy a jelenlegi domborzati viszonyok mennyire voltak érvényesek a szarmatában, azaz pontosan hol futott akkor a partvonal. Ebben egyrészt a parti képződmények lehetnek a segítségünkre. BARABÁS (1965) a volt Divatcsarnok (Rákóczi út 74.) és a Keleti pu. közötti szakaszon, JASKÓ (1943b) pedig Telkitől É-ra, valamint a Perbál-

Nagykovácsi út mentén írt le abrázíós–folyóvízi, illetve abrázíós képződményeket, azaz a kőbányai öböl ÉNy-i részén, valamint Budajenőttől Tinnyéig a szarmatában bizonyítottan partvonal húzódott. JASKÓ (1943b) Únytól É-ra mocsári képződményeket írt le, míg Óbaroktól ÉNy-ra, valamint a zsámbéki Strázsahegy DK-i tövéből nádlenyomatoss mészkövet említett, tehát ezek a kifejlődések szintén kijelölik az egykori part vonalát.

2.2 Rétegtan, kor

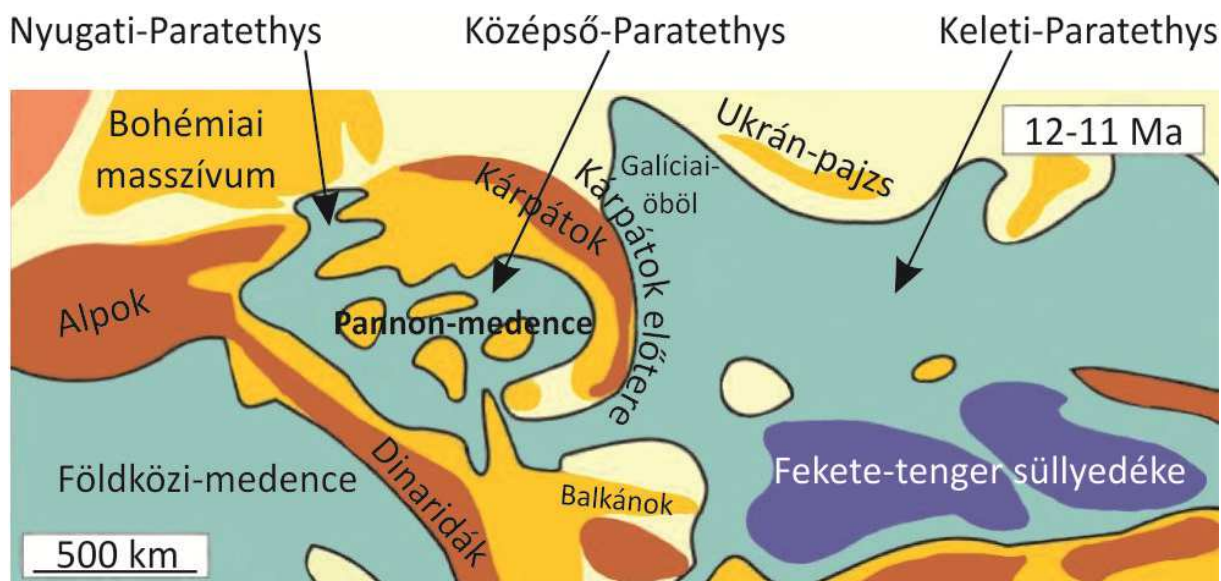
A szarmata korszak a Pannon-medencében a legfrissebb radiometrikus adatok szerint a földtörténet 12,8–11,6 millió év közötti időtartamát öleli át (RÖGL 1998; HARZHAUSER és PILLER 2004, ter BORGH et al. 2013), bár KOVÁCS-PÁLFFY et al. (2012) a szarmata mészkőben több helyen is található bentonit, illetve bentonitosodott riolittufa korát K/Ar radiometrikus kormeghatározási adatok alapján Budatétényben $13,19 \pm 0,44$ M évre teszi. A szarmata kronosztratigráfiai, biosztratigráfiai, litosztratigráfiai és szekvencia-sztratigráfiai tagolását (HARZHAUSER és PILLER 2004) a 3. ábra szemlélteti.

BODA (1971, 1974) a szarmatát az ősmaradványok alapján két részre osztotta, egy idősebb kozárdi, és egy fiatalabb tinnyei alemeletre, ekkor kerültek bevezetésre e nevek kronosztratigráfiai értelemben. JÁMBOR (1977) a Mányi-medencében litosztratigráfiai értelemben három részre osztotta a szarmata rétegsort: egy alsó, mészmárga- és mészkőrétegek váltakozásából felépülő Kozárdi Formációra, egy középső, agyagmárga-, alginites agyag- és homokrétegek váltakozásából álló Tinnyei Mészkő Formáció, Mányi Tagozatra, és egy felső, ooidos durvamészkőből álló Tinnyei Mészkő Formáció, Strázsahegyi Tagozatra. JÁMBOR (1977) véleményét, amely szerint a sekélytengeri meszes kifejlődések a fiatalabb tinnyei alemeletet képviselik, KÓKAY (1989) is osztotta.

GÖRÖG (1992), foraminiferákat vizsgálva, a kozárdi és a tinnyei alemelet határát — amelyet BODA (1974) eredetileg az *Elphidium reginum* és az *Elphidium hauerinum* Zóna határával definiált — az *Elphidium hauerinum* és a *Spirolina austriaca* Zóna határára tette.

mediterrán reliktum fauna, amely a mediterrán tengertől a badeni-szarmatában lefűződött medencében fejlődött ki.

Ősmeradványok és egyéb megfontolások alapján különböző szerzők különbözőképpen ítélték meg a Középső-Paratethys kapcsolatait más tengermedencékkel, a Nyugati- és a Keleti-Paratethys felé éppúgy feltételeztek kapcsolatot, mint a Földközi-tenger felé. A Paratethys részmedencéit a 4. ábra szemlélteti.



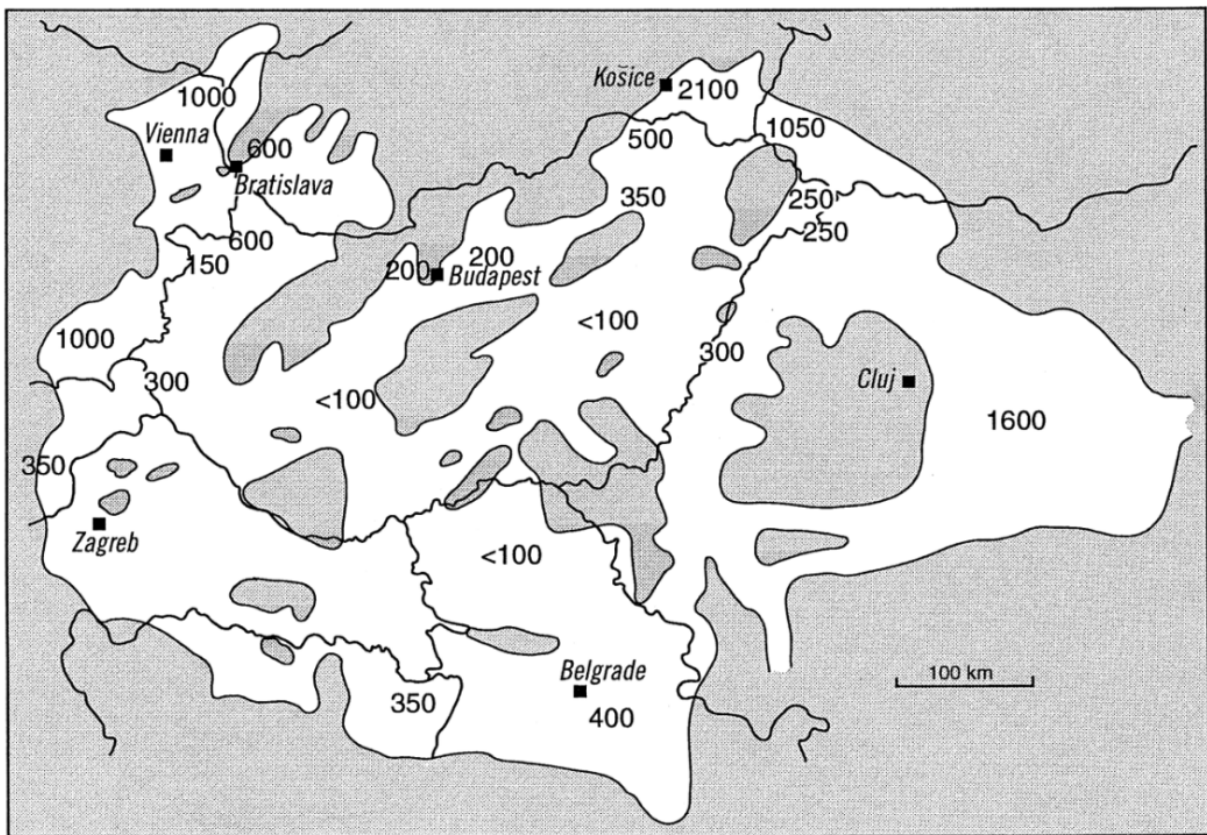
4. ábra. A Paratethys részmedencéinek ősföldrajzi helyzete JIPA és OLARIU (2009) alapján

Déli kapcsolat: JÁMBOR (1969, 1976) ősföldrajzi rekonstrukciót készített az általam vizsgált területről, amely szerint a Zsámbéki-medencét egyetlen keskeny, nagyjából 2 km széles csatorna kötötte össze nyugat felé a Mányi-Bicskei-medencével. A Budajenő Bő–2 fúrás által harántolt lemezes anhidrit/gipsz a Zsámbéki-medence időnkénti lefűződését jelzi. JÁMBOR (1971) szerint a Paratethys és a mediterrán tenger közötti összeköttetés hasonló lehetett a mai Fekete-tenger és Földközi-tenger közöttihez, mely utóbbit egyirányú áramlás jellemez a Fekete-tenger felől.

Nyugati kapcsolat: BODA (1971) szerint a Bécsi-medence szoros kapcsolatban volt a Magyar-medencével.

Északi kapcsolat: SCHRÉTER (1941) ősföldrajzi térképe szerint a Bicskei-medence ÉNy felé összeköttetésben volt a Kisalföld medencéjével, JASKÓ (1943b) szerint azonban az utóbbi területen csupán lagúna és mocsári környezet jött létre.

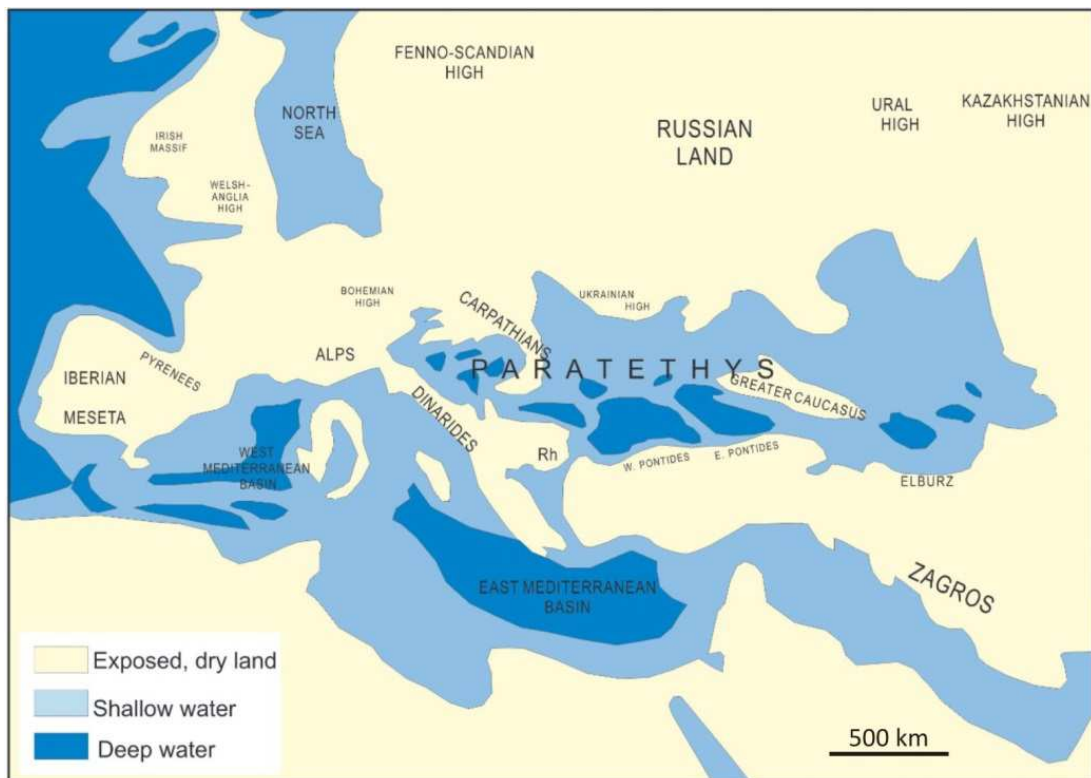
Keleti kapcsolat: A magyarországi szarmata beltengeri élővilága KÓKAY (1984a) szerint a Keleti-Paratethysével mutatott szorosabb kapcsolatot. Hasonlóan gondolta Korpás-Hódi és BOHN-HAVAS (1998) is, akik szerint a Pannon-medence felől kizárólag a Keleti-Paratethys felé volt kapcsolat. TÓTH (2009) szerint a Középső-Paratethys és a Mediterráneum közötti kapcsolat a badeni/szarmata határon megszűnt, de legalábbis erősen korlátozottá vált, míg a Keleti-Paratethys felé továbbra is megmaradt, sőt, a *Spirolina austriaca* kron idején a Keleti-Paratethys közvetítésével a Kelet-Mediterráneummal is volt összeköttetés.



5. ábra. Kora-szarmata (ca. 13.5 M év) üledékek elterjedése (fehér szín) a Pannon-medencében.
A számok a vastagsági adatok (MAGYAR et al. 1999)

Többirányú kapcsolat: GÖRÖG (1992) a Nyugati-Paratethys-szel való kapcsolatot feltételezett az *Elphidium reginum* és az *Elphidium hauerinum* kron idején, míg a Keleti-Paratethys-szel és a Tethys-szel való kapcsolatot a *Spirolina austriaca* kron idején. PARAMONOVA et al. (2004), MAGYAR et al. (1999, 5. ábra), RÖGL (1998) és OLTEANU és JIPA (2006, 6. ábra) szintén feltételezett kapcsolatot nyugatra és keletre egyaránt, tehát leszögezhető, hogy ez az általános jelenlegi álláspont.

MAGYAR et al. (1999) ösföldrajzi térképe (5. ábra) szerint számos sziget tagolta a Paratethys középső medencerészét. Itt a szarmata üledékek vastagsága általában 100 m-nél kevesebb, ellentétben az akár 1000 m-t is meghaladó üledékvastagsággal, amely a periférikus medencékben (Stájer-, Bécsi-, Kelet-Szlovákiai- és Erdélyi-medence) jellemző (HORVÁTH 1987, MAGYAR et al. 1999).



6. ábra. A Paratethys középső-miocén ősföldrajzi rekonstrukciója (OLTEANU és JIPA 2006)

2.4 Klíma

A badeni-szarmata határon klímaromlás rekonstruálható, az addigi trópusi klíma szubtrópusivá (20–23°C) alakult (GLADENKOV 1987, DEMARCQ 1987). A Mezőföld déli peremén mélyült Tengelic-2 fúrás palinológiai adatai szintén arra utalnak, hogy jelentős lehűlés következett be a szarmatában, azaz a badenire jellemző kb. 20°C-os éves átlaghőmérséklet 16°C-ra csökkent (JIMENEZ-MORENO et al. 2005). TÓTH (2009) osztrakodavizsgálatai szerint az *Elphidium reginum* kron idején a szarmata tenger hőmérséklete kb. 15°C, míg a *Spirolina austriaca* kron idején 15–21°C volt.

2.5 Sótartalom

A Középső-Paratethys sótartalmának alakulása a szarmata korszakban sokakat foglalkoztatott, illetve foglalkoztat ma is. SUESS (1866) felismerte, hogy a szarmata tenger brakkvízi volt, amelynek molluszk-faunájára alacsony faj- és magas egyedszám volt jellemző. A korai általános vélekedés szerint (BODA 1959, PAPP 1963) az üledékgyűjtő vizének sótartalma a szarmata elején jelentősen lecsökkent és ezután brakkvízi környezet uralkodott (tengervíz: átlagosan 35‰, brakkvíz: 0,5–30‰, édesvíz: <0,5‰).

SCHRÉTER (1941) a szarmata faunát alapvetően csökkentsósvízinek vélte, bizonyos fajok jelenlétéből ugyanakkor arra következtetett, hogy a szarmata tenger sótartalma nem volt

egységes, egyes öblökben megnövekedett a sótartalom. Tovább árnyalta a képet JÁMBOR (1976, 1978), aki a Budajenő Bő-2 fúrás rétegsorában anhidrit- és gipszrétegeket írt le, amelyek az üledékképződési környezet hiperszalin voltára utalnak. Szerinte a Középső-Paratethys elzáródott a badeni/szarmata határon, az éghajlat ezzel egy időben csapadékosabbá vált, így csökkentsósvízűvé vált a tenger. Ezután a humid epizódot követően az éghajlat ismét szárazabbá vált, ezáltal a tenger vize hiperszalinná változott. BOHNNÉ HAVAS (1983) a Budajenő Bő-2 fúrás makrofaunája alapján a szarmata kezdeti időszakában csökkentsósvízi körülményeket, míg a későbbiekben a sótartalom emelkedését, a víz időnként hiperszalinná válását feltételezte. Szerinte a víz sótartalma viszonylag gyakran ingadozott, majd végül visszaállt csökkentsósvízire. GÖRÖG (1992) és TÓTH (2009) brakkvízi körülményeket (18–25‰, illetve 17–23‰) feltételezett az *Elphidium reginum* és az *Elphidium hauerinum* kron folyamán, míg a Tethys-szel való kapcsolatot és ennek következményeként változatos sótartalmat (15–43 ‰ között) a *Spirolina austriaca* kron idején. CORNÉE et al. (2009) a foraminifera- és osztrakoda-együttes összetétele alapján hiperszalin lagúnakörnyezetet feltételezett Tinnyénél és Zsámbéknál. Szerintük a sótartalom jelentősen ingadozott a szarmata folyamán, a brakkvizitől a hiperszalinig.

A Paratethys egészét tekintve PILLER és HARZHAUSER (2005), valamint HARZHAUSER és PILLER (2007) normál sósvízi körülményeket feltételez a Bécsi-medencében, míg PISERA (1996) az egész Paratethysben.

A klasszikus vélemény tehát, amely szerint a Paratethys a szarmata során végig csökkentsósvízi volt, az utóbbi időben megdőlni látszik. Az bizonyosnak tűnik, hogy a Paratethys egyes részmedencéiben legalább időszakosan normál sósvízi, illetve hiperszalin körülmények uralkodtak.

2.6 Szedimentológia

Már SZABÓ (1858) felismerte, hogy a szarmata mészkő rétegei hol enyhén, hol jelentősebb szög alatt dőlnek: Budától délnek 5°, Kőbányán olykor 20° a rétegdőlés. STRAUZ (1923) a biai szarmata rétegek meredek dőlését, SCHAFARZIK és VENDL (1929) a sós-kúti DNy felé dőlő rétegeket említette meg. BOKOR (1939) a szarmata mészkő Páty, mézes-hegyi 26–34°-os DNy-ra dőlő, majd Telki felé fokozatosan egyre ÉNy felé forduló rétegzéséről megállapította, hogy a dőlésirányok a szarmata tenger partvonalát követik. JÁMBOR (1977) szintén megállapította, hogy a keresztrétegzés dőlése a medence irányába mutat, ezenkívül említést tett parti hullámverésben keletkezett „íves keresztrétegzés”-ről is. Bár nem a kutatási területen, de szintén szarmata mészkőben észlelt „ferderétegzés”-t BENCE és BUDAI (1987) Balatonakalinnál, akik ezt partmenti áramlásnak tulajdonították. KÓKAY (1989) is tett említést a szarmata mészkő rétegzett, vízszintes vagy keresztrétegzett voltáról.

Szedimentológiai szempontból PALOTÁS (1991) vizsgált számos szarmata feltárást a kutatási területen, és megállapította, hogy két, egymáshoz nagyon hasonló, felfelé egyre sekélyebb üledékképződési környezetet jelző rétegsor követi egymást a sós-kúti Kálvária-dombon. Ez összhangban van RÖGL és STEININGER (1984) megállapításával, akik két relatív

tengerszint-emelkedési és -csökkenési ciklust írtak le a szarmata folyamán a Középső-Paratethysben.

FODOR et al. (2000) a kutatási területen a medence felé irányuló kereszttrétegzési irányokat mért a Tinnyei Formációban, és a keletkezési környezetet karbonátplatformot szegélyező homokzátonynak és mögötte elterülő lagúnának határozta meg.

CORNÉE et al. (2009) is két üledékföldtani egységet különített el a szarmata mészkőben gasztropodák, foraminiferák és osztrakodák vizsgálata alapján. Az alsó, vízalatti dűnékből álló egységet kora-szarmata korúnak (*Elphidium reginum* és *Elphidium hauerinum* zóna), míg az arra települő egységet késő-szarmata korúnak (*Spirolina austriaca* zóna) tartják. Előbbi a sóskúti Kálvária-domb és a mészkőbánya körzetében, utóbbi Gyúró, Szentgyörgypuszta környékén mutatható ki. A két egységet eróziós felület választja el, amely a felső-szarmata *Spirolina austriaca* zónán belül regionálisan követhető index-felület a területen. Jellemzőek a felületre az áthalmozódott szarmata mészkőtömbök és a preszarmata aljzat anyagából származó kavicsok. A két egység között tehát erózióval kísért szárazulati kitettség feltételezhető, és az alsó egység felső része erodálódott a késő-szarmata *Spirolina austriaca* kron idején. A két egység egy-egy negyedrendű ciklusnak felel meg. Az alsó egységre rámpán leülededő, aggradáló-progradáló ooidos-bioklasztos vízalatti dűnék jellemzőek, amelyek anyaga a lagúnák és a belső rámpa területéről származik. Ritkán bryozoa foltzátanyok is előfordulhatnak. A felső egységre fluktuáló sótartalmú lagúnában keletkező, foltzátanyokban bővelkedő ooidos üledékek jellemzők, szél és hullámozás kontrollálta az üledékképződést. A karbonátüledék a partmenti lagúnák, homokdombok és a belső-rámpa területén keletkezett, majd innen szállítódott a medence felé a középső- és külső rámpára. A vízmélységet néhány méterestől (proximális zóna) 40–50 méterig (disztális zóna) becsülték a mélyebb vízi karbonát rámpa egységben, és maximum néhány méteresnek a felső, tengeri lagunáris karbonát platform egységben. Hasonló, maximum 50 m-es vízmélységet feltételezett a Zsámbéki-medencében BOHNNÉ HAVAS (1983) is makrofauna vizsgálatok alapján.

Az árapály aktivitás működésével kapcsolatban jelenleg nincs egységes álláspont a szarmata tenger vonatkozásában. Bár MANDIC et al. (2008a,b) árapály aktivitást feltételez a Középső-Paratethysben, CORNÉE et al. (2009) nem talált egyértelműen erre utaló jeleket, a medence felé irányuló szállítást inkább a szél és a hullámozás hatásának, illetve lejtőirányú gravitációs átülepítésnek tulajdonította.

2.7 Tektonika

A terület szinszediment tektonikájával kapcsolatban BERGERAT et al. (1983) badeni korú, míg PALOTÁS (1991) szarmata litoklázisok adatait dolgozta fel. PALOTÁS (1991) és FODOR et al. (1999) szerint a szinszediment szarmata szerkezeti elemek jellegét ÉNy–DK-i irányú húzásos feszültségtér határozta meg, amely FODOR et al. (1999) szerint a szarmata végére KÉK–NyDNY-i irányú kompressziós feszültségtérbe váltott. KÓKAY (1956, 1968, 1984b) a Várpalota és Budapest környéki szarmata üledékekben a badeni/szarmata és az alsó/felső-szarmata határán szerkezetföldtani mozgásokat mutatott ki, melyek közül Budapest környékén a szarmatán belüli mozgásokat tartotta dominánsnak.

A Zsámbéki-medence K-i oldalán már TAEGER (1914) is leírt poszt-szarmata peremvetőket, amelyek mentén a zsámbéki neogén rög a mélybe süllyedt. A peremvetőről többen (FÖLDVÁRI 1934, BOKOR 1939) is tettek említést, JASKÓ (1943b) pedig a Zsámbéki-medencén keresztül rajzolt szelvényeken félárokként ábrázolja a medencét, K-i peremvetővel. DUDKO (1993) a Zsámbéki-medence K-i határvonalát liztrikus törésként, Ny-i határát normálvetőként értékelte. FODOR et al. (1999, 2000 és 2005), valamint FODOR (2010) szerint a Zsámbéki- és a Mátyási-medencét K-ről ÉÉNy-DDK-i csapású normálvető határolja. FODOR et al. 2000 (2. ábra.) szerint a Zsámbéki-medence két (egy északi és egy déli), ellentétesen dőlő aszimmetrikus félárokból állhat, amelyet az Etyeki-hát, mint transzfer-zóna választ el egymástól. Ettől a zónától délre a Perbáli-vető egyre csökkenő elvetésű. A szerkezetek K-NY-DK-ÉNy-i tenzió hatására jöhettek létre, a késő-badeni-pliocén (?) folyamán.

3 Célkitűzések

A kutatásom célja a Budapest környékén felszínre kibukkanó szarmata korú Tinnyei Formáció leülepedési környezetének jellemzése volt, annak üledékföldtani, geometriai és szövettani jellemzői alapján. Ilyen vizsgálatokat eddig PALOTÁS (1991), továbbá CORNÉE et al. (2009) végzett. Jelen dolgozat az eddigi kutatásokat bővíti ki térben és részletességében, valamint egyes korábbi megállapításokat is átértelmez.

A mészkövet elsősorban az üledékképződés (üledékföldtani jelenségek jellemzése, üledékföldtani alakzatok mérete, üledék szállítási iránya), a leülepedési környezet (áramlási viszonyok, energiaviszonyok, üledékes mélység) és a diagenézis (cementáció és porozitás milyensége, kialakulásuk sorrendje) szempontjából vizsgáltam.

Külön kitértem az üledékképződést befolyásoló rendkívüli eseményekre. Ezeket vihar-üledékek (durva biogén törmelékes vagy kavicsos szintek) és mészkőtömbökből álló szintek képviselik, amelyek a normál üledékképződést időről-időre megzavarták.

A szarmata mészkő terepi kutatása során szembejött volt számomra, hogy bár a szakirodalomban gyakran ooidos mészkő néven említik a kőzetet, ez az elnevezés csak a rétegsor töredékére érvényes. A kőzet pontosabb jellemzése érdekében csiszolatos vizsgálatokat végeztem.

A dolgozat elkészítése során a következő kérdésekre kerestem a választ:

1. Mi jellemzi a szarmata mészkő üledékes formáit?
2. Hogyan kapcsolódnak egymáshoz az üledékes formák?
3. Mi a Tinnyei Formáció elméleti rétegsora?
4. Mi a Tinnyei Formáció üledékképződési környezete az üledékes formák és azok térbeli kapcsolódásának alapján?
5. Van-e szabályszerűség a mészkőrétegek dőlésadataiban?
6. Van-e szabályszerűség a mészkövek szöveti eloszlásában?
7. Mi volt a mészkő keletkezési mélysége?
8. Hogyan változott a vízszint a szarmata mészkő keletkezése során?

4 Kutatási módszerek

A kutatási célok megvalósításához alapvetően terepi módszereket vettem be: körülbelül 60 természetes és mesterséges feltárásban (7. ábra) tanulmányoztam az üledékeket szedimentológiai szempontból, makroszkópos kőzetleírást végeztem, jellemeztem az üledékföldtani jelenségeket, meghatároztam a szállítási irányokat és rétegsorokat rajzoltam. A fontosabb feltárásokat részletesen végigfényképeztem, hogy összetett panorámaképek segítségével az üledéktestek geometriáját vizsgálhassam. A sóskúti mészkőbányáról légifotókat is készítettem, amelyek elemzésével a bánya felső szintjének talpán látható szedimentológiai bélyegek kitűnően tanulmányozhatókká váltak. A feltárásokból mintákat gyűjtöttem csiszolatos vizsgálatokhoz.

A terepi felvételezés során üledékföldtani egységeket határoztam meg, amelyek mind laterálisan, mind vertikálisan követhetők a területen. Az egységek geometriai lefutásából a relatív vízszintváltozásokkal kapcsolatos következtetéseket vontam le.

A makroszkópos terepi vizsgálatokat kiegészítettem közel 80 csiszolat elemzésével. A csiszolatos leírások alapján a terület egészének diagenetikus fejlődéséről készítettem általános jellemzést.

A terepi és mikroszkópos vizsgálatok eredményeit egyéb vizsgálatokkal is igyekeztem alátámasztani, ezek azonban nem vezettek számottevő eredményre.

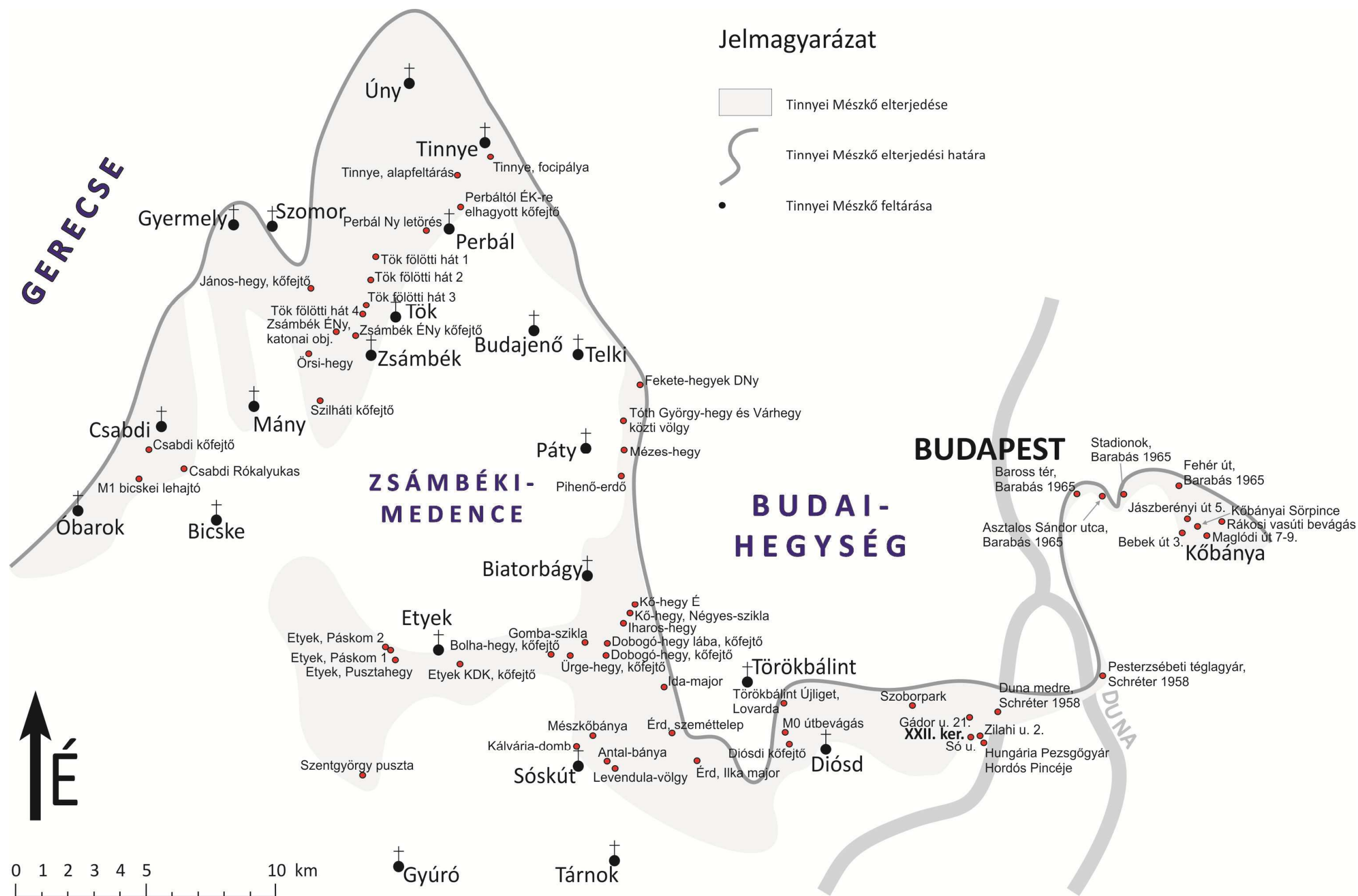
5 Vizsgálatok

5.1 Terepi megfigyelések

A szedimentológiai jelenségek és egymáshoz való viszonyuk elsődlegesen a terepen vizsgálható. Azért, hogy átfogó képet kaphassak, majd adhassak a Tinnyei Formáció üledékföldtani viszonyairól a Budai-hegység környezetében, terepbejárást végeztem és számos feltárást felkerestem. Ezeken kívül irodalmi adatokat is felhasználtam olyan esetekben, ahol egy korábbi publikációban ismertetett feltárást már betemettek vagy valamilyen más oknál fogva nem volt fellelhető. Az általam bejárt és az irodalomból ismert feltárásokat a 7. ábra mutatja.

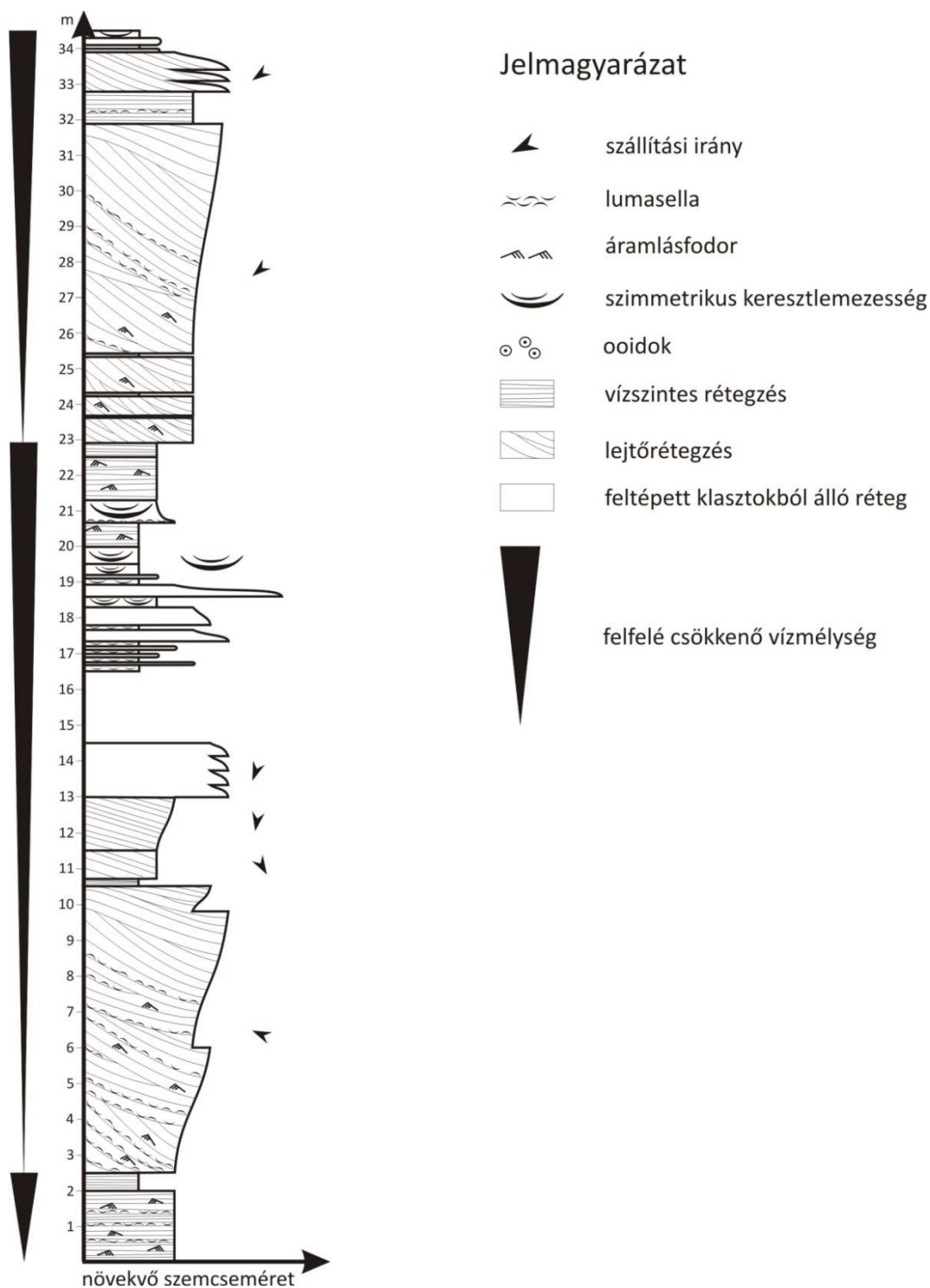
A szarmata Tinnyei Formáció rétegsorának tanulmányozására a legmegfelelőbb a sóskúti mészkőbánya (volt Angol-bánya), a közelében lévő sóskúti Kálvária-domb és a Sós-kút melletti Levendula-völgy szelvénye. Ez a három feltárás lényegében a formáció teljes rétegsorát reprezentálja (8. ábra).

A sóskúti Kálvária-dombon a Tinnyei Formációra jellemző összes szedimentológiai bélyeg megfigyelhető ugyan, a jelenségek skálájának teljessé tételéhez azonban máshonnan is hozok példákat. Ezek alapján elvi rétegsort állítok fel, mely teljes egészében sehol sem figyelhető meg, de a szarmata sekélytengeri üledékképződést a legjobban jellemzi a területen.



7. ábra. Vizsgált Tinnyei Formáció feltárások

A következőkben jelenségek szerint veszem sorra az általam megfigyelt fő üledékföldtani egységeket, amelyek különböző feltárásokból hozott példákkal szemléltetnek. Az egységek jellemzően egymás felett helyezkednek el a rétegsoron belül.



8. ábra. A sós-kúti Kálvária-domb rétegsora (PALOTÁS 1991 alapján módosítva)

5.1.1 Az üledékképződéshez kapcsolódó szedimentológiai bélyegek

Klinoform (lejtőrétegzés)

A legmeghatározóbb elsődleges üledékes szerkezet a szarmata durvamész-kőben a lejtőrétegzés. Lejtőrétegzésnek nevezem azt a jellemzően 12–28°-os dőlésű rétegzést, ahol az üledéksávok az egykori lejtős térszint követik. A forma összmagassága dőlésirányban növekszik és megközelítheti akár a 18 m-t is (sós-kúti mészkőbánya, 9. ábra).

A rétegek dőlése az egykori tengerpart felől, ahol közel vízszintes (10. ábra), a medence felé fokozatosan növekszik és elérheti, sőt, esetenként meghaladhatja a 28°-ot is. A dőlés alapvetően a medence belseje felé irányul (11. ábra). A rétegzésen belül a rétegdőlés szöge helyről helyre kissé megváltozik, az így keletkezett egységeket elválasztó felületek egymástól való távolsága néhány decimétertől több méterig terjed (9. ábra).



9. ábra. 18 m maximális magasságú lejtőrétegzés a sós-kúti mészkőbánya ÉNy–DK-i falának ÉNy-i részén

A lejtőrétegek anyaga biogén törmelékből, ooidokból és aggregátumokból álló mészhomokkő, kevés, 1–3% kvarcsezemcsével. A rétegek alja ívesen hozzásimul a fekvő réteg felső lapjához. A rétegzésen belül esetenként kisléptékű, a lejtőrétegzéssel megegyező,

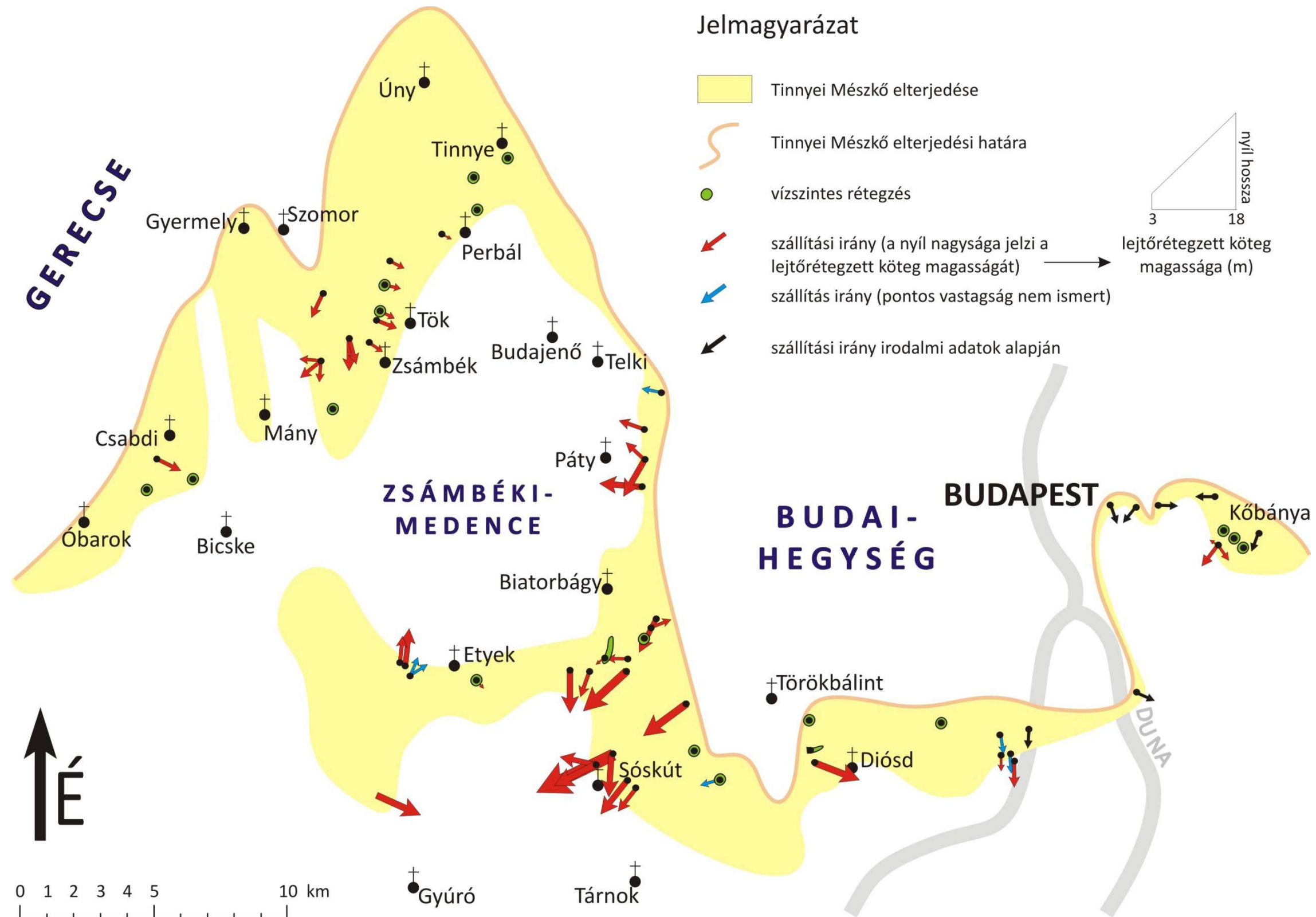
vagy ellentétes irányba dőlő keresztlemezesség látható. A rétegzést molluszkahéjakból álló lumasella padok és bioklasztban szegényebb szintek váltakozása adja, amelyet a kőzet színének változása is követ. A rétegeket helyenként iszapleplek választják el egymástól. Jellemző, hogy a biogén törmelékszemcsék között nagyon kevés a finomabb mátrix, a szövet grainstone és packstone (Dunham 1962), azaz grainstone és packstone kőzet (HAAS 1998). Az átlagos szemcseméret 0,25–0,5 mm, de a molluszkatöredékek mérete ennél jóval nagyobb (akár 1–1,5 cm) is lehet. A szemcsék jól osztályozottak.

ÉÉK

DDNy



10. ábra. ÉÉK felé vízszintessé szelődülő lejtőrétegzés a Sóskút melletti Levendula-völgyben (a feltárás magassága középen kb. 15 m)



11. ábra. A lejtőrétegzés dőlésirányának eloszlása a vizsgált területen. A nyilak mérete arányos a lejtőrétegzett egység magasságával

Mészhomokdombok

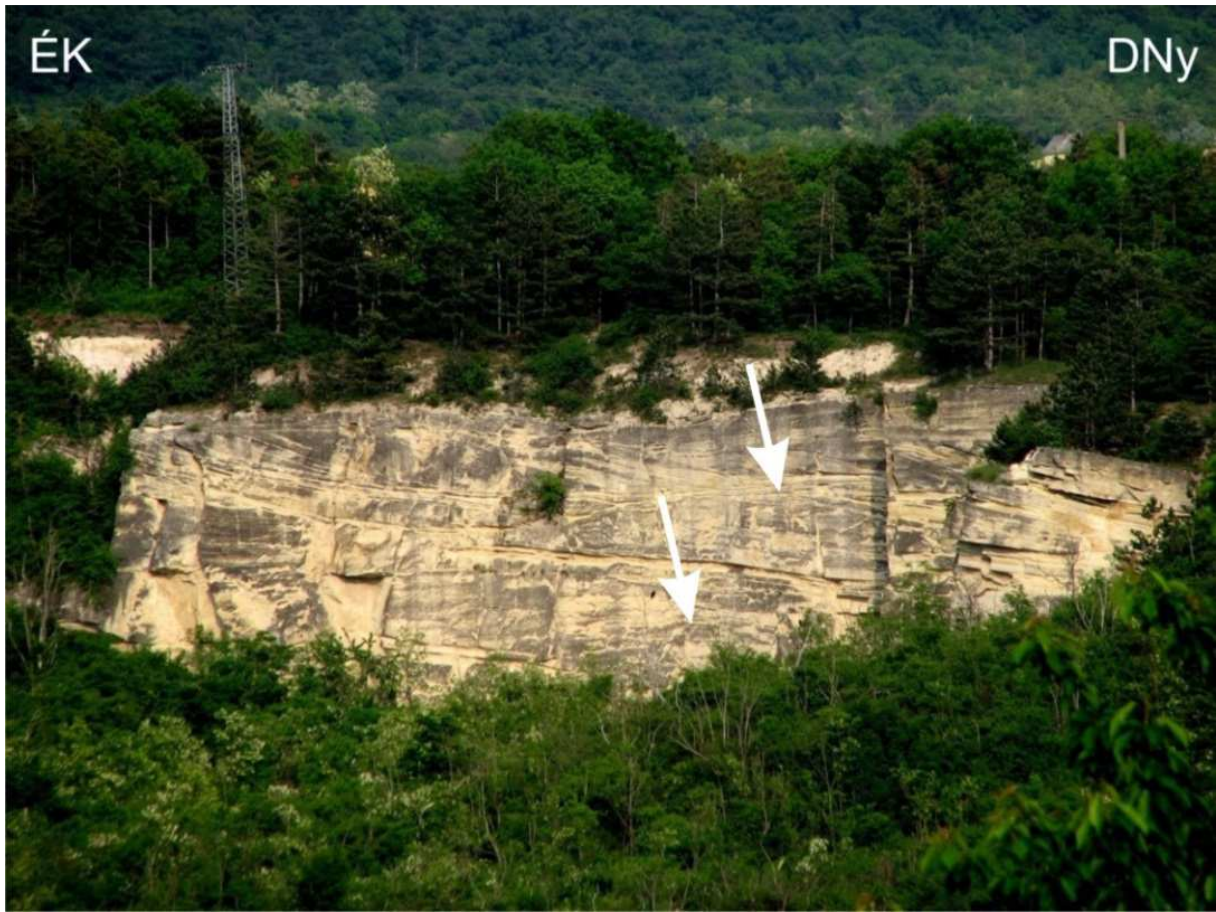
A vizsgált terület egyes helyein szinte tisztán 0,25–0,5 mm-es, kitűnően osztályozott ooidokból álló grainstone szövetű (pl. sóskúti Antal-bánya /12. ábra/), vagy vegyesen ooidokból és bioklasztokból felépülő szem formájú, azaz felül is domború üledéktestek figyelhetők meg (Páty, Mézes-hegy, 13. ábra). Az üledéktesten belül rétegződés nehezen, vagy egyáltalán nem látható, de néhol megfigyelhető belső keresztarétegzés. A biatorbágyi Ürge-hegyen (14. ábra) a homokdombok olyan magasan láthatóak a függőleges falon, hogy csupán a geometriai forma azonosítható. A képződményből a selfperemen a környezetből kiemelkedő szegélyek épülnek fel. Összességében néhány 10 m széles homokdomb-köteg szegélyezhette a szarmata Középső-Paratethys partvidékét a vizsgált területen.



12. ábra. Oolit homokdombok a sóskúti Antal-bányában
(a nyíl az oolit test tetejére mutat, a fal magassága kb. 8 m)



13. ábra. A pátyi Mézes-hegy mészhomokdombja (a fal magassága középén kb. 15 m)



14. ábra. A biatorbágyi Ürge-hegyi kőfejtő egymásra települő mészhomokdombjai a Bolha-hegyről fotózva (a fal magassága közepén kb. 16 m)

Kis kötegvastagságú keresztrétegzés

A lejtőrétegekből álló kötegekre gyakran 1–2 m vastag, keresztarétegzett üledék települ, amelynek a dőlésiránya akár 90°-ban is eltérhet a lejtőrétegekéétől. Az átlagos szemcseméret 0,25–0,5 mm, de a molluszkatóredékek — a lejtőrétegekhez hasonlóan — ennél nagyobbak is lehetnek (1–1,5 cm).

Ilyen keresztarétegzés megfigyelhető pl. a sóskúti Kálvária-dombon, a Sóskút melletti Antal-bányában (15. ábra), valamint a pátyi Mézes-hegyen.



15. ábra. Kis kötegvastagságú kereszttrétegzés a sóskúti Antal-bányában

Közel vízszintes rétegzés

A közel vízszintes rétegzést a durvább és finomabb szemcseméretű sávok, illetve a kisebb, vagy nagyobb kvarchomok-tartalmú egységek váltakozása adja ki (16. ábra és 17. ábra). A szemcsék között a bioklasztokon, ooidokon, peloidokon, aggregátumokon és intraklasztokon kívül onkoidok is előfordulnak Tinnyénél (CORNÉE et al. 2009) és Csabdinál.



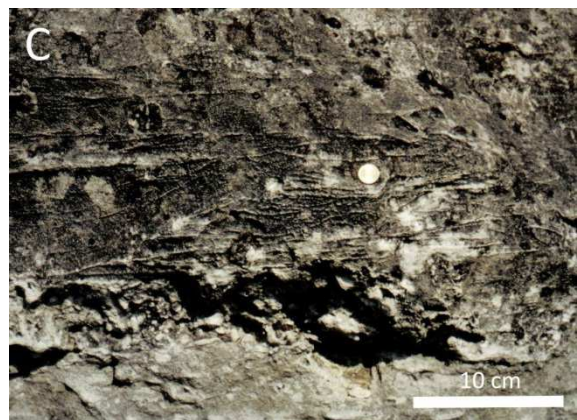
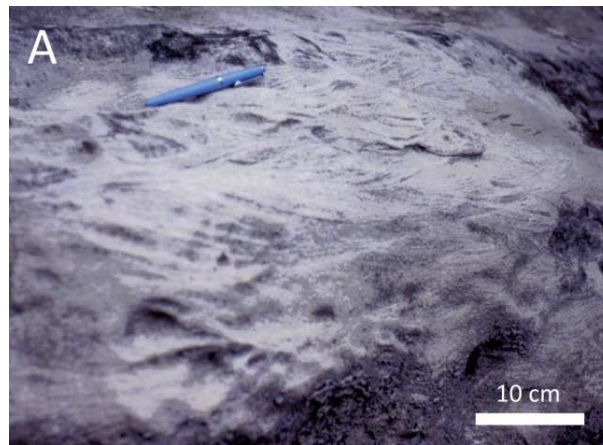
16. ábra. Közel vízszintes rétegek a kb. 1,5 m magas, DNy-ra dőlő lejtőrészek felett a biatorbágyi Gomba-sziklán
(a szikla magassága kb. 16 m)



17. ábra. Közel vízszintes rétegek a biatorbágyi Gomba-szikla környezetében

Szimmetrikus keresztlemezesség

Hullámozás által létrehozott finomszemcsés (az átlag szemcseméret 0,25 mm), tömött, szimmetrikusan keresztlemezes üledék figyelhető meg például a sóskúti Kálvária-dombon (18. ábra A kép), ahol a vályúk hossza 10–30 cm, magasságuk 2–6 cm. A vályúk alakja és belső szerkezete is szimmetrikus. Hasonló formák láthatóak Páty és Zsámbék körzetében is, kissé durvább szemcseméretű (0,5-1,0 mm) mészhomokból (18. ábra B és C kép).



18. ábra. Vályús kereszttrétegzés a sóskúti Kálvária-dombon (A), a pátyi Mézes-hegyen (B) és a zsámbéki háton (C)

Keresztlemezesség

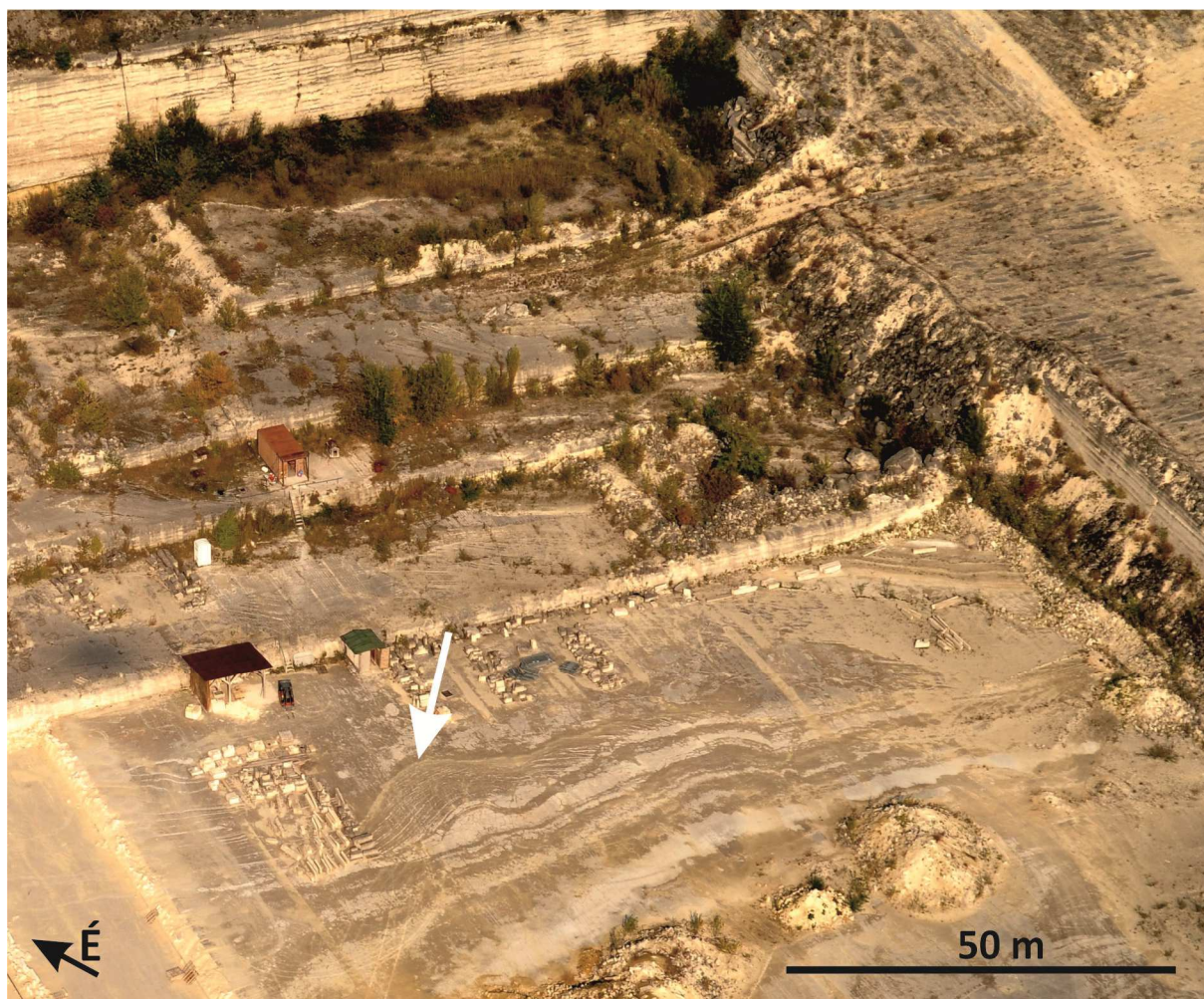
Áramlás által létrehozott keresztlemezesség (19. ábra) mind a lejtőrétegzésen, mind a vízszintes rétegzésen belül előfordul, iránya változatos, magassága néhány cm-től 6–8 cm-ig terjed.



19. ábra. Két irányban vándorló hullámfodrok a sóskúti mészkőbánya alsó udvarán

Csatornák

A lejtőrétegzett és a vízszintesen rétegzett egységekbe gyakran vágódnak bele eróziós mélyedések, amelyeken belül aszimmetrikus keresztarétegzés figyelhető meg. A leglátványosabb példák a sóskúti mészkőbánya felső szintjének talpán tanulmányozhatók (20. ábra), de több kisebb bevágás megfigyelhető Kőbányán is a palackozó üzem mögötti függőleges falon (21. ábra). CORNÉE et al. (2009) a sóskúti Kálvária-dombon írt le ilyen formát.



20. ábra. A sós-kúti mészkőbánya felső udvara repülőről. A szállítási irány DDNy-i, a kanyon a lejtőrészekbe vágódik. A nyíl a kanyon alját jelzi (Fotó: Lantos Zoltán)



21. ábra. Lejtőrétégekbe bevágódó kanyon, Kőbánya, Bebek utca 3.
A nyíl a kanyon alját jelzi

Biogén felépítmények

Gyúró közelében, Szentgyörgy pusztán kb. 20–50 cm magas, 5–20 cm széles oszlopos biogén felépítmények figyelhetők meg (22. ábra), amelyek környezetében vízszintes, esetleg vályús kereszttrétegzés látható. CORNÉE et al. (2009) Pátyról írt le hasonló felépítményeket, míg JÁMBOR (1977) Zsámbék környékéről említ 0,5–1,5 m magas „zátonyképleteket”.

A zátonyfelépítmények mellett biogén bekérgezés figyelhető meg számos helyen (pl. Biatorbágy Gomba-szikla, sóskúti mészkőbánya) feltépett mészkőtömbökön (29. ábra).

Néhány helyen zátonymészkövek is előfordulnak, amelyeket bryozoa- és algavázak, valamint féregcsövek alkotnak (SZABÓ 1959).



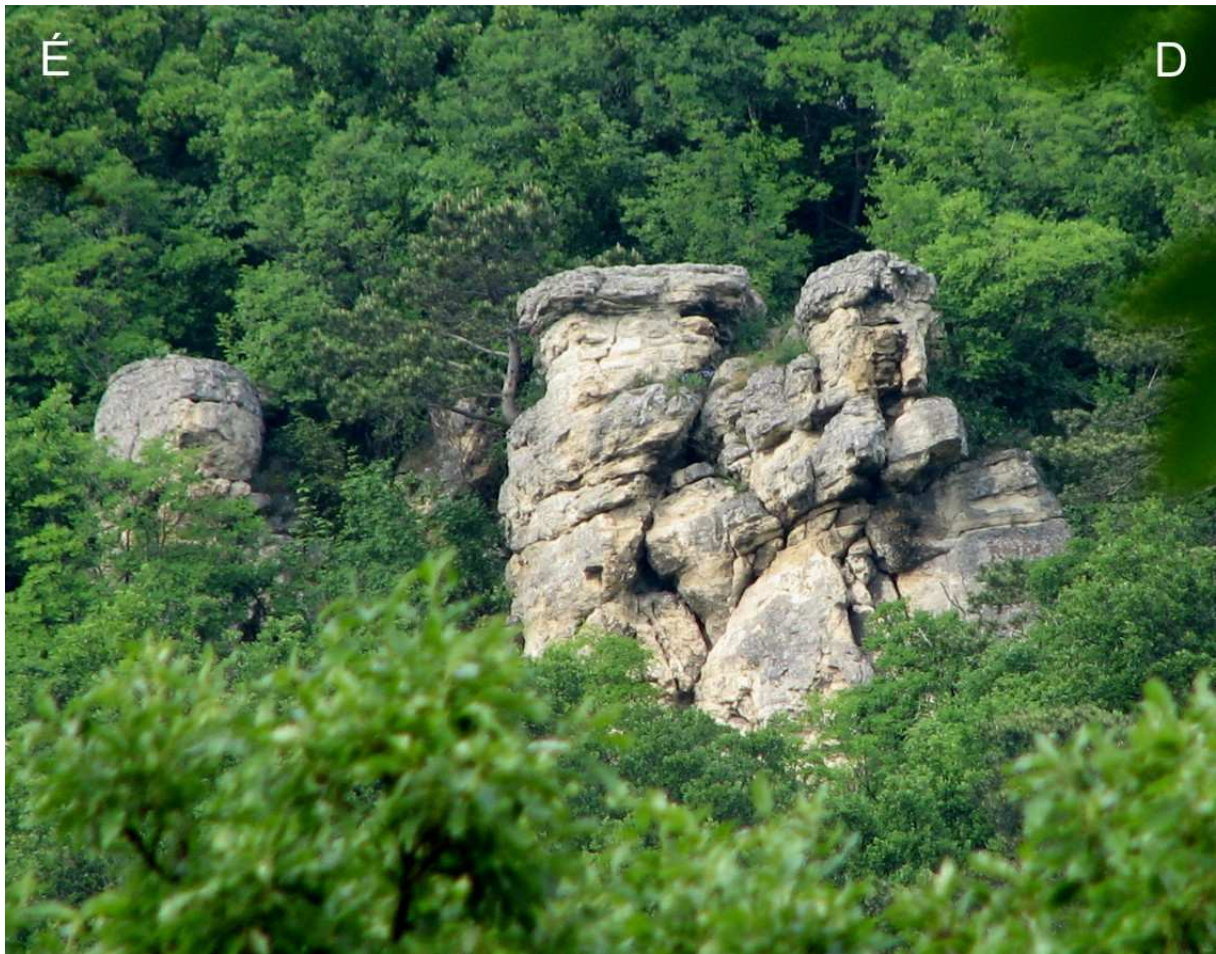
22. ábra. Biogén felépítmények a gyúrói Szentgyörgy-pusztán

Szélfúttá parti dűnék

A biatorbágyi Kő-hegy Négyes-sziklán a környéken jellemző DNy-i dőléssel ellentétesen, ÉK felé dőlő, táblás, meredek (22–42°-os dőlésszögű) rétegek figyelhetők meg (23. ábra és 24. ábra). A kőzetet durva szemcseméretű (0,5-2 mm), főként biogén törmelékből álló üledék építi fel, kevés ooiddal, a kvarckavicsok teljesen hiányoznak. A kőzet grainstone szövetű. Meteorikus cement nem volt látható a vékonycsiszolatokban. Hasonló kifejlődésű, pleisztocén korú, bioklasztokból álló parti dűnék található a mexikói Yucatán-félszigeten (McKEE és WARD 1983).



23. ábra. Biatorbágy, Kő-hegy Négyes-szikla, ÉK felé dőlő táblás rétegek



24. ábra. Biatorbágy, Kő-hegy Négyes-szikla az Iharosról, ÉK felé dőlő táblás rétegekkel
A sziklák magassága kb. 10 m

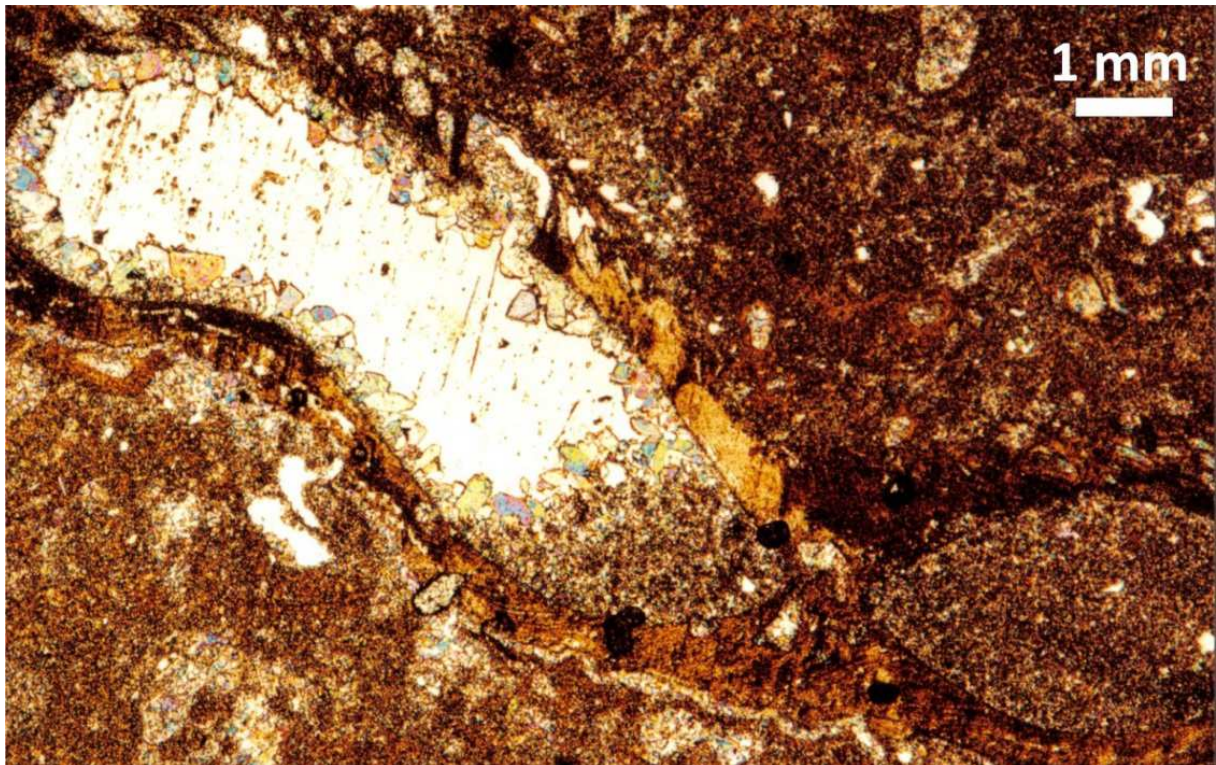
5.1.2 Az üledékképződés megszakadására utaló jelenségek

Keményfelszínek (hardgroundok)

A rétegsort keményfelszínek (25. ábra) tagolják, amelyek jellemzően jobban cementáltak a környezetüknél. TUCKER és BATHURST (1990) szerint az aktív tengeri freatikus környezetre jellemző, hogy az üledékképződés kisebb szüneteiben a karbonáthomok erőteljes cementációja keményfelszínek kialakulásához vezet. Példa erre a mai Perzsa-öböl (SHINN 1969) és a Bahamák (BALL 1967). A keményfelszíneket gyakran járatok törik át (26. ábra).



25. ábra. Keményfelszín a Diósdai kőbánya alsó (D-i) udvara NyÉNy–KDK-i falának alsó részén



26. ábra. Üledékkel részben kitöltött járat, Diósdí kőfejtő

Eróziós felszínek

Gyakori jelenség, hogy a mészhomokkő lerakódását eróziós felszín szakítja meg. Az eróziós felszínhez kapcsolódhat rátelepült sokkal durvább szemű, kvarckavicsokban gazdag, rosszul osztályozott, eltérő dőlésszögű üledék (ezt a jelenséget BENCE és BUDAI /1987/ is leírta a Tapolcai-medencében és a Balaton-felvidéken), vagy mészkőblokkokból álló réteg, illetve kapcsolódhat hozzá karsztosodás.

Viharüledékek

A Tinnyei Formációra jellemző, hogy számos helyen (pl. Sósút, Kálvária-domb és Levendula-völgy) a rétegzést meg-megszakítják durvább szemcseméretű, akár 10–15 cm-es kvarckavicsokat, illetve az idősebb fekvő kőzetekből származó klasztokat tartalmazó rétegek, amelyek vastagsága 5–10 cm-től méteresig terjedhet (27. ábra). A klasztok kerekítettek vagy szögletesek is lehetnek.



27. ábra. Kvarckavicsokban és feltépett klasztokban gazdag viharréteg, Sósút, Kálvária-domb. A fehér nyíl egy badeni korú üledékből feltépett Ostrea töredéket jelöl

Mészköttömb-szintek

Az előző jelenséghez szorosan kapcsolódnak a helyi anyagú, Tinnyei Formáció darabjaiból álló szintek, amelyek gyakran eróziós felszínre települnek (28. ábra).



28. ábra. A sóskúti mészkőbánya NyÉNy–KDK-i falának felső részén látható eróziós felszínre (piros vonal) települő mészkőklasztos szintek. A kék keretbe foglalt részlet alul kinagyítva látható

Jellemző, hogy a kőzetdarabok mérete néhány cm-től a méteres nagyságrendig terjed. Alakjuk gyakran hosszúkas, a hossz tengelyük a rétegzéssel párhuzamos. A tömbök lehetnek kerekítettek, vagy szögletesek attól függően, hogy mennyi ideig voltak a vízparton a víz mozgató- és koptatóerejének kitéve. Sok mészkődarabot mikrobiális bekéregzés vesz körül, jellemző ez a biatorbágyi Gomba-szikla mészkőttömb-szintjének anyagára, ahol ez 1–2 cm vastag is lehet (29. ábra). A sóskúti mészkőbánya felső

szintjének talpán megfigyelhető tömbök nagy többségén azonban nem látható bekéregzés (30. ábra).

A jelenség mind a vízszintes, mind a lejtőrétegzésen belül megfigyelhető, de míg a vízszintes rétegzésen belül normál településsel rakódtak le a mészkődarabok, addig a lejtőrétegzést egy eróziós felszín nyesi le és arra rakódtak le a klasztok. A lejtőrétegzés alsó részén a klasztokból álló réteg belesimulhat a lejtőrétegzésbe. Az eróziós felszínre települő mészkőklaszt-szint fölött folytatódik a lejtőrétegzés, bár dőlésszöge enyhén megváltozhat.



29. ábra. Mikrobiális bekéregzés a biatorbágyi Gomba-sziklán vízszintes rétegzésben

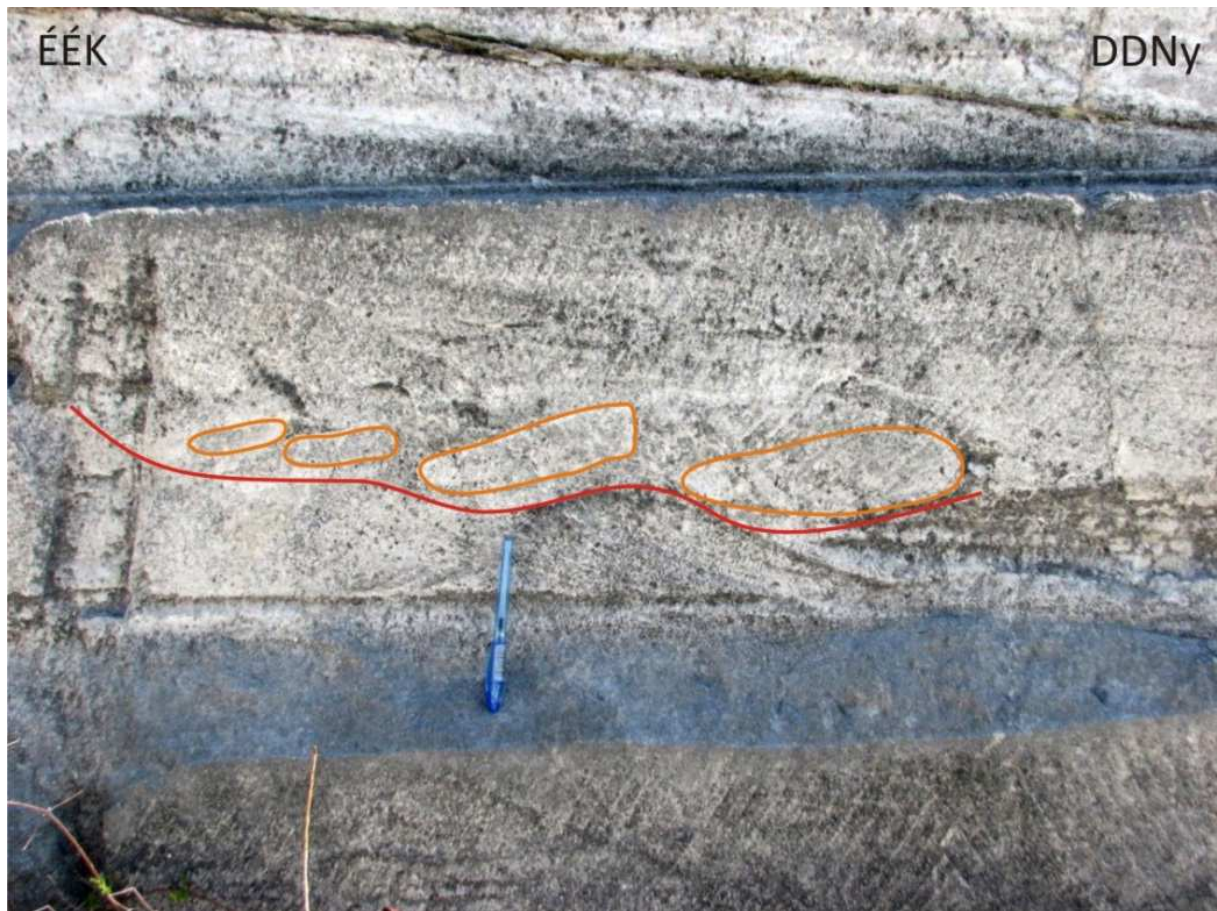
A vízszintes rétegzésen belüli klasztok (pl. Biatorbágy, Gomba-szikla) kerekítettek és mikrobiális bekéregzésűek. CORNÉE et al. (2009) főleg vörösalgák, alárendelten szerpulidák, nubeculariák és egyéb mikroorganizmusok által bekéregezett klasztokat írt le Biatorbágyon és a sóskúti mészkőbányában. Ezzel szemben a meredek lejtőrétegzésbe beágyazódó klasztok gyakran kevésbé kerekítettek és nem, vagy jóval kisebb mértékben bekéregezettek. Helyenként imbrikáció is megfigyelhető (31. ábra), amely a medence felé történő szállítási irányt jelez. A klasztok rosszul osztályozottak és velük egyidőben leülepedett mészhomokba ágyazódnak, de helyenként (pl. Sóskút, Levendula-völgy) nagy

menyiségű 1–7 cm-es kvarckavics is kísérheti őket. A mészkőklaszt-tartalmú rétegek összvastagsága több 10 cm is lehet.

A mészkőklasztok a vízszintes rétegzésen belül, illetve a lejtőrétegzés felső, csekély dőlésű részén nagyjából egyenletesen oszlanak el, a lejtőrétegzés meredekebb részein a lejtő egyes szakaszain csoportosulnak.



30. ábra. Mészkőklasztokból álló szint a sóskúti mészkőbánya felső udvarának talpán



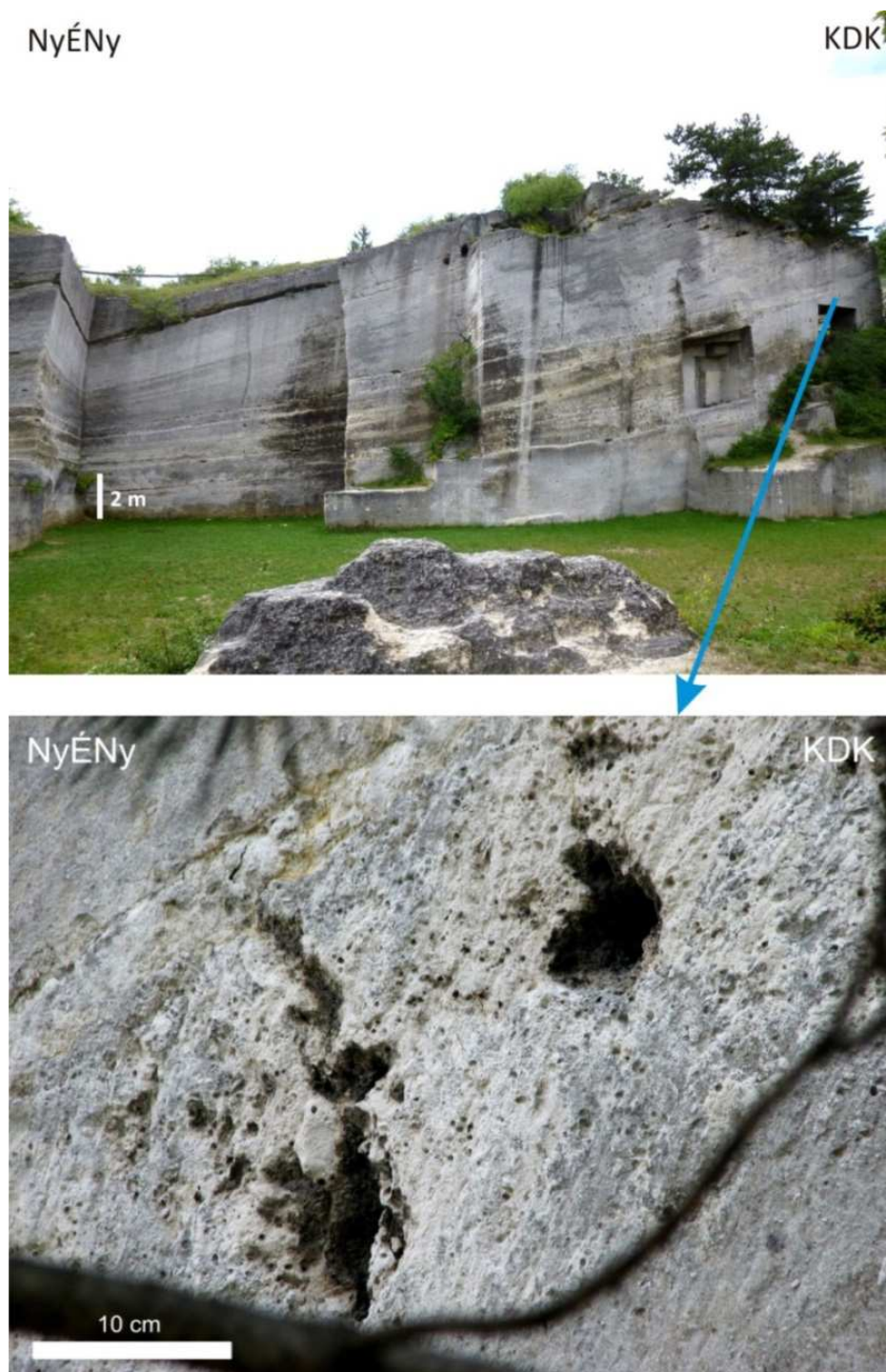
31. ábra. Eróziós felületre települő, imbrikált mészkőklasztok a sóskúti mészkőbánya ÉÉK–DDNy-i falán. Az imbrikáció D-i, medence felé történő szállítást jelez
Jelmagyarázat: piros vonal – eróziós felszín, narancssárga – mészkőklasztok
(a toll 15 cm hosszú)

A területen elterjedt jelenségről van szó: a Zsámbéktól ÉNy-ra elhelyezkedő katonai objektumnál és a Budapest XXII. kerület Zilahi utca 2. alatt 5–15 cm-es darabokból álló réteg figyelhető meg, míg a kőbányai Maglódi út 7–9. alatt (gombapince) 15–50 cm-es, a kőbányai Bebek út 3. alatt méteres darabok is előfordulnak. Mészkőklaszt-szint figyelhető meg a sóskúti Antal-bányában és a Levendula-völgyben is. A sóskúti mészkőbányában a NyÉNy-KDK-i falon legalább három (28. ábra), az ÉÉK-DDNy-i falon legalább négy mészkőklaszt-szint figyelhető meg. Ezek közül három a bányaudvar talpán is jól követhető, a negyedik (legdélebbre elhelyezkedő) csak a fal tetején látható, mivel a dőlésszög alapján a jelenlegi vízszintes vágott talpon túl fut ki.

Paleokarszt formák

A Diósdai mészkőbánya lejtőrétégzésén belül, egy eróziós felszínhez köthetően kisméretű karsztos üregek láthatók (32. ábra), amelyek az üledék időlegesen szárazra

kerüléséhez köthetők. Paleokarszt jelenséget Korpás László és Lelkes György is megfigyelt Pátyon (LELKES György személyes közlés).

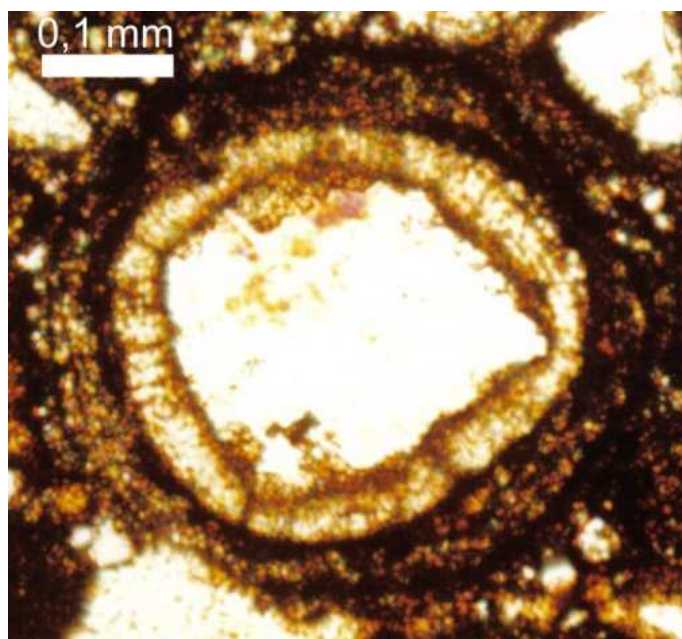


32. ábra. Eróziós felszínhez kötődő paleokarszt a Diósdai kőbánya alsó (D-i) udvarán, a NyÉNy–KDK-i fal felső részén

5.2 Vékonycsiszolati megfigyelések

A kutatási terület 10 feltárásából 77 darab csiszolatot vizsgáltam meg részletesen. A csiszolatok a sóskúti Kálvária-domb és a biatorbágyi Gomba-szikla teljes rétegsorát reprezentálják, valamint egyéb jellemző feltárásokból származnak (7. ábra: Zsámbék ÉNy-i kőfejtő, Gyúró Szentgyörgy puszta, sóskúti mészkőbánya, Biatorbágy Iharos-hegy, Diósd M0 útbevágás, Diósd kőfejtő, Budapest XXII. kerület, Kőbánya Maglódi út 7–9.). A következőkben általánosságban jellemzem a Tinnyei Formáció mikrofáciését. A csiszolatok egyikében sem található meg az alábbiakban leírt összes porozitás- és cementtípus, de a részleteket összerakva egy általános fejlődési sor rajzolódik ki.

A Tinnyei Mészkövet a szakirodalomban gyakran ooidos mészkő néven említik ugyan, a csiszolatok vizsgálata alapján ez az elnevezés azonban csak a rétegsor töredékére érvényes. A mészkövet jellemzően bioklasztok (főleg molluszkák és bentonikus foraminiferák), ooidok (leggyakrabban felületi bekérgezésű szemcsék, esetenként biogén bekérgezéssel /33. ábra/), peloidok, csekély mennyiségben onkoidok, aggregátumok, intraklasztok és sziliciklasztok építik fel. Tisztán ooidszemcsékből álló kőzet (oolit) csak nagyon kevés helyen fordul elő. A törmelékes kifejlődésen kívül oszlopos kifejlődésű biogén felépítmények is előfordulnak pl. Gyúrón.

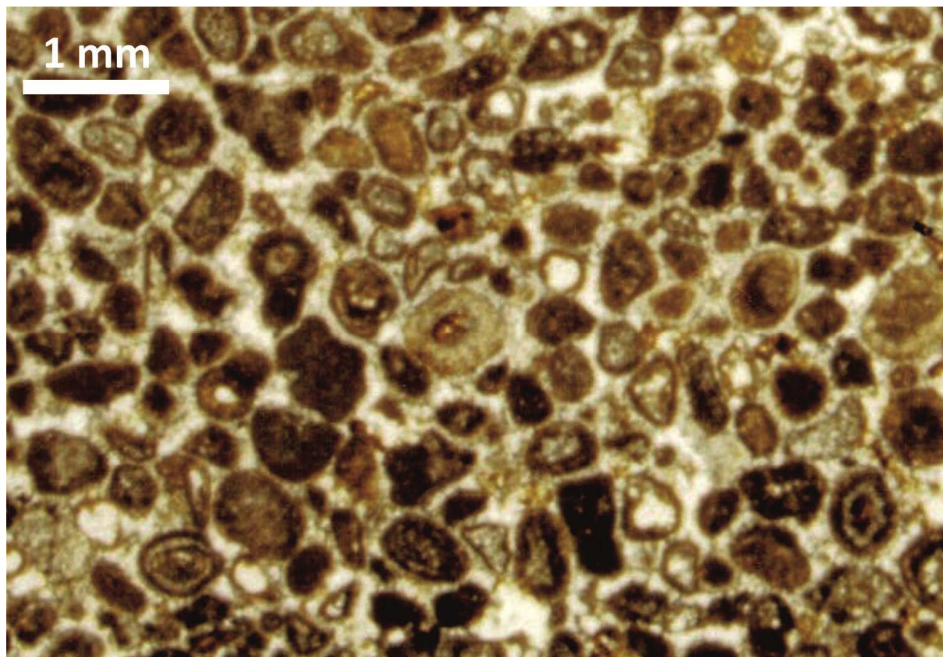


33. ábra. Felületi bekérgezésű ooid szemcse biogén bekérgezéssel, sóskúti mészkőbánya

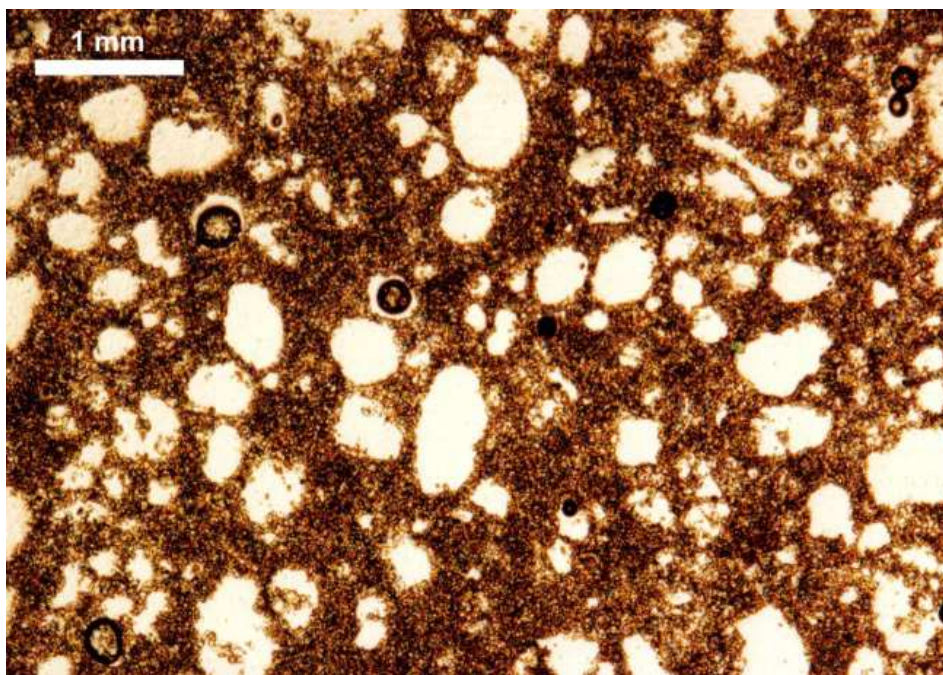
A mikrofáciés-vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a Tinnyei Formáció a kutatási területen leggyakrabban grainstone (szemcsékőzet, 34. ábra) és packstone (sűrűszemcsés, 35. ábra), alárendelten wackestone (ritkaszemcsés, 36. ábra) szövetű (DUNHAM 1962 osztályozása és HAAS 1998 magyar fordítása szerint), jól osztályozott, átlagosan 0,3–0,5

mm-es szemcsemérettel. Az ooidok alakja általában szabálytalan a bekérgezés vastagságának egyenetlensége miatt.

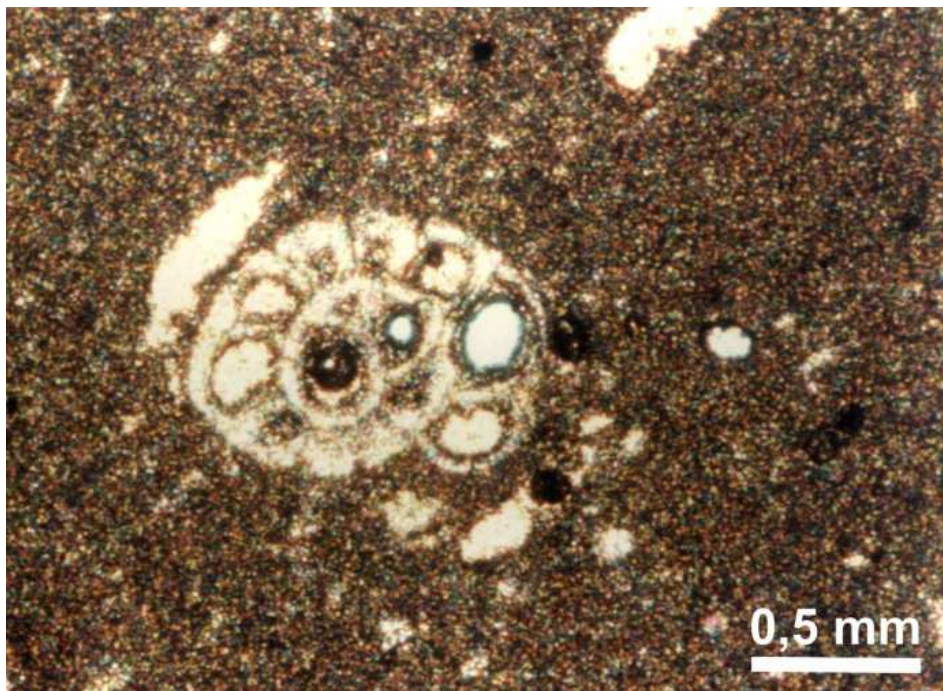
A törmelékes szövetek mellett előfordul szerves kötésű bindstone (37. ábra) és framestone (38. ábra) is (EMBRY és KLOVÁN 1971 rendszere szerint).



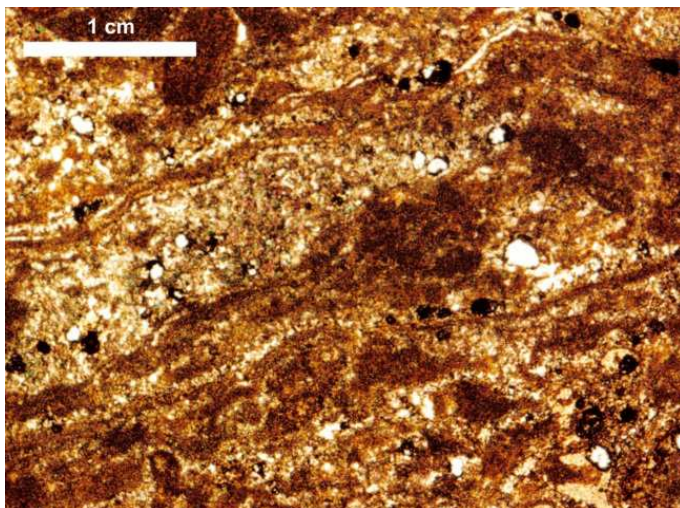
34. ábra. Főként ooidokból és foraminiferákból álló grainstone, Sóskút, Kálvária-domb



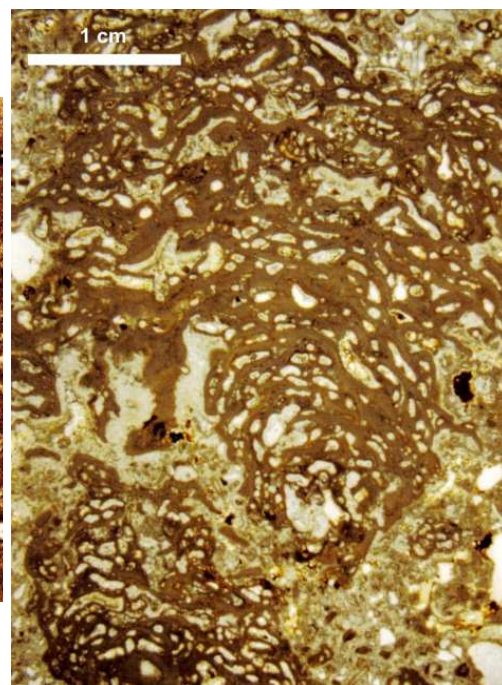
35. ábra. Packstone, Biatorbágy, Gomba-szikla. Az eredeti szemcsék kioldódtak



36. ábra. Wackestone foraminiferával, M0 autópálya, Diósdtól ÉNy-ra

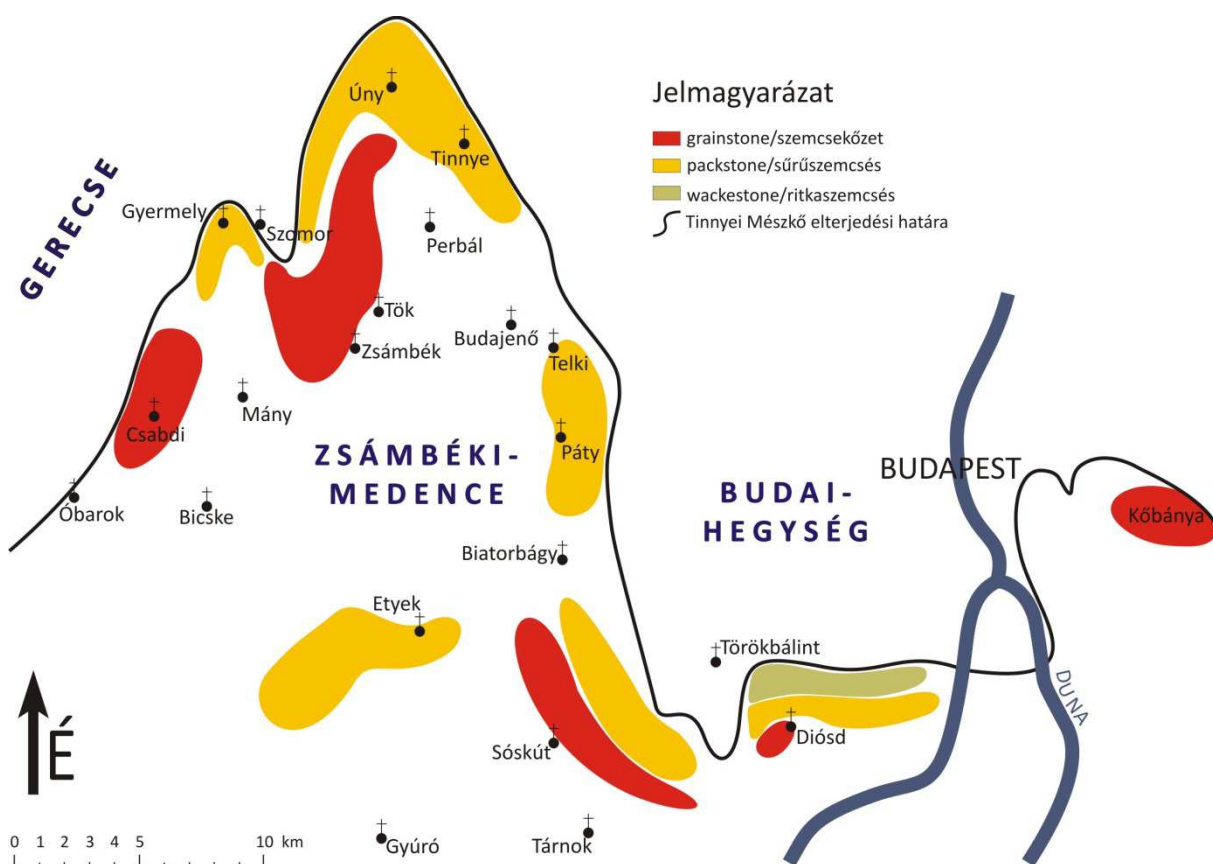


37. ábra. Bindstone, M0 autópálya, Diósdtól ÉNy-ra



38. ábra. Vörösalga gumós framestone, Gyúró

A mészkő szövete jól megfigyelhetően változik az egykori parttól a medence felé: a part mentén jellemző wackestone/packstone szövet a medence felé grainstone szövetbe megy át. A helyileg legjellemzőbb szövettípusok — amelyek természetesen az adott helyen legjellemzőbb, de nem kizárólagosan előforduló szövetek — területi eloszlását a 39. ábra mutatja.

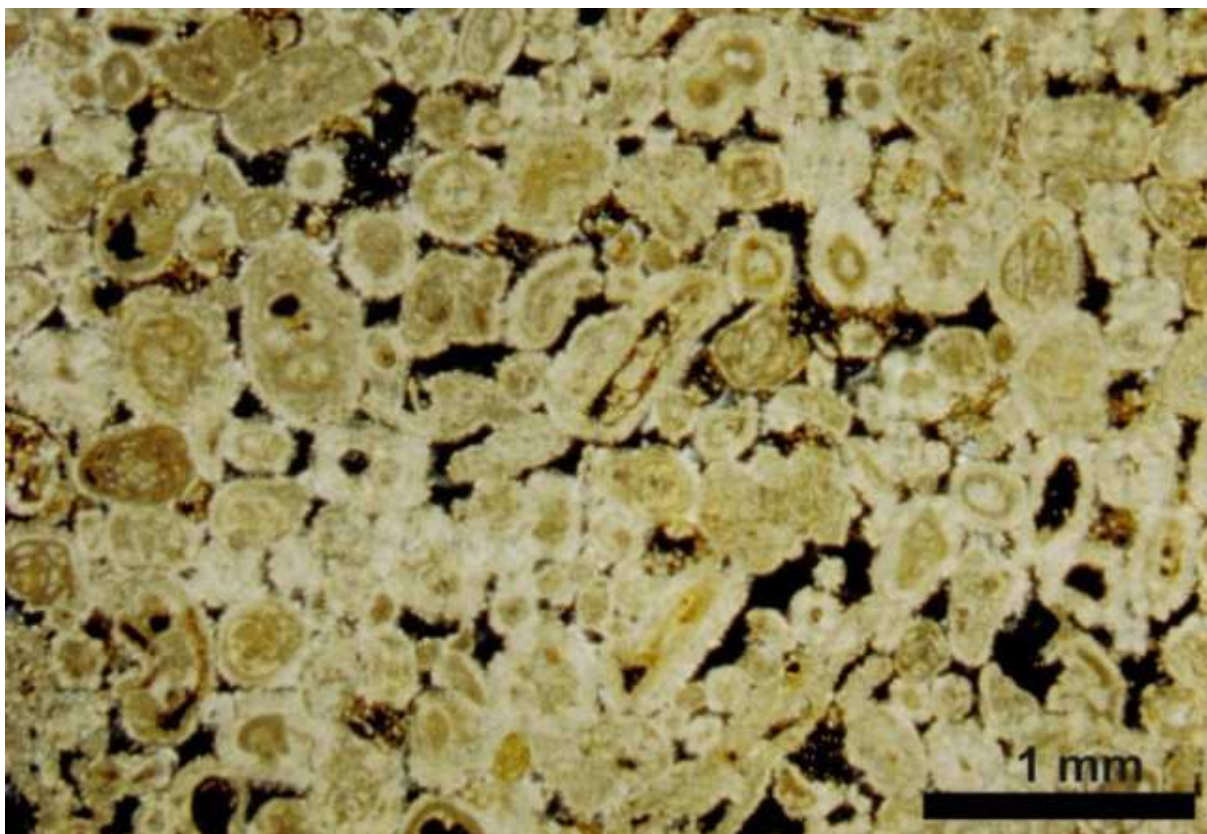


39. ábra. A Tinnyi Formáció szöveteloszlása a vizsgált területen

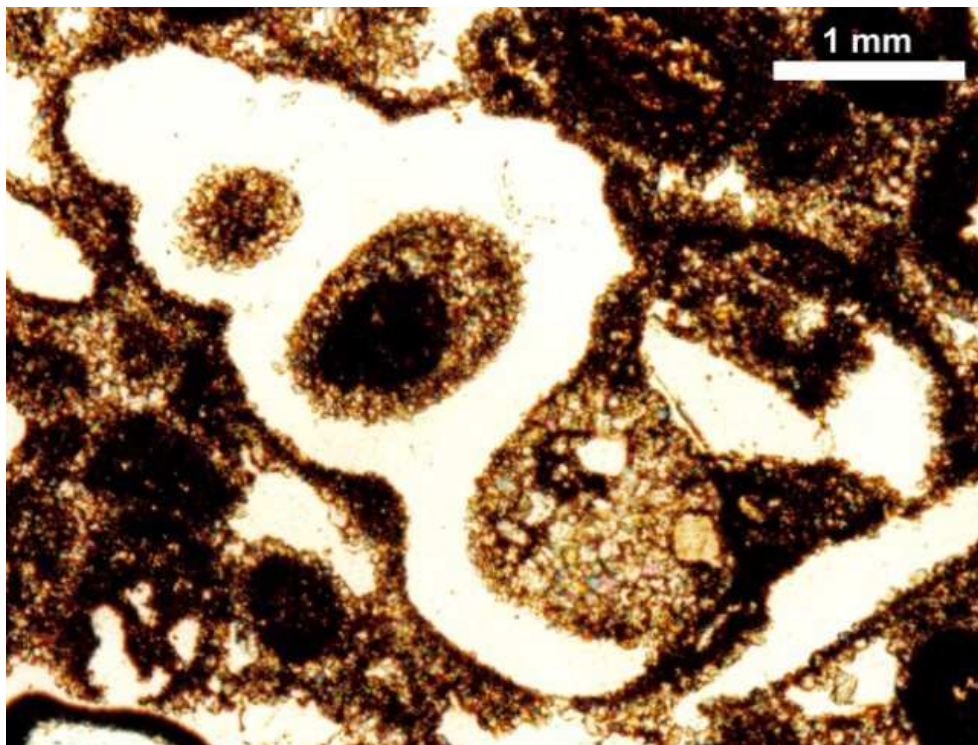
A kvarcsezemcsék aránya a partmenti területeken akár 10–15% is lehet, ez az érték a medence felé 1–5%-ra csökken.

A porozitás ezzel ellentétes trendet mutat: 10–25% a szárazföldhöz közel, míg akár 30–35%-ra is megnőhet a medence felé. A porozitástípusokat CHOQUETTE és PRAY (1970) alapján osztályozom. A porozitás legjelentősebb hányadát két fő típus adja: az elsődleges szövetfüggő szemcseközi (primary fabric selective intergranular, 40. ábra), azaz a szemcsék között a kőzet keletkezésekor megmaradt pórusok, valamint a másodlagos szövetfüggő bio/oo-oldásos (secondary fabric selective bio/oomoldic, 41. ábra), azaz az ősmaradványok és az ooidok oldódásával keletkező másodlagosan képződő pórusok. Ezeket egészíti ki az elsődleges szövetfüggő, ősmaradványon belüli és védett porozitás (primary fabric selective intrafossil and shelter porosity, 42. ábra), azaz az ősmaradványok

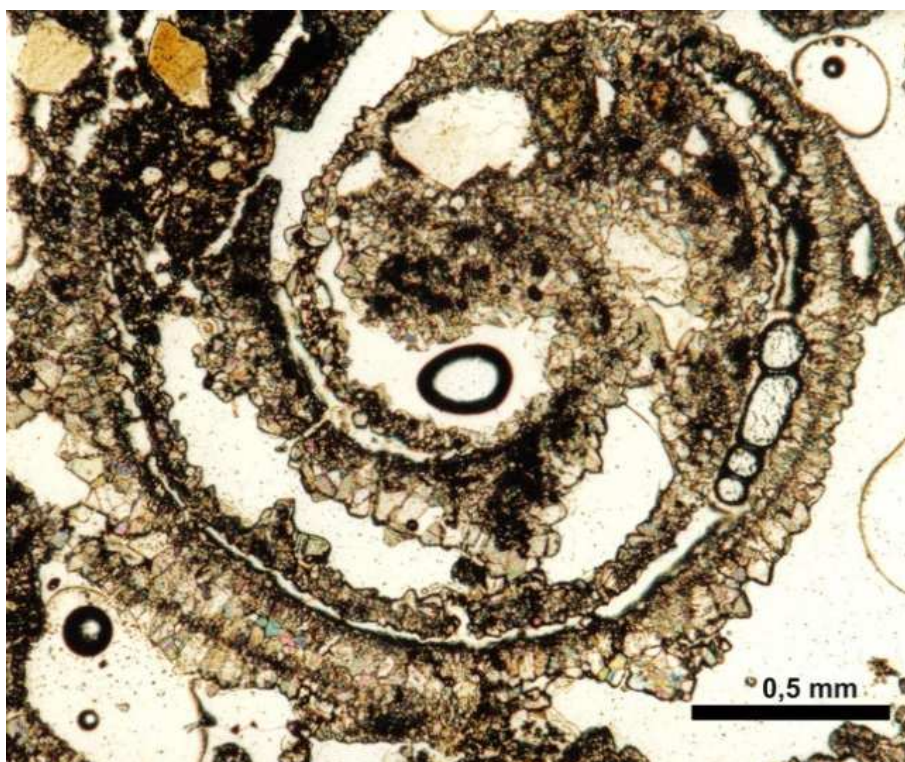
belsejében üledékkel ki nem töltött tér és a leülepedő ősmaradványok váza (pl. kagylóhéj) alatt megmaradt üreg, valamint elenyésző mértékben a másodlagos nem szövetfüggő üreges (secondary non-fabric selective vuggy) típusú porozitás. Egyes esetekben a mészkőben karsztos üregek is megfigyelhetők, amelyekben mikrosztalaktitos cement válhat ki (43. ábra).



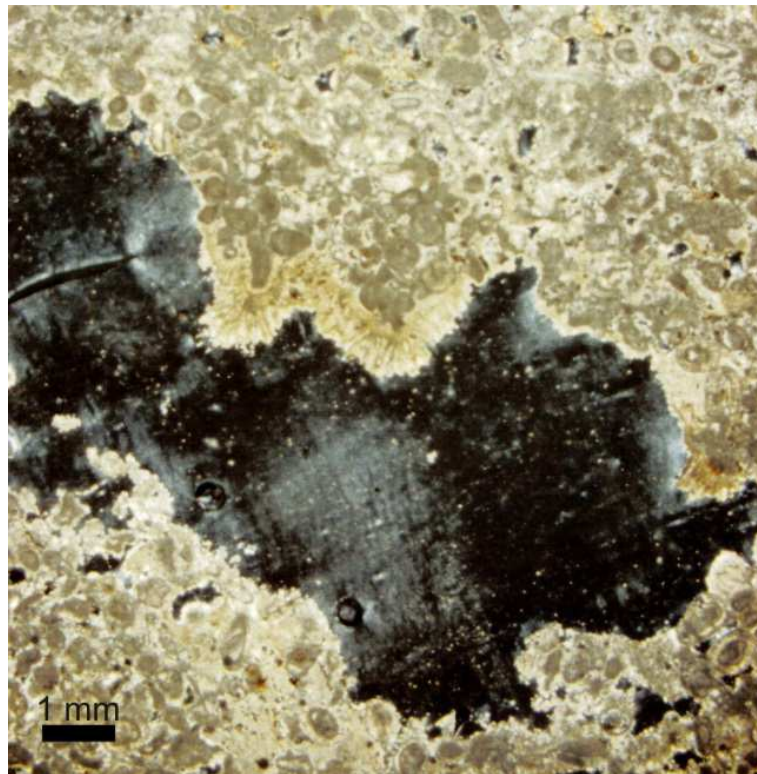
40. ábra. Elsődleges szövetfüggő szemcseközi porozitás, Sósikút



41. ábra. Másodlagos szövetfüggő biooldásos porozitás, Biatorbágy

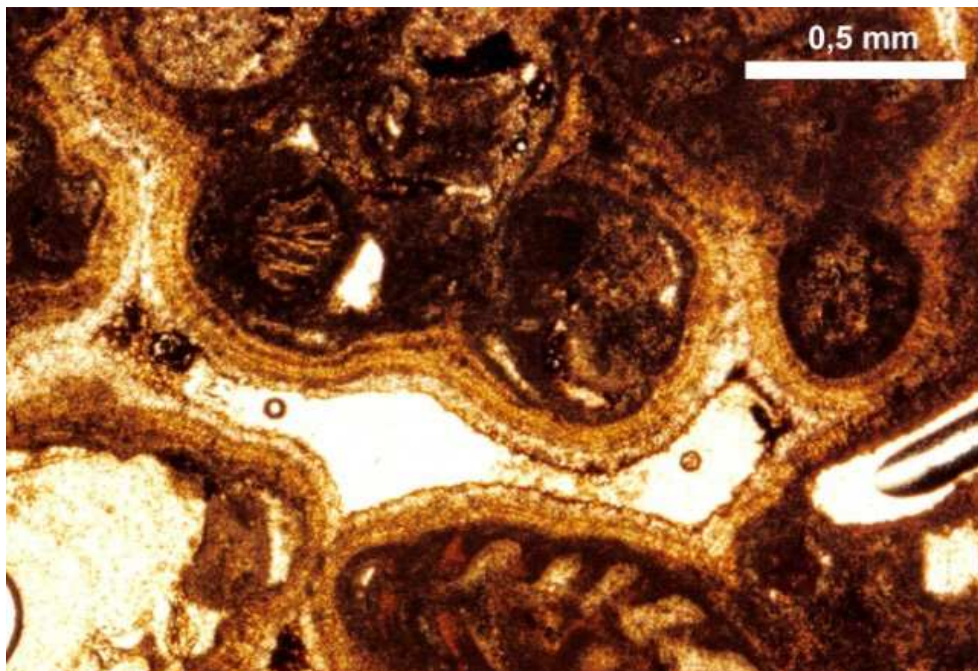


42. ábra. Elsődleges szövetfüggő ősmaradványon (csigán) belüli porozitás, Biatorbágy

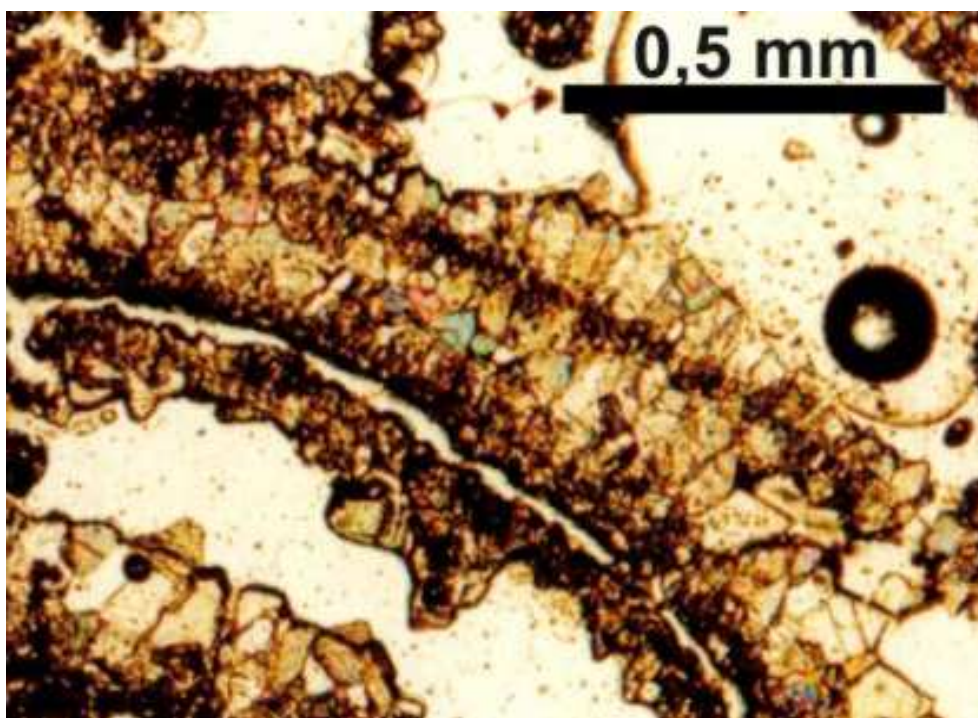


43. ábra. Karsztos üreg mikrosztalaktitos cementkiválással a felső rész közepén, Zsámbék

A cement mennyisége általában kicsi, de több cementtípus észlelhető. A cement-típusok megnevezésénél a HAAS (1998) által használt magyar kifejezéseket használok, de zárójelben az angol elnevezést is feltüntetem. A cementáció egy korai, általában a szemcséket körülölelő izopach rostos (isopachous fringe, 44. ábra) cementációval indul (10–20 μm). Ritkábban nem-izopach rostos (non-isopachous fringe) cementáció is előfordul. Ezt egy jól fejlett lemezes kalcitkarima (bladed calcite rim, 45. ábra) követi a szemcsék körül és az ősmaradványok belsejében (30×150 μm nagyságig), amely néhol, pl. Biatorbágyon mikrosztalaktitos jelleget (microstalactitic cement, 46. ábra) is mutat. CORNÉE et al. (2009) szintén leírt mikrosztalaktitos cementet Zsámbéknál, valamint a sóskúti mészkőbánya felső, mészkőklasztos szint fölötti egységéből. Az előző két cementtípust egy 50–150 μm -es kristályokból álló drúzás cement (blocky cement) követi, amely tovább csökkenti az elsődleges szemcseközi (47. ábra) és ősmaradványon belüli (48. ábra) porozitást. Elvétve előfordul 5×150 μm -es szálal cement (needle fibre cement, 49. ábra) is, leginkább másodlagos bio/oo-oldásos üregekben, sóskúti és biatorbágyi mintákban.



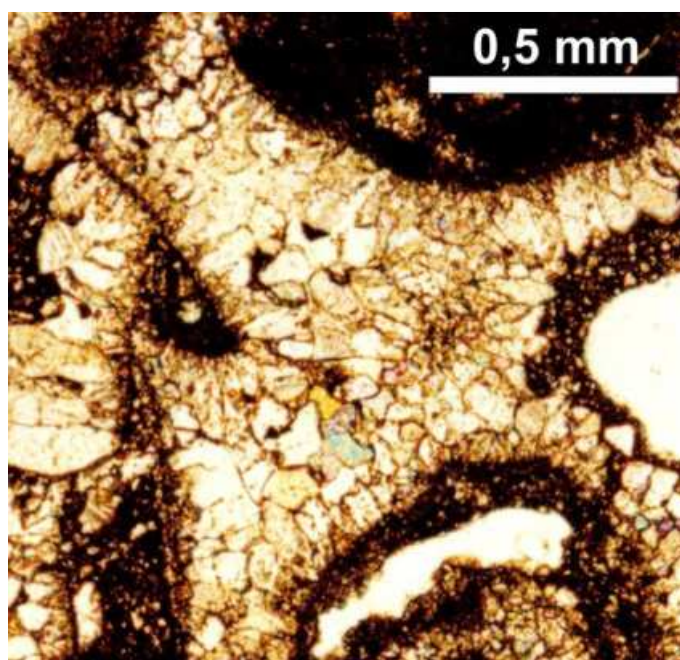
44. ábra. Szemcséket körülölelő izopach cement, Sósikút



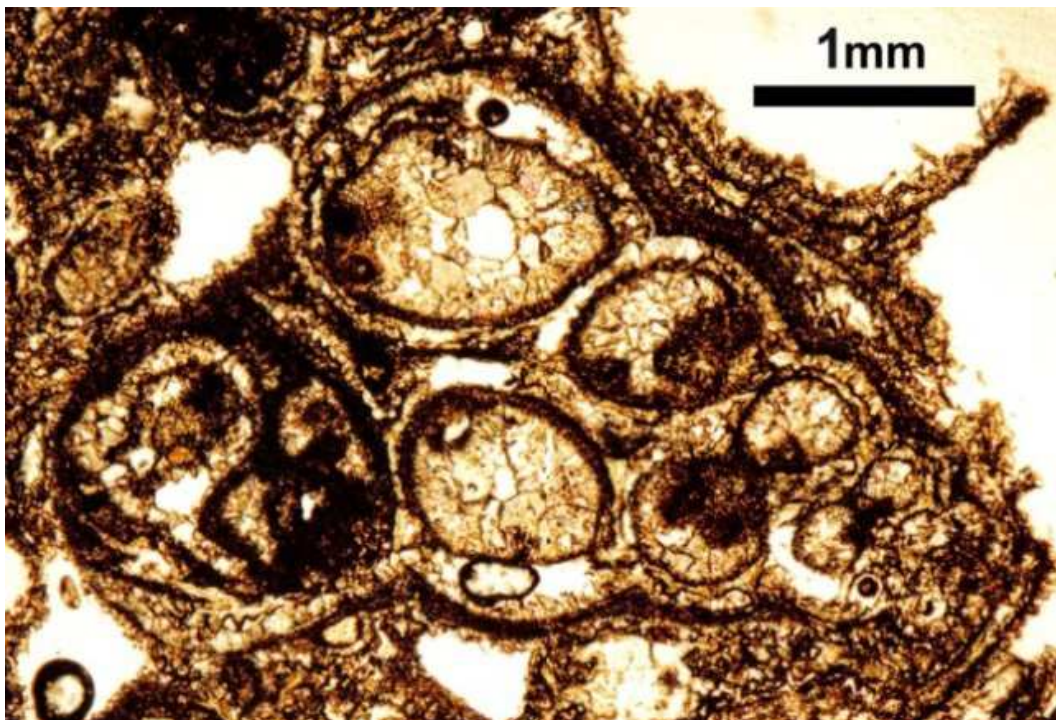
45. ábra. Lemezes cement, Biatorbágy



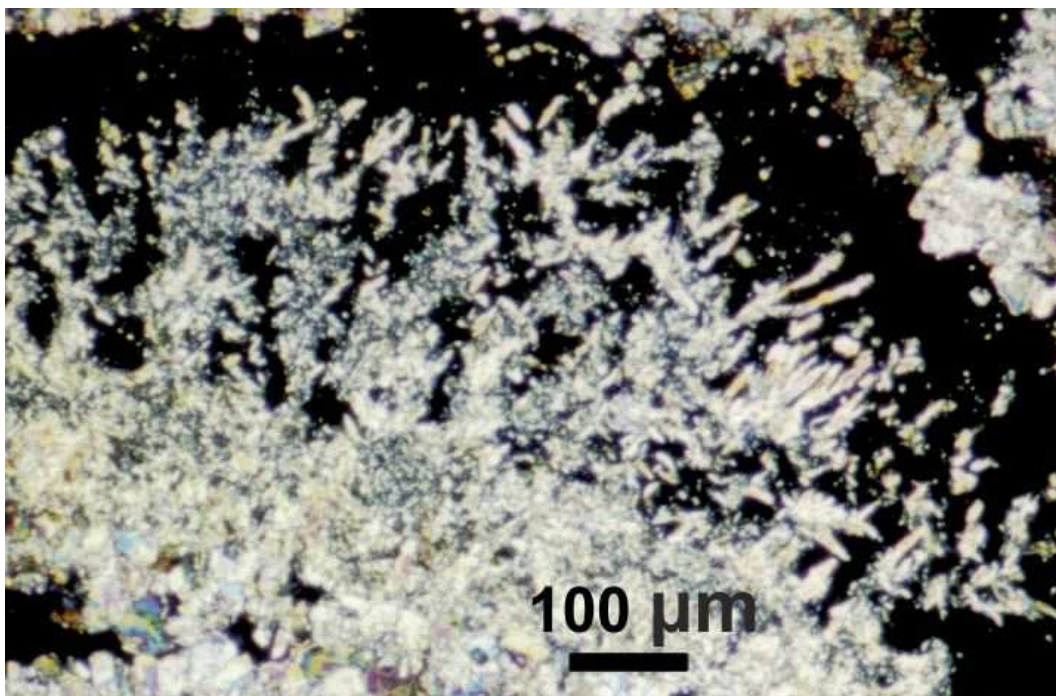
46. ábra. Mikrosztalaktitos cement, Bátorbágy



47. ábra. Szemcséközi lemezes és drúzás cement, Bátorbágy



48. ábra. Ősmaradványon (csigán) belüli drúzás cement, Sóskút



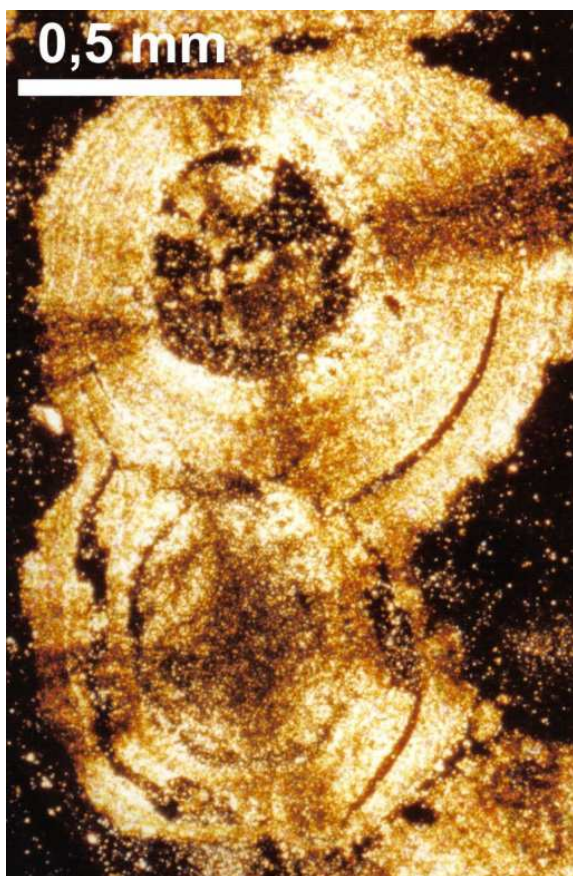
49. ábra. Szálás cement, Biatorbágy

Ami a különböző jelenségek sorrendjét illeti, elsőként a korai tengeri rostos cement képződött, amely megakadályozta az üledék összetömörödését és összetöredezését a korai fázisban. Ez a cementtípus a tengeri freatikus környezetre jellemző (LONGMAN 1980, LAND 1970). A vázak és az ooidok korai szövetfüggő oldódása megfelelő mennyiségű karbonátot szolgáltatott a pórusvízben a lemezes és a drúzás cement kiválásához. A lemezes cement helyenkénti mikrosztalaktitos volta jellemzően vadózus környezetre utal (TUCKER és BATHURST 1990). Ezt követte egy második rostos kalcitgyűrű kiválása (jól megkülönböztethetően kisebb méretű az első gyűrűnél) a kioldott ooidok és ősmaradványok helyén keletkezett üregek belső falán. A kompakció/tömörödés a cementáció után következett be, mivel a törött ősmaradvány-felületeken nem láthatók kalcitkristályok. A legkésőbbi cement a szálaskalcit, amely vadózus környezetben (LONGMAN 1980; ESTEBAN és KLAPPA 1983, HARRIS et al. 1985), valamint szélfúttá üledékekben (MCKEE és WARD 1983) jellemző.

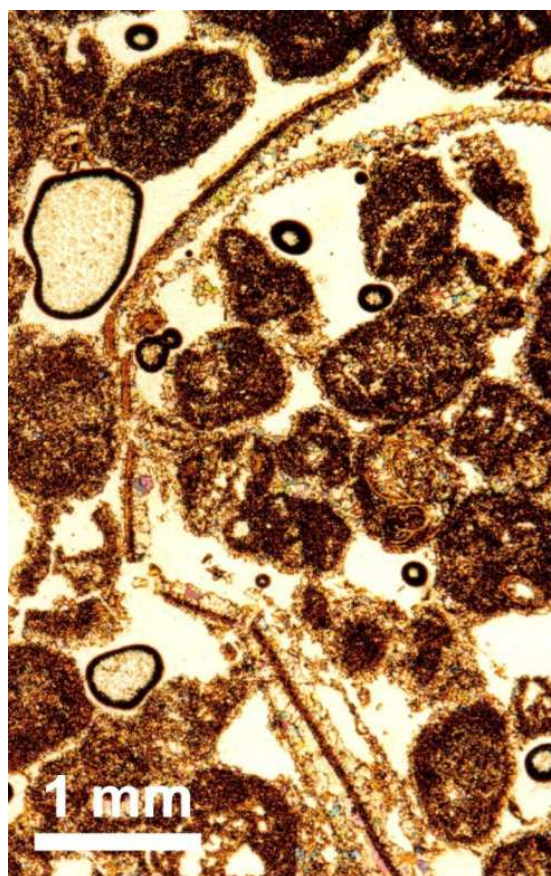
A mikrosztalaktitos, lemezes pátok jellege és a jól fejlett pátos kristályok rendkívül kis mennyisége arra enged következtetni, hogy a cementáció szemi-arid klímán, a vízszinthez nagyon közel zajlott. A mikrosztalaktitos cement jellemző a meteorikus vadózus környezetre (HARRIS et al. 1985), a drúzás pátok jellemzőek a meteorikus freatikus környezetre (LONGMAN 1980, HARRIS et al. 1985), míg a csekély mértékű cementáció szemi-arid klímát sugall. Az intenzív szövetfüggő oldás legnagyobb valószínűséggel meteorikus környezetben fordul elő (INDEN és MOORE 1983).

A karbonátszemcsék (eredetileg valószínűleg ooidok) intenzív mikritesedése is nagyon jellemző. Ennek oka bizonytalan, de már a diagenézis korai fázisában is végbemehet (HAAS 1991).

A korai cementáció megóvta a kőzetet a komolyabb mértékű kompaktiótól (KREBS 1969). Csak egy-két helyen figyelhető meg nyomásoldódás (50. ábra), a szemcse-szemcse kapcsolat pont- vagy síkszerű (HARWOOD 1989). Az elsődleges porozitás szintén nagy arányú. A kompakció másik jele a vázak eltörése, de az összetört vázrészek egymáshoz közel maradtak (51. ábra).



50. ábra. Nyomásoldódás két ooid érintkezése mentén, Budapest XXII. kerület (+N)



51. ábra. Törött kagylóváz, Biatorbágy. A töredékek egymás közelében maradtak.

Dolomitosodásnak nincs megbízható nyoma, tehát ha egyáltalán történt ilyen, akkor a folyamat dolomitosodás-dedolomitosodás-kalcit szelektív oldása lehetett (EVAMY 1967).

5.3 Egyéb vizsgálatok

A terepi és mikroszkópos vizsgálatok kiegészítéseként néhány egyéb módszert is felhasználtam a kutatás során, hogy ha lehet, pontosítsam az eddigi eredményeket.

5.3.1 Fúrások

Számos fúrás mélyült az általam vizsgált területen. Ezek részben a Tinnye Formáció kutatására irányultak (pl. sóskúti mészkőbánya), vagy a medenceüledékeket tárták fel. Számomra különösen érdekes lett volna, ha olyan fúrást találok, amelyben váltakoznak a partközeli (mészkő) és mélyebb vízi (márgás) képződmények, illet azonban csak néhányat találtam.

A Budajenő Bő-2 fúrásban két olyan autigén breccsaszint figyelhető meg, amelynek a partközeli üledékképződéshez köze lehet: 246,2–247,1 m között 0,2–2,5 cm-es mészkő-darabokból álló réteg, míg 354,0–354,4 m között lapos, 0,2–3 cm-es darabokból álló mészmárga breccsa települ. Mivel ezek valószínűleg áthalmazott üledékek, az esetleges vízszintingadozásokról nem nyújtanak információt.

Az Etyek E–1 (Botpuszta–1) fúrás rétegsorában hat márgás mészkőszintet írtak le a szarmata rétegsoron belül, amelyek között márgás-agyagos rétegek települnek. Ezeknek a rétegeknek a váltakozása jelezhet relatív vízszintingadozásokat, de a mészkőrétegek anyaga áthalmazott is lehet. Mivel a fúrás maganyaga sajnos nincs meg a magraktárakban, nem ellenőrizhető a mészkőrétegek eredete.

Az Etyek K–2 fúrásban az agyagos-márgás üledékekre mészkő települ a szarmata rétegsor tetején, tehát itt egy elsőkélyesedő ciklus mutatható ki.

A Telki T–1 fúrás szarmata sorozata két ciklusra osztható: mindkét ciklus márga-agyag sorozattal indul, amelyre mészkő települ. Sajnos ennek a fúrásnak az anyaga sem vizsgálható a magraktárakban.

A Sósút Só–1 fúrásban két, közel 10 m vastag mészkősorozat közé egy 2 m vastag márgaréteg ágyazódik. Ez azt jelenti, hogy az alsó mészkőegységre relatív vízszintemelkedés eredményeképpen nyíltvízi üledék települ, amely a vízszint csökkenésével sekélyvízi mészkőbe megy át, ebben a fúrásban tehát két ciklus mutatható ki.

A fúrások alapján két, felfelé sekélyedő ciklus mutatható ki a szarmatában.

5.3.2 Csiszolatfestés

A vékonycsiszolatokat Alizarin-Reddel és Alizarin Red–Na-hidroxid 1:1 arányú keverékével festettem meg, hogy a dolomitzemcséket, vagy magas Mg-tartalmú kalcitokat feltérképezsem. A vizsgálat negatív eredményt hozott, sem dolomitot, sem magas Mg-tartalmú kalcitot nem találtam a mintákban.

5.3.3 Katódlumineszcens vizsgálatok

A katódlumineszcens vizsgálatok segítségével a mészhomokkő diagenézise során keletkezett cement zónásságát, szerkezetét szerettem volna vizsgálni. A zónás cement mennyisége azonban elhanyagolható mértékben kicsi, ezért ebből a vizsgálatból megbízható eredményt nem lehetett elérni.

5.3.4 SEM elemtérképezés

A vékonycsiszolatokat pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálatnak vetettem alá, és elemtérképezést végeztem a Fe, Mg, Mn és Sr elemekre. Ennek célja a kalciton belüli zónásság feltérképezése, illetve a hőmérsékletváltozások feltérképezése volt (a Mg, Sr tartalom nő, ha a hőmérséklet növekszik), de sajnos semmilyen rendezett eloszlást nem mutattak az elemek.

6 Eredmények

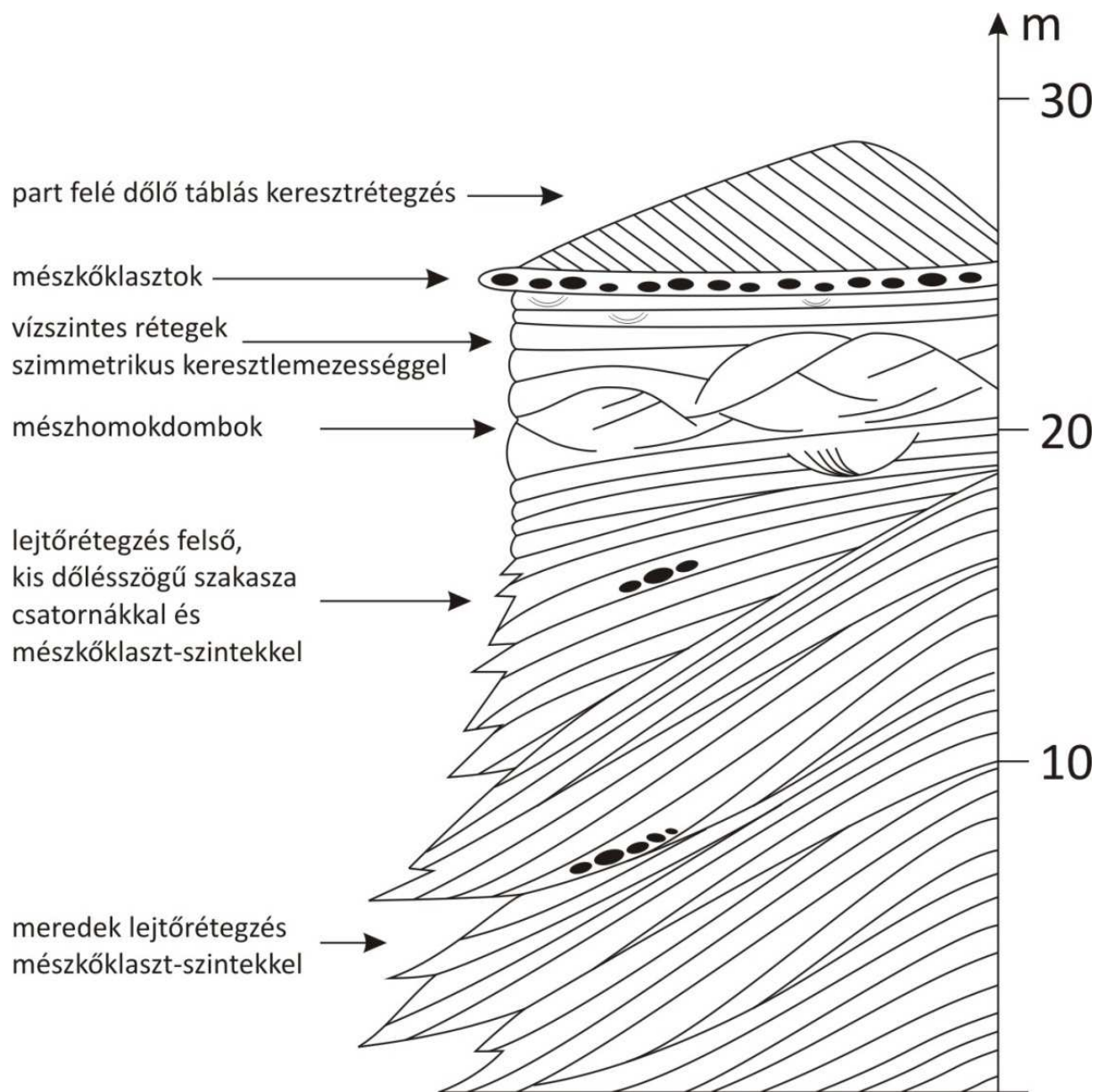
6.1 A Tinnyei Formáció üledékképződési környezete

A fentiekben bemutatott üledékföldtani jelenségeket a 52. ábra mutatja be egy idealizált rétegsorban.

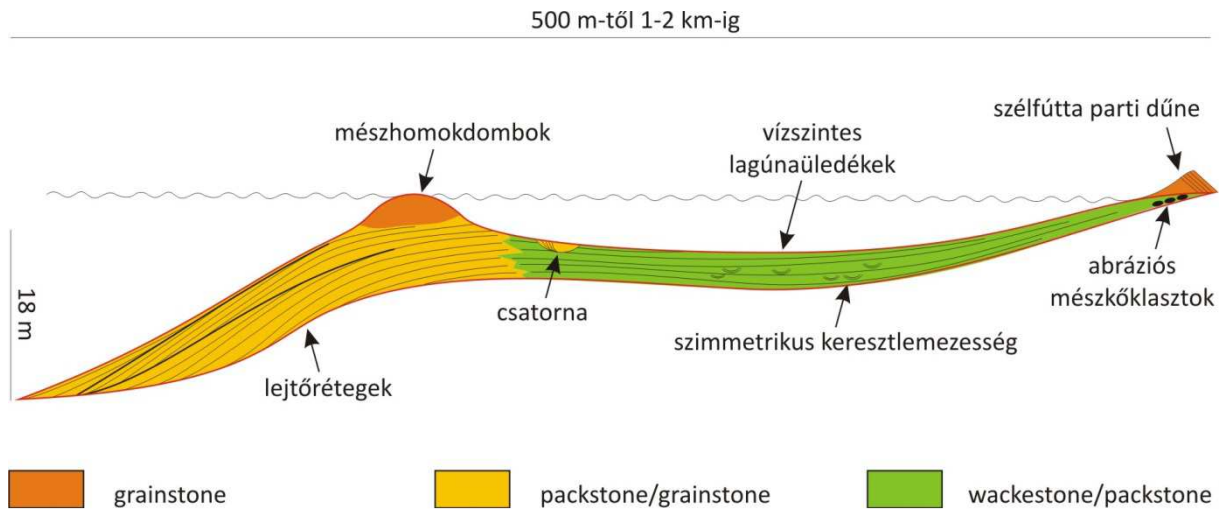
A rétegsorban fölfelé egyre sekélyebb vízmélységet jelző fáciesek egymáson és egymás mellett (53. ábra) is megtalálhatók, egy üledékföldtani egységet alkotva. Az üledékgyűjtő időben és térben mutatkozó elsekélyesülését nem csak az üledékföldtani jelenségek (litofácies), hanem a molluszkák (biofácies) is jelzik a sóskúti Kálvária-dombon, amelyek fölfelé egyre erősödő vízmozgásra utalnak (BOHNNÉ HAVAS Margit szóbeli közlése).

A vékonycsiszolatokban megfigyelt korai tengeri cement képződését követően kialakult oldásos porozitás rendkívül nagy mértéke, valamint a vadózus cementtípusok jelenléte alapján a Tinnyei Formáció rendkívül sekély környezetben ülepedett le, és a kezdeti tengeri freatikus környezet után jelentős részben tengeri, illetve meteorikus vadózus környezetbe került. A tengeri freatikus és a vadózus környezetek többször váltották egymást a rétegsor képződése során. Hasonló következtetésre jutott LELKES (1994), szintén vékonycsiszolati megfigyelések alapján. Ő magyarországi fúrásokból származó szarmata mészkövek vizsgálata alapján a minták nagy részét meteorikus vadózus fáciesűnek írta le különböző, talajosodáshoz kapcsolódó jelenségek alapján.

A vékonycsiszolati vizsgálatok tapasztalatai szerint a Tinnyei Mészkövet jellemzően bioklasztok, ooidok, peloidok, valamint kisebb mennyiségben onkoidok, aggregátumok és intraklasztok építik fel (54. ábra). Szövetük szerint grainstone, packstone és wackestone mészkövek fordulnak elő, jól körvonalazható általános eloszlással (39. ábra). A Zsámbéki-medencétől és a Kőbányai-öböltől — ahol grainstone és packstone szövetek figyelhetők meg — némileg eltér a szöveti eloszlás a Tétényi-fennsíkon, ahol a partvonalhoz közeli zónában wackestone szövetű mészhomokkő széles sávja húzódik, jelezve, hogy itt alacsonyabb energiaszint jellemezte az üledékképződési környezetet.



52. ábra. A Tinnyi Mészövet alkotó üledékföldtani egységek elvi rétegoszlópa az egyes szedimentológiai jelenségek feltüntetésével



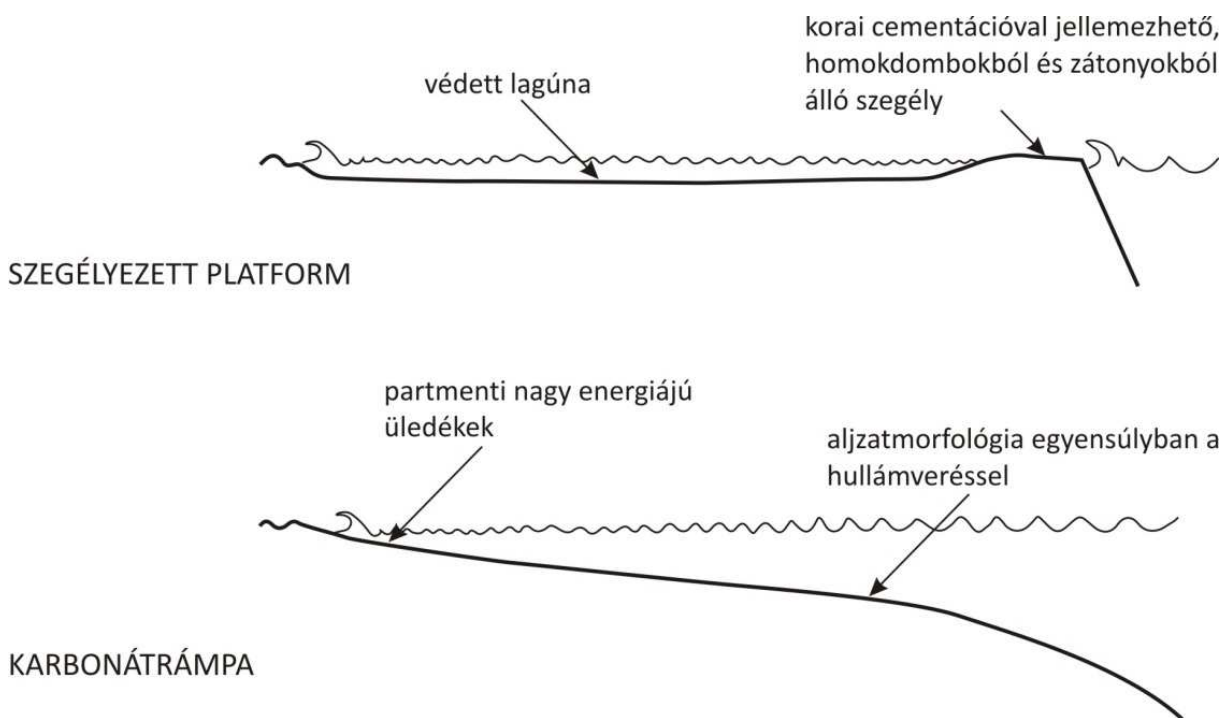
53. ábra. A Tinnyi Formáció vázlatos keletkezési környezete a szövettani jellemzőkkel



54. ábra. Karbonátszemcse-típusok és keletkezési környezetük (Harris et al. 1985)

A szarmata Tinnyi Formáció üledékképződési környezete 3–5 km széles, partmenti lagúnákkal, mészhomokdombokkal és meredek lejtőréteggel jellemezhető, **karbonát-homokdombokkal szegélyezett karbonátplatform** lehetett (SCHLAGER 2005 osztályozása)

szerint, 55. ábra), amelyen az üledékképződést a hullámszás mellett partmenti áramlatok és gyakori viharok határozták meg. Hasonló környezeteket ábrázolt WILSON (1975, 56. ábra) és INDEN és MOORE (1983, 57. ábra) is, sőt ilyen környezet jelenleg is ismert a Perzsa-öbölben (PURSER 1973).



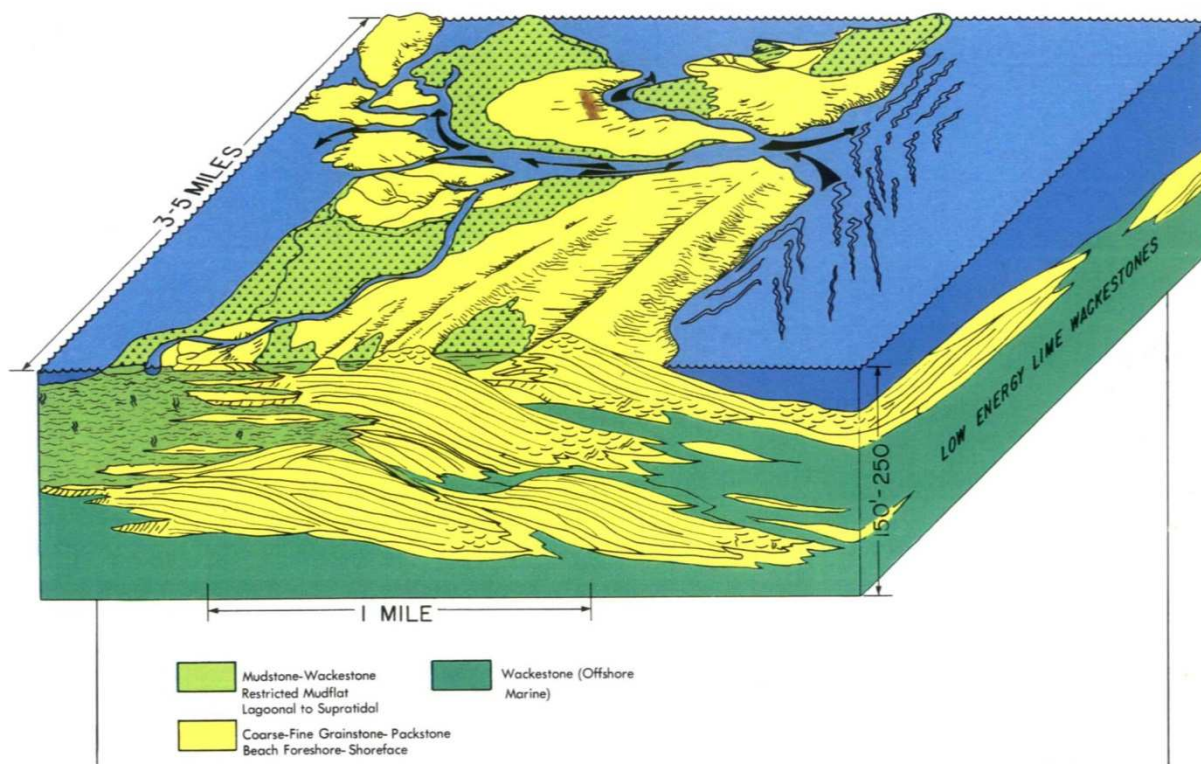
55. ábra. Karbonátplatform és -rampa geometriája (Schlager 2005)

CORNÉE et al. (2009) karbonátrámpa környezetet határozott meg a Zsámbéki-medencében a kora-szarmata, míg lagúna környezetet a késő-szarmata folyamán, ennek az én eredményeim ellentmondanak.

A mészkő képződése alapvetően a hullámbázis fölött ment végbe, míg a lejtőrétegek keletkezése a viharhullámbázis fölött folyt. A szél által formált, part felé mozgó dűnék jelenléte bizonyítja, hogy az üledék egy része időnként szárazra került és azt meteorikus hatások érték.



56. ábra. Sánczátony fácieseloszlási modellje (WILSON 1975)



57. ábra. Sánczátány 3D fácieseloszlási képe (INDEN és MOORE 1983)

Az árapály hatás lehetséges szerepe kérdéses, egyelőre nincs egyértelmű szedimentológiai bizonyíték a működésére. Ha volt is árapály a szarmata folyamán, az nagyon kismértékű lehetett, ami egybecseng HAYES (1979) megállapításával, aki szerint a szegélyezett karbonátplatform környezetre a 0–2 m közötti árapály aktivitás a legjellemzőbb.

A Tinnyei Formáció üledékképződései környezetének mélysége 20–25 m lehetett. Ez a becsült adat a szegélyező mészhomokdombok néhány méteres keletkezési mélységéből (SELLWOOD 1986, REINSON 1984), valamint a homokdombokhoz a medence felé kapcsolódó lejtőrétegek maximális magasságából (kb. 18 m, sóskúti mészkőbánya) következtethető. A lejtőrétegzett egységen belüli dőlésszög bizonyos időközönként történő megváltozását, valamint a platformperem előre, fel- és leépülését kisebb mértékű vízszintingadozások okozhatták.

A lejtőrétegeket felépítő karbonátszemcsék valószínűleg főként a mészhomokdombokról, valamint a homokdombok mögötti lagúna környezetben keletkezett bioklaszt anyagból származnak. A parthoz közelebbi, vízszintesen rétegzett lagúnaüledékben előforduló nagyobb kvarctartalmú rétegek kvarcanyaga az egykori szárazföldről származik. Ezek a rétegek a terrigén behordódás felerősödését, csapadékosabb időszakokat jelezhetnek.

A gyakori eróziós felszínek, a kvarckavicsban dús viharrétegek és a mészkőtömb-szintek azt jelzik, hogy gyakoriak voltak a jelentősebb viharesemények, amelyek akár

annyira megváltoztathatták a platformperem geometriáját, hogy a lejtőrétegek dőlésiránya gyökeresen megváltozott. Példa erre a sóskúti mészkőbánya felső szintje, ahol a DNY-i irányú lejtőrétegzésre eróziós felszínnel települnek a DDNY felé dőlő mészhomok-kötegek (60. ábra és 63. ábra).

Talán érdemes megjegyezni, hogy hasonló sorozatot írt le HARZHAUSER és PILLER (2009) a Bécsei-medence ÉNy-i részéről, szintén szarmata mészkőben. Itt azonban a maximum 14 m magas, molluszkában gazdag, meredek dőlésű (21–36°) rétegek dőlésiránya NyÉNy-i, azaz a szárazföld felé irányul. Erre kis méretű (néhány méter hosszú és 1 méternél magasabb) dűnék, majd vízszintes rétegek következnek hullámfodrokkal, vályús keresztrétegzéssel, dolomitklasztokkal (8 cm-ig) és lumasellapadokkal. Szerintük árapály áramlatok rakták le a szárazföld felé dőlő előlemezeket, majd egy relatív vízszintcsökkenés után vízszintes rétegzés keletkezett.

6.2 Mészkőtömb-szintek

6.2.1 Mészkőtömb-szintek keletkezése

OBRADOR et al. 1992, valamint SPENCE és TUCKER (1997) szerint megabreccsa keletkezése relatív tengerszint-csökkenésekhez köthető, míg WALKER és JAMES (1992) szerint ilyen üledékeket viharok hozhatnak létre a szegélyzónák mögötti zónában.

A Budapest környéki szarmata mészkőben előforduló durva méretű klasztok eredetileg a normál üledékképződés során, abráziósan keletkezhetnek a part mentén. Az erős (viharok által keltett) hullámozás hatására görgetődtek, kerekítődtek. Sok esetben mikrobiális bekérgezés veszi őket körül, ami a görgetődés miatt egyenletes vastagságú. A bekérgezés kis vízmélységben, de kb. 1 m vízmélység alatt történhetett, mivel e fölött nem kérgeződnek be a klasztok (REINECK és SINGH 1980).

A kerekített, bekérgezett tömbök akkor keletkezhetnek, amikor a mészkőtestek elég hosszú időn keresztül heverték a part mentén. Ha azonban egy hirtelen esemény hatására beljebb sodródtak a medence felé, akkor a kerekített, bekérgezett és a szögletes, bekérgezéstől mentes klasztok egy rétegen belül, együtt rakódtak le. A területen számos alkalommal fordulhatott elő ilyen hirtelen esemény, amelynek hatására a lejtőrétegzés felső része erodálódott. Ekkor a mészkődarabok a platformperemen erre az eróziós felszínre települtek, míg lejjebb integrálódtak a meredek lejtőrétegzésbe. Ezeken a rétegeken belül a mészkőklasztokat jelentős mennyiségű, 1–8 cm nagyságú kvarckavics kísérik.

Kérdés, hogy mi lehetett az a hirtelen esemény, aminek az ereje a gyakran 50–100 cm-es kőzetdarabokat megmozgatta és akár több száz méterre szállította: extrém erős viharesemény, vagy esetleg egy cunami?

WEISS (2012) szerint viharhullámok és cunamik egyaránt létrehozhatnak közettömbökből álló üledéket. A viharhullámok amplitúdója kisebb ugyan, mint a cunami hullámoké, a viharoknak viszont jóval nagyobb az összenergiája és sokkal több hullámot generálnak, mint egy cunami. A cunamik átlagosan 2–4 nagyobb energiájú hullám eredményeként rendezetlen üledékeket hagynak hátra, míg a viharok a hullámtörés

vonala mentén rendezik, vagy egy kisebb területen csoportosítják a tömböket. Ez azért történik így, mert a sok hullámnak van ideje rendezett üledék létrehozásához.

A cunamik mind a szárazföldön, mind a medencében raknak le üledéket, előbbit a szárazföldre való kivágódáskor, utóbbit a visszasodrás (backflow, backsurge) során (EINSELE et al. 1996). A szakirodalomban mindkét változatra akad példa (szárazföld felé történő üledékszállítás: COSTA et al. 2011, KORTEKAAS és DAWSON 2007; visszasodrás: LE ROUX et al. 2008, CANTALAMESSA és DI CELMA 2005, SMIT et al. 2012).

LE ROUX et al. (2008) a chilei partoknál a cunamikhoz köthető inverz gradált törmelékfolyások (debris flow) anyagában nagy méretű helyi anyagú feltépett klasztokat (rip-up clast) és jól kerekített aljzattömböket (basement boulders) figyelt meg. Parti szélfúttá dűnék törmeléke is volt a törmelékfolyások anyagában, ami bizonyítja, hogy a törmeléknek a szárazföld felől nagy erővel kellett szállítódnia. LE ROUX et al. (2008) szerint a cunami visszasodrása erodálta le a parti üledékeket, aztán a selfen és a lejtőn újraülepítette őket.

A vihar- és cunamiüledékek szakirodalomban ismertetett fontosabb jellegzetességeit az 1. táblázatban foglaltam össze.

1. táblázat A cunami- és viharüledékek különböző jellemzői szakirodalom alapján

SZERZŐ	VIHAR	CUNAMI
WEISS (2012)	hullámtörés vonala mentén, vagy kisebb területen összerendezett	<i>rendezetlen</i>
SMIT et al. (2012)		<i>eróziós felszín húzódik a lerakott üledékréteg alján</i>
		<i>fekü/fedő rétegekből kiemelkedő energiájú egység</i>
		<i>szupratidális területről behordott anyag</i>
		<i>ismétlődő, gradált, felfelé csökkenő energiát tükröző üledékrétegek</i>
		<i>a vihareseményeknél jóval nagyobb hatás</i>
		<i>a viharoknál nagyobb mélységet érint</i>
	<i>„hummocky” keresztrétegzés</i>	<i>nincs „hummocky” keresztrétegzés</i>
LE ROUX et al. (2008)		<i>gradált törmelékfolyások</i>
		<i>helyi anyagú feltépett klasztok</i>
		<i>jól kerekített aljzattömbök</i>
		<i>szárazföldi eredetű anyag</i>
		<i>vastagság kisebb 3 m-nél</i>
		<i>parti üledékek eróziója</i>
Cantalamesa és Di Celma (2005)		<i>eróziós felszín húzódik a lerakott üledékréteg alján</i>
		<i>szokatlanul nagy szemcseméret a környezethez képest</i>
		<i>különböző üledékforrások</i>
		<i>rosszul osztályozott a mátrix</i>
Kortekaas (2002)	<i>eróziós érintkezés a feküvel</i>	<i>eróziós érintkezés a feküvel</i>
	<i>esetenként kőzettömbök</i>	<i>kőzettömbök</i>
	<i>jobban osztályozott</i>	<i>gyenge osztályozottság</i>

Magyarázat: dőlttel jelöltem a szarmata mészkőben található kőzettömb-szintekre is jellemző tulajdonságokat

A fentiek alapján tehát a Tinnyei Formáción belül megfigyelhető mészkőtömb-szintek keletkezése több ütemben történhetett. A parti mészkősziklák felszakítását és széttördelését a viharhullámok végezték. Ezután a hullámmozgás görgette a klasztokat, amelyek így lekerekítődtek és mikrobiális bekéregzés keletkezett a felületükön. A már kerekített és bekéregzett tömböket frissen felszakított klasztokkal és parti eredetű kvarcsezemcsékkel együtt cunami ragadta fel és szállította a medence belseje felé. Eközben a lejtőrétegzés felső részét az üledéktömeg legyalulta, eróziós felszín hozva létre, amelyre a mészkőblokkok egy része leülepedett. Az osztályozatlan üledék egy része eljutott a meredek lejtőre, ahol beágyazódott a meredek lejtőrétegzésbe.

Bár a jelenkori cunamik esetében általában a szárazföld felé szállított üledék tanulmányozható inkább, a visszasodrásnak az üledékszállításban játszott kiemelkedő jelentőségét alátámaszthatja MACINNES et al. (2009) kutatása, akik szerint a visszaáramlás a szárazföldre kiszállított üledéknél jóval nagyobb mennyiségű üledéket szállít a medence

felé. SMIT et al. (2012) szerint a közvetlenül a viharhullámbázis alatt, 10–200 m mély vízben leülepedett üledékben tanulmányozható legjobban a cunamik hatása.

A cunamirétegek jelenlétének igazolása a szarmata rétegsoron belül mindenképpen további kutatást igényel. Ebben az esetben a szárazföldre kihordott üledék tanulmányozása nem járható út, mivel ha keletkezett is ilyen üledék, azóta erodálódott. A medence felé szállított cunamiüledékek tanulmányozása kurrens téma, jelenleg nincs egyértelműen cunamiüledéknek tekinthető földtani egység az ilyen jellegű üledékek hiányos kritériumrendszere és a megfelelően részletes leírások hiánya miatt (SMIT et al. 2012).

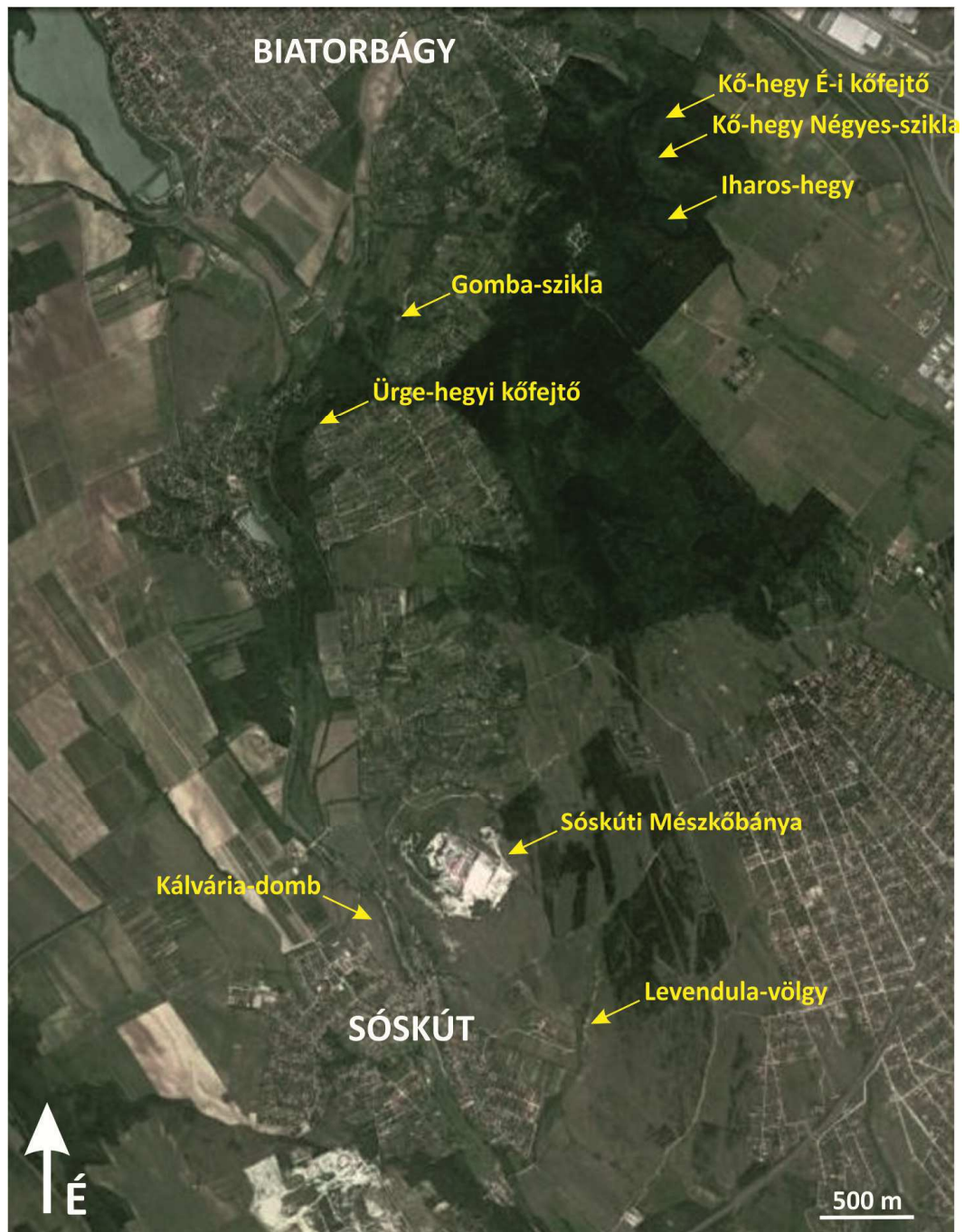
6.2.2 Ha cunami, akkor mi volt a kiváltóerő?

A vízalatti földcsuszamlás által keltett cunamik csak lokálisan hatnak, egy-egy részmedencében vagy öbölben (WARD 2001), de mivel itt Zsámbéktól Kőbányáig számos helyen észlelhető a jelenség, ezt a magyarázatot elvetettem. Mivel vulkáni anyag sem köthető ezekhez a szintekhez, a vulkánkitörés sem tűnik valószínűnek. A terület tektonikailag aktív volt a szarmata folyamán (FODOR et al. 2000), tehát a földrengések által keltett cunamihullámok hatása tűnik a legvalószínűbb magyarázatnak.

Kérdés az is, hogy a Középső-Paratethys területe elegendő lehetett-e cunamihullám kialakulásához. 1601-ben a svájci Luzerni-tóban 5,9-es erősségű tavi cunami eseményre került sor vízalatti földcsuszamlás következményeként (HILBE and ANSELMETTI 2014). 1687-ben ismét cunami zavarta meg az üledékképződést. Mindkét cunami 5 méternél is magasabb hullámokat vetett az érintett részmedencében és a víz több száz méter széles sávban elöntötte a szárazföldet. A tó területe összemérhető a Zsámbéki-medence méretével, tehát cunami ilyen kis alapterületű víztestekben is kialakulhat.

6.3 *Vízszintváltozások a szarmatán belül*

Az általam vizsgált feltárásokban a jelenségek különböző spektruma figyelhető meg, amelyek, összességében egy üledékföldtani egységet alkotnak. A területen vannak olyan, kiemelt figyelmet érdemlő feltárások, illetve feltárás-együttesek, amelyekben több egymásra települő, közel teljes üledékföldtani egység is megfigyelhető. Ezeknek az egységeknek az egymáshoz viszonyított helyzete alapján következtetések vonhatók le az egykori tengerszintingadozásokról. Az alábbiakban ezeket a feltárásokat szedem csokorba, és külön-külön elemzem őket. Az 58. ábra a kiemelt feltárások helyzetét mutatja.



58. ábra. Kiemelt feltárások Bátorbágy és Sósút közelében műholdképen (Fotó: Google)

6.3.1 Sósúti mészkőbánya

A Tinnyei Formáció talán legfontosabb, de mindenképpen egyik legismertebb feltárása a sósúti mészkőbánya (59. ábra). Jelen dolgozat szempontjából azért kiemelt jelentőségű, mert ez az egyik hely, ahol leglátványosabban igazolható a terepen észlelt üledékföldtani jelenségekből levonható következtetés, amely szerint a Tinnyei Formáció

lerakódási környezete a Zsámbéki-medencében mészhomokdombokkal szegélyezett karbonátrámpa volt. Külön mutatom be a bánya felső szintjének két, egymásra merőleges falát, a felső szint talpát, és a belőlük összerakott 3D ábrát. Az észlelt üledékföldtani egységek sorszáma minden ábrán ugyanazt az egységet jelöli.



59. ábra. A sósúti mészkőbánya és a Kálvária-domb műholdképe (Fotó: Google)

Sósúti mészkőbánya felső szint, NyÉNy–KDK-i csapású fal

A mészkőbánya felső szintjének NyÉNy–KDK-i csapású falán a Tinnyei Formáció üledékképződési környezetére jellemző fáciesek szinte teljes spektruma megfigyelhető (60. ábra). A bánya falán a DNy-i dőlésű 1. egységben NyÉNy-ról elindulva látható az akár 18 méteres magasságot is elérő lejtőrétegzés. A kb. 450 m hosszú fal középső részén mészhomokdombok geometriája ismerhető fel. Ettől KDK-re továbbhaladva enyhén a medence felé dőlő, kilaposodó rétegek következnek, amelyek a geometria alapján partmenti lagúna környezet üledékeként azonosíthatóak.

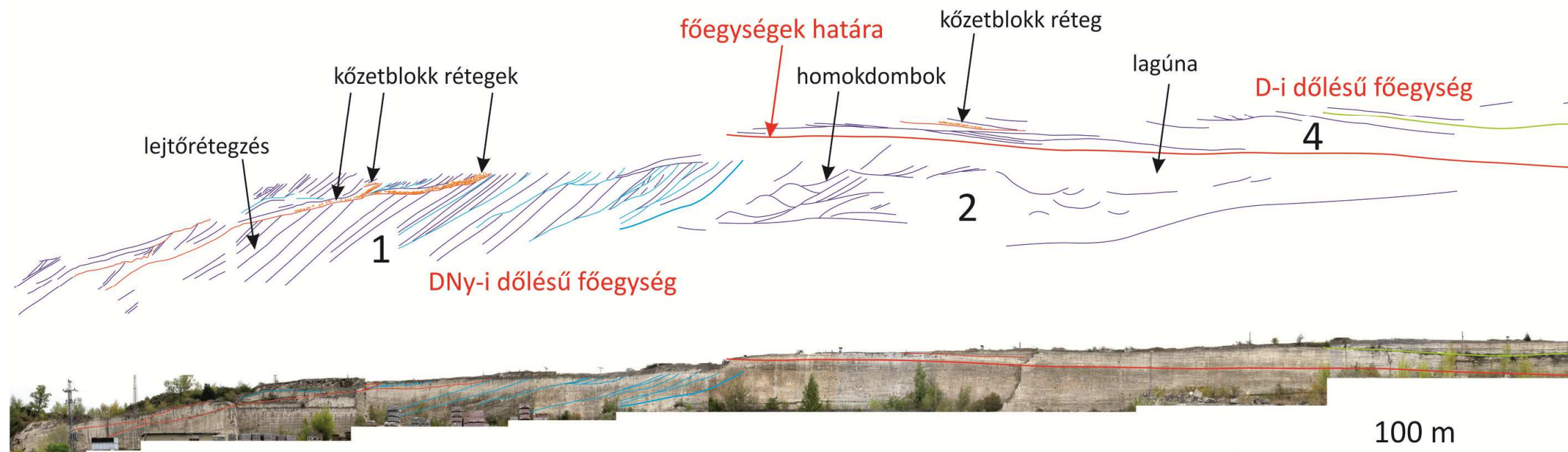
A leírt üledékföldtani egységek azonban nem egy időhorizontot testesítenek meg: a mészhomokdombok és a tőlük KDK-re látható lapos rétegek (60. ábra, 2. egység) feltételezhetően egyidőben keletkeztek, a NyÉNy-ra megfigyelhető lejtőrétegzés (60. ábra, 1. egység) azonban jól láthatóan „felmászik” a homokdombokra, tehát egy következő transzgressziós egység része. A lejtőrétegzésen belül megfigyelhető egységhatárok valószínűleg kisebb vízszíntingadozások eredményeként jöttek létre. Az eróziós felszínre települő, kőzettömbökből álló réteg fölött folytatódik a lejtőrétegzés, amelyet időről időre újabb eróziós felszínek szakítanak meg.

A DNy-i dőlésű főegységre (60. ábra, 1–2. egység) egy eróziós felszín mentén (DNy-i és D-i dőlésű főegység határa) eltérő, D-i dőlésű lejtőrészek települnek (60. ábra, 4. egység), amelyek a fal jobb felső részén, valamint a bányák másik, ÉÉK–DDNy-i irányú falán láthatók.

A feltárásban tehát legalább egy transzgresszió kimutatható, amelyen kívül számos kisebb relatív vízszintingadozás nyoma is megfigyelhető. Az uralkodóan DNy-i dőlésű alsó főegységre eróziós felszínnel egy uralkodóan D-i dőlésű főegység települ.

NyÉNy

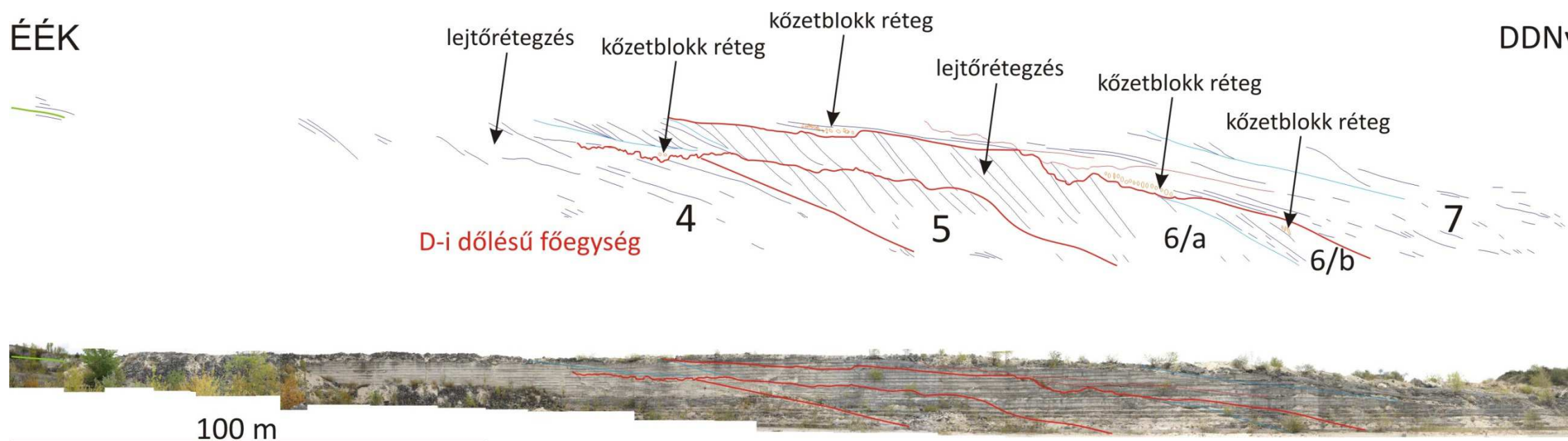
KDK



60. ábra. Sós-kúti mészkőbánya, felső szint, NyÉNy-KDK-i fal. A rajz kétszeres túlmagyarást. A könnyebb követhetőség kedvéért az egység-határokat a fotóra is rárajzoltam
Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, világoskék vonalak – alegység-határok, narancssárga – kőzettömbös szintek, zöld vonal – tufaszint, számok – egységek sorszáma

ÉÉK

DDNy



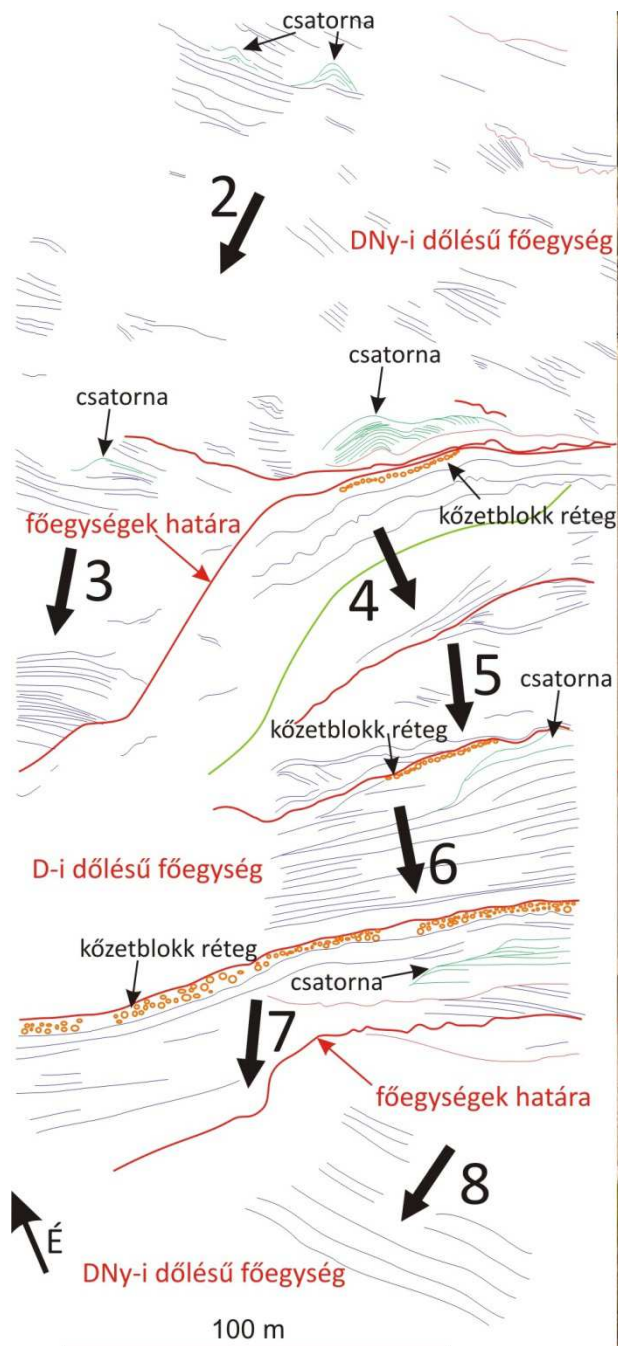
61. ábra. Sós-kúti mészkőbánya, felső szint, ÉÉK-DDNy-i fal. A rajz kétszeres túlmagyarást. A könnyebb követhetőség kedvéért az egység-határokat a fotóra is rárajzoltam
Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, világoskék vonalak – alegység-határok, narancssárga – kőzettömbös szintek, zöld vonal – tufaszint, számok – egységek sorszáma

Sóskúti mészkőbánya felső szint, ÉÉK–DDNy-i csapású fal

Az előző falra merőleges, ÉÉK–DDNy-i csapású fal ÉÉK-i része nem elemezhető a falat takaró törmelékdombok és növényzet miatt. A megközelíthető és ábrázolható falrész egésze a D-i dőlésű főegységhez tartozik és helyenként mészkőtömbökkel borított eróziós felszínekkel tagolt laposabb, illetve meredekebb dőlésszögű lejtőrészekből áll (61. ábra). Sajnos a lejtőtörések helye nem látható az eróziós felszínnek miatt, de a lejtőrétegzés szögéből az egyes számozott egységeken belül annyi látható, hogy a 4. egységre transzgresszióval következik az 5. egység. A 6/a és 6/b egység geometriája erőltetett regressziót, azaz vízszintesést jelez.

Sóskúti mészkőbánya felső szint, talp

A bánya felső szintjének két egymásra merőleges fala jól dokumentálhatóan feltárja a Tinnyei Mészkövet, de vajon mi látható a bányaudvar talpán? A felső szinten sétálva is számos jelenség észlelhető, kicsit távolabbról (pár 100 méteres magasságból) azonban sokkal átláthatóbb és jobban értelmezhető kép rajzolódik ki (62. ábra). A függőleges falakon nem mérhető a dőlésszögeknek az a változatossága, ami a talp elemzésekor kirajzolódik. 7 egység különíthető el egyértelműen a rétegdőlés különbözősége alapján, ebből a 2–3. egység a DNy-i dőlésű, a 4–7. egység a D-i dőlésű, míg a 8. egység egy újabb DNy-i dőlésű főegységbe tartozik. Az egységek határa minden esetben eróziós felszín, sőt, három esetben az eróziós felszínhez kőzettömbökből álló réteg is csatlakozik. Hat kanyonszerű bevágódás is felfedezhető a lapos és a meredek dőlésű klintörmökökben, ami azt jelzi, hogy ilyen bevágódások gyakran metszették a rétegzést. A NyÉNy–KDK-i falon látható tufaszint a talpon is jól követhető, ami nagy segítséget nyújt az egységek azonosításakor.



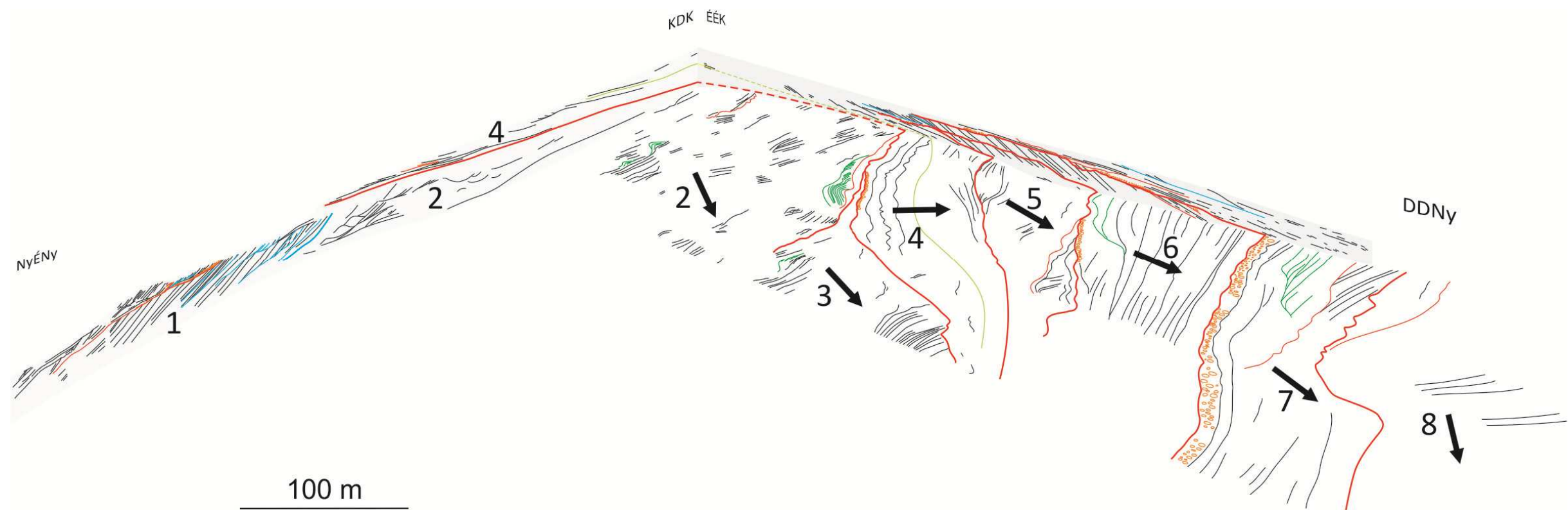
62. ábra. Sósúti mészkőbánya, felső szint, talp, kb. 100 m magasságból készült légifotón
(Fotó: Lantos Zoltán)

Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, narancssárga körök –
kőzettömbök, világoszöld vonal – tufaszint, számok – egységek sorszáma

Sóskúti mészkőbánya felső szint, 3D tömbszelvény

A sóskúti mészkőbánya felső szintjének két, egymásra merőleges fala és talpa alapján összerakható a bánya 3D tömbszelvénye (63. ábra). A 8, egymástól eróziós felszínnel (2–8. egység), vagy egységhatárral (1–2. egység) elválasztott egység három nagyobb, különböző szállítási iránnyal jellemezhető főegységbe sorolható. A főegységeket elválasztó eróziós felszínekhez gyakran köthetők kőzettömb szintek.

Az 1. és 2. egység között relatív vízszintemelkedés, azaz transzgresszió következett be. Ezen kívül egy további transzgressziós felület kimutatható a 4. és az 5. egység között, tehát legalább két transzgressziós esemény történt a szarmata mészkősorozat lerakódása közben.



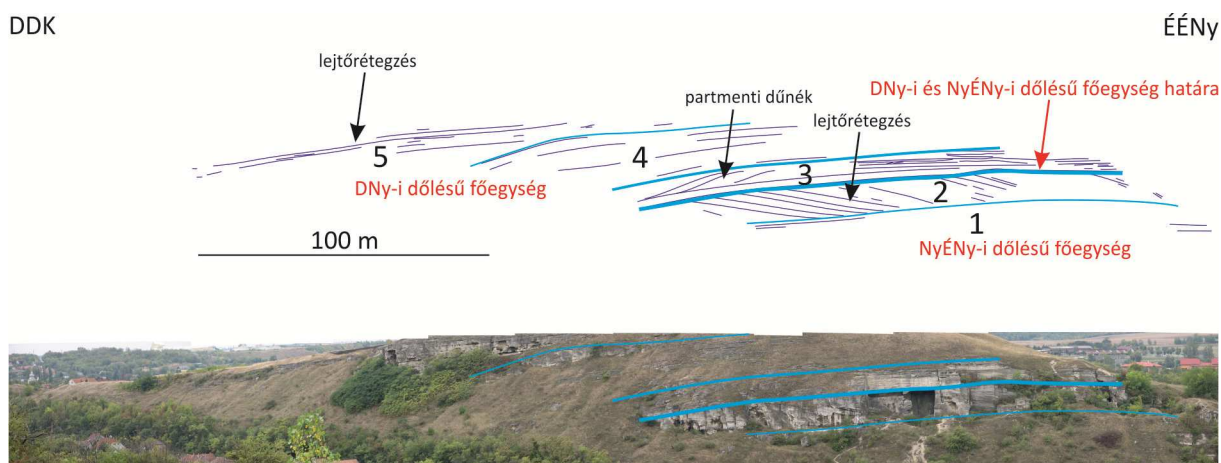
63. ábra. A sós-kúti mészkőbánya felső szintjének 3D ábrázolása

Jelmagyarázat: fekete vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, világoskék vonalak – alegység-határok, narancssárga – közettömbös szintek, világoszöld vonal – tufaszint, szaggatott vonalak – feltételezett felületek

6.3.2 Sóskút, Kálvária-domb

A sóskúti Kálvária-dombon (59. ábra) több, egymásra települő üledékföldtani egység figyelhető meg. Két, egymástól lényegesen eltérő dőlésszögű főegység ismerhető fel: egy alsó, NyÉNy felé dőlő lejtőréteggéssel, és egy felső, DNy-i dőléssel jellemezhető (64. ábra). A Kálvária-dombon az 5 egymásra következő egységben nem látható jól a lejtőtörés helye, de CORNÉE et al. (2009) progradáló–aggradáló alegységeknak tekintette azokat.

Ha feltételezzük, hogy a Kálvária-domb DNy-i dőlésű főegysége megfeleltethető a sóskúti mészkőbánya hasonló dőlésű alsó főegységével, akkor Sóskúton négy különböző csapásirányú partvonal létezése rekonstruálható, egymást időben követve: egy ÉÉK–DDNy-i, egy ÉNy–DK-i, egy Ny–K-i és végül ismét egy ÉNy–DK-i.



64. ábra. A sóskúti Kálvária-domb feltárása

Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés, világoskék vonalak – egységhatárok, számok – egységek sorszáma

Érdemes megfigyelni a Kálvária-domb geometriáját (65. ábra). A domb ÉNy-i meredek lejtője tulajdonképpen a hasonló dőlésű lejtőrétegek felszínét követi, míg a DDNy-i lejtője az ÉNy-i lejtőrétegekre települő DNy-i rétegdőlést követi, azaz az erózió kiemeli az eredeti geometriai adottságokat. Hasonlóan viselkednek a tengerparti sziklák SCHLAGER (2005) szerint a Bahamákon, ahol az intenzív árapály és hullámvás formálja a szirteket.

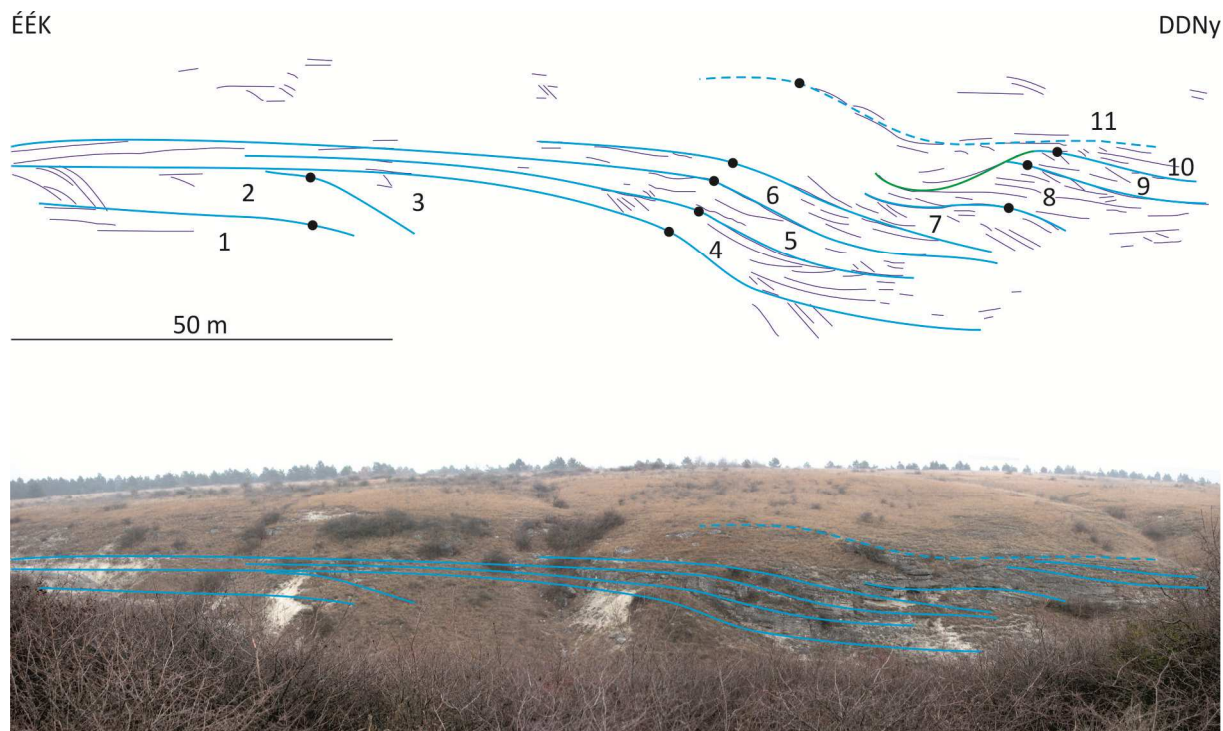


65. ábra. A sósúti Kálvária-domb műholdképe (Fotó: Google)
Jelmagyarázat: piros nyíl – alsó egység dőlésiránya, sárga nyíl – felső egység dőlésiránya

6.3.3 Sósút, Levendula-völgy

A Levendula-völgy Tinneyi Formáció feltárása azért kapott kiemelt figyelmet, mert a völgy iránya a helyi lejtőrétegzés dőlésirányával közel azonos, tehát ez volt az egyik olyan hely, ahol az üledékföldtani egységek egymásutániségát a legjobban tudtam tanulmányozni.

A feltárásban lejtőrétegzés, vízszintes rétegzés, eróziós felszínek, kvarckavicsban gazdag viharüledékek egyaránt megfigyelhetők. A feltárás igazán érdekessé azonban akkor válik, ha kissé távolabbról szemléljük. A 66. ábra a feltárás fotóját, valamint az észlelt rétegzéseket ábrázolja. A sorozat 11 üledékföldtani egységre volt tagolható. A 10. és 11. egység közötti határ némileg bizonytalan a növényzettel való fedettség miatt.

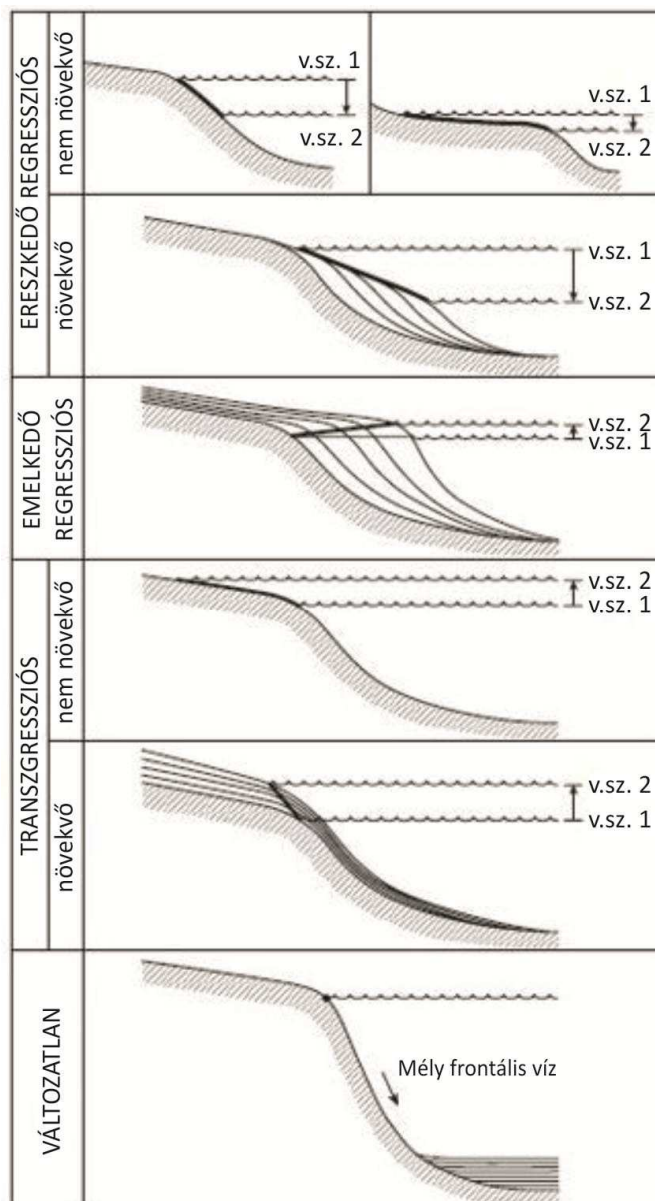


66. ábra. Sósút, Levendula-völgy. A rajz kétszeres túlmagyarással

Jelmagyarázat: sötétkék vonal – rétegzés, zöld vonal – csatorna, világoskék vonal – egységghatár, szaggatott világoskék vonal – bizonytalan egységghatár, számok – egységek sorszáma, fekete pont – klintöréspont

A 66. ábra rajzolatának egyes részletei jól összevethetők a HELLAND-HANSEN és HAMPSON (2009) által a klintöréspont nyomvonal eltolódásának típusait és azok értelmezését bemutató mintázatokkal (67. ábra). Az 1. és 2. egység között növekvő transzgresszió (accretionary transgression), azaz vízszintemelkedés figyelhető meg. A 2. és a 3. egység rajzolata növekvő ereszkedő regressziós (accretionary descending regressive), azaz vízszintcsökkenést jelez, míg a 3–6. egység kötegének mintázata emelkedő regressziós (ascending regressive), azaz stagnáló vízszintre utal. A 6. és 7. egység ismét növekvő ereszkedő regressziós, azaz vízszintcsökkenéssel jellemezhető. A 7–10. egység kötege a 3–6. egységhez hasonlóan emelkedő regressziós mintát, azaz stagnálást mutat. A 10–11. egység mintázata ismét növekvő transzgressziós jellegű.

A Levendula-völgy rétegsora tehát két transzgresszióval jellemezhető, amelyek mellett két nagyobb relatív vízszintesítés is kimutatható.



67. ábra. Partvonal-eltolódások típusai. A vastag vonalak a lejtőtörések helyét mutatják (Helland-Hansen és Hampson 2009)
Jelmagyarázat: v.sz. – vízszint

Magyarázat:

Transzgresszió = vízszintemelkedés (TST–transgressive systems tract)

Emelkedő regresszió (normál regresszió) = stagnáló vízszint (HST–highstand systems tract)

Ereszkedő regresszió (erőltetett regresszió) = vízszintcsökkenés (LST–lowstand systems tract)

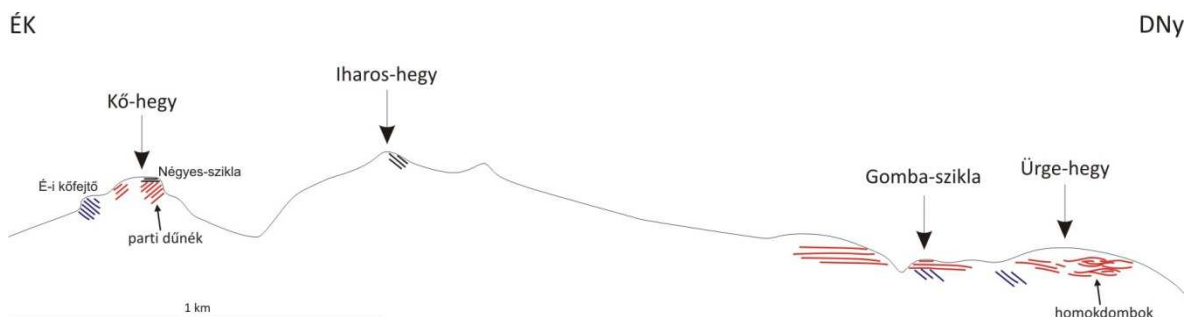
6.3.4 Biatorbágy, Kő-hegy–Ürge-hegy szelvény

A Biatorbágy melletti Kő-hegy–Ürge-hegy szelvényben szintén jól tanulmányozhatóak a Tinnyei Formációra jellemző főbb fáciesek. A 68. ábra a 69. ábra szelvényén feltüntetett észlelési pontokat ábrázolja fényképen, a szelvénytől kissé eltérő orientáció szerint, de azzal összevethetően.



68. ábra. A biatorbágyi Kő-hegy–Ürge-hegy szelvény a Bolha-hegyről fotózva (a Kő-hegy és az Ürge-hegy közötti távolság kb. 2,5 km)

A Kő-hegy–Ürge-hegy szelvényén (69. ábra) a feltárásokban megfigyelhető fő üledékföldtani jelenségek láthatók, a jobb láthatóság kedvéért felnagyítva. Fontos megjegyezni, hogy a különböző fáciesegységek jelenlegi helyzete eltér az eredetitől, és utólagos szerkezetföldtani mozgások következtében került az Iharos- és a Kő-hegy rétegsora a Gomba-szikla és az Ürge-hegy fölé. A jelenleg egy szintben elhelyezkedő kőzettestek tehát nem feltétlenül köthetők össze, ezért az üledékföldtani egységek besorolásánál a különböző jelenségek sorrendjére összpontosítottam.



69. ábra. A biatorbágyi Kő-hegy–Ürge-hegy szelvény. Érdeemes megfigyelni, hogy az Ürge-hegy alakja követi a selfperemi homokdombos kifejlődés geometriáját

Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés (alsó egység), piros vonalak – rétegzés (felső egység), fekete vonalak – rétegzés (bizonytalan egység)

A Kő-hegy É-i kőfejtőben medence felé dőlő DNy-i lejtőrétegzés figyelhető meg, míg a kőfejtőtől kb. 50 m-re DNy-ra ezzel ellentétes irányú keresztrétegzés látható néhány kibukkanó sziklán, amelyek szélfúttá parti dűnék maradványaként értelmezhetők. A Kő-hegy Négyes-sziklán a szárazföld felé szállított dűneüledékekre vízszintes rétegek

települnek. Az Iharos-hegyen az egykori medence felé dőlő lejtőrétegzés figyelhető meg. A Gomba-sziklán a lejtőrétegzésre partmenti lagúna környezetet jelző vízszintes rétegek következnek, míg az Ürge-hegyen a lejtőrétegzésre mészhomokdombok települnek. A Kő-hegyen, a Gomba-sziklán és az Ürge-hegyen megfigyelhető rétegsorok mindegyike csökkenő vízmélységre utal (erőltetett regresszió) és mindhárom helyen legalább két egység igazolható. A két, egymásra települő egységhez tartozó jelenségeket kék, illetve piros színnel ábrázoltam (69. ábra).

A szedimentológiai jellegek alapján feltételezhető, hogy a Kő-hegy É-i kőfejtőben, a Gomba-sziklán és az Ürge-hegyen megfigyelhető lejtőrétegzés egy egységhez tartozik, amelyre egy másik egység, azaz a Kő-hegy szélfúttá üledékei, a Gomba-szikla vízszintes rétegei (mészhomokdombok mögötti nyugodtabb víz), valamint az Ürge-hegyen látható peremi homokdombok települnek. Az Iharos-hegyen látható lejtőrétegzés tartozhat az alsó (kék) egységhez, de ez a feltevés bizonytalan a poszt-szarmata függőleges elmozdulások miatt. Ha azonban figyelembe vesszük, hogy a sóskúti mészkőbányában egy teljes üledékföldtani egység nagy része végigkövethető a NyÉNy–KDK-i falon (kivéve a hiányos parti dűnéket és valószínűleg a lagúna partközeli részeit) és abból a lejtőrétegzés csak kb. 200 m szélességben látható, valószínűsíthető, hogy a szelvény alsó egysége több alegységre osztható.

A Kő-hegyen megfigyelhető lejtőrétegzés és a közvetlenül felette következő parti dűne rétegsorból arra lehet következtetni, hogy a két egység lerakódása között jelentős (5–7 m-es) vízszintesítés következett be, amelynek következtében a tengerpart körülbelül 3 km-t épült a medence felé.

6.3.5 Transzgressziós események

A Tinnyei Formáció lerakódási környezetére jellemzőek a kisebb-nagyobb vízszint-ingadozások, ez jól kimutatható például a sóskúti mészkőbánya NyÉNy-KDK-i, valamint ÉÉK-DDNy-i falán látható lejtőrétegzés szögének változásaiból, valamint a sóskúti Levendula-völgy rétegsorában.

A szarmata mészkősorozatra Sóskút környékén legalább két transzgressziós esemény történt, amelyeket normál és erőltetett regresszióval jellemezhető sorozatok követnek.

Két-két relatív vízszintemelkedést két feltárásban, a sóskúti Levendula-völgyben és a sóskúti mészkőbányában figyeltem meg, de a feltárások távolsága és a partvonalak csapásirányának különbözősége és változékonysága miatt a transzgressziós események nem párhuzamosíthatók bizonyíthatóan.

A sóskúti mészkőbányában megfigyelhető transzgressziós események koráról annyi tudható, hogy az egyik biztosan idősebb, a másik biztosan fiatalabb a sóskúti mészkőbányában található tufaszintnél, amelyet KOVÁCS-PÁLFFY et al. (2012) $11,7 \pm 0,4$ millió évesnek datált.

7 Következtetések

A szarmata tengeri szigetvilág részmedencéinek partvidékén mészhomokkő, míg a részmedencék belsejében márga/agyag sorozat képződött. A két fácies közötti átmenet éles, a mélyebb márgás medencerészekhez közvetlenül csatlakoznak a mészhomokkőből álló lejtőrétegek. A mészkőszáv szélessége 3–5 km, vastagsága kb. 40–60 méter.

A Tinnyei Formáció szedimentológiai bélyegei és a mészkő szövete alapján az üledék mészhomokdombokkal szegélyezett karbonátrámpa környezetben rakódott le. Az erősen mozgatott mészhomokdombokat és a parti dűnéket grainstone, a lejtőrétegeket grainstone/packstone, míg a lagúnaüledékeket packstone/wackestone szövetű kőzet építi fel. A szövetípusok eloszlásának geometriája (39. ábra) összhangban van az egykori partvonal lefutásával, azaz a különböző típusok eloszlása követi a partvonalat.

Az üledékképződés változó, de végig rendkívül sekély, maximum 20–25 m mély vízben történt. A mészhomok a hullámbázis fölött ülepedett le a lejtőrétegek alsó szakaszának kivételével, amely a normál- és a viharhullámbázis között rakódott le. Az üledékszállítás a hullámvás, a partmenti áramlások, valamint a gyakori viharesemények végezték. Az időszakosan szárazra kerülő karbonáthomokot a szél mozgatta. Valószínű, hogy a vihar által feltépett és mozgatott, akár méteres mészkőtömböket cunamik szállították a medence felé.

A szarmatára jellemző üledékes sorozat kialakulását számos kisebb-nagyobb relatív tengerszintváltozás befolyásolta. Legalább két transzgresszió figyelhető meg a rétegsoron belül.

8 Tézisek

1. A Tinnyei Formáció egy üledékföldtani egysége a következő részekből tevődik össze: meredek lejtőrétegzés, kisebb dőlésszögű lejtőrétegzés, mészhomokdombok, vízszintes rétegzés, abrázios mészkőtömbök, parti dűnék. Ezek felfelé sekélyedő sorozatot alkotnak.
2. Szedimentológiai szerkezetek és geometriai elemzésük alapján a szarmata Tinnyei Formáció lerakódási környezete mészhomokdombokkal szegélyezett karbonátrámpa volt.
3. A Tinnyei Formáció meredek lejtőrétegzésének dőlésiránya közel merőleges a partvonalra, dőlésszöge és mérete egyaránt fokozatosan növekszik a platformperem felé.
4. A Tinnyei Formáció szöveti eloszlása követi az egykori partvonalat.
5. A Tinnyei Formáció keletkezési környezetének vízmélysége maximum 20–25 m volt.
6. A Tinnyei Formáció rendszeresen vadózus környezetbe került képződése folyamán.
7. Szélfúttá parti dűnék keletkeztek a Tinnyei Formáció anyagából a partközeli részen.
8. A mészkőtömböket cunami szállította a medence felé.

9. Nagyobb viharesemények vagy cunamik hatására olyan eróziós felszínek jöhetnek létre, amelyek hatására jelentősen megváltozott a partvonal lefutása, és ezáltal az üledék lerakódási iránya.
10. A Tinnyei Formáció rétegsorán belül legalább két transzgressziós esemény mutatható ki.

9 Conclusions

Shallow water carbonate sand and deep water marl/clay were deposited in the Central Paratethys during the Sarmatian. The carbonate layers are connected to basinal marl along a very narrow transition zone. The basin is surrounded by a 3–5 km wide and 40–60 m thick limestone strip.

The lime sand was deposited on a rimmed carbonate platform. A single sedimentary unit consists of steeply dipping slope deposits (grainstone/packstone), heavily moved, rimming carbonate sand bodies (grainstone), horizontal lagoonal deposits (packstone/wackestone), abrasional limestone boulders and coastal dunes (grainstone). The distribution of texture types is in good correlation with the Sarmatian coastline, which was fairly similar to that of the present day. This can be concluded from the distribution of the abrasional deposits, as well as the slope layers dipping perpendicular to the coastline.

The Tinnye Limestone was deposited in very shallow water of about 20–25 m depth. The sediment was deposited mainly above fair weather wave base and partly between fair weather and storm wave base. The lime sand was transported by wave action, coastal currents and frequent storms. During lowstands, part of the carbonate sand was moved by wind towards the dry land and formed coastal dunes. The abrasional limestone boulders were probably transported towards the basin by tsunamis.

The geometry of the carbonate units was largely affected by relative sea level changes during the Sarmatian. At least two transgressions can be observed in the sequence.

10 Theses

1. A sedimentary unit of Tinnye Formation consists of the followings: steep slope deposits, low-angle slope deposits, rimming carbonate sand bodies, horizontal layers, abrasional limestone boulders, coastal dunes.
2. The sedimentary environment of Tinnye Formation was a carbonate platform rimmed by carbonate sand bodies.
3. The slope deposits dip perpendicularly to the Sarmatian coastline with their dip angle and thickness gradually increasing offshore.
4. The textural distribution of Tinnye Formation followed the Sarmatian coastline.
5. Tinnye Formation was deposited in shallow water of maximum 20–25 m depth.
6. Tinnye Formation was often affected by meteoric effects.

7. Coastal dunes of carbonate sand material were moved towards the dry land.
8. Abrasional limestone boulders were re-deposited offshore by tsunami backwash.
9. As a result of tsunamis or strong storms, the direction of coastline was occasionally changed by widespread erosion surfaces.
10. At least two transgressions can be observed in the Sarmatian sequence.

11 A kutatás további irányai

A Tinnyei Formáció legtöbb feltárása vágott falú elhagyott kőfejtőben található. Dolgozatomban néhány ilyen szelvényt részletesen dokumentáltam és kiértékeltem, de maradt még számos olyan fal, amit fel lehetne térképezni. A falakon látható rétegzés és egyéb szedimentológiai jelenségek rajzolata hasonlít a szeizmikus szelvények rajzolatára, ez adta az ötletet, hogy a részletesen elemzett falak adatait be lehetne táplálni egy szeizmikus szelvényeket kezelő 3D-s megjelenítést lehetővé tevő programba, amellyel minden eddiginél részletesebben lehetne ábrázolni a mészkő keletkezési környezetét. Nekem erre az ábrázolásra nem volt módom a dolgozat megírása közben, de véleményem szerint érdemes lenne a módszert kipróbálni.

Az előző felvetéshez kapcsolódik, hogy meg lehetne próbálkozni geofizikai módszerek bevetésével is a mészkő kevésbé feltárt területein. Egy sekély (néhány m–néhány 10 m) mélységbe behatoló geofizikai módszer, a földradar (Ground Penetrating Radar) segítségével a felszíni feltárásokban észlelt jelenségek összeköthetővé válnának.

Egy másik fontos és izgalmas továbbkutatási lehetőség a csiszolatok részletes vizsgálata. Az általam készített értékelés egy vázlatos képet ugyan ad a Tinnyei Formáció diagenéziséről, de éppen az átnézett csiszolatok változatos volta miatt meggyőződésem, hogy érdemes lenne egy ennél sokkal részletesebb vizsgálatot készíteni. A mintákat a medence különböző részeiről, a platform/rámpa jellemző zónáiból, függőleges és vízszintes szelvény szerint kellene begyűjteni és elemezni. Egy ilyen részletes vizsgálatból a relatív vízszintingadozások részletesen kirajzolódhatnának.

12 Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, Budai Tamásnak a hasznos terepi segítségéért, a dolgozat elkészítésével kapcsolatos tanácsaiért és rendíthetetlen támogatásáért.

Köszönöm Sztanó Orsolyának, hogy elindított a szedimentológia felé, és megmutatta a terepi munka csínját-bínját, Fodor Lászlónak pedig a lelkesítést, az ötleteket és támogatást a terepi munka során. Jámbor Áronnak és Selmeczi Ildikónak hálás vagyok a sok jó tanácsért és biztatásért.

Bohnné Havas Margit lelkesen biztatott a dolgozat megírása közben és segített a molluszkák és környezeti jelentésük meghatározásában. Mindszenty Andreának köszönöm a terepi segítséget, és hogy negyedszer is odaengedett a mikroszkópjához

három elrontott fotósorozat után. Nagyon hálás vagyok Lelkes Györgynek a csiszolatok értékeléséhez nyújtott segítségéért.

Muráti Judit és Lantos Zoltán nélkül nem tudtam volna ilyen részletesen elemezni a sóskúti mészkőbánya talpfelületének jellegzetességeit, Judit pilótaként, Lanti fotósként vett részt a munkában.

Nem készülhetett volna el ez a munka az MFGI által biztosított informatikai háttér és az itt készített csiszolatok nélkül. A Londoni Imperial College-ban csiszolatokat készítettek számomra, lehetőséget adtak a SEM vizsgálatok elvégzésére és könnyű hozzáférhetőséget biztosítottak a szakirodalomhoz.

A T 81530. számú, „Miocén-pliocén deformáció és üledékképződés a Pannon-medencében: új adatok szerkezetföldtani, szedimentológiai és geokronológiai vizsgálatok alapján” című OTKA pályázat támogatta a terepi munkámat és konferencián való részvételemet.

Végül, de kicsit sem utolsósorban, köszönöm családomnak, Maros Gyulának és Maros Boróka Ráhelnek, hogy elkísértek engem terepre (Borókának külön köszönöm az általa gyűjtött mintákat) és kibírtak engem a dolgozat megírásának utolsó hónapjaiban.



13 Irodalomjegyzék

- BÁLDI T. 1958: Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz — *Földt. Közl.* 88/4, 428–436.
- BALL, M. M. 1967: Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas — *J. Sedim. Petr.* 37, 556–591.
- BARABÁS A. 1965: Földtani megfigyelések a Földalatti Gyorsvasút által feltárt szarmata rétegekben — *Földt. Kut.* 8, 24–35.
- BENCE G., BUDAI T. 1987: A Tapolcai-medence és a Balaton-felvidék partszegélyi szarmata képződményei — *MÁFI Évi Jel.* 1985-ről, 249–260.
- BERGERAT, F., GEYSSANT, J., KÁZMÉR, M. 1983: Une tectonique synsédimentaire originale du Miocène moyen des environs de Budapest, marqueur de l'extension du bassin pannonien — *C. R. Acad. Sc. Paris* 296, 1275–1278.
- BITTNER, A. 1883: Ueber den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens — *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* 33, 131–150.
- BODA J. 1959: A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája (Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna) — *Ann. Inst. Geologici Publici Hungarici* 47/3, 567–862.
- BODA J. 1971: A magyarországi szarmata emelet taglalása a gerinctelen fauna alapján — *Földt. Közl.* 101, 107–113.
- BODA J. 1974: A magyarországi szarmata emelet rétegtana — *Földt. Közl.* 104, 249–260.
- BOHNNÉ HAVAS M. 1983: Új típusú szarmata Cardiumok a Zsámbéki-medencéből (Budajenő 2. sz. fúrás) — *MÁFI Évi Jel.* 1981-ről, 335–368.
- BOKOR Gy. 1939: A Budai-hegység nyugati peremének földtani viszonyai — *Földt. Közl.* 69, 219–268.
- BUDAI T., GYALOG L. (Szerk.), CHIKÁN G., CSILLAG G., HORVÁTH A., KERCSMÁR Zs., KOLOSZÁR L., KONRÁD Gy., KORBÉLY B., KORDOS L., KOROKNAI B., KUTI L., PELIKÁN P., SELMECZI I. 2009: Magyarország földtani atlasza országjáróknak, 1:200 000 [Geological Map of Hungary for Tourists] — *Földtani Intézet kiadványa*, 248 p.
- CANTALAMESSA, G., DI CELMA, C. 2005: Sedimentary features of tsunami backwash deposits in a shallow marine Miocene setting, Mejillones Peninsula, northern Chile — *Sed. Geol.* 178, 259–273.
- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates — *AAPG Bulletin* 54/2, 207–244.
- CORNÉE, J.-J., MOISSETTE, P., SAINT MARTIN, J.-P., KÁZMÉR, M., TÓTH, E., GÖRÖG, Á., DULAI, A., MÜLLER, P. 2009: Marine carbonate systems in the Sarmatian (Middle Miocene) of the Central Paratethys: the Zsámbék Basin of Hungary — *Sedimentology* 56, 1728–1750.

- COSTA, P. J. M., ANDRADE, C., FREITAS, M. C., OLIVEIRA, M. A., DA SILVA, C. M., OMIRA, R., TABORDA, R., BAPTISTA, M. A., DAWSON, A. G. 2011: Boulder deposition during major tsunami events — *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 2054–2068.
- DEMARCO, G. 1987: Paleothermic evolution during the Neogene in Mediterranean through the marine megafauna, In: VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Budapest, 15-22 September, 1985 — *MÁFI Évk. LXX*, 371–376.
- DUDKO A. 1993: A Dunántúli-középhegység tektonikai munkatérképe M: 1:100 000 — Kézirat.
- DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture — *AAPG Memoir* 1, 108–121.
- EINSELE, G., CHOUGH, S. K., SHIKI, T. 1996: Depositional events and their records – an introduction — *Sed. Geol.* 104, 1–9.
- EMBRY, A.F., KLOVAN, J.E. 1971: A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT — *Canadian Petroleum Geology Bulletin* 19, 730–781.
- ESTEBAN, M., KLAPPA, C. F. 1983: Subaerial Exposure Environment, In: Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C. H. (Eds): *Carbonate Depositional Environments* — *AAPG Memoir* 33, 1–54.
- EVAMY, B. D. 1967: Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones — *J. Sed. Petr.* 37/4, 1204–1215.
- FODOR L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés — *MTA Akadémiai doktori értekezés*, 167p.
- FODOR L., LELKES Gy., MÜLLER P., PALOTÁS K. 2000: Előzetes jelentés a Budai-hg. – Gerecse-hg. – Vértes-hg. közötti terület badeni és szarmata ősföldrajzi, szín- és poszttektonikai viszonyairól — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 19 p., Tekt.757.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F., TÍMÁR, G., CLOETINGH, S., HORVÁTH, F. 2005: An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin — *Tectonophysics* 410, 15–41.
- 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 paleostress data, In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (Eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogene* — *Blackwell Sciences Special Publications of the Geological Society of London, Oxford*, 295–334.
- FÖLDVÁRI A. 1934: Tektonikai megfigyelések a Budai-hegység nyugati peremén — *Földt. Közl.* 64, 163–176.

- GLADENKOV, Yu. B. 1987: The Neogene geological events in the North Pacific and Mediterranean regions, In: VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Budapest, 15–22 September, 1985 — MÁFI Évk. LXX, 101–104.
- GÖRÖG Á. 1992: Sarmatian Foraminifera of the Zsámbék Basin, Hungary — Ann. Universitatis Scientiarum Budapestinensis, sectio Geologica 29, 31–153.
- HAAS J. 1991: A karbonátos kőzetek szövete, In: BALOGH K. (Szerk): Szedimentológia I. kötet — Akadémia Kiadó, Budapest, 500–541.
- HAAS J. 1998: Karbonátszedimentológia — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 147p.
- HALAVÁTS Gy. 1910: A neogén korú üledékek Budapest környékén — MÁFI Évk. 17/2, 259–358.
- HANTKEN M. 1861: Geologiai tanulmányok Buda és Tata között — Math. és term. tud. közl. I.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes, In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds): Sea-level changes-an integrated approach — Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications 42, 71–108.
- HARRIS, P. M., KENDALL, C. G., LERCHE, I. 1985: Carbonate cementation — a brief review, In: SCHNEIDERMAN, N., HARRIS, P. M. (Eds): Carbonate cements — Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 36, 79–95.
- HARWOOD, G. 1989: Microscopical techniques: II. Principles of sedimentary petrography, In: TUCKER, M. E. (Ed): Techniques in Sedimentology, 108–173.
- HARZHAUSER, M., PILLER, W. E. 2004: Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys — Stratigraphy 1, 65–86.
- HARZHAUSER, M., PILLER, W. E. 2007: Benchmark data of a changing sea-Palaeogeography, Palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene — Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 253, 8–31.
- HARZHAUSER, M., PILLER, W. E. 2009: Molluscs as a major part of subtropical shallow-water carbonate production — an example from a Middle Miocene oolite shoal (Upper Serravalian, Austria) — IAS Special Publ. 42, 185–200.
- HAYES, M. O. 1979: Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime, In: Leatherman, S. (Ed): Proceedings of the coastal symposium on barrier island — New York, Academic Press, 1–27.
- HELLAND-HANSEN, W., HAMPSON, G. J. 2009: Trajectory analysis: concepts and applications — Basin Research 21, 454–483.

- HILBE, M., ANSELMETTI, F. S. 2014: Signatures of slope failures and river-delta collapses in a perialpine lake (Lake Lucerne, Switzerland) — *Sedimentology* in press.
- HORUSITZKY H. 1933a: Budapest székesfőváros geológiai viszonyairól I. — *Földt. Közl.* 63. 7–12, 20–49.
- HORUSITZKY H. 1933b: Budapest székesfőváros geológiai viszonyairól II. — *Földt. Közl.* 63. 7–12, 117–153.
- HORVÁTH F. 1987: A Pannóniai-medence neogén kéregfejlődése, különös tekintettel a kunsági (pannóniai s. str.) emeletre — *MÁFI Évk.* 69, 115–133.
- INDEN, R. F., MOORE, C. H. 1983: Beach Environment - In: P. A. SCHOLLE, D. G. BEBOUT, C. H. MOORE (Eds): *Carbonate Depositional Environments* — AAPG Memoir 33, 211–266.
- JÁMBOR Á. 1969: A Budapest környéki neogén képződmények ősföldrajzi vizsgálata — *MÁFI Évi Jel.* 1967-ről, 135–143.
- JÁMBOR Á. 1971: A magyarszági szarmata — *Földt. Közl.* 101, 103–106.
- JÁMBOR Á. 1976: Üledékes kéntelep a Zsámbéki-medence szarmata sorozatában — *MÁFI Évi Jel.* 1974-ről, 301–306.
- JÁMBOR Á. 1977: A Mátyási-medence neogén képződményei felépítésének vázlata — *Földt. Kut.* XX/4., 25–27.
- JÁMBOR Á. 1978: Új elképzelések a magyarországi neogén tengerek vizének sótartalomváltozásairól — *MÁFI Évi Jel.* 1976-ról, 261–265.
- JASKÓ S. 1943a: Adatok a Bicskei-öböl földtani ismeretéhez — *MÁFI Évi Jel.* 1939-ről, 335–359.
- JASKÓ S. 1943b: A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és furásai — *Beszámoló a M. Kir. Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól (a M. Kir. Földtani Intézet 1943. évi jelentésének függeléke)* V/1., 254–302.
- JIMENEZ-MORENO, G., RODRIGUEZ-TOVAR, F.J., PARDO-IGUQUIZA, E., FAUQUETTE, S., SUC, J.P., MÜLLER, P. 2005: High-resolution palynological analysis in late early-middle Miocene core from the Pannonian Basin, Hungary: climatic changes, astronomical forcing and eustatic fluctuations in the Central Paratethys — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 216, 73–97.
- JIPA, D. C., OLARIU, C. 2009: Dacian Basin, Depositional Architecture and Sedimentary History of a Paratethys Sea — *Geo-Eco-Marina, Special Publ.* 3, 264p.
- KÓKAY J. 1956: Hegyszerszerkezeti mozgásvizonyok Várpalota környékén — *Földt. Közl.* 86, 17–27.
- KÓKAY J. 1968: Hegységképződési elméletek Bakony-hegységi adatok tükrében — *Földt. Közl.* 98, 381–392.

- KÓKAY J. 1984a: A Középső- és a Keleti-Paratethys kapcsolata a felső-bádeni tenger sótartalom-viszonyai tükrében — *Geologica Hungarica Ser. Palaeontologica* 48, 68–95.
- KÓKAY J. 1984b: Újabb adatok a moldvai mozgásokkal kapcsolatban — *Évi Jel.* 1982-ről, 501–503.
- KÓKAY J. 1989: A mátyásbéli terület bádeni és szarmata képződményei — Kézirat, 25p.
- KORPÁS-HÓDI, M., BOHN-HAVAS, M. 1998: Miocene evolution of sedimentary environments and paleogeographic relations of Pannonian (Carpathian) Basin — *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 21, 49–54.
- KORTEKAAS, S. 2002: Tsunamis, storms and earthquakes: distinguishing coastal flooding events — PhD thesis, Coventry University, UK, 171 p.
- KORTEKAAS, S., DAWSON, A. G. 2007: Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal — *Sedimentary Geology* 200, 208–221.
- KOVÁČ, M., SLIVA, U., SOPKOVÁ, B., HLAVATÁ, J., ŠKULOVÁ, A. 2008: Serravallian sequence stratigraphy of the northern Vienna Basin: high frequency cycles in the Sarmatian sedimentary record — *Geol. Carp.* 59/6, 545–561.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., KÓNYA, P., FÖLDVÁRI, M., THAMÓNÉ BOZSÓ, E., SZEGŐ, É., Zelenka, T., PÉCSKAY, Z. 2012: A Tétényi-fennsík szarmata bentonitosodott riolittufa lelőhelyei (Magyarország) – The bentonit occurrences of sarmatian limestones from Tétényi-plateau (Hungary) – Székelyföldi Geológus találkozó 2012. október 19-21. Marosvásárhely
- KREBS, W. 1969: Early void-filling cementation in Devonian fore-reef limestones (Germany) — *Sedimentology* 12, 279–299.
- LAND, L. S. 1970: Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table — *Sedimentology* 14, 175–185.
- LE ROUX, J. P., NIELSEN, S. N., KEMNITZ, H., HENRIQUEZ, Á. 2008: A Pliocene mega-tsunami deposit and associated features in the Ranquil Formation, southern Chile — *Sedimentary Geology* 203, 164–180.
- LELKES Gy. 1994: Vadose Diagenetic Carbonates (Caliches) in the Sarmatian (Miocene) of Hungary (Vadózus diagenetikus karbonátok (caliche) a magyarországi szarmatában), In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G., DAURER, A. (Eds): A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete 2. rész, Bécs, 88–104.
- LONGMAN, M. W. 1980: Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments — *AAPG Bull.* 64, 461–487.
- MACINNES, B. T., BOURGEOIS, J., PINEGINA, T. K., KRAVCHUNOVSKAYS, E., 2009: Tsunami geomorphology: erosion and deposition from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami — *Geology* 37, 995–998.

- MAGYAR, I., GEARY, D. H., MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, 151–167.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M., ROETZEL, R. 2008a: Evidence for tidal currents and benthic mass-mortality events in the Sarmatian Paratethys Sea (middle Miocene; North Alpine Foredeep Basin), In: *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU, Vienna, 2.
- MANDIC, O., HARZHAUSER, M., ROETZEL, R. and TIBULEAC, P. 2008b: Benthic mass-mortality events on a Middle Miocene incised-valley tidal-flat (North Alpine Foredeep Basin) — *Facies* 54, 343–359.
- McKEE, E. D., WARD, W. C. 1983: Eolian Environments, In: SCHOLLE, P. A., BEBOUT, D. G., MOORE, C. H. (Eds): *Carbonate Depositional Environments* — AAPG Memoir 33, 131–171.
- OBRAĐOR, A., POMAR, L., TABERNER, C. 1992: Late Miocene breccia of Menorca (Balearic Islands) a basis for the interpretation of a Neogene ramp deposit — *Sedimentary Geology* 79, 203–223.
- OLTEANU, R., JIPA, D. C. 2006: Dacian Basin environmental evolution during Upper Neogene within the Paratethys domain — *Geo-Eco-Marina* 12, 91–105.
- PALOTÁS K. 1991: Üledék- és szerkezetföldtani vizsgálatok a tétényi-fennsíki szarmatában — 1991 ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, 103p.
- PALOTÁS K. 1994: Szarmata színszediment töréses szerkezetek a Tétényi-fennsíkon, In: FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K.: A Budai vonal szerkezeti jellege és kapcsolata a hegység késő paleogén tektonikájával és szedimentációjával — *Földt. Közl.* 124/2, 207–210.
- PAPP, A. 1963: Das Verhalten neogener Molluskenfaunen bei verschiedenen Salzgehalten *Forsch. Geol. Rheinl. Westf.* 10. pp.35-48.
- PARAMONOVA, N. P., SHCHERBA, I. G. & Khondkarian, S. O. 2004: Map 7: late Middle Miocene (Late Serravallian, Sarmatian s. str., Middle Sarmatian s. l.), In: POPOV, S. V, Rögl, R, ROZANOV, A. Y, STEININGER, F. R, SHCHERBA, I. G, KOVAC, M. (Eds): *Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys*, 27–29. Frankfurt am Main: Courier Forschungsinstitut Senckenberg no. 250 .
- PILLER, W. E., HARZHAUSER, M. 2005: The Myth of the Brakish Sarmatian Sea — *Terra Nova* 17, 450–455.
- PILLER, W. E., HARZHAUSER, M., MANDIC, O. 2007: Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and further directions — *Stratigraphy* 4/2–3, 151–168.
- PISERA, A. 1996: Miocene reefs of the Paratethys: a review, In: FRANSEEN, E.K., ESTEBAN, M., WARD, W.C., ROUCHY, J.-M. (Eds): *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* — *SEPM Concepts, Sedimentol. Paleontol.* 5, 99–104.

- PURSER, B. H. 1973: Sedimentation around Bathymetric Highs in the Southern Persian Gulf, In: PURSER, B. H. (Ed): The Persian Gulf – Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea, 157–178.
- REINECK, H.-E., SINGH, I. B. 1980: Depositional Sedimentary Environments — Springer-Verlag, 549p.
- REINSON, G.E. 1984: Barrier-island and associated strand-plain systems, In: Walker, R.G. (Ed): Facies Models — Geoscience Canada Reprint Series 1, 119–140.
- RÖGL, F. 1998: Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene) — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 99A, 279–310.
- RÖGL, F., STEININGER, F. F. 1984: Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific Seaways – Implications for the paleobiogeography of marine and terrestrial biotas, In: BRECHLEY, P. (Ed): Fossils and Climate, 171–200.
- SCHAFARZIK F., VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén — Budapest, 341p.
- SCHAFARZIK F., VENDL A., PAPP F. 1964: Geológiai kirándulások Budapest környékén — Budapest, 293p.
- SCHLAGER, W. 2005: Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy — SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 8, 200p.
- SCHRÉTER Z. 1941: A Kárpátok által körülvelt medencék szarmáciai képződményei és azok állatvilága — MTA Term. Ért. LX, 243–294.
- SCHRÉTER Z. 1958: Felső miocén — In: PÉCSI M. (Szerk.): Budapest természeti képe, Akadémiai Kiadó, Budapest, 91–97.
- SELLWOOD, B. W. 1986: Shallow-marine carbonate environments, In: READING, H. G. (Ed.): Sedimentary Environments and Facies. — Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 283–342.
- SHINN, E. A. 1969: Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf — Sedimentology 12, 109–144.
- SMIT, J., LAFFRA, C., MEULENAARS, K., MONTANARI, A. 2012: Probable late Messinian tsunamiites near Monte Dei Corvi, Italy, and the Nijar Basin, Spain: expected architecture of offshore tsunami deposits — Nat Hazards (2012) 63:241–266
- SPENCE, G. H., TUCKER, M. E. 1997: Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review — Sed. Geol. 112, 163–193.
- STRAUSZ L. 1923: A biai miocén — Földt. Közl. LIII, 53–58.
- STRAUSZ L. 1953: A magyarországi neogén képződmények ősföldrajzi vázlatai, In: VADÁSZ E.: Magyarország földtana, II-VIII. melléklet.

- SUESS, E. 1866: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen, II. Über die Bedeutung der sogenannten "brackischen Stufe" oder der "Cerithiensichten" — Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften 54, 1–40.
- SZABÓ J. 1858: Pest-Buda környékének földtani leírása — Term. tud. pályamunk. III. köt.
- SZABÓ J. 1859: Die geologischen Verhältnisse von Pest und Ofen — Vaterl. Mitth.
- SZABÓ J. 1879: Budapest geologiai tekintetben — Budapest.
- SZENTES F. 1960: A magyarországi neogén képződmények ösföldrajzi vázlatai, In: VADÁSZ E.: Magyarország földtana, 519–523.
- TAEGER H. 1914: A Buda-Pilis-Esztergomi hegycsoport szerkezete és arculata — Földt. Közl. 44, 555–571.
- TER BORGH, M., VASILIEV, I., STOICA, M., KNEŽEVIĆ, S., MATENCO, L., KRIJGSMAN, W., RUNDIĆ, L., CLOETINGH, S. 2013: The isolation of the Pannonian basin (Central Paratethys): New constraints from magnetostratigraphy and biostratigraphy — Global and Planetary Change 103, 99–118.
- 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, 157p.
- TUCKER, M. E., BATHURST, R. G. C. (Eds) 1990: Carbonate Diagenesis — Reprint Series Volume 1 of IAS, Blackwell Scientific Publications.
- WALKER, R. G., JAMES, N. P. 1992: Facies Models, Response to sea level change — Geological Association of Canada, 409p.
- WARD, S.N., 2001: Landslide tsunami — Journal of Geophysical Research 106, 11201–11215.
- WEISS, R. 2012: The mystery of boulders moved by tsunamis and storms — Marine Geology 295–298, 28–33.
- WILSON, J. L. 1975: Carbonate facies in geologic history — Springer-Verlag, New York, 471p.