

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés	1
2. A Tatabányai eocén medence rétegtani és szerkezetföldtani felépítése	4
2.1. A terület lehatárolása és az üledékképződés geodinamikai háttere	4
2.2. A Tatabányai-medence rétegtani felépítése	6
2.2.1. Eocén előtti képződmények	6
2.2.2. Eocén képződmények	10
2.2.3. Eocén utáni képződmények	18
2.3. A Tatabányai-medence szerkezetföldtana	19
2.3.1. Keleti szerkezeti perem	20
2.3.2. Déli szerkezeti perem és a Vértessomló–Nagykovácsi vonal	21
3. Alkalmazott módszerek	23
4. Terepi észlelések és értelmezések	31
4.1. Keleti medenceperem	31
4.1.1. Keselő-hegy	32
4.1.1.1. A szelvények leírása	34
4.1.2. Kálvária-hegy	45
4.1.2.1. A szelvények leírása	45
4.1.2.2. Tektono-szedimentológiai értelmezés	61
4.2. Délnyugati medenceperem	65
4.2.1. Menyasszonyugrató-hegy	67
4.2.1.1. A feltárások leírása	67
4.2.2. Nyerges-hegy É-i oldala	76
4.2.3. Bükk-Avas	78
4.2.4. Vadorzó-völgy	80
4.3. Délkeleti medenceperem	88
4.3.1. A délkeleti medenceperem középső-eocén rétegsora a területen lemélyült fúrások alapján	89
4.3.2. A Tatabányai Eocén Medence DK-i peremének felszínen nyomozható középső-eocén karbonátos képződményei és üledékképződési környezeteik	91
5. Középső-eocén szinszediment tektonikai események elemző összegzése	105
5.1. Triász aljzatot ért törések	105
5.2. Középső-eocén bázisképződmények deformációi	110
5.3. Bioklasztos mészkő deformációi	112
5.4. Nummuliteszes mészkő deformációi	112
5.5. A középső-eocén szinszediment és szindiagenetikus szerkezeti események sorrendje	118

6. A középső-eocén karbonátos képződmények fáciesének összegzése	120
6.1. Sziklásparti fáciesek	121
6.2. Sziliciklasztos törmelékes eseményt követő karbonátos rámpa fáciesek	125
6.3. Korallzátonyperemes karbonátplatform fáciesek	127
6.4. Nummuliteszes és discocyclinás mészkő fáciesek	129
6.5. Az egymást követő középső-eocén üledékképződési környezetek pontokba szedett rövid összegzése	134
7. A Tatabányai-medence középső-eocén karbonátos képződményeinek és szinszediment tektonikai eseményeinek korrelációja (Diskusszió)	135
7.1. Rétegtani korreláció és medencefejlődés	135
7.1.1. A sziliciklasztos törmelékes esemény előtti képződmények és a medence korai szerkezetfejlődése	136
7.1.2. Sziliciklasztos törmelékes esemény	137
7.1.3. A sziliciklasztos törmelékes esemény utáni képződmények és a medenceperem szerkezetfejlődése	138
7.2. A Tatabányai-medence középső-eocén szerkezeti képe	148
7.3. Rétegtani összefüggések	150
8. Eredmények	155
Köszönetnyilvánítás	160
Felhasznált irodalom	161
Összefoglalás	
Summary	
Mellékletek	

1. BEVEZETÉS

Éppen 110 éve, hogy 1895 novemberében Telegdi Roth Lajos a Magyar Királyi Földtani Intézet főgeológusa, a tatabányai IV. számú kutatófúrás huszonhatodik méteréből kihozott kőzetmintáról megállapította, hogy a fiatal felszintakaró alatt, az oligocén rétegek hiánya miatt, rögtön az eocén rétegek mélyebb szinttájai következnek, ami alatt a fúrás 116,86 m mélyen 5,8 m vastag eocén széntelepen hatolt át. Ez a fúrás alapozta meg és indította el a Tatabányai-medence és környékének részletesebb földtani kutatását, aminek középpontjában azonban mindenkor a medence gazdaságilag fontos széntelepes összelete állt.

Taeger Henrik 1909-ben megjelent máig kiváló, a Vértes-hegység földtani viszonyait bemutató monográfiája azonban felhívja a figyelmet arra, hogy az eocén tengernek nem csak „medencéje”, hanem „partvidéke” is volt. Az ő szavai szerint a Vértes-hegység É-i részén elterülő Tatabányai-medence egyedüli tanúja a „középső-eocén tenger és szárazföld közötti küzdelemnek”.

Arról, hogy ez a „küzdelem” mikor, milyen módon zajlott, milyen állat- és növényvilág alakult ki, közben milyen üledékes képződmények jöttek létre, és ezek milyen kapcsolatban voltak egymással és nagy hírű, azonos idejű, vagy azonos idejűnek vélt más országbeli képződményekkel, azóta sok publikáció született, köztük Rozlozsnik 1924-ben megjelent bányaföldtani térképe, ami később minden, a Tatabányai-medencével kapcsolatos földtani vonatkozású munka alapjául szolgált. Ezt követte az 1928-ban általa felállított „helyi litosztratiográfiai rendszer”, amiben már a képződmények sorrendiségét és térbeli kapcsolatait igyekezett tisztázni.

A korreláció nehézségét először Sólyom Ferenc a Tatabányai Szénbányák Vállalat főgeológusa fogalmazza meg 1960-ban elkészített kandidátusi dolgozatában, amikor a széntelepek képződése utáni — a medencén belüli és különösen a peremközeli — kifejlődések kronológiai azonosítását és párhuzamba állítását a rendelkezésre álló kutatási eredmények ellenére „meddő kísérletnek” nevezi.

A probléma megoldását később a bakonyi eocén képződmények esetében biosztratiográfiaileg és faciologiaileg jól megalapozott és kidolgozott litosztratiográfiai tagolás sem hozta meg, mert bár nagyban egyszerűsítette a rétegtani képet — kétségtelenül segítve ezzel a terepen dolgozó, illetve a nagyobb léptékben gondolkodó geológus munkáját —, a medencefejlődés tisztázásának szempontjából Sólyom és elődei által fontosnak tartott képződményeket inkább összemosta, semmint tisztázta volna azok összefüggéseit.

Ezzel együtt azonban a lemeztektonikai elmélet igazolódása és annak 70-es évek eleji hazai megjelenése gyökeres változást hozott a földtudományok területén, ami a korábban egyre inkább differenciálódó tudományterületek (paleontológia, geológia, paleogeográfia) eredményeinek újra együttes értelmezési lehetőségét nyújtotta.

Ezt felismerve a hazai paleogén kutatásban felhalmozódott őslénytani és üledékföldtani adatok újszerű értelmezésének, a nannoplankton és plankton foraminifera biosztratigráfia sikeres alkalmazásának, valamint az új, szerkezetföldtani szemléletmódú földtani térképezésnek köszönhetően a nyolcvanas évek elején a Budai-hegységben kezdődött meg a paleogén képződmények összetett sztratigráfiai-paleoökológiai értelmezése Monostori Miklós, Boda Jenő, Báldi Tamás, Kázmér Miklós, Nagymarosy András, Kecskeméti Tibor munkái nyomán. Ugyanitt a szedimentológiai-tektonikai újraértelmezést Báldi Tamás, Nagymarosy András, Varga Péter, Kázmér Miklós, Fodor László, Palotás Klára; Fogarasi Attila és Magyarai Árpád kutatásai alapozták meg. Az újabb eredményeknek köszönhetően sokkal dinamikusabb, összefüggéseiben tisztább paleogén medencefejlődési kép rajzolódott ki, ami már összefüggésbe hozható az ebben az időszakban végbement lemeztektonikai eseményekkel.

Ezek alapján fogalmazódott meg az igény a „kapcsolódó területek” (Gerecse, Vértes) eocén képződményeinek hasonló jellegű integrált vizsgálatára. Talán éppen ezért hívta fel a figyelmemet Kázmér Miklós (ELTE TTK Őslénytani Tanszék) és Fodor László (ELTE TTK Alkalmazott Földtani Tanszék, MÁFI) a Tatabányai-medence keleti peremének — szakmailag is — páratlanul szép és különleges eocén feltárásaira, és a Tatabányai-medence rétegtani problémáira. Az 1995-ben elkészített diplomamunkámban a Keselő-hegy és a Kálvária-hegy földtani térképezését és tektono-szedimentológiai vizsgálatát mutattam be, aminek eredménye a keleti peremre kidolgozott középső-eocén fejlődéstörténeti összefoglaló lett. A dolgozatban csak problémafelvetésként szereplő litosztratigráfiai korrelációra, mint fontos és ígéretes jövőbeli kutatási lehetőségre Kecskeméti Tibor irányította a figyelmemet.

Kezdetben a kutatást az ELTE TTK Őslénytani Tanszékén, a keleti medenceperem, szinszediment tektonikai mozgások miatt létrejövő őskörnyezet-változás vizsgálatának irányába indítottam el, és a megváltozó üledékképződési környezetben létrejövő életközösségek elemzését tűztem ki célul. Azonban világossá vált számomra, hogy a szűk területi lehatárolás miatt az esetleges eredményeket a teljes medenceterületre kiterjeszteni a rétegtani kép tisztázása nélkül reménytelen feladat lenne, és nem jelentene előrelépést az amúgy is bizonytalan középső-eocén fáciesképben.

Így a kutatást kibővítettem a teljes keleti és déli medenceperem területére, és elsődleges célkitűzésemmé vált a középső-eocén fáciestani és rétegtani kép pontosítása, illetve ennek összevetése a korábbi szerzők által javasolt rétegtani felosztással. A földtani térképezési, üledékföldtani, tektono-szedimentológiai és fáciesvizsgálati módszerek — ha nem is olyan részletességgel, mint egy leszűkített területre alkalmazott öskörnyezeti vizsgálat — körvonalazták az egyes fáciesek kialakulásának körülményeit, és lehetőséget nyújtottak azok egymással való térbeli korrelációjára, továbbá a medence fejlődésére vonatkozó szerkezetföldtani következtetések levonására is.

A réteg- és fáciestani irodalmi adatok és a gyakran többszörösen elnevezett képződmények nevezéktani egyeztetése és értelmezése után, a középső-eocén rétegtani szintre összpontosító tektono-szedimentológiai, szerkezetföldtani és fáciestani szemléletű földtani térképezést és elemzést végeztem a medenceperemen. Ezen munkálataim közben kapcsolódtam be a Magyar Állami Földtani Intézet Térképezési Főosztályának keretében zajló és jelenleg is folyamatban lévő projectbe, amely Budai Tamás vezetése alatt, a Vértes-hegység átfogó földtani és szerkezetföldtani térképezését tűzte ki célul, amihez kapcsolódóan Fodor László és Selmeczi Ildikó közreműködésével a Tatabányai-medence déli és délkeleti peremének földtani felvételére is sor került.

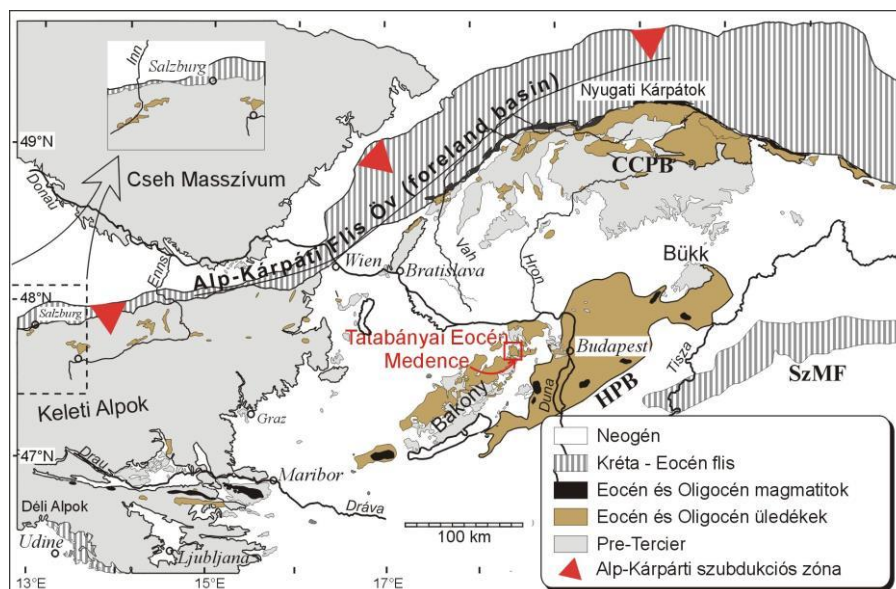
A feltártsági viszonyoknak és a szerkezetföldtani helyzetnek, valamint a karbonátos képződmények kifejlődéseinek megfelelően a Tatabányai-medenceperem területét keleti-, délkeleti-, és délnyugati peremterületre osztottam fel. Ez alapján a felosztás alapján mutatom be a dolgozat 4. fejezetében terepi megfigyeléseimet, illetve az egyes jelenségek dokumentációját. A terepi észlelések ismertetését, a Tatabányai-medence sztratigráfiai és szerkezetföldtani felépítését bemutató 2. fejezet, és az általam alkalmazott kutatási módszerek rövid ismertetéséből álló 3. fejezet előzi meg. Mivel a 2. fejezet egyúttal tartalmazza a korábbi szerzők e témában elért eredményeinek összefoglalását is, külön kutatástörténeti fejezet beillesztését nem tartottam szükségesnek. A szinszediment tektonikai jelenségeket és azok értelmezését, valamint a fácieselemzés során kirajzolódó üledékképződési környezeteket az 5. és 6. fejezetben összegeztem. A dolgozat 7. fejezete a kifejlődési területek rétegsorainak korrelációját, az egyes fáciesek idő- és térbeli megváltozását mutatja be, valamint összehasonlítást ad a korábbi szerzők rétegtani felosztásával. Ezen túlmenően bemutatja a szinszediment tektonikai események sorrendjét és jellegét, továbbá ezek lehetséges kapcsolatát a Magyar Paleogén Medence középső-eocén geodinamikai fejlődésével. A kutatás legfontosabb eredményeit a 8. fejezetben foglaltam össze.

2. A TATABÁNYAI EOCÉN MEDENCE RÉTEGTANI ÉS SZERKEZETFÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

Ebben a fejezetben a Tatabányai-medence területének lehatárolása után megemlítem azokat a geodinamikai modelleket, amelyek a Magyar Paleogén Medence kialakulását és fejlődését magyarázzák, majd bemutatom a Tatabányai-medence rétegtani felépítését, és nevezéktanát, amiben nem titkolt problémát jelent a litosztratigráfiai besorolás és az egyes képződmények párhuzamosítása, végül pedig összefoglalom a Tatabányai-medence legújabb szerkezetföldtani ismereteit, amelyek leginkább a kézzelfogható és mérhető szerkezeti adatokon alapulnak.

2.1. A terület lehatárolása és az üledékképződés geodinamikai háttere

A Tatabányai eocén medence az aktív paleogén Kárpáti rátolódási front mögött elhelyezkedő Magyar Paleogén Medence (TARI et al. 1993; FODOR et al 1999; KÁZMÉR et al. 2003) Dunántúli-középhegységi eocén kifejlődési területének ÉK-i részén helyezkedett el (BÁLDI & BÁLDI-BEKE 1985; BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990).



2.1. ábra A Tatabányai eocén medence helyzete az Alp-Kárpáti szubdukciós zóna mögötti paleogén medencéken belül, KÁZMÉR et al. (2003) nyomán. HPB – Magyar Paleogén Medence; SzMF – Szolnoki Flis Öv; CCPB– Középső-Kárpáti Paleogén Medence

A Magyar Paleogén Medence kialakulását és szerkezetfejlődését szerkezetföldtani, paleogeográfiai, paleomágneses és rétegtani kutatási eredményekre alapozva KÁZMÉR & KOVÁCS (1985) a Bakony Keleti- és Déli-Alpok közül való kontinentális kiszökéséhez, és nagy méretű transzkurrens vetőzóna kialakulásához (continental escape) kötötte. BALLA (1988) már nem csak a Bakonyi-egység kiszökésével, hanem a teljes Ny-Kárpáti térség kitolódásával, és ÉK–DNy-i csapású jobbos és balos eltolódásos szerkezeti zónák kialakulásával számolt.

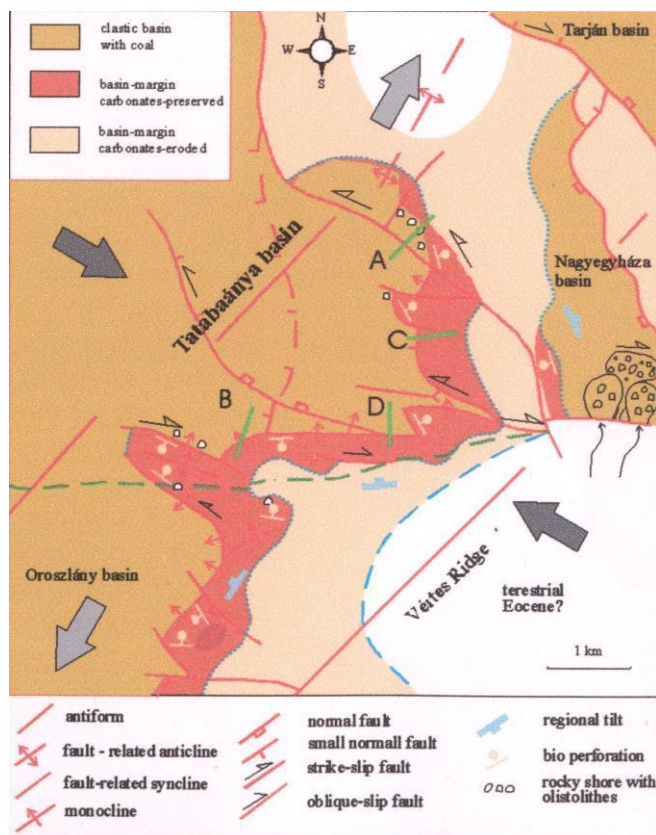
Más dinamikai megközelítéssel élt BÁLDI & BÁLDI-BEKE (1985) és ROYDEN & BÁLDI (1988), akik az É-i Alp-Kárpáti rátolódási front és a D-i Dinári rátolódási front között létrejött nagy méretű transzformvető mentén létrejött kis méretű, mély, előbb egyenletesen majd hirtelen süllyedő transztenziós medencék sorozataként értelmezi a Magyar Paleogén Medencét.

FODOR et al. (1992, 1999) más modellben a Dunántúli Középhegység paleogén–kora-miocén jobbos transzpressziós deformációjaként jellemzi a terület szerkezetfejlődését.

TARI et al (1993) magyarázata szerint, a Magyar Paleogén Medence ívmögötti hajlításos medenceként (retroarc flexural basin) jött létre a Kárpátok ívében belül, DK-i vergenciájú rátolódási front DNy-ról ÉK-felé eltolódó fő deformációs zónájában, hasonló irányban eltolódó depocentrumokkal. A modell (Ny)ÉNy–(K)DK-i kompressziós főfeszültségirányokkal, előtéri kiemelkedéssel, lehetséges DK-i vergenciájú rátolódásokkal és antiformokkal, valamint lokális extenziós hatásokkal számol az eocén során.

Legújabban KÁZMÉR et al. (2003) Kelet-Alpi és Nyugat-Kárpáti ívelőtti medence részeként értelmezi a Magyar Paleogén Medencét, aminek eredeti helyzetét a Bakony és a Ny-i Kárpátok 30°-os óramutató járásával megegyező irányú visszaforgatásával adja meg. A modellben a Periadriai Lineamens a magmás ívvel párhuzamos jobbos eltolódásként jelenik meg. A paleogén fácies- és depocentrumvándorlás az aktív szubdukció időbeli és térbeli K-felé tolódása miatt alakult ki.

2.2. A Tatabányai-medence rétegtani felépítése



2.2. ábra A Tatabányai-medence vázlatos földtani térképe a főbb szerkezeti vonalakkal (KERCSMÁR & FODOR 2005, Fodor L. ábrája)

A szürke nyilak a középső-eocén főfeszültségirányokat, a szaggatott zöld vonal a Vértessomlói vonal megközelítőleges helyét jelzi.

Tatabányai-medence alatt a Gerecse-hegység délnyugati elvégződése és a Vértessomlói-hegység északi pereme közti, nyugat felé nyitott, északkeleten és délen szerkezeti vonalak által határolt, túlnyomórészt felső-triász és középső-eocén karbonátos képződményekből álló jelenkori medenceperemmel határolt süllyedéket értjük (2.2. ábra) A medenceperemet délkeleten mélyedés szakítja meg, elválasztva a Keselő-hegy, Kálvária-hegy és Bódis-hegy vonulatából álló keleti peremet, a Menyasszony-hegy, a Nyerges-hegy, a Bükk-Avas és ezek É-i oldalában található Vadorzó-völgy, valamint a Mészáros-hegy és a Csákányos-hegy, illetve e két utóbbi É-i előterében található Hosszú-hajtás dombvonulata által alkotta déli peremtől (I. melléklet).

2.2.1. Eocén előtti képződmények

Triász

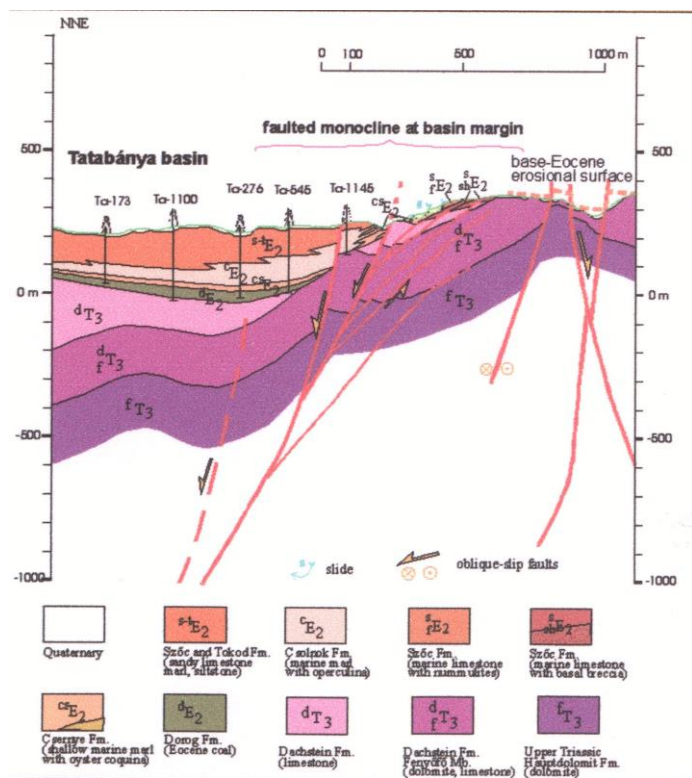
A Tatabányai-medence legidősebb képződménye, a sekély self belső övében létrejött magasabb vízszintű sekély lagúna mészsapjának, alacsony vízszintű árapálysíksági dolomitizálásával képződött felső-triász nóri *Fődolomit*. Az általában világos, sárgásszürke, világos drapp cukor szövetű dolomitképződmény, a medence K-i és DK-i szegélyén jelenik meg (SÓLYOM 1960; CSÁSZÁR et al. 1978; VÉGHÉNYÉ 1989; HAAS & BUDAI 1995; HAAS 1998).

A Kálvária-hegy Ny-i oldalán kibukkanó, valószínűleg rátolódás által becsípett szerkezeti helyzetben lévő (MAROS 1989) szürke, lemezesen elváló bitumenes mészmárga és kihengerelt bitumenes dolomit lencses képződményt, HAAS et al. (2005) a nóri *Feketehegyi*

Formációba sorolja. Szerkezeti helyzete alapján a Fődolomit és a Fenyőfői Tagozat között helyezkedik el, de a fekvő képződmény fedettsége miatt települése bizonytalan. Más előfordulása a medenceperemen eddig nem ismert.

A nóri Fődolomit és a Dachsteini Mészke formáció között, a Tatabányai-medence peremvidékének felső-triász kifejlődéseire leginkább jellemző nóri dolomitos mészke (*Fenyőfői Tagozat*) települ. Az átmeneti rétegsor helyenként felső-triász dolomit és mészke padok váltakozásából áll (keleti medenceperem), másutt vöröses lilás árnyalatú durvábban kristályos (D-i, DNY-i medenceperem) meszes dolomit vagy rózsaszín mészkeként jelenik meg (HAAS & BUDAI 1995; HAAS 1998; FODOR & BÍRÓ 2004; FODOR et al 2005). SÓLYOM (1960) leírásában az átmeneti rétegeket részben a Fődolomithoz, részben a Dachsteini Mészkehoz sorolja.

A Fenyőfői Tagozat dolomitos mészkövére, az É-Vértesi monoklinális dőlésnek megfelelően ÉÉNy-felé sekélyvízi, nagy kiterjedésű karbonátos platform peritidális, illetve szubtidális övében képződött nóri *Dachsteini Mészke Formáció* fehér, szürkésfehér vastagpados rétegei települnek. A Dachsteini Mészke a medence ÉK-i és D-i peremén jelenik meg (SÓLYOM 1960; HAAS & BUDAI 1995; HAAS 1998). A formáció D-i medenceperemi rétegméltódását (TAEGER 1909; SÓLYOM 1950; CSÁSZÁR et al. 1978; MAROS 1988) a Fődolomittal és a Fenyőfői Tagozat dolomitos mészkövével, BALÁSHÁZY (1977) feltolódással és eltolódással, CSÁSZÁR et al. (1978, 1995) feltolódással, MAROS (1988) K–Ny-i csapású fiatal balos eltolódással, és legújabban a terület ismételt földtani és szerkezetföldtani térképezése alapján FODOR & BÍRÓ (2004), valamint FODOR et al. (2005) középső-albai, esetleg késő-kréta D-i vergenciájú rátolódással és gyűrődéssel, valamint ezeket a szerkezeteket elvető terciér normálvetődésekkel magyarázza.



2.3. ábra Szelvény a Tatabányai-medence DNY-i részén keresztül, a felső-triász és a középső-eocén litosztratigráfiai egységek megjelölésével (KERCSMÁR & FODOR 2005, Fodor L. ábrája)

Jura

A Tatabányai-medence peremét közvetlenül alkotó hegyek felszíni rétegsorából jura képződmények eddig nem ismertek. A medenceperemtől D-re, Szarvaskút környékéről FÜLÖP (1960) írt le alsó-liász tömött, vörös mészkövet, aaleni vékonyan rétegzett, kemény, agyagos réteggözös vörös mészkövet, bath krinoideás, apró ammoniteszes mészkövet, kimmeridgei emelet felső részébe tartozó globochaetás, krinoideás mészkövet, fokozatos átmenettel titon világosvörös, sárgás vagy szürkésfehér tömött calpionellás mészkövet. A Szarvaskúti rátolódás környékéről, eddig ismeretlen több kisebb feltárából, még tisztázatlan rétegtani helyzetű jura előfordulásokat FODOR & BÍRÓ (2004) is megemlíti.

Jura képződmények a medence középső részének aljzatát ért mélyfúrásokból is csak szórványosan ismertek. A XII/a akna területén mélyült Ta-433 és Ta-1015 számú fúrások vörös mészkő és vörös agyag rétegeket harántoltak, melyek helyenként zöldesszürke agyagfoltokkal tarkítottak. A rétegsor alsó része a liászba, felső része kérdésesen a kimmeridgei emeletbe sorolható (FÜLÖP 1960; SÓLYOM 1960). A medence Ny-i részén a Ta-855/11-es számú fúrásból 2,6 m vastag vörös mészkő, a Ta-1086-os számú fúrásból 10 m vastag ammoniteszes, brachiopodás, crinoideás sárgásszürke, vörössárga mészkő rétegeket említenek (SÓLYOM 1960).

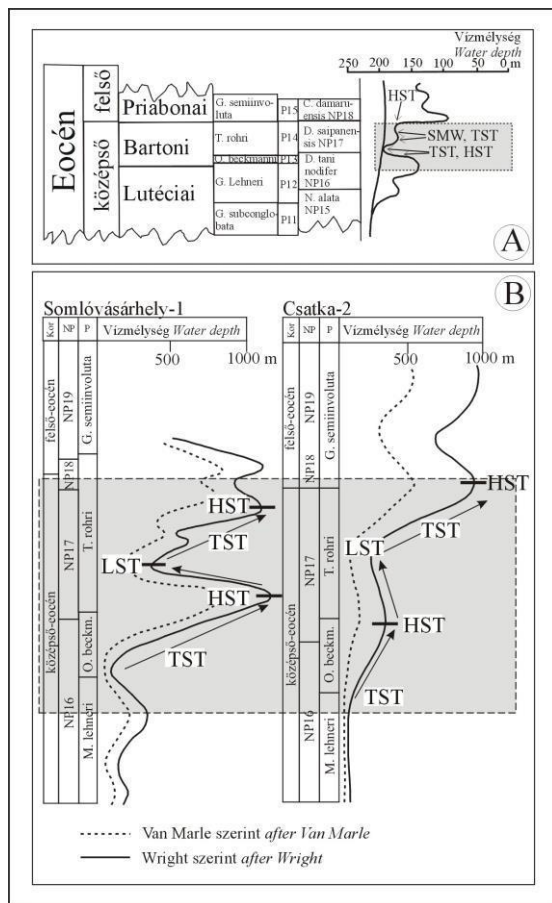
Kréta

Kisebbrészben a medenceperemtől D-re, a Szarvaskúti rátolódás környékén és a Vértessomlói templom melletti feltárában fordulnak elő zöldesbarna, zöldesszürke, glaukonitos, tűzkő beágyazásos, crinoideás, kristályos, a felső-apti, valószínűleg az albai emeletbe is felhúzódó *Tatai Mészkő Formációba* tartozó mészkő rétegek (SÓLYOM 1960; FÜLÖP 1975; MAROS 1988; CSÁSZÁR 1995, 1998; FODOR & BÍRÓ 2004). Szarvaskút környékén a *Vértessomlói Aleurolit Formáció* és a *Tatai Mészkő Formáció* szürke márga, meszes aleurolit, finomszemű mészhomokkő átmeneti rétegei is megjelennek (CSÁSZÁR 1998; FODOR & BÍRÓ 2004). A Vértessomlói templom melletti *Tatai Mészkő Formáció* rétegei közel KÉK–NyDNY-i csapású redőtengelyekhez kötődő gyűrődést szenvedtek, majd a redőtengelyek később kibillentek (SÓLYOM 1960; FÜLÖP 1975; MAROS 1988; CSÁSZÁR 1995, 1998; FODOR szóbeli közlés).

Nagyobb részben a medencében az ÉNy–DK-i szerkezeti vonalak által lehatárolt, és lezökkenített középső részét alkotják (ún. nagytektonikai árok), DK-felé elkeskenyedő sávban középső-kréta képződmények. A *Tatai Mészkőre* települő, vagy azt helyettesítő agyagmárga, márga, ritkábban mészkő és homokkő képződmény számos fúrásban szürke agyag, agyag-

márga, mészkő, mészhomokkő és homokkő kifejlődéseivel jelenik meg a Tatabányai-medence eocénnel fedett részén. A Ta–1462-es számú fúrásban a vastagsága eléri a 140 métert. (SÓLYOM 1960; CSÁSZÁR 1995, 1998).

A kréta képződmények közé sorolandók, a DEMÉNY et al. (1997) szerint ebben az időszakban létrejött és a tatabányai felső-triász kőzeteket is átszövő, középső-eocénnel rendre lefedett (KERCSMÁR 2004) vöröskalcittelérek. A tatabányai medence vöröskalcittal kitöltött kőzetrészeinek egy része valószínűleg késő-kréta elején jött létre kompressziós medencefejlődés következtében (KÁZMÉR & SZABÓ 1989; TARI 1995; KERCSMÁR 2004).



2.4. ábra. Az ÉK-Dunántúli eocén képződmények üledékképződésének kezdete és időbeli összefüggése a globális-eusztatikus tengerszintváltozással.

A — Globális eusztatikus vízszintváltozás a középső-eocén végén, HAQ et al. (1988) szerint.

A szürke négyzet a vizsgált időszakban lejátszódó globális vízszintváltozást és az ezen belüli szekvencia-sztratigráfiai eseményeket jelöli. Az események jól korrelálhatók a Magyar Paleogén Medence azonos időszakának vízszint-ingadozási görbéivel (l. 2.4. ábra, B)

B — A DNY-i (Somlóvásárhely-1 fúrás) és az ÉK-i Bakony (Csatka-2 fúrás) területére vonatkozó középső-eocén végi batimetrikus görbék, plankton-bentosz foraminiferák aránya alapján számítva (HORVÁTH-KOLLÁNYI & NAGY-GELLAI 1989; KOLLÁNYI et al. 1997)

A szürke négyzet az ÉK-Dunántúli középső-eocén képződmények biosztratigráfiai helyét jelöli, BÁLDI-BEKE (2003) nannoplankton- és KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE (2002) planktonforaminifera-vizsgálatai alapján. A kijelölt zónán belüli vízszintváltozási események határozzák meg a vizsgált terület üledékképződésének főbb törvényszerűségeit. A késő-lutéciai – bartoni során két jelentősebb tengerszint-emelkedés és az azokat elválasztó vízszintesés volt az üledékképződés jellegét meghatározó esemény.

(TST – transzgresszív üledékciklus, HST – nagyvízi üledékciklus, LST – kisvízi üledékciklus, SMW – jelentősebb erózió nélküli alacsonyvízi állapothoz tartozó selfperemi képződmények, P – planktonforaminifera-zónák, NP – nannoplankton-zónák)

2.2.2. Eocén képződmények

A Tatabányai eocén medence üledékképződése, a Dorogi Formáció széntelepes összeállításában megjelenő meddő betelepülések közötti *Reticulofenestra tokodensis* endemikus nanoplankton faj jelenléte (NP16-os zóna, *Morozovella lehneri* plankton foraminifera zóna, C19n magneses zóna alatt, annak közelében) alapján a lutéciai emelet legvégén indult meg, az ÉK bakonyi és az ÉK dunántúli paleogén kifejlődési területeket elérő második transzgressziós ciklusban (BÁLDI-BEKE 1984; NAGYMAROSY & BÁLDI-BEKE 1988; KOLLÁNYI & BÁLDI-BEKE 2002; BÁLDI-BEKE 2002, 2003a,b) (2.4. ábra).

Dorogi Formáció

A formációba folyóvízi-tavi-lápi fáciesű szén („felső-lutéciai széntelepes összlet”), szenes agyag, tarka és szürke agyag, bauxitos agyag, homokos kavics, édesvízi mészkő és mészmárga tartozik (GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997; KECSKEMÉTI 1998; GYALOG & BUDAI 2004).

A Tatabányai-medencében a széntelepet és annak meddő közbetelepüléseit egyaránt magába foglaló „széntelepes összlet” (VADÁSZ 1940) alatt, a mezozoos aljzat karsztosodott felszínére változó vastagságú és kifejlődésű teresztrikus üledékek települtek. Ezek a medence DK-i részében bauxitra emlékeztető vörösgyagyas, illetve lila, kékesszürke, sárgástarka agyagos képződmények finom eloszlású kvarchomokkal keverednek (VADÁSZ 1940, SÓLYOM 1960). A kvarchomok a medence É-i részén már több méter vastagságú finom-durva szemcséjű homokkő betelepülésként jelenik meg a tarkaagyagban. Ugyanakkor a medence Ny-i részéről VADÁSZ (1940) több fúrásból is durva kvarc kavicsokból álló konglomerátumot írt le, amelynek anyagát a „Kisalföldtől távolabbi kristályos hegység részekből” származtatja. A tarkaagyaggal sok esetben váltakozó durvatörmelékű üledéket SÓLYOM (1960) fluviális eredetűnek tartja. Megjegyzendő itt, hogy FODOR et al. (2004, nem publikált kutatási eredmény) a medence DNy-i peremén egyenlőre azonosíthatatlan korú és rétegtani helyzetű, a triász aljzatra települő tiszta kvarchomokkővet térképezett fel.

A feküösszlet és a rátelepülő barnakőszénösszlet fejlődéstörténetileg szétválaszthatatlan egységet alkot (SÓLYOM 1960). A késő-lutéciai transzgresszió folytán, a korábban teresztrikus tavi és fluviális édesvízi üledékképződési környezeteket változó sótartalmú sekély-tengeri környezetek váltották fel (ROZLOZSNIK 1928; VADÁSZ 1940). A jellemzően mangrove-vegetációt tartalmazó kőszénképződmény, trópusi környezetben kialakult lapos, iszapos, hul-

lámveréstől védett tengerparti illetve deltakörnyezetben, sósvízi mocsarakban jött létre, a transzgresszív sekélytengeri képződmények partmenti heteropikus fácieseként (DAS 1961; PÁLFALVI 1966b; RÁKOSI 1976; PÁLFALVI 1980;). A kőszételepekbe először csökkentsósvízi, később a szételepek felső részén normál tengeri meddő közbetelepülések találhatók (SZŐTS 1956, BÁLDI-BEKE 2003) (2.5. ábra).

SÓLYOM (1960) a Tatabányai-medence aljzatát a jelenlegi szerkezeti kép alapján három tektonikai egységre osztotta (K-i és Ny-i tektonikai egységek és nagy tektonikai árok), ugyanakkor megállapította, hogy a barnakőszételepekre vonatkozóan „a tektonikai egységek jelenlegi határa nem üledékképződést megváltoztató határ”.

A kőszénképződés során egységesen süllyedő aljzat a medence D-i, DK-i és K-i részén alakult ki, aminek következtében itt meddőbeágyazásoktól mentes barnakőszételepek találhatók. SÓLYOM (1960) szerint az egyenlőtlenül süllyedő medencealjzat, a kőszételepek eltérő vastagságát és minőségváltozását okozta, ami a meddőbetelepülések számában és vastagság-növekedésében mutatkozik meg. A DK-i medencerésztől ÉÉNy-i, ÉNy-i irányban – nagyobb mértékű süllyedés következtében – az egyre inkább tengeri jellegűvé váló meddőbeágyazások vastagsága nő. A szerkezetileg egységesen viselkedő DK-i medencerész is fluktuáló süllyedést mutat, ami miatt a főtelepen belül mélylapi és sekélylapi telepek váltják egymást. A főtelep képződése után egyre inkább oszcilláló, tengeri meddőbetelepülések jellemzik a kőszételepeket.

Ugyanakkor a medence ÉNy-i részének aljzata É-ről D-felé mélyült, ahol a szételepek is DK-i dőlésűvé válnak (TAEGER 1909; SÓLYOM 1960). Az ÉNy-i rész kiemeltebb szakaszán a szételepesösszletet fedő tengeri márgarétegek NyDNy–KÉK-i irányú középső-eocén szubmarin eróziós felszínre települnek („eocén abrázió”). Az eróziós felszín diszkordancia, hullámos, egyenetlen felszín és a fedő márga üledékekben jelentkező kevésbé szénült és közetté vált barnakőszén-görgetegek kísérik (SÓLYOM 1960).

A medence DNy-i részén (Síkvölgyi-akna) a széntelpesösszlet D-felé vastagodik és ÉÉNy-i irányban vékonyodik, majd kiékelődik egy szigetszerű aljzat-kiemelkedésen. Hasonló települési viszonyokat követ a szételepes összletet fedő molluszkás fedőagyag is. Az aljzat-kiemelkedéstől É-ra eső medencerészben a szételepes összlet ÉNy-felé vastagodik.

Csernyei Formáció

A formációba általában sekélytengeri szürke márga, mészmárga, aleurit, homokkő tartozik tömeges, gyakran lumachella-szerűen feldúsuló csiga- és kagylómaradvánnyal (GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997; KECSKEMÉTI 1998; GYALOG & BUDAI 2004) (2.3. ábra).

A Tatabányai-medencében a kőszentelepes-összlet fedőképződményét, a szentelepek fölött mindenütt jelentkező molluszkás rétegek megjelenésétől számítjuk (VADÁSZ 1940). Az egy, helyenként két vékonyabb barnakőszentelepet magába záró, nagy egyed-, de kevés fajszámú molluszkát magába záró agyag, agyagos márga, bitumenes agyag, finomhomokos agyag képződményt TAAGER (1909) „alsó elegyesvízi rétegeknek”, ROZLOZSNIK (1924, 1928) „alsó elegyesvízi és édesvízi szentelepes rétegeknek”, SZŐTS (1956) „alsó csökkentsósvízi rétegeknek”, SÓLYOM (1960) „fedőagyagnak” nevezi (2.5. ábra). A korábban teljes mértékben csökkentsósvízinek tekintett molluszká fauna valójában változékony környezetet jelez. Egyes genuszok a csökkentsósvízet (pl. *Tympanotonus*) kedvelik, mások jól tűrik az ingadozó sótartalmat, de áramló vizű környezetet igényelnek (pl. a nagy számban előforduló *Brachyodontes*) (BÁLDI-BEKE 2003). Az agyagos képződményekben megjelenő apró nummuliteszek és a *Reticulofenestra tokodensis* endemikus nannoplankton faj viszont már normál tengeri környezetben éltek (SÓLYOM 1960, BÁLDI-BEKE 2003a,b).

A molluszká dús agyagmárga és agyag rétegek a szentelepesösszlet közti meddő-betelepülésekkel azonosak (SÓLYOM 1960).

SÓLYOM (1960) leírása alapján a szénfedő, molluszkákban dús képződményben megjelenő két kisebb szentelep közül az alsó („köztestelep”) a főteleppel és meddő-betelepüléseivel ellentétben, ÉNy-felé csökkenő vastagsággal, az „eocén abrázió” környékén elvékonyodik és kiékelődik. A felső szentelep („zárótelep”) elterjedése már csak a medence DK-i részére jellemző. ÉNy-i kifejlődési határa megközelítőleg a Menyasszonyugrató-hegy (DNy-i medenceperem) és a Kálvária-hegy (K-i medenceperem) összekötésével kapható meg, ahol fokozatosan kivékonyodik. Ugyanakkor a medenceperemen a kivékonyodás hirtelen, meredek 16–30°-os dőléssel történik (VITALIS 1939).

Csolnoki és Tokodi(?)Formációk

Az É-i Bakonytól a Budai-hegységig nyomozható szürke agyagmárga, gyakran tömegesen előforduló nagy-, és közepes foraminiferával. Sekélytengeri–mélyneritikus fáciesű. Nagy számú *Operculina* és *Nummulites* tartalma miatt „operculinas márga” vagy „num-

mulinás márga” megjelölést is kapott (GYALOG 1996; CSÁSZÁR 1997; KECSKEMÉTI 1998; GYALOG & BUDAI 2004) (2.3. ábra).

Az ÉK Dunántúl operculinás márga képződménye, nyílt tengertől valamelyest elszigetelt, tápanyagokban és detrituszban gazdag, hullámbázisnál mélyebb sekélytengeri környezetben jött létre (BÁLDI-BEKE 2003a,b).

A Tatabányai-medence „operculinás agyagmárga” képződménye (SÓLYOM 1960) alul vékony, zöldesszürke, homokos, glaukonitos kemény márgával települ a kőszentelepeket fedő molluszkás márgára. Képződése a medence süllyedéséhez, és erőteljes, gyors transzgresszióhoz köthető (TAEGER 1909; ROZLOZSNIK 1928; VITÁLIS 1939, SZÖTS 1956; SÓLYOM 1960).

SÓLYOM (1960) leírása alapján az operculinás márga, a medence ÉNy-i részén, ÉK–DNy-i irányú tenger alatti elmosási felszín fölött diszkordánsan települ részben a szénfedő márgára, részben a szentelepekre. A felfelé zöldesszürke agyagmárga vékonyhéjú kagylókat és foraminiferákat, elsősorban operculinákat és discocyclinákat tartalmaz. Kifejlődése jellemző az egész medenceterületre, ahol vastagsága 25–70 m között változik. A medenceperemek felé elvékonyodik és kiékelődik. Felső rétegeiben gyakran homokos betelepülések, növénymaradványok, csökkentsósvízi és normál tengeri faunakeveredés jellemző rá, amit SÓLYOM (1960) regressziós folyamat termékének tart. Az operculinás márga rétegsorozata sárgásszürke homokos mészmárgával zárul, rozsdásbarna mészhomokkő beágyazásokkal.

Az „operculinás márga” (SÓLYOM 1960) rétegekre az egyes szerzők többféle szinonim elnevezést használtak: „tengeri operkulinás rétegek, a *Nummulites subplanulatus* szinttája” (TAEGER 1909); „alsó foraminiferás-molluszkumos agyagmárga” (ROZLOZSNIK 1924, 1928; SÓLYOM 1953); „fedő agyagmárga” (VITÁLIS 1939); „foraminiferás-molluszkumos tengeri agyagmárga” (SZÖTS 1956) (2.5. ábra). GIDAI (1977a,b) a Ta–1481-es fúrásból 53,8 m vastagságban írta le ezt az egyveretű, zöldesszürke aleuritós márga réteget, foraminifera tartalma alapján „Operculinás, discocyclinás, actinocyclinás aleuritós márgának” nevezve. Az erre települő 22,4 m vastag „gyér nagyforaminifera tartalmú agyagos aleurit, aleuritós agyagmárga” már a regressziós rétegsorozathoz tartozó szenesedett növénymaradványos képződmény, amit még szintén az operculinás márgához tartozónak tart.

Az operculinás márga rétegsorának tetején jelentkező homokos kifejlődések települési helyzetük és kifejlődésük alapján valószínűleg a *Tokodi Formáció* homokkő, meszes homokkő képződményei közé sorolhatók. (EOCÉN RÉTEGTANI ALBIZOTTSÁG 1995, rétegtani táblázat; GYALOG 1996; CSÁSZÁR 1997; KECSKEMÉTI 1998; GYALOG & BUDAI 2004)

Az operculinás márga fedőjében TAEGER (1909) által „felső elegyesvízi rétegeknek” ROZLOZSNIK (1924, 1928) és VITALIS (1939) által „középső elegyesvízi rétegeknek”, SZŐTS (1956) és SÓLYOM (1960) által „középső csökkentsósvízi rétegeknek” nevezett képződmények közetkifejlődését növénymaradványos, édesvízi agyagbetelepüléses, durvaszemcsés, vékonypados meszes homokkő, ritkábban lazább kissé agyagos durvahomok jellemzi (TAEGER 1909, SZŐTS 1956).

Szóci és Tokodi(?) Formációk

Világos szürke, sárgásszürke sekélytengeri platform és szublitorális fáciesű mészkő, gyakran gumós rétegszerkezettel, sokszor közetalkotó mennyiségű nagy-foraminiferával. Az ÉK Dunántúlon három részre tagolható: bázisán biodetrituszos mészkő, fölötté tömegesen *Nummulites perforatus*-t, legfelül *Nummulites millecaput*-ot és *Discocyclinát* tartalmazó mészkő, mészmárga (DUDICH & GIDAI 1980; GYALOG 1996; CSÁSZÁR 1997; GYALOG & BUDAI 2004). Régebbi elnevezése szerint „főnummuliteszes mészkő” (KECSKEMÉTI 1998). A formáció közetkifejlődései és elterjedési területei alapján több tagozatra bontható, amelyek közül a Dunántúl ÉK-i részére érvényesek (*Sűrűhegyi Tagozat* – biodetrituszos mészkő, *Felsőgallai Tagozat* – perforatuszos mészkő, *Cseszneki Tagozat* – millecaputos mészkő, *Magyaralmási Tagozat* – lemezes miliolinás mészmárga, mészkő, *Bakonyoszlopi Tagozat* – bauxittelepek fölötti breccsaképződmények) egyenlőre csak javaslatok (GYALOG & BUDAI 2004) (2.3. ábra).

LESS & GYALOG (in: GYALOG & BUDAI 2004) rétegtani beosztása szerint a Tatabányai-medence biodetrituszos, majd perforatuszos, végül millecaputos rétegei, vagyis a Szóci Formáció, a Csolnoki Formációval, vagyis az operculinás márgával fogazódik össze. A rétegsor tetején részben a Tokodi Homokkő, részben a középső-eocén tetején kifejlődő Szépvölgyi Mészkő települ. Ez a rétegtani beosztás némiképp módosította és részletezte az Eocén Rétegtani Albizottság Tatabányai-medencére vonatkozó képződményfelosztását (in: KECSKEMÉTI 1998), amiben az operculinás márgával összefogazódó mészkő nem bomlik részleteire, illetve a képződménysor felső részén a Szóci Mészkő tér vissza.

A Tatabányai-medencében az operculinás márga és a rátelepülő homokos, agyagos képződményekig kifejlődött rétegsorozat közeteinek azonosítása illetve a rétegsorrend megállapítása nem ütközött különlegesebb akadályba. Ez részben a szénbányászat során lemélyült

kutatófúrások nagy számának, részben a külszíni fejtések által biztosított jó feltártságnak, részben az egyes képződmények egységesebb, jól követhető kifejlődésének volt köszönhető.

Ezzel szemben, az ezek feletti képződmények rétegtani beosztásának bizonytalanságát jelzi, hogy ezekről a rétegekről és pontos felépítésükről, illetve öslénytani jellegeikről csak hézagos adatok álltak rendelkezésre (SZÖTS 1956). A regressziós, homokos üledékeket produkáló üledékképződés után megindult transzgresszió, változatos üledéksor lerakódásához vezetett, amelynek képződményeit külön-külön elnevezve, köztük csak részben állítható fel időbeli sorrend, ami miatt SÓLYOM (1960) szerint a peremi karbonátos üledékek részletes tagolása az akkori ismeretek szerint részben lehetetlen volt, részben a meglévő tagolások sok bizonytalanságot hordoznak magukban. (SÓLYOM 1960).

Ezek alapján a Tatabányai-medence további rétegsorát két kiválasztott szerző munkájára (SZÖTS 1956, SÓLYOM 1960) alapozva ismertetem, akik összefoglaló módon és valamelyest genetikai, medencefejlődési szempontok alapján összegezték a korábbi szerzők rétegtani kutatási eredményeit. Míg SZÖTS (1956) alapvetően ROZLOZSNIK (1924, 1928) — TAAGER (1909) után módosított — rétegtani felosztását követi és inkább az egyes képződmények kifejlődési területeinek rétegtani összefüggéseit, és az akkor elfogadott korbeosztásnak megfelelő hármas tagolást (londoni, lutéciai, bartoni emeletek) tartja szem előtt (2.5. ábra), addig SÓLYOM (1960) rámutat, hogy az elnevezések inkább a középső-eocén rétegek fáciesbeli megkülönböztetését szolgálják, semmint egymásutániséget jelentenek.

A medenceperemen túlnyomórészt karbonátos, a medencében agyagos, agyagmárgás rétegeket TAAGER (1909) és ROZLOZSNIK (1928) medence és parti kifejlődésű üledékekre osztotta fel.

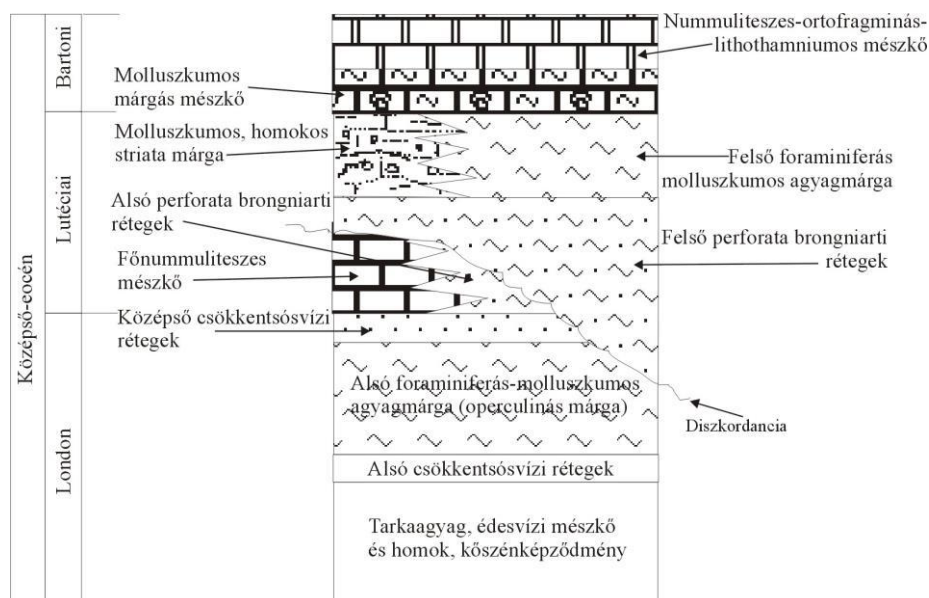
SÓLYOM (1960) leírása alapján a medence üledékek általában sötétszürke, finoman rétegzett csillámos, meszes agyag rétegek, amik helyenként finomszemű agyagos homokkő rétegekkel váltakoznak, majd a medence D-i és K-i részein kékesszürke mészmárga, felfelé sárgásszürke nummuliteszes agyag és márga jellemzi őket. A medencekifejlődésű tengeri üledékek között sötétszürke, csökkentsósvízi bitumenes agyagok faunája hasonló az operculinás márga fedőjének képződményeivel.

A parti kifejlődésű területek képződményei többnyire meszes kifejlődésű kőzetek, amit a transzgresszió miatt a peremeken megindult üledékképződés hozott létre, a triász aljzatra diszkordánsan települő sárgásszürke, szemcsés szövetű, márgabetelepüléses, kőzetalkotó mennyiségben *Nummulites millicaput*-ot és *Nummulites perforatus*-t tartalmazó főnummulite-

szes mészkő és márga rétegeket rakva le. Ehhez a transzgresszióhoz kötődően a peremekre kilépő tenger vetődések menti, meredek tengerparti sziklái eocén fűrókagylók fűrták meg.

SÓLYOM (1960) a felsőgallai fűrások rétegsora alapján a főnummuliteszes mészkő alatt települő operculinás márgarétegekre hívja fel a figyelmet, ezért a főnummuliteszes mészkő rétegeit a medencebeli márgával heteropikusnak tartja.

A rétegsort a medencében rozsdásbarna, homokos, glaukonitos márga zárja, ami felfelé fokozatosan discocyclinás, lithothamniumos, nummuliteszes mészkőbe megy át („molluskumos márgás mészkő”). Feltételeken ennek a képződménynek medenceperemi megfelelője a főnummuliteszes mészkővek tetejére települő homokos márga és márgás mészkő (SÓLYOM 1960).



2.5. ábra. A Tatabányai-medence rétegtani felosztása SZŐTS (1956) szerint, ROZLOZNIK (1924, 1928) „helyi litosztratifíai egységei” alapján.

SZŐTS (1956) rétegtani beosztását a 2.5-ös ábra mutatja. A „középső csökkentsósvízi rétegek” feletti medencebeli képződmények legalsó tagja a csillámos, homokos agyag, ritkán a *Nummulites perforatus* makroszférás alakjából, illetve a *Nummulites perforatus* tömeges, nagy méretű mikroszférás alakját és vastaghéjú kagylókat, jellemzően *Corbis maior*-t tartalmazó nummuliteszes agyagmárgából, valamint kemény, molluskás homokos márgapadok váltakozásából álló, ritkán nummuliteszes, sok molluska kőbelet tartalmazó rétegsorozat. Az uralkodóan homokos képződményeket ROZLOZNIK (1924, 1928) és SZŐTS (1956) „alsó perforata brongniarti rétegeknek” nevezi.

A partközeli, sekélytengeri (SZÖTS 1956) „alsó perforata brongniarti rétegek” parti fáciesű kifejlődése a „főnummuliteszes mészkő”, amelynek legalsó rétege alapbreccsaszerű, törmeléke a partvidék triász aljzatából származik.

A „felső perforata brongniarti rétegek” agyagos, homokos, kőszenes agyagos képződményei SZÖTS (1956) szerint eróziós diszkordanciával települnek az alattuk fekvő, helyenként az operculinás márgáig lepusztult képződményekre. Legalsó részét „kövületmentes homok” rétegek képviselik, *Ostrea* héjakat tartalmazó padokkal, amiket a medence DK-i részéről, a 20-25 m vastag „felső perforata brongniarti rétegekből” leírva „elegyesvízi rétegeknek” hív. A rétegsorozat gazdag molluszká- és korallfaunát tartalmaz (ROZLOZSNIK 1924, 1928). A „felső perforata brongniarti rétegek” a medence ÉK-i peremén, a Keselő-hegy feltárásában a „főnummuliteszes mészkőre” települnek, ahol miliolinás, molluszkás, *Corbis maior*, *Velates schmideli* tartalmú mészkő és molluszkás, homokos, *Nummulites perforatus*-os homokos márga képződményként jelentkeznek (SZÖTS 1956).

A „felső perforata brongniarti rétegek” medence kifejlődéseire üledékfolytonossággal következik a „felső foraminiferás-molluszkumos agyagmárga” zöldesszürke, glaukonitos, finomhomokos agyag, helyenként durvahomokos, felfelé meszes homokkőpadokat tartalmazó finomhomokos agyagmárga rétegsorozata. Kifejlődése inkább a medence DK-i részére jellemző (SZÖTS 1956).

Kérdésesen a „felső foraminiferás-molluszkumos agyagmárga” parti fáciesű képződménye a medence DK-i részében (ROZLOZSNIK 1924) megjelenő helyenként homokos, keményebb mészmárga, amiben molluszká köbelek tömegesen fordulnak elő. Az apró vonalazott nummulitesz fajt gyakrabban, korallmaradványokat ritkábban tartalmazó képződményt „molluszkumos homokos striata márgának” nevezik (ROZLOZSNIK 1924, 1928, SZÖTS 1956).

ROZLOZSNIK (1924, 1928) és SZÖTS (1956) a Tatabányai-medence középső-eocén rétegsorának záró tagjául három képződményt említ. Ezek közül az első a medence fáciesű, nagy méretű nummulitesz fajokat nem tartalmazó, glaukonitos, discocyclinás, operculinás, sok molluszká köbelet tartalmazó „molluszkumos márgás mészkő”, amiben parti kifejlődésű képződmény nem különíthető el.

Kérdésesen kapcsolódik az előbbi képződményhez a medence középső és D-i részén előforduló, apró nummuliteszeket, vörösalgákat és discocyclinát közetalkotó mennyiségben

tartalmazó „nummuliteszes-ortofragminás-lithothamniumos mészkő”, amiben elvélve echi-noideák és molluszkák jelennek meg.

Az előbbi képződménnyel hasonló kifejlődésű, annak helyettesítő fáciesű tekintendő *Nummulites böckhi*-t közetalkotó mennyiségben tartalmazó „Nummulites böckhis márgás mészkő” rétegtani helyzete bizonytalan (SZÖTS 1956).

2.2.3. Eocén utáni képződmények

Oligocén

Az oligocén elején a Tatabányai-medence terület lepusztítási terület volt („infra-oligocén denudáció”, TELEGDI-ROTH, 1927). A lepusztítás mértéke D-DK-ről Ny-ÉNy-i irányba nő (SÓLYOM 1960). A felső-oligocénben a medence lepusztított felszínén az egerien *Mányi Homok Formáció* transzgressziós alapbreccsaszerű képződményei települnek, alul változó vastagságú, gyakran lencsés alapkonglomerátummal vagy breccsa réteggel, majd felfelé vörösayagos, homokos agyagos, biotitos homokkő és konglomerátum rétegekkel (SÓLYOM 1960, BÁLDI 1998). A felső-oligocén képződmények helyenként barnaköszén zsinórokat, vagy telepeket tartalmaznak. A medence K-i peremterületével párhuzamosan a szénteleg meghaladja az 1 m-es vastagságot. Hasonlóan a DK-i perem környékén a szénteleg 0,5 m vastagságú.

A medence pereméről, a Keselő-hegy szelvényének tetejéről BADA et al. (1996) a medencebeli képződményekénél magasabb topográfiai helyzetből említ felső-oligocén üledékeket, ami már az oligocén utáni szerkezetalakulást sejteti.

Miocén–negyedidőszak

Pre-pannon miocén üledékek egyelőre nem ismertek a területről.

A pannon képződményeket homokos, kavicsos rétegek jellemzik amiből *Congeria* sp. és *Limnocardium* sp., a homokos rétegekből *Melanopsis* sp. és *Palnorbis* sp. került elő SÓLYOM (1953) gyűjtéséből. Előfordulásuk a medence Ny-i részében a Patári-hegyen található.

A negyedidőszaki képződményeket lösz, a medence ÉK-i részén tavi környezetbe áthalmazott iszapos lösz, aleuritós lösz, valamint nagyobb vastagságú, az ÉNy–DK-i irányított-ságú völgyekben magasra felkúszó eolikus homok képviseli.

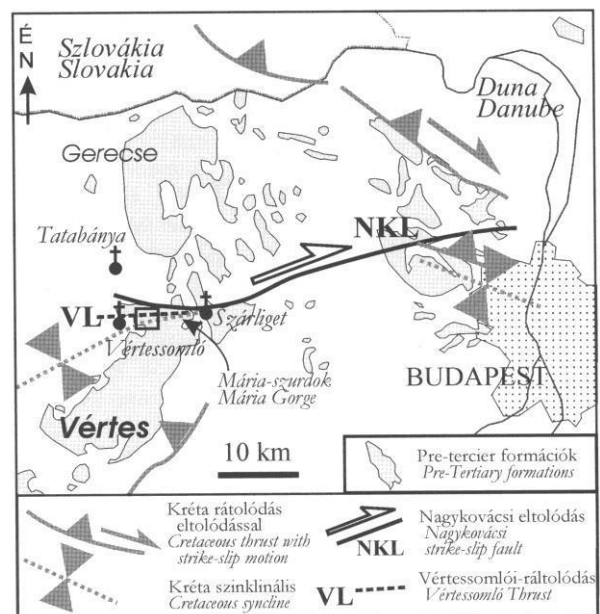
Negyedidőszak végi, holocén képződmények: a morfológiai hátaokról és gerincnyúlványokról leerdált, a völgyek talpán felhalmozódó deluviális és proluviális üledékek, valamint a szabadon lévő sziklafalak és meredekebb hegyoldalak oldalában és lábánál felhalmozódó gravitációs törmelék, illetve a Galla-patak és az Által-ér terasz kavicsa, amiben a környék összes kőzete és ezek ellenállóbb, áthalmozott ősmaradványai fordulnak elő.

2.3. A Tatabányai-medence szerkezetföldtana

A Tatabányai-medencét meghatározó első szerkezeti vonalakról és azok jellegéről, valamint koráról TAEGER (1909) tesz említést. A medenceperemen három fontos szerkezeti zónát különített el, amelyekhez eocén korú zavargásokat kötött. K–Ny-i, illetve KÉK–NyDNy-i csapással a Szár-Somlyó vonalat jelölte meg, ÉNy–DK-i csapással a medence K-i peremét, a Keselő- és a Kálvária-hegyet továbbá KÉK–NyDNy-i csapással a Tatabányai-medence D-i szegélyét.

SÓLYOM (1960) a medence késő-kréta KÉK–NyDNy-i torlódásos szerkezetfejlődése utáni táblásan széttöredezett voltát hangsúlyozza, ahol a táblák egyenlőtlenül emelkedtek, vagy süllyedtek. Ezek alapján a medencét aljzatát három fő részre bontja: K-i és Ny-i tektonikai egységek, valamint a nagy tektonikai árok. A szerkezeti egységek határát és felépítését (É)ÉNy–(D)DK-i vetődésekkel és K, ÉK-i dőlésű lépcsőkkel adja meg, amiket ÉÉK–DDNy-i harántvetők szabdalnak fel.

Az újabb kutatások mikrotektonikai, morfológiái és rétegtani eredményei alapján a Tatabányai-medence peremén két fontosabb tektonikai zóna szerkezeti elemei találhatók meg. Míg a keleti peremet és a medence nyugati oldalát (É)ÉNy–(D)DK-i csapású szerkezeti elemek alakítják ki, addig a D-i peremtől nem messze, Ny-on 3 km-re, K-en a Mária-szurdokban pár 100 m-re megközelítve a medence peremét, a Dunántúli-középhegység egyik



2.6. ábra. A Tatabányai-medence D-i peremén húzódó Vértessomló-Nagykovácsi törésvonal helyzete és jellege a középső-eocén során. Nagy valószínűséggel a terciér szerkezeti mozgások a Vértessomló-vonal felső-kréta rátolódásától É-ra, a Tatabányai-medence D-i szegélyén mentek végbe (FODOR & BÍRÓ 2004).

legjelentősebb szerkezeti eleme a K–Ny-i csapású Vértessomló–Nagykovácsi-vonal húzódik (CSÁSZÁR et al. 1978; BALLA & DUDKO 1989; FODOR et al. 1994, 2005; KERCSMÁR 1995, 1996; BADA et al. 1996; FODOR 2002; FODOR & BÍRÓ 2004; KERCSMÁR & FODOR 2005) (2.6. ábra).

2.3.1. Keleti szerkezeti perem

A keleti medenceperem Keselő-hegyi szelvényében „eocén korú tektonikai zavargásoknak” hívott szerkezeti eseményre TAEGER (1909) hívja fel a figyelmet.

A szerkezeti zóna valószínűleg kréta utáni balos eltolódásos mozgására CSÁSZÁR et al. (1978) mutat rá. BALLA & DUDKO (1989) ezt terciér eltolódásnak tartja és mértékét 1,5–2,5 km nagyságúnak adja meg. FODOR & KERCSMÁR (1995) a vetőzóna kialakulását középső-krétára teszi, ami azután a középső-eocén–kora-oligocén során reaktiválódik (2.6. ábra).

KERCSMÁR (1993; 1995, 1996) és BADA et al. (1996) a Keselő-hegyen feltárt ÉNy–DK-i csapású szerkezeti zónát abráziós szikláspartot és triász olisztolitokból álló megabreccsát létrehozó középső-eocén szinszediment vetődésként értelmezi. A szerkezeti vonal eocén képződményeket is érintő balos oldaleltolódásos reaktivációjának idejét BADA et al. (1996) késő-eocén–kora-oligocénnek gondolja, és a valószínűleg késő-eocén deformácót hasonlóan tartja a FODOR et al. (2002) által leírt Vértessomló–Nagykovácsi vonal keleti részén történt késő-eocén deformációval.

A Keselő-hegyi szerkezet és egyéb geressei mérések részletes mikrotektonikai elemzése alapján BADA et al. (1996) a középső-eocén–kora-oligocén időszakot K–Ny, illetve NyÉNy–KDK-i kompressziós, és erre merőleges tenziós főfeszültségirányokkal jellemzi, hasonlóan FODOR et al. (1992, 1999), TARI et al. (1993) által megadott feszültségirányokhoz.

A keleti medenceperem másik jól feltárt szelvényében, a Kálvária-hegy Ny-i letörésében MAROS (1989) középső-eocénnel lefedett rátolódásos duplex szerkezeteket említ, amelyek korát a pre-eocénnek tartja.

KERCSMÁR (1995; 2004) a Kálvária-hegy Ny-i oldalán a középső-eocén üledékek szindiagenetikus deformációját mutatta ki (É)ÉNy–(D)DK-i csapású vetőzóna mentén. A szerkezeti zóna reaktivációja balos eltolódásként már szilárd állapotában érte az eocén képződményeket, aminek a korát a Keselő-hegyhez hasonlóan késő-eocén–kora-oligocénnek tartja.

KERCSMÁR & FODOR (2005) a korábbi szerkezeti irányok mellett lokális extenzióval létrejött (É)ÉNy-felé dőlő, középső-eocén szinszediment normálvetődéseket, valamint K–Ny-i és ÉNy–DK-i csapású oldaleltolódásokat és normálvetődéseket említ innen.

2.3.2. Déli szerkezeti perem és a Vértessomló–Nagykovácsi-vonal

A szerkezet pontos helyét, működésének és esetleges felújulásainak korát és lehetőségét több szerző is különböző módon adja meg: TAEGER (1909) Szár–Somlyó törésként említi és az eocén medence preformáltságát valamint a Vértessomló crinoideás mészkő gyűrődését köti hozzá; BALÁSHÁZY (1977) feltolódásként és eltolódásként értelmezte; CSÁSZÁR et al. (1978) és CSÁSZÁR (1995) kréta korúnak és rátolódásnak tartja; MAROS (1988) több lehetőséget is felvázolva inkább eltolódásként értelmezte; BALLA & DUDKO (1989) a vonal vértesi szakaszát miocén balos, középső és keleti szakaszát miocén jobbos eltolódásnak tartotta; FODOR et al. (1994) a vonalat eocén jobbos eltolódásnak értelmezte, de annak vértesi szakaszát a mezozoos képződményektől É-ra húzta meg.

Újabb eredmények szerint a Vértessomló-vonal több pontján is rátolódás mutatható ki, így a vértessomló templom alatti völgyből ismertetett redőknél (TAEGER 1909), Szarvaskúton és környékén (FODOR & BÍRÓ 2004) és K-re, a Mária-szurdokban (BÍRÓ 2003).

Legújabb földtani és szerkezetföldtani térképezési munkák során FODOR & BÍRÓ (2004), valamint FODOR et al. (2005) a Vértessomló-vonal szarvaskúti deformációs zónájában (MAROS 1986, 1988) pontosította a tektonikai szerkezet működésének korát és jellegét, ami szerint a Vértessomló-vonal menti deformáció a középső-albaiban, vagy ennél fiatalabb késő-krétában jött létre, ÉÉNy–DDK-i kompresszió hatására, szemben a korábbi elképzeléssel, ami a Bakony fő gyűrődéséhez és a Vértés ÉNy-i részében húzódó kréta szinklinális létrejöttének idejéhez, a kora-albaihoz kötötte azt. Szerintük a Vértessomló–Nagykovácsi vonal gercse-előtéri és budai-hegységi szakaszán létrejött eocén vagy fiatalabb normálvetős, vagy eltolódásos mozgás (BALLA & DUDKO 1989; FODOR et al. 1994) nem jelenik meg a vonal Vértessomló szakaszán. Ezen elemzés szerint a szerkezeti vonal eocén reaktivációja sziklás-parti környezetet és abráziós törmelék áthalmazódását hozta létre Szarvaskút környékén, de ezen kívül jelentősebb mozgás e vonal mentén nem történt a harmadidőszakban. Ez által az eocén abráziós üledékképződési környezet létrejötte előbb feltárta, majd „fossilizálta” a kréta feltolódásos szerkezeti elemet. FODOR & BÍRÓ (2004), valamint FODOR et al. (2005) szerint a

harmadidőszaki fő szerkezeti mozgások a Vértessomlói-vonaltól É-ra a Tatabányai-medence D-i szegélyén mehettek végbe (2.6. ábra).

3. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

A gyakorlati munka elkezdését részletes adatgyűjtés előzte meg. Az adatgyűjtés kétirányú volt, részben a Tatabányai-medencéről publikált anyag összegyűjtése, részben a publikálatlan még fellelhető adatok, szelvények, térképek megtekintése, illetve átvétele a Tatabányai Szénbányák Vállalat adattárából. Az adatgyűjtés utáni értelmezés a nevezéktan sokfélesége és az időközben eltűnt feltárások miatt nem volt mindig probléma mentes. Szükségesnek látszott az eocén képződmények részletes földtani újra térképezése, aminek előzménye a szakdolgozati munkámig (KERCSMÁR 1995) nyúlik vissza.

A földtani térképezést 1:10.000-es méretarányban végeztem, de az egyes problémák megoldásánál ennél részletesebb felvétel is szükséges volt. Az elsősorban a medenceperemi eocén képződményekre összpontosító térképezés során összesen kb. 12 km²-es területen azonosítottam és dokumentáltam középső-eocén rétegeket. Alapul elsőként ROZLOZSNIK (1924, 1928) által kidolgozott, később több szerző által átvett (SÓLYOM 1953, 1960; SZÓTS 1956) „helyi litosztratigráfiai rendszert” (JÁMBOR 1998), és a szintén ROZLOZSNIK (1924) által közreadott bányaföldtani térképet tekintettem. A felvett rétegsorok száma és az adatgyűjtés részletessége nagy részben a feltártsági viszonyoktól függött. Jó feltártsági viszonyok a medence K-i peremén (egykori és ma is működő kőfejtők), elfogadhatók a DNy-i peremen (természetes völgybevágódások) és rosszak a DK-i peremen (jórészt helyben maradt törmelékes feltárások) találhatók.

A jó és elfogadható feltártsági viszonyokkal jellemezhető területen kulcsfeltárásokat vagy szelvénybe sorolható rétegsorokat jelöltem ki. A rossz feltártságú területen 1:10.000-es méretaránynál részletesebb földtani felvételt alkalmaztam, és a lehetőségekhez képest igyekeztem minél pontosabb, az eocén képződmények elterjedését, és az azokat szétszabdáló eocén utáni tektonikai szerkezeteket bemutató földtani térképet szerkeszteni. Itt az egyes képződményeket egymás alá-fölételepülésük, közettani jellegeik és fosszília tartalmuk, valamint közetszöveti bélyegeik alapján csoportosítottam és igyekeztem az összetartozó heteropikus fácieseket azonosítani. A szerkesztésben a kevés megbízható szálfeltárás rétegsorának dőlésadatait és szedimentológiai jellegeit, valamint a területen lemélyült kutatófúrások Országos Földtani és Geofizikai Adattárban meglévő adatait használtam fel. A térképezést műholdas helymeghatározó rendszer (GPS) támogatta. Az egyes kőzetek megjelölésénél egyéni jelrend-

szert alkalmaztam, ami a használatos kőzetindex mellett tartalmazza a kőzetet leginkább jellemző bio-, és litoklasztok nevének, vagy jelének és a kőzetnévnek kezdőbetűs rövidítését, a jelek sorrendisége pedig szemcsegyakoriság-csökkenést jelez. A rétegtanilag fontos képződményekről vékonycsiszolatokat vagy felületi csiszolatokat készítettem, és egyes rétegek párhuzamosítását, illetve fáciesjellemzőinek leírását ez alapján végeztem el.

A vizsgálatok alapvető részét képezte a részletes terepi adatgyűjtés és a fotódokumentáció. A kiválasztott szelvények leírásában a képződmények rétegtani, kőzettani és üledékföldtani jellegeire; fáciestani szempontból a képződmények szöveti bélyegeire; nagyforaminifera és egyéb ősmaradvány tartalmára, tafonómiai és ichnológiai jelenségeire; szerkezetföldtani szempontból a tektono-szedimentológiai jelenségek felismerésére, elemzésére és a medencefejlődés szempontjából fontos szerkezetföldtani és mikrotektonikai adatok kinyerésére helyeztem a hangsúlyt.

Az egyes fáciesek meghatározásához WILSON (1975) és READ (1985) modelljeit használtam, HALLOCK & GLENN (1986), valamint KECSKEMÉTI (1989) ökológiai kiegészítéseivel. Összehasonlító jelleggel a nummuliteszes és egyéb nagy-foraminiferákat tartalmazó fáciesek értékeléseknél ARNI (1965), AIGNER (1982, 1983, 1985), HOTTINGER (1983), HALLOCK & GLENN (1986) és KECSKEMÉTI (1989) modelljeire és az izopikus fáciesekre (pl. nummuliteszes mészkő vagy operculinás márga) vonatkozó megállapításaikra és jellemzéseikre támaszkodtam. Ezeket részletesebben a 3.1. és a 3.2. ábrán és a „Középső-eocén üledékképződési modellek és paleoökológiai alapjaik” című részben (ld. alább) ismertetem.

A kőzettípusok és szövetek azonosításához DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1971) és HAAS (1998) rendszerét, az értelmezéshez FLÜGEL (1982) kézikönyvét és KÁZMÉR (1983) hazai felső-eocén mikrofacies-vizsgálatainak eredményeit vettem alapul.

A tektono-szedimentológiai jelenségek meghatározására és értelmezésére MAGYARI (1996) a Budai-hegység felső-eocén képződményeit tektono-szedimentológiai szemléletű megközelítéssel feldolgozó doktori disszertációját, valamint a téma általa összegyűjtött bőséges irodalmát, elsősorban is C. Montenat és P. Ott d'Estevou munkáit használtam fel.

A tektono-szedimentológiai megközelítés alapvető elemeit, az üledékek reológiai állapotát és viselkedését a deformáció során, a létrejövő szerkezeti elemeket és ezek jellemzőit, illetve a szinszediment vagy szindiagenetikus szerkezeti eseményre bekövetkező üledékes deformációkat és kialakulásuk jellemzőit az I–III. táblázatokban foglaltam össze.

Fontos része volt a munkának az egyes fáciesek szelvényenkénti, illetve kifejlődési területenkénti korrelációja. Ehhez a relatíve egymást követő fáciesek rétegsoronkénti azonosítása és párhuzamosítása, valamint időhorizontot meghatározó események (üledékes esemény, szerkezeti esemény) szelvényenkénti kijelölése adott támpontokat. Az időben nagyjából azonos történéseket és a medence lehetséges üledékképződési környezetét, a lehetőségekhez mérten térbeli modellrajzokon igyekeztem bemutatni.

Végül a térben egymással korrelált fácieseket a korábbi szerzők rétegtani felosztásával és nevezéktanával, valamint a korszerű litosztratigráfiai felosztással vettem össze.

FZ	7	6	5	4	3
Topográfia <i>Topography</i>					
Litológia <i>Lithology</i>	különböző mészkő típusok, és törmelékes üledékek jól elkülönülő padokban, terrigén szemcsékkel <i>various limestone types and some thin bedded terrigenous clastics</i>	oolitós, kvarc és dolomitszemcsés homok, bioklasztos kalkarenit <i>calcarenite with ooids, bioclasts, some dolomite, quartz sand admixtures</i>	biogén zátonymészkő, masszív karbonátos kőzetek <i>biogenic reef limestone, massive carbonate rocks</i>	üledékes breccsák, áttelepített mészkövek, kalkarenit, bioherma törmelék, változó energia <i>sedimented limestones, calcarenite, bioherm debris and changing water energy</i>	finomszemcsés mészkő <i>fine-grained limestones</i>
Üledék-földtan <i>Sedimentology</i>	szemcséközettől az iszapkőzetig változatos szöveti megjelenés <i>texture from grainstone to mudstone</i>	jól osztályzott, kerekített szemcsés szemcsékőzet <i>well sorted and rounded grainstone</i>	zátonykőzet, szemcsékőzet zsebekkel <i>framestone and boundstone with grainstone caps</i>	mészhomokos és bioklasztos ritka- és sűrűszemcsés kőzet <i>calcarenite and bioclastic wackestone-packstone</i>	iszapkőzet, mészsizap <i>mudstone, lime mud</i>
Üledék-földtan <i>Sedimentology</i>	gyakori bioturbáció <i>abundant bioturbation</i>	gyakori keresztretegzettség <i>abundant cross-bedding</i>	masszív, organikus zátony-építmény <i>massive organic reef building</i>	üledékes redők, lejtőn mozgó exotikus blokkok és biohermák <i>slump structures, exotic blocks and bioherms moving along slope</i>	lencsés, gradált üledékek, nagyobb blokkok <i>lenses of graded sediments, some large blocks</i>
Biogén szervezetek <i>Organisms</i>	nagy diverzitású fauna, molluszkák, szivacsok, foraminiferák, fóltzátonyok, tuskésbőrűek <i>diverse fauna, Molluscs, Porifera, Foraminifera, patch-reefs, Echinoids</i>	kagylók, ásó szervezetek, robusztus foraminiferák <i>Bivalves, bioturbation organisms, robust Foraminifers</i>	zátonyépítő szervezetek, korallak, kagylók <i>reef organisms, corals, bivalves</i>	áthalmazott ősmaradvány-együttesek, biogén törmelék <i>redeposited fossils, bioclasts</i>	áthalmazott sekély-tengeri bioklaszt, autochton bentosz és plankton szervezetekkel együtt <i>redeposited shallow marine bioclasts with autochthonous benthonic and planktonic organisms</i>
Biogén szervezetek <i>Organisms</i>	Miliolina, Alveolina, Orbitolites, Nummulites, közepes méretű foraminiferák, mészvázú algák <i>Miliolina, Alveolina, Orbitolites, Nummulites, medium size Foraminifera, calcareous algae</i>	Nummulites, Heterostegina <i>Nummulites, Heterostegina</i>	Nummulites, Heterostegina, Bryozoa, Discocyclus, korall, molluszkák, tuskésbőrűek <i>Nummulites, Heterostegina, Bryozoa, Discocyclus, Corals, Echinoids</i>	Operculina, Heterostegina, Discocyclus, Bryozoa, Nummulites, molluszkák és tuskésbőrű vázotermelék <i>Operculina, Heterostegina, Discocyclus, Bryozoa, Nummulites, Molluscs, Echinoid skeletal fragments</i>	nagy, lapos foraminiferák, Operculina, Heterostegina <i>large, flat Foraminifera, Operculina, Heterostegina</i>

3.1. ábra. Wilson-féle standard fácieszónák közettani, üledékföldtani valamint bioökológiai jellemzői. WILSON (1975), FLÜGEL (1982), HALLOCK & GLENN (1986) ÉS KECSKEMÉTI (1989) nyomán
FZ – fácies zónák, NWB – normálhullámbázis, SWB – viharhullámbázis, SL – vízszint

Középső-eocén üledékképződési modellek és paleoökológiai alapjaik

A középső-eocén üledékképződési környezetek rekonstruálása főként a sokszor közetalkotó mennyiségben található Foraminiferák és a különféle bekérgező szervezetek, elsősorban mészvázú algák és a befogadó kőzet szedimentológiai bélyegei alapján történik (3.1. ábra). A recens analógiák (kihalt fajoknál alaki hasonlóság) megfigyelése szerint a nagy-Foraminiferák megjelenése, mennyisége, típusa és alakja jellemző az adott üledékképződési környezetre, ami a hozzájuk kötődő szinbionták (HOTTINGER & DREHER 1974; LEUTENEGGER 1977) környezeti érzékenysége miatt számos külső tényezővel van kapcsolatban: úgymint átvilágítottság, a víz-

mozgás energiája, vízhőmérséklet, sótartalom és vízmélység. A robosztus, kis méretű és vastag héjjal rendelkező kerekded formák nagy energiájú, jól átvilágított, táplálékban gazdag sekélyvízi környezetet jeleznek. Ezzel szemben a nagyobb, vékonyabb héjú, lapos alakok kis energiájú, kevésbé átvilágított táplálékban szegényebb, mélyebb vízi környezetre jellemzőek (HALLOCK 1979; HOTTINGER 1983; HALLOCK & GLENN 1986; SINCLAIR et al. 1998). A két környezet határa kb. 90 m-es vízmélységnél húzható meg (KECSKEMÉTI 1989). Recens nagyforaminiferák alak és nagyság szerinti csoportosításában, a ma élő *Borelis*, mint kerekded, gömbszerű forma, az *Alveolina*-nak alaki megfelelője. A *Sorites*, az *Amphisorus* és a *Heterostegina*, mint tányérszerű, lapos alakok, az *Orbitolites*-nek és az *Operculina*-nak feleltethetők meg. Míg az *Operculina ammonoides*, a zátonyok külső lejtőjén 15 m-nél mélyebb vízben él és akár 200 m-ig is lehúzódik, addig a lagúnákban, nagy mennyiségben a 30-40 m-es vízmélységben fordul elő. Az *Orthophragminák*nak nincs mai megfelelőjük. Hozzájuk hasonló alakok ma mélyebb vizekben, az eufotikus zóna határa alatt élnek, finomszemcsés, lágy aljzaton (HOTTINGER 1983; KECSKEMÉTI 1989). A ma élő *Nummulites cummingsi* a korallzátonyok külső lejtőjén és lagúnákban fordul elő, általában 40-70 m mélységben. A mai nagyforaminiferák mélység szerinti elterjedésének alsó határa kb. 130-140 m (HOTTINGER 1983; MURRAY 1973).

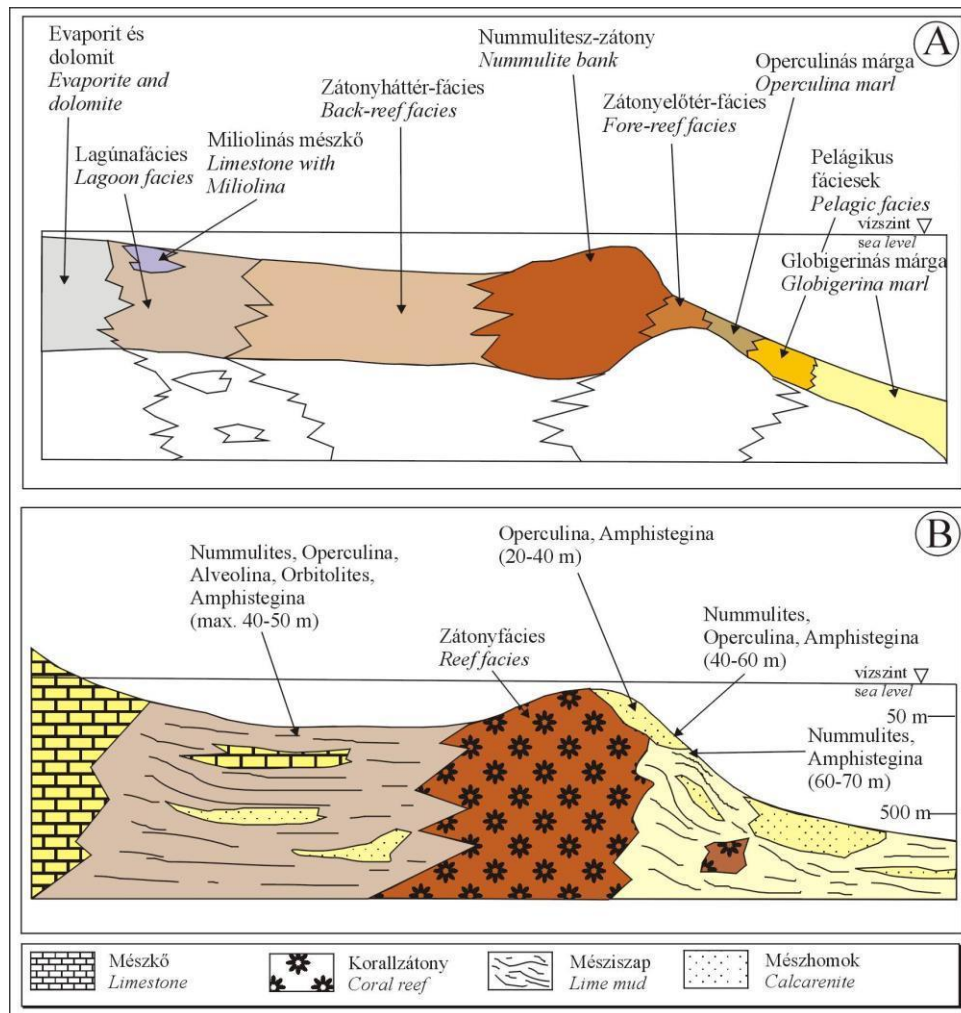
A nagy-foraminiferáknak paleoökológiai szerepükön kívül szedimentológiai jelentőségük is van. AIGNER (1982, 1983, 1985) szerint, a kedvező körülmények között nagy mennyiségben felhalmozódó nagyforaminifera, elsősorban nummulitesz-vázak, az aljzaton heverve, az üledéket alkotó törmelékes szemcsékként viselkedhetnek. Ezeket a vihar keltette áramlások átmoshatják, helyben koncentrálnak, vagy átülepedhetnek. A viharhullámbázis környékén, a viharok keltette oszcillációs áramlás keresztrezgett, összemosott, mikritmentes nummulitesz-zátony (nummulite bank) jön létre.

ARNI (1965) modellje szerint a nummulitesz-zátony kiépülése fácies-differenciációt is okozhat, aminek következtében sekélyebb, viszonylag védett zátony mögötti lagúna és mélyebb, zátony előtti nyíltabb vízi fáciesek alakulhatnak ki (3.2. ábra, A). AIGNER (1983) az ilyen fajta fácies-differenciációt okozó nummulitesz-zátony létrejöttét, az aljzatban már meglévő morfológiai egyenetlenséghez (egykori selfperem, zátonyépítmények) köti.

SINCLAIR et al. (1998) által, a Francia Alpokból leírt középső-eocén korú, alacsony dőlésszögű rámpa karbonátos kifejlődéseinek nummuliteszes faciéseiről megállapította, hogy alacsony energiájú, hullámszám-dominált karbonátrámpa belső részén, a viharhullámbázis határán fejlődtek ki, a rámpa nagyvízi állapotában. A rámpa középső részén lapos foraminiferákból álló ritkaszemcsés (wackestone) és vihar keltette áramlás által be-mosott sűrűszemcsés (packstone) karbonátos kőzetszövet jellemző. A rámpa külső részére iszapközet (mudstone) szövetű márgás, mészmárgás rétegek jellemzőek. Felfelé a rétegsor mélyebb vízi hemipelágikus márgába megy át (6. ábra, B), hasonlóan a Magyar Paleogén Medence rétegsorának képződményeihez (BÁLDI & BÁLDI-BEKE 1986; KECSKEMÉTI 1989). A rámpa kialakulásához szükséges alacsony esésszögű lejtő létrejöttét az aljzat morfológiai egyenetlenségeit kitöltő, a transzgresszió korai szakaszára jellemző folyóvízi konglomerátumösszlet, továbbá az azzal heteropikus tengerparti (bioperforált klasztokból és tömbökből álló konglomerátum) és tengeri lagúna-faciések (cerithiumos márga) tették lehetővé. Az európai előtéri medence (European Foreland Basin) flexurális süllyedékének lokális egyenetlenségeit kitöltő fluviális és sekélytengeri képződmények lerakódása után a folyamatos flexurális süllyedés és az euszatikus vízszintemelkedés együttes hatására gyors transzgresszió, rohamosan kialakuló nagyvízi állapot és gyors faciésváltások jellemzik a Francia Alpok eocén üledékképződését (SINCLAIR et al. 1998).

A SINCLAIR et al. (1998) által rekonstruált medencéhez hasonlóan, a Magyar Paleogén Medence DNy-i részén, a késő-lutéciai globális euszatikus vízszintemelkedés (HAQ et al. 1988) és a tektonikai süllyedés gyorsan mélyülő, TARI et al. (1993) szerint ívmögötti hajlításos, KÁZMÉR et al. (2003) szerint ívelőti, nagy mélységű (BÁLDI & BÁLDI-BEKE 1986; KECSKEMÉTI 1989; VÖRÖS 1989; BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990) üledékgyűjtőt, és ÉK felé vándorló, szerkezetileg meghatározott fáciesöveket hozott létre.

A SINCLAIR et al. (1998) által leírt folyamatokhoz hasonlóan, bár más nagytektonikai helyzetben, a Magyar Paleogén Medence peremén, a Dunántúli-középhegység DNy-i részén, a lutéciai során gyorsan mélyülő, korallzátony-peremes karbonátplatform alakult ki (KECSKEMÉTI 1989). A zátony által elzárt, max. 50 m mély lagúnában gazdag nagyforaminifera együttes fejlődött ki, *Nummulites*, *Operculina*, *Alveolina*, *Orbitolites*, *Amphistegina* vázakat tartalmazva. Ugyanakkor a zátony külső peremén, 60-70 m-es vízmélységnél már csak az *Operculina* és a *Nummulites* vázak jelenléte jellemző. Ennél mélyebb előfordulásaik lejtőn történt üledék-áthalmazódással lehetségesek (3.2. ábra, B).



3.2. ábra. Eocén üledékképződési modellek

A — Líbiai eocén üledékképződési környezetek és jellemző fáciesek, a selfperemen nummulitesz-zátonnyal, Arni (1965) nyomán.

B — A Dunántúli-középhegység DNy-i részének középső-eocén üledékképződési modellje, a vízmélység és a nagyforaminifera optimális előfordulási mélységének (zárójelben lévő számok) feltüntetésével, Kecskeméti (1988) nyomán.

I. táblázat Különböző reológijú üledékek viselkedése fizikai erőhatás esetén

	Típus	Jelenségek	Irodalmi adatok
1. Reológia állapot	1.1. folyékony	deformáció elől kitérő üledék, a deformáció nyomát nem őrzi meg	PRICE & COSGROVE (1990)
	1.2. folyékony-plasztikus	folyamatos deformáció, csuszamlás, puha-szerkezetek	
	1.3. plasztikus-merev	töréses szerkezetek, üledékösszeomlások, „befagyott” deformációk	
	1.4. merev	klasszikus töréses szerkezetek, koradiagenizált üledékek törései	
2. Relatív reológiai állapot	2.1. folyadék-folyadék	nincs maradandó szerkezeti nyom az üledékben, de egymásba préselt üledékek lehetnek (szeizmit)	OTT D'ESTEVOU et al. (1991)
	2.2. plasztikus-plasztikus	plasztikus deformációk mindkét kőzet részben, szindiagenetikus törés	
	2.3. merev-plasztikus (aktív merev oldallal)	aktív merev oldal tektonikai működése által okozott plasztikus deformációk	
	2.4. merev-plasztikus (passzív merev oldallal)	morfológiai különbségek miatt vagy kompaktációs úton kialakuló deformációk, tektoglífék, vagy az üledék súlya miatti mozgások	
	2.5. merev-merev (korai diagenézisű kőzetek)	bioerózió, korrózió, kémiai elválások a vetőlapon	
			BEAUDOIN et al. (1986); BERGERAT & CSONTOS (1987); JOSEPH et al. (1987)

II. táblázat Korai szerkezeti elemek

Szerkezeti jelleg	Szerkezeti elemek	Jellemzők	Irodalmi adatok
1. Vetők és törések (hidroplasztikus vetők)		Hidroplasztikus törések folyadék-plasztikus, plasztikus-merev állapotú üledékben, a víz-üledék határán. A kompaktációs jelenségektől üledékes zavarok különítik el ezeket a töréseket.	PETIT & LAVILLE (1987); GUIRAUD (1983); BERGERAT & CSONTOS (1987); GUIRAUD & SÉGURET (1987)
	1.1. vetősíkok	vetőkarcmentes, mátrixban gazdag breccsaréteg, görbült, hullámos felület, ívelt letörési perem, vetőhátrálás, ollós vetődések, csatlakozó hidroplasztikus törések, összeomlásos törmelékkúp, plasztikus párnák, erózió, abrázió, bioerózió lehetséges	MONTENAT (1994) MAGYARI (1996) MONTENAT et al. (2002)
	1.2. karcosság, vonalasság	lágú állapotú rovátkoltság, nincsenek karcok, félhold alakú plasztikus torló zóna a szemcsék körül, mérete mm-től cm-ig változhat, puha vályúk a karcok között, nincs sztilolit, nincs tereplépcső, felgyorsuló közzettéválás	MONTENAT (1994)
	1.3. oldaleltolódási sík	elsősorban a litifikáció foka határozza meg, plasztikus üledékben boudinage-szerkezetek, keményebb üledékben a törési lap mentén másodlagos Riedel-törések megjelenése, további mozgás hatására az üledékben elhaló P törések kialakulása, a vetőfelszín göröngyös, kis gyűrődésekkel, mikropalássalal, a törési felszínen plasztikus gyűrődések, neptúni telérek és hasadékok kialakulása	KANDEL (1992); PETIT & LAVILLE (1987); LANTOS (2004)
	1.4. üledékkel kitöltött törések – üledékes telér, neptúni telér	oldalelmozdulásos vagy tágulásos, kitöltése lehet tenger alatti (neptúni) vagy szárazföldi, lehet rétegzéssel párhuzamos telér (teleptelér, sill), rövid idejű kitöltődés, jó idő és feszültségtér indikátorok, a maximális feszültségtér irányával párhuzamos megjelenés (kivéve kompressziós hajlítás)	BEAUDOIN et al. (1983), WILCOX et al. (1973); BORDET et al. (1982) LEHNER (1991); MONTENAT et al. (1991); MARTIRE (1996); MAGYARI (1996); LANTOS (2004)
	1.5. üledékkel kitöltött törések – karsztos repedések	korábbi tektonikus repedéshálózathoz kötődik; szárazföldi üledékekkel, vagy tengerparti abráziós üledékekkel kitöltöttség	COMBES ET PEYBERNES (1987, 1989)
2. Hajlításos szerkezeti formák	2.1. flexurák	aljazatban eltemetett, reaktiválódó normálvető fölötti plasztikus üledékes formák, a felszínen hasadékok, normálvetők, megnyúlások normálvetődésnél vagy konjugált vetőpárok feltolódás esetén, lágú vetők, szétdarabolt üledéktestek, csúszások a felszínen	OTT D'ESTEVOU et al. (1986); MONTENAT (1988, 1990)
	2.2. redők	általában eltolódásos kulisszákként jön létre, az antiformok tetejére biohermák, zátonyépítő szervezetek települnek, a biogén építmények későbbi szétszóródása, antiformok és keskeny szinklinálisok váltakozása	HIBSCH (1991); MONTENAT et al. (1987, 1990); LARUZIÈRE et al. (1987)
	2.3. diapírok	főként normálvetők mentén, az emelkedő felszínről lecsúszó üledék csuszamlása, gravitációs áthalmazása, az áthalmazott üledékben sómaradványok találhatóak, gyors erózió	MOUGENOT et al. (1979); MONTENAT (1994)

III. táblázat Tektonikai hatásra létrejövő üledékes deformációk

Folyamatok	Üledékes jelenségek	Jellemzők	Irodalmi adatok
1. Hidroplasztikus deformációk	1.1. kompakciós törések	tökéletlenül közzétévalt, magas folyadékartalmú üledék deformációi, folyadékáramlás a deformáció közben eltérő kompakciójú üledékek, lehet atektonikus, dm-m nagyságrend, kialakulás vagy kompakciós összehúzódás vagy szeizmikus tevékenység hatására	GUIREAUD & SEGURET (1986)
	1.2. szeizmiték	részben kompakció, részben szeizmikus sokk hatására alakul ki, módosuló szemcsék közti nyomás, nyírási, vízkiszökési jelenségek, folyósodás, hidroplasztikus betelepülések	LOWE (1975, 1976); TERZAGHI (1974); VACHARD et al (1987) MONTENAT et al. (1991)
	1.3. injekciós telérek	Szilárd vagy szilárdabb üledékbe hatoló üledék-folyadék elegy, hidraulikus törés, kemény alapközvetben a már meglévő törések segítik az injekciót, neptúni telérekből is kiágazhatnak ismételt szeizmikus sokk hatására, vízkiszökések, tálszerkezetek, szerkezeti analízisre korlátozottan használható	PHILLIPS (1972); LOWE & LO PICOLLO (1974); MARTIRE (1996); MONTENAT et al. (1990); VACHARD et al (1987); LOWE (1975); MAGYARI (1996); LANTOS (2004)
2. Gravitációs áthalmozások		Lejtőmentén, lejtőbevágásokhoz köthetően, szeizmikus hatásra, vetőkhöz közeli vagy közvetlenül törés menti lepusztulások formájában jelennek meg.	STOW (1986); WALKER (1975, 1984); LOWE (1976, 1982), KOVÁCS (1987); SZTANÓ (1990)
	2.1. sziklaomlás (rock fall)	meredek, töréses peremeken, ritkán tenger alatt	
	2.2. csúszás (sliding) és csuszamlás (slumping)	nyírási felület fölött egyben utazó üledékhalmoz vagy gyűrődéses, üledékrogyásos szerkezetek, csuszamlásos fülkék, kompressziós szerkezetek	
	2.3. tömegfolyás (mass flow)	gyenge litifikáció, széteső üledékes jelleg, mátrixba csomagolt üledékszemszék, newtoni folyadék	
	2.4. törmelékfolyás (debris flow)	sűrű, plasztikus, vizes mátrix, nem newtoni folyadék, mátrix váz, rendezetlen üledék, a deformációs állapot „befagyhat”	
	2.5. szemcsefolyás (grain flow)	gyakori, rövid ideig tartó folyamat a gravitációs mozgások elején és végén, inverzgradáció, szemcseváz, szemcseütközéses felhajtó erő	
	2.6. üledékfolyás és üledékfolyósodás (liquidized, fluidized flow)	nem newtoni folyadék, nagy viszkozitás, a szemcséket a felfelé áramló pórusfolyadék tartja fenn, gyakori gradáció, vízkiszökési nyomokkal, tálszerkezetekkel	
2.7. zagyár (turbidity current)	turbulencia, nagy távolságokba jutó zagy, nagy vagy kis sűrűségű, Bouma-ciklusok, vízkiszökések, telérszerű kitöltések az aljzatban a paleomorfológiai szerkezeteihez kötődik, azok jellegeit őrizheti, hardground felszínhez vagy idősebb merev közzetbe kötődnek		
3. Kémiai és biológiai folyamatok	3.1. goethit bevonatok	vas-oxidos bevonatok a vetőfelszínen, az üledékképződési szüneteket jelzik	HIBSCH et al. (1992)
	3.2. glaukonitos üregek	hardground felszínnek jellegzetes ásványi kiválása	
	3.3. bioerodált felületek	bioperforáció, fúrás/marás nyomok	DODD & STANTON (1990)
	3.4. „mikrokarsztos” jelenségek	részben közzetbe vált üledék bioeróziója, áramlás vagy hullámverés, vagy víz PH változás hatására kialakult üregek, járatok	

4. TEREPI ÉSZLELÉSEK ÉS ÉRTELMEZÉSEK

A Tatabányai-medence jelenkori peremét topográfiai elrendeződése alapján három részre osztottam fel. Az ÉNy–DK-i csapású keskenyebb és szélesebb völgybevágódások keleti, délkeleti és délnyugati részre osztják a medenceperemet (I. melléklet). A keleti és a délnyugati medenceperem szálfeltárásokban gazdag, jól feltárt, míg a délkeleti medenceperemen alig található értékelhető szálfeltárás. A fontosabb terepi észleléseket és megfigyeléseket e három részterületre lebontva ismertetem, először a jobban feltárt keleti és délnyugati peremet, majd legvégül a délkeleti peremet mutatva be.

4.1. Keleti medenceperem

A Tatabányai-medence ÉNy–DK-i csapású keleti peremvidékét a Keselő-, a Kálvária-, és a Bódis-hegy alkotja (I. melléklet). A medenceperemi kifejlődések kőfejtők által legjobban feltárt területén, a felső-triász és középső-eocén képződmények kontaktusát tanulmányozva már VADÁSZ (1948) felhívta a figyelmet egy ÉNy–DK csapású nagy méretű vetődésre és e mentén jelentkező meredek szikláspartra utaló eocén fúrókagylók nyomaira.

A keleti medenceperemen található a kiváló feltárásokat biztosító egykori Tatabányai Cement és Mészművek keselő-, és kálvária-hegyi felhagyott mészkő-, és márgafejtője, valamint a ma is működő Lasselsberger cég által működtetett több szintes külszíni fejtés, továbbá a Budapest–Bécs vasútvonal jelentős méretű vasúti bevágása.

Ugyancsak a keleti peremhez tartoznak a Kálvária-hegy Ny-i oldalának kisebb méretű, de annál nagyobb jelentőségű kőfejtői, amelyek fényképét már TAEGGER (1909) vértesi monográfiájában is megtaláljuk. További kisebb, nehezen megközelítő feltárások a keleti perem É-i és D-i részén találhatók.

A keleti medenceperem központi, fő tömegét felső-triász Dachsteini Mészkő és Földolomit átmeneti, dolomitos mészkő rétegek adják, az É-on megjelenő Dachsteini Mészkő és a D-en található Földolomit között. Az Fenyőfői Tagozat É-i határa a Keselő-, és a Kálvária-hegy között húzódó balos oldaleltolódás mentén 1,0–1,2 km-t lép DK-felé (CSÁSZÁR et al. 1978). A rájuk települő középső-eocén breccsa, mészhomokos mészkő, mészkő, márgás mészkő rétegek ÉNy–Ny–DNy irányból fogják körül a keleti perem hegyeit.

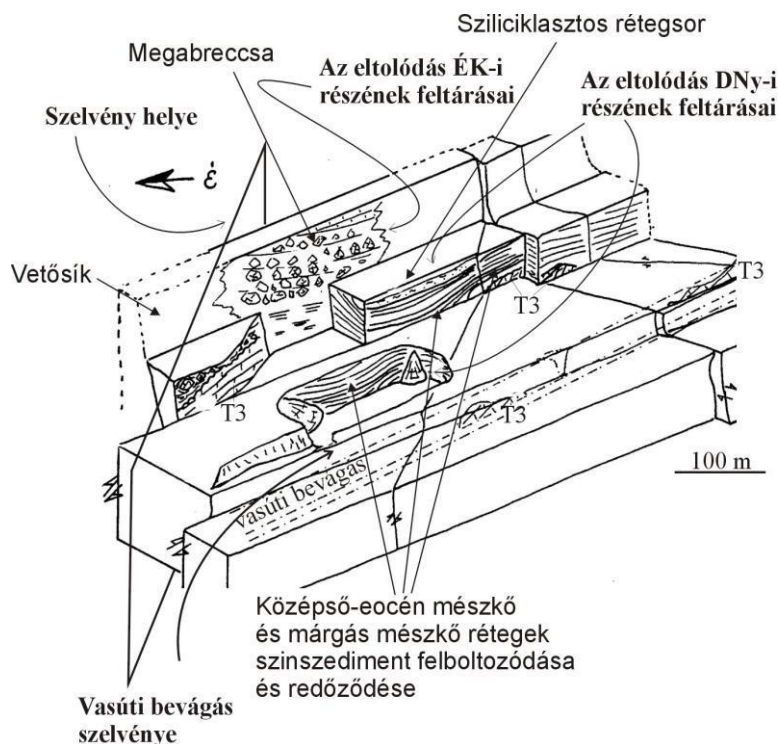
FODOR & KERCSMÁR (1995) szerint a keleti medenceperem ÉNy–DK-i csapású oldaleltolódásos szerkezetei késő-kréta balos eltolódási zónaként jöttek létre, amelyek később a középső-eocén–kora-oligocén során felújultak (KERCSMÁR 1995; BADA et al. 1996). KERCSMÁR (1995, 2004) a Dachsteini Mészkö és a Fődolomit között elhelyezkedő, Fenyőfői Tagozatban létrejött, késő-kréta, esetleg kora-eocén, közel dőlésirányú, DK-i vergenciájú rátolódásokkal jellemzi a felső-triász képződmények kapcsolatát. A kompressziós szerkezet látható eleme a Kálvária-hegy Ny-i oldalában található, HAAS et al. (2005) által a nóri Feketehegyi Formáció alsó részébe sorolt lemezes agyagmárgás, kihengerelt dolomitos mészkő lencsét tartalmazó képződményben (MAROS 1986, 1988; KERCSMÁR 1995). A késő-kréta – kora-eocén kompressziós feszültségtérben (TARI et al. 1993) létrejött rátolódásos szerkezeti elemek és a hozzájuk kapcsolódó eltolódásos peremek jelentős mértékben preformálták a középső-eocén üledékképződés térszínét. A korai kompressziós szerkezeti elemekhez tartoznak a területen nagy számban megjelenő, részben késő-kréta flexurális hajlítás lokális extenziója által létrehozott vöröskalcittal kitöltött hasadékok, melyek egy részének csapásiránya merőleges az adott időszak kompressziós főfeszültség irányára (KERCSMÁR 2004). A vöröskalcittal kitöltött hasadékokat lefedő középső-eocén képződmények lerakódását és a medence fejlődését, valamint későbbi feldarabolódását nagyrészt ezen tektonikai vonalak időről-időre, az adott feszültségtérnek megfelelő jellegű felújulása befolyásolta.

4.1.1. Keselő-hegy

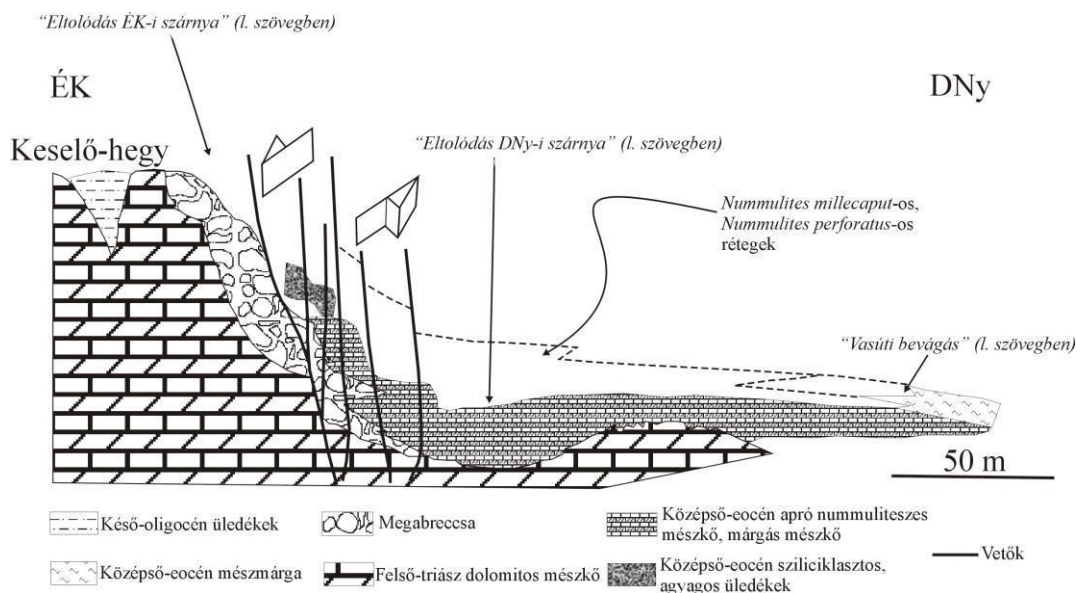
A keleti medenceperem legészakibb tagja. Bonyolult szerkezeti helyzetben (KERCSMÁR 1995), de a területen legjobb feltártsági viszonyok között itt található a legösszetettebb és legimpozánsabb középső-eocén rétegsor (4.1. ábra). A hegy teljes DNy-i részét több szintes kőbánya, a D-i oldalát a Budapest-Bécs vasútvonal vasúti bevágása tárja fel. Az É-i részen néhány nehezebben megközelíthető természetes feltárás található.

A Keselő-hegy DNy-i részének fő szerkezeti eleme egy ÉNy–DK-i csapású oldaleltolódás, ami a vetőkarcok tanúsága szerint utoljára eocén utáni balos eltolódásként működött (BADA et al 1996) (4.2. ábra). Az eltolódás ÉK-i szárnyán több méteres felső-triász blokkokból álló középső-eocén megabreccsa települ a felső-triász dolomitos mészkőre. A DNy-i szárnyon vastag mészkő, márgás mészkő és mészmarga kifejlődés található, aminek bázisán középső-eocén fűrökagylók által bioperforált felső-triász aljzat és gyakran bioperforált klasztkból álló alapbreccsa jelenik meg. A mészkő tetejére áthalmozott középső-eocén faunát tartal-

mazó, helyenként bioturbált, sziliciklasztos üledékek települnek diszkordánsan az alattuk fekvő rétegekre.



4.1. ábra A Keselő-hegy eocén utáni tektonika által „felszeletelt” DNy-i blokkjának feltárásai és fontosabb szelvényeinek elhelyezkedése KERCSMÁR (1995) nyomán, módosítva. A „szelvény helye” a 4.2-es ábra irányát jelöli.



4.2. ábra A Keselő-hegy DNy-i részének szelvénye a már felhagyott mészkőbánya területén keresztül, BADA et al. (1996) után módosítva. A szelvény helye a 4.1. ábrán látható.

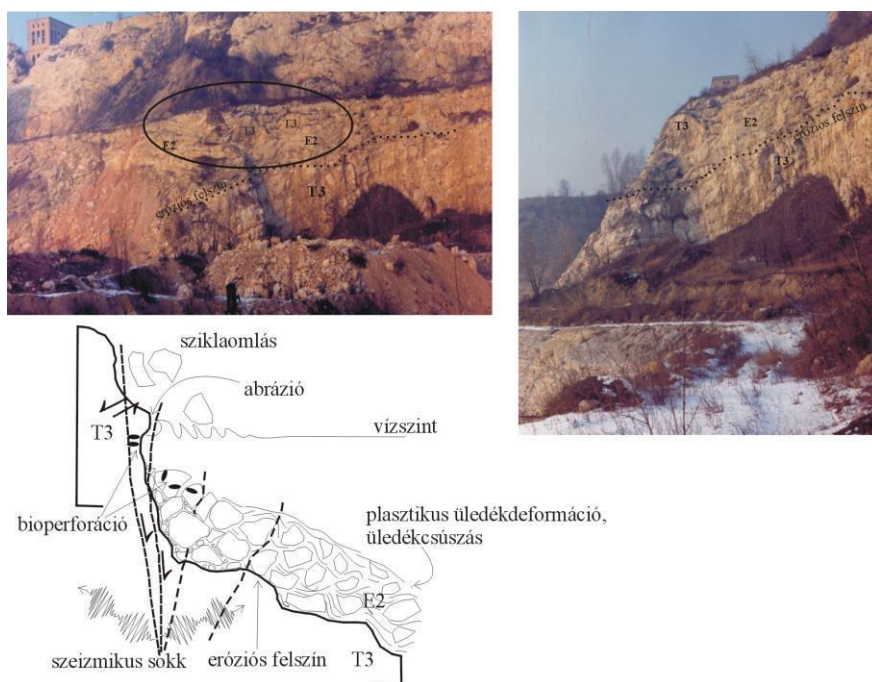
A Ta–338; Ta–340 és Ta–341 sz. fúrások és az 1950–1955 között működött Keselőakna (SÓKI et al. 1992) tanúsága szerint a karbonátos rétegek alatt márga, mészkő, kagylós márga átmenet után 16 m vastag kőszéntelepés összlet települ közvetlenül a felső-triász mészkőre (II. melléklet).

Az É-i oldal feltárásaiban szintén a középső-eocén mészkő és a felső-triász aljzat közvetlen kontaktusa látható, helyenként szinszediment szerkezeti mozgásokhoz kötődő felső-triász kőzettömböket tartalmazó, középső-eocén mésziszapos kötőanyagú breccsával.

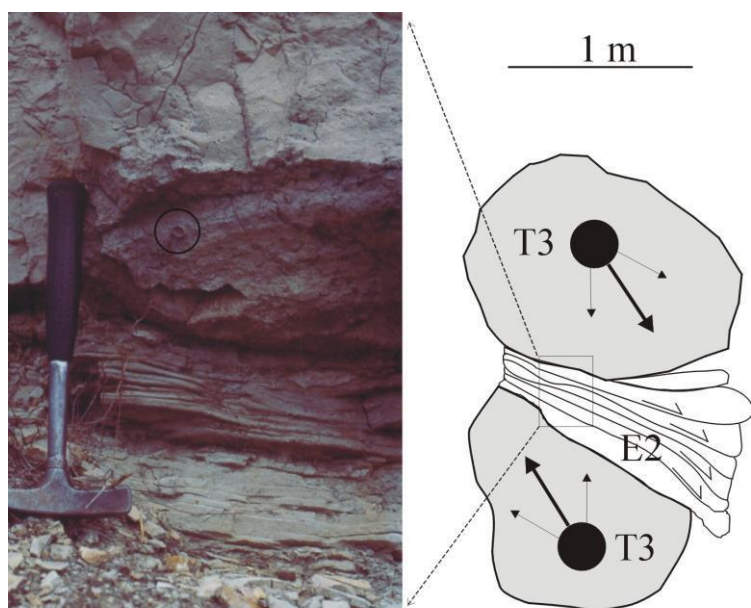
4.1.1.1. A szelvények leírása


Az eltolódás ÉK-i szárnya


A Keselő-hegy ÉNy–DK-i csapású fő szerkezeti elemének vetősíkja mentén feltáródó és annak ÉK-i szárnyán megjelenő, 5-6 méter átmérőjű felső-triász mészkő és dolomit tömböket tartalmazó, kb. 30 m vastag középső-eocén megabreccsa a felső-triász dolomitos mészkőre települ. A nagy méretű blokkokat középső-eocén plasztikusan deformálódott, finomszemű mészhomokkő, és homokos mészkő foglalja magába. A még képlékeny eocén mésziszap plasztikusan deformálódva, „körbefolyta” a triász tömböket, jelezve a breccsaképződés középső-eocén szinszediment jellegét (4.3. ábra).



4.3. ábra Felső-triász kőzettömbökből álló középső-eocén megabreccsa és kialakulása szeizmikus sokk hatására bekövetkező sziklaomlás következtében. T3 – felső-triász dolomitos mészkő; E2 – középső-eocén breccsa



 Nyomóerő eredőiránya a hatók megjelölésével

 Plasztikus nyírások

T3 Felső-triász mészkő
E2 Középső-eocén meszes homokkő

4.4. ábra Felső-triász köztömbök között plasztikusan elnyíródo középső-eocén finomszemű homokkő. A fekete körben egy „tapadócsiga” (*Patella* sp.) áthalmozott töredéke található.

A tömbök felületét gyakran fúrókagylók (*Lithop-haga* sp.) támadták meg, és a tömbök közé becsípődött üledékben egy sziklás tengerparti környezetet kedvelő *Patella* sp. csiga áthalmozott példánya található (4.4. ábra.), amik abrázios partot vagy meredek, üledékkel nem fedett max. 40-60 m mélységű, áramlások által mossott tenger alatti sziklafalat va-

lamint nagy energiájú üledék-képződési környezetet jeleznek (DODD & STANTON

1990). A sziklaomlással létrejött megabreccsa oldalirányú rétegtani átmenetei bizonytalanok, illetve nem láthatók. Ezeket DNy-ról az eocén utáni eltolódás határolja, ÉK-felé pedig negyedidőszaki lösz fedi be. A sziklaomlás létrejötté éppúgy kötődhet abrázios part gravitációs pusztulásához, mint tektonikai eseményhez (MAGYARI 1996). Ebben az esetben azonban mindkét típusú folyamat egyszerre működhetett, mivel a nagy méretű sziklatömbökkel jellemezhető megabreccsa összlet egy korábban már létező, a felső-kréta szerkezetalakulásokhoz köthető tektonikai zónában található (FODOR & KERCSMÁR 1995; BADA et al. 1996), ami az eocén során és utána is aktívan működött.

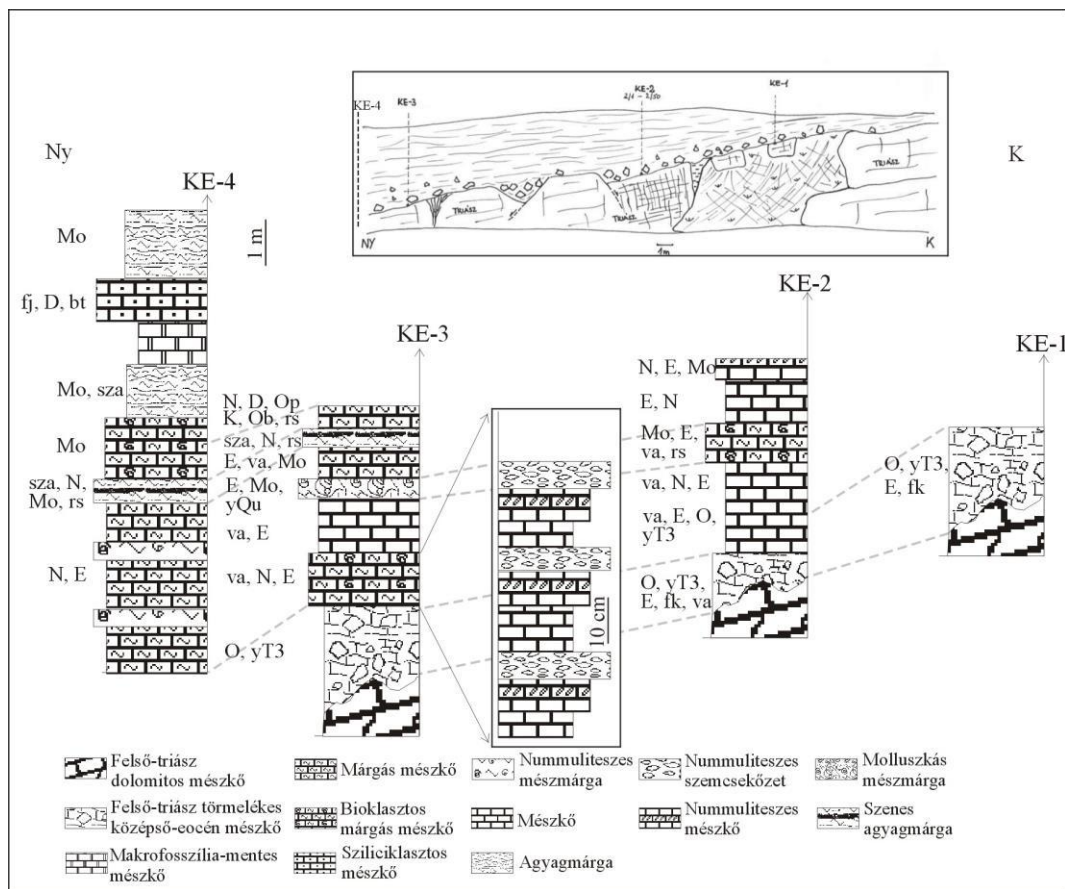
A középső-eocén üledékképződéssel egyidős szerkezeti mozgások által kiváltott sziklaomlás meredek törmelékűjének további lejtőirányú szinszediment mozgására a jelentős sziliciklaszt tartalmú mésziszapos mátrix plasztikus nyírás jelenségei és a triász tömbök alatti terheléses üledékcúsúságok utalnak (4.4. ábra).

A megabreccsa rétegtani helyzete a fedő üledékek hiánya miatt bizonytalan.

Az eltolódás DNy-i szárnya (DNy-i fejtési udvar)

A fő szerkezeti vonaltól DNy-ra eső terület, az egykori kőfejtő bányaudvarát és a három szintben felhagyott kőfejtőfrontját, valamint a vasúti bevágás É-i oldalát foglalja magába (4.1. ábra).

A kőfejtő legalsó szintje a középső szint rétegsorának, normál komponensű balos eltolódás által DNy-felé levetett megisméltlődése (4.1. ábra). A legalsó szint rétegsorának felső része DNy-felé, a Budapest–Bécs vasútvonal bevágásában bukkan a felszínre.



4.5. ábra A Keselő-hegy vasúti bevágásának szelvénye és rétegsorai. Kiemelve a KE-3 szelvény inverzgradált részlete látható. yT3 – felső-triász kőzettörmelék; fk – fűrőkagylónyomok; O – *Ostrea* sp.; va – vörösalga; E – Echinoidea; N – apró nummulitesz; Mo – Mollusca; D – *Discocyclina* sp.; Ob – *Orbitolites* sp.; Op – *Operculina* sp.; K – koralltöredék; bt – biogén törmelék; sza – szénes agyag; fj – feregjárt, bioturbáció

I. A vasúti bevágás szelvényének eocén rétegsorai K-en felső-triász bioperforált extraklasztokat tartalmazó alapbreccsa réteggel települnek az egyenetlen felszínű triász dolomitos mészkőre. Ezek a képződmények a vízmélység növekedésével vörösalga-, echinoidea-, vastaghéjú kagyló-, és koralltöredékeket, vöröskalcsit-törmeléket és ritkán apró nummuliteszeket

összemosva tartalmazó mészkőbe mennek át folyamatosan, amiket bioklasztos, echinoideás, molluszkás, apró nummuliteszeket gyéren tartalmazó mészkőrétegek követnek a partközeli felső-triász közettörmelék kimaradásával.

A sekélytengeri karbonátos üledékképződési környezetet jelző képződményeket Ny-felé 300 m-en belüli márga, agyagmárga rétegekkel váltakozó apró nummuliteszes márgás mészkő képződmények váltják fel, amelyeket a legalsó kőfejtőszint DNy-i kapujában, a vasúti bevágás ÉNy-i részén, már tisztán márgás, agyagmárgás kifejlődések jellemeznek. Ez a relatíve gyors fáciesváltozás, rövid távolságon belül kialakuló, egyre mélyebb üledékképződési környezetre utal. Az agyagmárga rétegek mélyebb vízi üledékképződésre jellemző vékony héjú molluszkát és operculinát, valamint cápafogakat és sziréncsontokat (KAZÁR E. 1998, szóbeli közlés) tartalmaznak. Továbbá a vízmélység nagyságára utalnak az innen előkerült rákmaradványok is (*Harpactocarcinus punctulatus*, DESM.; *Calianassa vidali*, VIA.; *Calianassa* sp.; *Xantopsis* sp.; *Pagurus* sp.), amik MÜLLER P. szerint (1995, szóbeli közlés) akár akár 200 m-es vízmélységet is jelezhetnek.

A biogén törmelékes márga rétegek alsó részén 0,6 m vastag, három szintben kizárólag apró nummuliteszeket tartalmazó inverzgradált rétegtag található. A nummuliteszes rétegtag három részre osztható. Ezek alulról-felfelé vörösalgás, márgás mészkőre, majd kissé nummuliteszes, bioklasztos mészmárgára, és a legfelső részen kizárólag apró nummuliteszeket tartalmazó agyagos márgára bonthatók szét. Az inverzgradáció az üledékképződési lejtőn történt üledékfolyásra, az üledék plasztikus állapotban való megmozdulására utal (SHULTZ 1984) (4.5. ábra).

A kis horizontális távolságon belüli gyors kimélyülést, valamint az inverzgradált rétegeket létrehozó lejtő irányú üledékmozgást, folyamatosan süllyedő medence és emelkedő medenceperem indukálhatta, aminek nyomait a II-es és III-as pontokban ismertető rétegsorokban is megtaláljuk.

II. A kőfejtő alsó szintjének rétegsora, az egyre mélyebb vízi fáciesek márgás közbetelepüléssel (4.6. ábra):



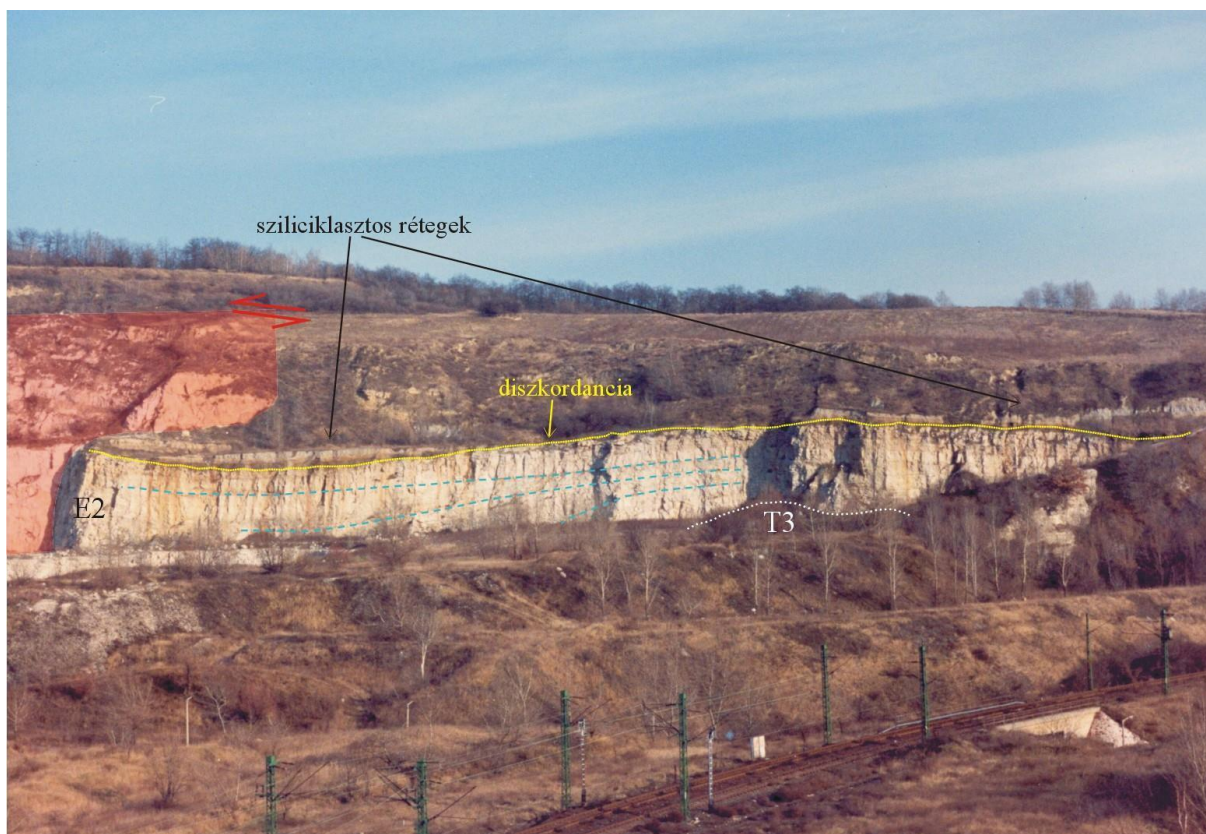
4.6. ábra. A Keselő-hegy DNy-i kőfejtőjének legalsó szintjén felvett rétegsor Jelmagyarázat a 4.5. ábránál található

VI. rétegtag: Sok bioklasztot és nummuliteszt tartalmazó rétegek (2,2 m)
 9,1–9,2 m: süntüskét, echinoidea-töredékeket, nummuliteszeket tartalmazó szürke márga, mészmárga
 9,2–11,2 m: szürke, az alján igen sok nummuliteszt, kagylóhéj-töredékeket tartalmazó mészkő
 11,2–11,3 m: szürke márga
 VII. rétegtag: egységes, márgás betelepülés nélküli mészkő (4,0 m)
 11,3–15,3 m: sárgásszürke, sárgásdrapp, márgás betelepülés nélküli, egyveretű bioklasztos mészkő

Hasonlóképpen a I-es pontban ismertetett képződményekhez, az itt felvett rétegsorban is az üledékképződési környezet kimélyülését tapasztaljuk, csak itt vertikálisan, időben egyre előrehaladva jelennek meg a mélyebb fáciesek agyagos, agyagmárgás rétegei. A rétegsor leg-tetején azonban ismét sekélyebb, gazdag molluszka és echinoidea faunát tartalmazó mészkő-rétegek rakódtak le.

III. A Keselő-hegy fő szerkezeti vonalának DNy-ról támaszkodó kőzetblokk rétegsora megegyezik a *II-es* pontban ismertetett rétegsorral. A felső részén azonban az alsó kőfejtő-szint rétegsorának tetejéről hiányzó homokos mészkő rétegek jelennek meg, közvetlenül a karbonátos rétegekre diszkordánsan települő sziliciklasztos képződmények alatt.

A mészkő rétegek ÉK–DNy-i redőtengely mentén enyhén flexuráltak. A középső-eocén rétegek meghajlását antiform magjában található felső-triász aljzat emelkedése okozhatta (4.7. ábra). Ezt látszik alátámasztani a flexura alatti triász aljzatot és az alapbreccsa képződményeket érintő kisebb feltolódás is (KERCSMÁR 1995), amit a további eocén képződmények látszólag lefednek.



4.7. ábra. Középső-eocén mészkő rétegek szinszediment flexurája és vastagságváltozása (kék szaggatott vonal) valamint diszkordancia felülete (sárga pöttyözött vonal) a sziliciklasztos rétegek alatt, a Keselő-hegy DNy-i részén. T3 – felső-triász dolomitós mészkő; E2 – középső-eocén mészkő, márgás mészkő; a piros felület és a nyílak a késő-eocén–kora-oligocén eltolódást jelzik.

A triász aljzat tenger alatti kiemelkedésén kezdetben korallok telepedtek meg, amelyek töredékei megtalálhatók a karbonátos üledékek bázisrétegeiben. A jelenség jellemző a folyamatosan emelkedő antiformok tenger alatti sekélyvízi üledékképződési környezetére, amelyek tetején gyakorta biohermák, zátonyépítő szervezetek telepednek meg. A későbbiek során ezek törmeléke szétszóródik a környező üledékekbe (MONTENAT et al. 1978).

A folyamatosan kivastagodó és elmárgásodó rétegek az aljzat egy részének folyamatos süllyedését illetve az antiform magjának folyamatos emelkedését jelzik. Az aljzatemelkedés felett kezdetben egymásra szögdiszkordánsan települő rétegek jöttek létre, ami a legalsó szint triász aljzatkibukkanása feletti szelvényben látható (KERCSMÁR 1995). A szinszediment aljzatemelkedéshez köthetők azok a üledékfolyások, amelyek a vasúti bevágás I-es szelvényében ismertetett inverzgradált rétegeket is létrehozták. A folyamatosan billenő lejtőn törmelékes szemcseként viselkedő nummuliteszvázak üledéke kaotikus erekben hálózák be a mészmárga rétegeket (4.6. ábra).

Az aljzatkiemelkedés folytatódására az üledékképződés során létrejött aszimmetrikus rétegeket lefedő képződmények (4.6. ábra, VI. és VII. rétegtagok,) redőzöttsége utal.

A flexurákat sziliciklasztos üledékek fedik le. A nem deformált rétegek kitöltötték a flexura által kialakított mélyedéseket és befedték a kiemelkedéseket.

Ezek a finomszemcsés törmelékes üledékek 3,5 m szelvényezhető vastagságban a középső-eocén rétegsor karbonátos kifejlődéseire eróziós-, és szögdiszkordanciával települnek (4.8. ábra). A rétegsor alsó részén a rákollós konkréciókat (*Calianassa vidali*) tartalmazó, majd fauna szegény, vékonyan laminált széncsíkos rétegek, felfelé egyre homokosabbá válnak, miközben egyre gyakrabban tartalmaznak áthalmozott középső-eocén faunát (apró nummulitesz-váztöredékek, *Otodus* sp. és egyéb halfogtöredékek, süntüskék, átkristályosodott molluszka kőbelek). A rétegsor felső részét bioturbált agyagos homokos rétegek, majd homokos agyag, és a benne található ásásnyom-kitöltések tiszta, szürke kvarchomokos képződményei zárják. Az ásásnyomkitöltés alapján a homokos agyag rétegek felett durvább kvarchomokos rétegtag következett, ami a legfelső ma látható képződményét jelenti ennek a rétegszlopnak (4.8. ábra).

Ha meggondoljuk, hogy a rétegsor csak középső-eocén makro-, és mikrofaunát (GÖRÖG Á. szóbeli közlés, KERCSMÁR 1995) tartalmaz, alsó részén a különleges körülmények között fosszilizálódo (MÜLLER P. szóbeli közlés), kitűnő megtartásban található középső-eocén rákollókkal, valamint a felső rész törmelékéből gyűjtött 30 cm átmérőjű, jó megtartású telepes korallmaradvánnyal, akkor az eocén utáni, esetleges késő-oligocén leülepedést továbbá a fent

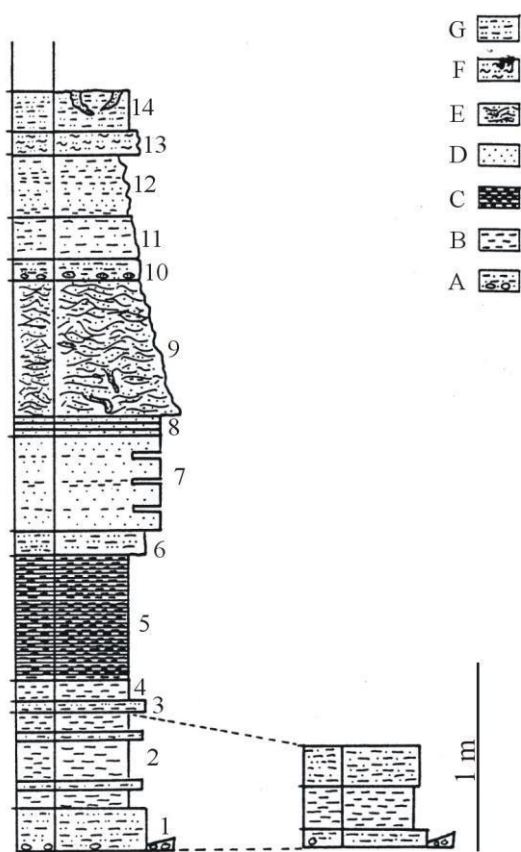
említett ősmaradványok jó megtartásban történő áthalmozódását is kizárhatjuk. Kőzettani jellege és ősmaradványtartalma alapján a rétegsor a középső-eocénben jelentkező törmelékes esemény tekinthető, amit korábbi szerzők a medence több pontjáról is megemlítenek, hasonló kőzettani, és őslénytani jellegek alapján ún. „perforata-brongniarti rétegekként” (ROZLOZNIK 1924, 1928; SÓLYOM 1960; SZÓTS 1956; KERCSMÁR 1995) írva le ezeket a képződményeket. Különleges jelentőséget ad ennek a rétegsornak az a tény, hogy ezek a sziliciklasztos rétegek relatíve vastag karbonátos rétegsor tetejére települnek.

Ezt támasztja alá a vasúti bevágás I-es számú feltárásának rétegsora is, ahol a biztos középső-eocén mélyebbvízi márgaképződést széncsíkos agyagbetelepülések szakítják meg, és a szenes réteg felett áthalmozott bioklasztos, sziliciklasztos rétegek jelentkeznek, hasonlóan az itt ismertetettekhez. (4.5–6 ábrák).

Jelenkori térbeli helyzetük alapján azonban a fent említett rétegsorok túl közel vannak egymáshoz, hogy közvetlen kapcsolatot tételezzünk fel az agyagos, szenes, homokos és az agyagmárgás rétegek között. Vagyis a sziliciklasztos rétegsor nem valószínű, hogy 100 m-en belül agyagos mészmárgává változott volna, de feltételezhetjük a vízszintcsökkenéssel járó folyamat rétegsorokbeli azonosságát, azaz amikor a medenceperemen sziliciklasztos, szenesedett növénymaradványos üledékek rakódtak le, akkor a medencében, vagy a selfperemen márga képződményeiben megjelentek az áthalmozott szenes rétegek és a sekélyebb, peremi részokről származó bioklasztok, amiket agyagos, márgás, jelentős sziliciklaszt tartalommal rendelkező rétegek követtek.

A törmelékes üledék megjelenése a mészkőrétegek fölött, és a jellegzetes sekélytengeri fauna áthalmozódása) jelentős vízszintcsökkenéssel, és sziliciklasztos üledék-behordással járó környezetváltozást jelez, ami valószínűleg kapcsolatba hozható a középső-eocén végi globális euszatikus vízszinteséssel (HAQ et al. 1988) (2.4. ábra).

A medenceperemen kialakult sekélytengeri környezetben „működő karbonátgyárat” a sziliciklaszt megjelenése „megfullasztotta”. A törmelék beáramlás kezdetét a karbonátos rétegsor tetején jelentkező, nagyméretű molluszkákat (*Corbis maior*, BAY.) tartalmazó sziliciklasztos mészkő réteg kifejlődése jelzi. A megnövekedett törmelékmennyiséget és a csökkenő vízmélység környezeti hatását a nagy méretű és vastag héjú, a sótartalom-ingadozást jól tűrő molluszka fajok viselték el (*Corbis* sp., *Velates* sp.).



4.8. ábra. Sziliciklasztos rétegsor a Keselő-hegy DNy-i oldaláról (ld. szöveg és 4.7. ábra). A rétegszámolás a szövegbeli leírással megfeleltethető. A – rákolló konkréciós agyag, homokos agyag; B – agyag, szenes agyag; C – jól laminált agyagmárga; D – homok, finom homok; E – bioturbált homok; F – homokos márga; G – homokos agyagmárga

A Keselő-hegy sziliciklasztos rétegsora (4.8. ábra):

0–0,2 m: rozsdabarna foltos, 5-10 cm átmérőjű, rákollós konkréciókat tartalmazó agyag, finomhomokos agyag, a konkréciókban gyakran molluszka héjtöredékek is megjelennek (1)

0,25–0,7 m: szürkésfekete, finoman laminált, helyenként növénymaradványos szenes agyag, agyagmárga, finomhomokos agyag betelepülésekkel folyamatosan fejlődve ki az alatta lévő rétegből (2)

0,7–0,75 m: szürke agyag (3)

0,75–0,9 m: alul szenes, felfelé növénymaradványossá váló agyag (4)

0,9–1,5 m: szürke, fekete igen finoman laminált márgás agyag (5)

1,5–1,6 m: rozsdabarna foltos, szürke homok lencsés finomhomokos, szenesedett növénymaradványos agyag, ahol a lencsék ásásnyom-kitöltésként értelmezhetőek (6)

1,6–2,05 m: barnásszürke, molluszkahéj-töredékes finomhomok, rozsdabarna foltokkal (7)

2,05–2,15 m: keményebb közpszemű homok, meszesagyag kötőanyagú homokkő (8)

2,15–2,8 m: erősen bioturbált, gumós, ásásnyomos finom-, és közpszemcsés homok, ami bőségesen tartalmaz halfogakat, echinoidea-töredékeket, rossz megtartású, apró numuliteszeket, valamint molluszka héjtöredékeket, és kőbeleteket és egy már konszolidált, bryozoás mészkőklasztot (9)

2,8–2,9 m: halfog-, és nummulitesz-töredékes, szürke, kemény, molluszkahéj-töredékeket tartalmazó mészkonkréciós finomhomok (10)

2,9–3,1 m: okkersárga agyagos finomhomok, mint az előző réteg, csak a konkréciók kimaradásával, agyagos finomhomok, molluszka kőbeleteket és lenyomatokat tartalmazó durvahomokos betelepülésekkel (11)

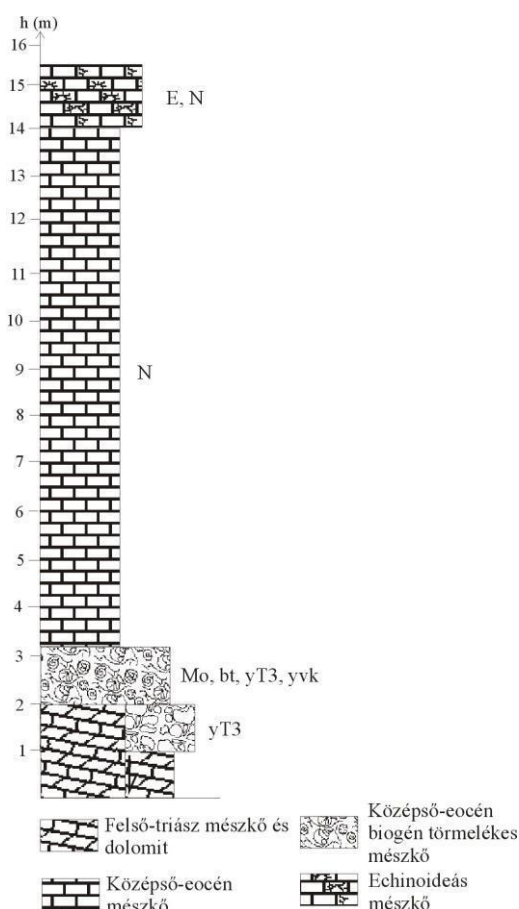
3,1–3,4 m: rozsdabarna finomhomokos agyag, molluszkás finomhomokos betelepülésekkel és apró nummuliteszekkel (12)

3,4–3,5 m: barnásszürke, rozsdabarna, finoman laminált homokos márga, márgás homokkő, halfogakkal és molluszkahéj-töredékekkel, valamint apró nummuliteszekkel, a szenesedett növénymaradványok teljes hiányával (13)

3,5–3,7 m: Lilásszürke, finoman laminált, szenesedett növénymaradványos, féregjáratos, ásásnyomos agyag, agyagos aleurit, a féregjáratokat fehér, szürkésfehér közpszemű kvarchomok tölti ki, ami viszont már nincs meg a rétegsor legtetején (14)

Az áthalmozott sziliciklasztos üledék eredete és a háttér esetleges lepusztításának mértéke kérdéses. Ugyanakkor nem kizárható, hogy a sziliciklasztos üledék part-, esetleg selfperemmi áramlásokkal, vagy azokkal is bejuthatott a medencébe.

Az északi oldal feltárása



4.9. ábra. A Keselő-hegy É-i felének rétegsora.

0–2 m: felső-triász dolomitos mészkő

2–3,2 m: felső-triász bioperforált mészkőtömbökből, vöröskalcit törmelékből és vastaghéjú molluszkahéj-töredékekből álló, középső-eocén bioklasztos mésziszappal cementált breccsa

3,2–14 m: apró nummuliteszek összemossott és összepréselt tömegéből álló „mezozoos küllemű” mészkő

14–15,5 m: szürke vékonypados, durvább szövetű apró nummuliteszes, echinoideás mészkő

részben átkristályosodott tömegéből álló szemcsekőzet (4.9. ábra)

A középső-eocén rétegsor alján szinszediment tektonikai eseményre utaló szilárd–plasztikus deformációk és aszimmetrikus breccsatestek jöttek létre. Az ék alakú breccsatestek KÉK–felé lezökkenő normálvetődések mentén alakultak ki, ahol a breccsatest vastag-

A feltárás 100 m hosszan követi a helyenként paleokarsztos üregekkel és járatokkal, valamint vöröskalcit-telérekkel átjárt felső-triász Dachsteini Mészkő és a középső-eocén karbonátos képződmények érintkezési felületét (KERCSMÁR 1995).

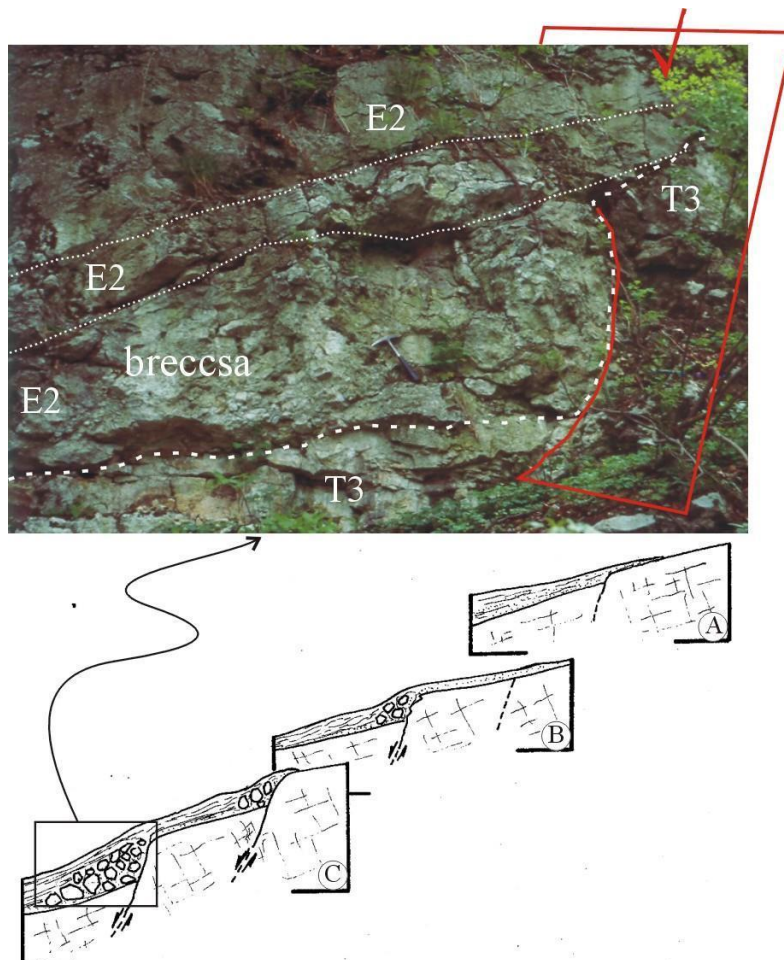
A triász–eocén kontaktus mindenütt karsztosodott felületű, abrázíós jellegű, amit az aljzatfelszín, és az eocén rétegsor alján megjelenő alapbreccsa 20–40 cm-es tömbjeinek bioperforációs jelenségei, és az egykori partvidék korróziós felszínének üledékben megjelenő darabkái mutatnak. Az eocén fűrökagylók (*Lithophaga* sp., *Gastrochaena* sp.) sziklás tengerpartot vagy max. 40 m mélyen lévő fedetlen keményfelszínt jeleznek (DODD & STANTON 1990). A bázisképződményekben gyakran megjelenő vöröskalcit darabkák, az eocén üledékek által rendre lefedett vöröskalcittelérekből származnak (KERCSMÁR 2004).

A breccsára települő szürkésbarna, barnás-szürke kemény, kompakt, a felső-triász mészkőre mind szövetében, mind külső megjelenésében megtévesztésig hasonlító homogén, makroszkóposan nagyon ritkán és nehezen észlelhetően nummuliteszes mészkő, a vékonycsiszolati kép tanúsága szerint apró nummuliteszek összepréselt és

sága a vetősíkok irányába nő, jelezve ezzel a levetett blokkok szinszediment süllyedését (4.10. ábra). A felső-triász tömböket plasztikusan deformált eocén mészszip cementálta. A breccsát fedő gyengén litifikálódott mészkőben létrejövő plasztikus csúszások jelzik a vetők további aktivitását.

A szinszediment normálvetők mentén lezökkenő felső-triász aljzat 70 m-re KÉK-re bukkan ismét elő, eocén által lefedett vöröskalcit-telérekkel, az eocén bázisán bioerodált felső-triász mészkő tömbökkel, és NyDNy, illetve Ny-felé dőlő eocén rétegekkel.

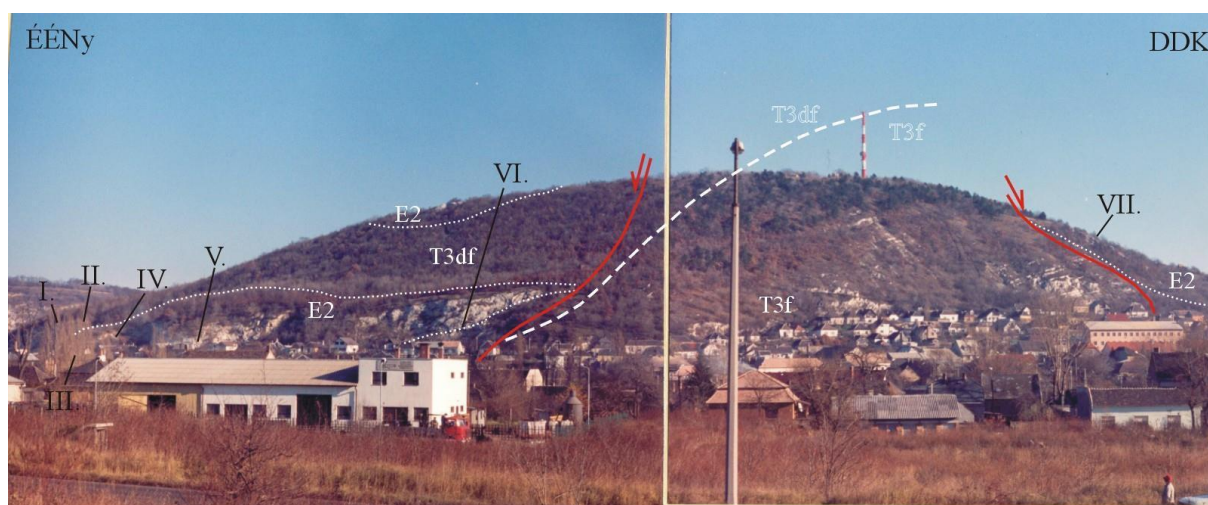
A fenti kép a középső-eocén során, szinszediment tektonika hatására kialakult ÉNy–DK-i csapású üledékképződési vályút mutat, amelynek csapása a Keselő-hegy fő szerkezeti vonalával párhuzamos.



4.10. ábra. Szinszediment normálvetődés mentén képződött felső-triász közettömböket tartalmazó középső-eocén mészszipos kötőanyagú aszimmetrikus breccsatest a Keselő-hegy északi feltárásában. A breccsaképződést látszólag zavartalan középső-eocén mészkő fed le.

4.1.2. Kálvária-hegy

A Kálvária-hegy triász és eocén rétegeinek határfelületét feltáró rétegsorok ÉÉNy–DDK-i csapású fiatal normálvetők mentén lezökkenve, a hegy Ny-i oldalában található (4.11. ábra). TAEGER (1909) által is megemlített régi kőfejtők 500 m hosszán, kb. 15-20 m vastagságban tárják fel a vöröskalcit-telérekkel átjárt felső-triász rétegeket, és a rájuk települő középső-eocén kötőanyagú, felső-triász tömbökből álló breccsát, biogén törmelékes, mészhomokos mészkövet, valamint nummuliteszes mészkövet és márgás mészkövet (I. és III. melléklet).

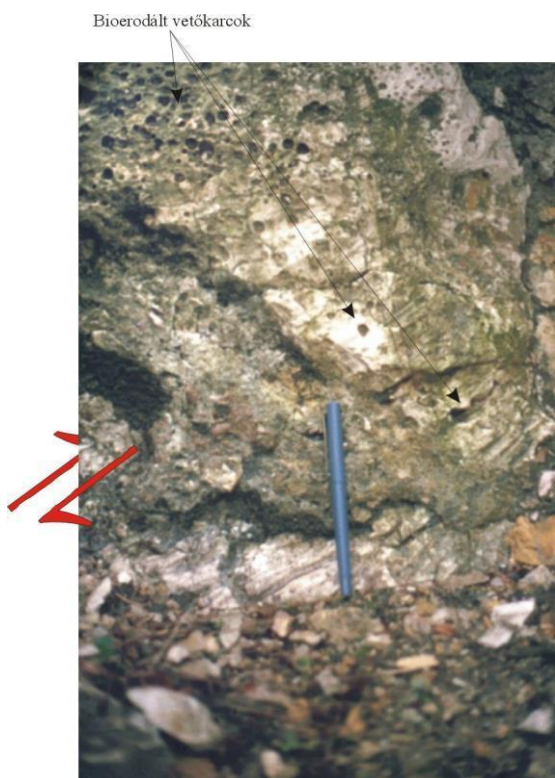


4.11. ábra. A Kálvária-hegy Ny-i oldalának földtani felépítése a feltárások helyének bejelölésével. A fehér szaggatott vonal a felső-triász Födolomit és Dachsteini Mészkő Fenyőfői Tagozatának határát jelzi. A monoklinálist középső-eocén normálvetők metszik el (piros vonalak és nyilak). A fehér pontozott vonalak a különböző korú képződmények felszíni megjelenésének határát mutatják. T3f – Felső Triász Födolomit; T3df – felső-triász Dachsteini Mészkő Fenyőfői Tagozata; E2 – középső-eocén mészkő (Szöci Mészkő Formáció) (ld. még III. melléklet)

4.1.2.1. A szelvények leírása

I. A Kálvária-hegy legészakibb feltárásának D-i oldalát ÉNy–DK-i csapású felső-triász dolomitos mészkövön látható eltolódási sík zárja le. A vetősíkon jobbos oldaleltolódásos, ép vetőkarcok találhatóak amiket középső-eocén fűrökagylók fűrtak meg, jelezve az eltolódás közvetlenül preszediment, esetleg szinszediment voltát (4.12. ábra). Utóbbira enged következtetni a vetősík ép jellege, amit egy sziklásparthi abrúziós tevékenység és a tengervíz maró hatása, ha nem is omlaszt le, de nagy valószínűséggel korrodál, majd erodál, mint arra számos recens példa is adódik a mai tengerpartokon. Természetesen

elképzeltető abráziós és tektonikai folyamatok kombinációja is, de akkor az ép vetőkarcok fennmaradásának egyetlen lehetősége a gyors betemetődés lenne, mint ahogy a Keselő-hegy sziklaomlásos megabreccsa képződményénél láthattuk. Esetünkben a valószínűleg víz alatti szerkezeti mozgás feltárta a szilárd felső-triász aljzatot, amit nagy számban a hullámverés szempontjából csendesebb, nyugodtabb környezetet kedvelő *Gastrochaena* sp. genusba tartozó fűrókagylók fűrtak meg (4.12. ábra).



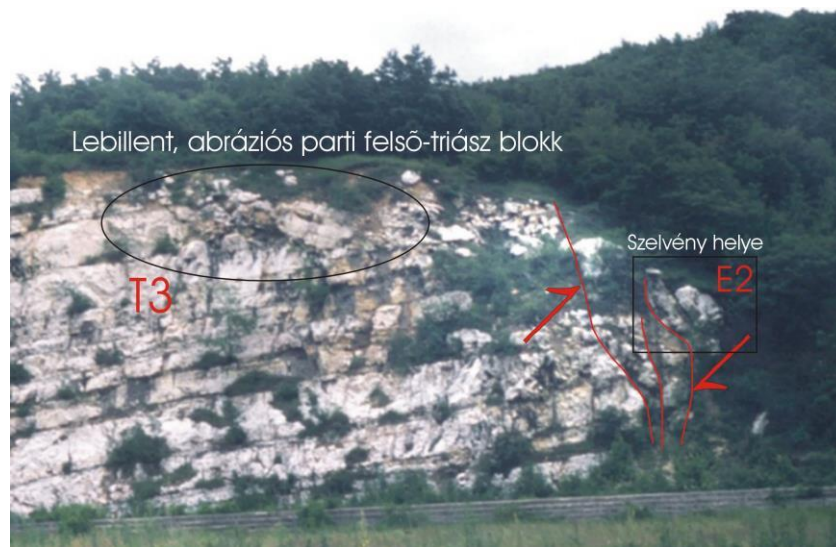
4.12. ábra. Középső-eocén bioperforált oldaleltolódási sík a Kálvária-hegy ÉNy-i részén (I: feltárás) (Fodor L. felvétele)

Az eltolódás síkja felett középső-eocén mészszipa és ostrea héjtörmelék által cementált, különböző méretű (5–80 cm) triász blokkokból álló breccsa található, ami lefedi a törés lefelé való folytatódásában látható szürkessárga agyaggal és pizoidos vörösgyaggal kitöltött repedést. Az agyag itt bepréselődik a triász dolomitos mészkőtömbök közé. A középső-eocén fűrókagylók csak az agyagos hasadék tetején elhelyezkedő tömböket és a karcos vetősíkot fűrtak meg. Ugyanakkor vetőkarcok nem találhatóak az agyag és a triász képződmények

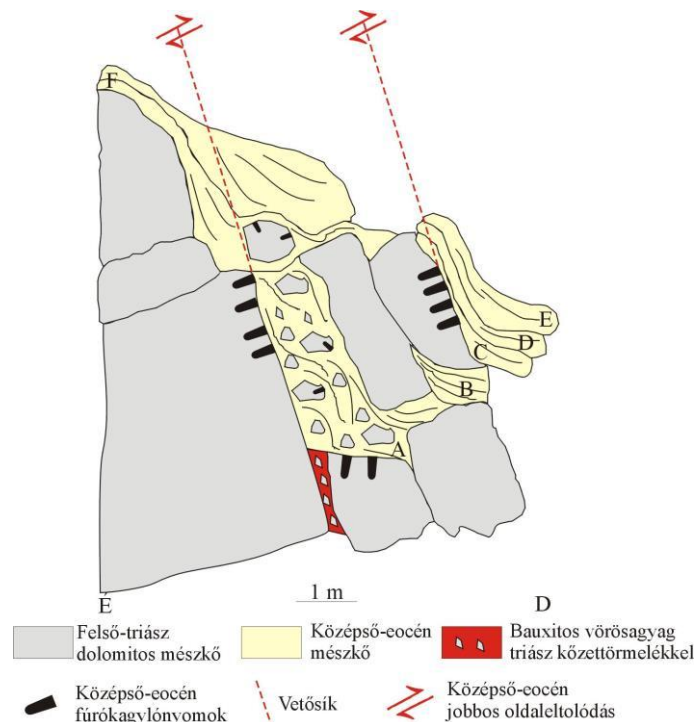
kontaktusán. Mindez arra enged következtetni, hogy ez a szerkezeti elem régebbi, a bauxitképződés előtti, valószínűleg késő-kréta

keletkezésű, ami a középső-eocén során felújulva jobbos, normál komponensű szinszediment eltolódásként működött.

A szinszediment vetőbreccsa tetején 40–50°-ban, egyre meredekebben meghajló (4.13. ábra), ritkán apró nummuliteszes, triász kőzettörmelékes, miliolinás, koralltöredékes, apró biogéntörmelékes szemcseközet szövetű mészkő települ (4.14. ábra). A folyamatosan, meredeken meghajló rétegek már részben litifikálódott képződményt ért deformációra utalnak. A plasztikus deformáció szerint az oldaleltolódásos vetőzónát lefedő, áthalmozott és összemossott biogén törmelékből felépülő mészkő lerakódása után, illetve alatt is aktív volt a szerkezeti mozgás, amire a mészkő réteget metsző határozatlan, hullámos, elkent vetőfelszín utal (PETIT & LAVILLE 1987; KANDEL 1992; MAGYARI 1996).

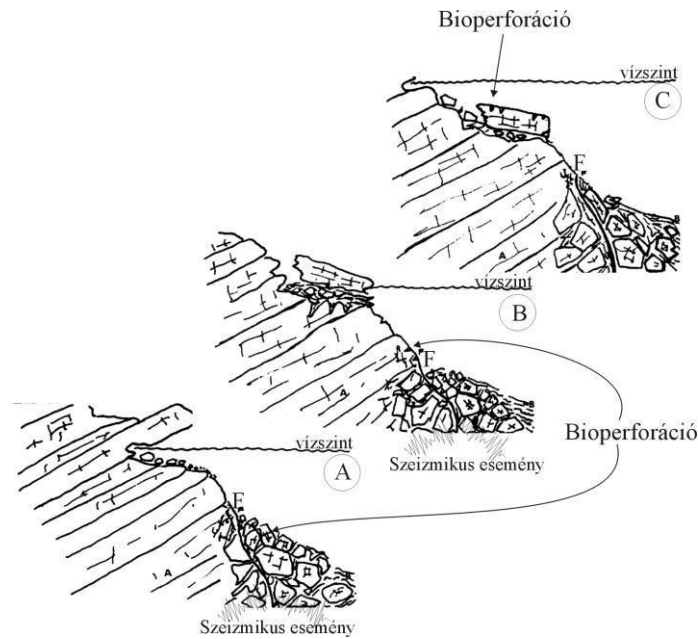


4.13. ábra. Középső-eocén tektonikai vonal által kialakított abráziós part a Kálvária-hegyen (I. feltárás). T3 – felső-triász dolomitos mészkő; E2 – középső-eocén mészkő; a fekete négyzet a 4.14. ábra helyét mutatja



4.14. ábra. Az eocén képződményeket plasztikusan deformáló, több fázisban működött középső-eocén törésvonal megjelenése a Kálvária-hegyen (I. feltárás). A – vetőkarcokra kenődő Ostrea héjtöredékes mészkő; B – triász közetdarabkákat és Ostrea héjtöredékeket tartalmazó mészkő; C – apró nummuliteszeket, korall töredékeket, bioperforált Ostrea héjtöredéket tartalmazó préselt közetcsővetű miliolinás, erősen bioklasztos, sziliciklasztos szemcsékőzet D – Erősen bioklasztos, apró nummuliteszes miliolinás, Acervulinás, koralltöredékes, sziliciklasztos szemcsékőzet préselt közetcsővetűvel; E – tömött szövetű, bioklasztos, koralltöredékes, Acervulinás, felső-triász litoklasztos, miliolinás, apró nummuliteszes szemcsékőzet F – Ostreás, vörösalgátöredékes, koralltöredékes, apró nummuliteszes, miliolinás szemcse- és sűrűszemcsés kőzet.

A feltárás felső részén eredeti helyén maradt, de lebillent abrúziós parti sziklatömb mutatja az egykori abrúziós partvonal peremét (4.15. ábra). A 10 cm vastag, főleg ostrea héjtöredékekből álló partmenti üledékbe esett triász rétegfej lebillenését — hasonlóképpen a Keselő-hegyen tapasztaltakhoz — éppúgy okozhatta abrúziós alámosás előidézte partfalomlás, mint szeizmikus sokk hatására létrejövő sziklaomlás (READING 1978, 1986).



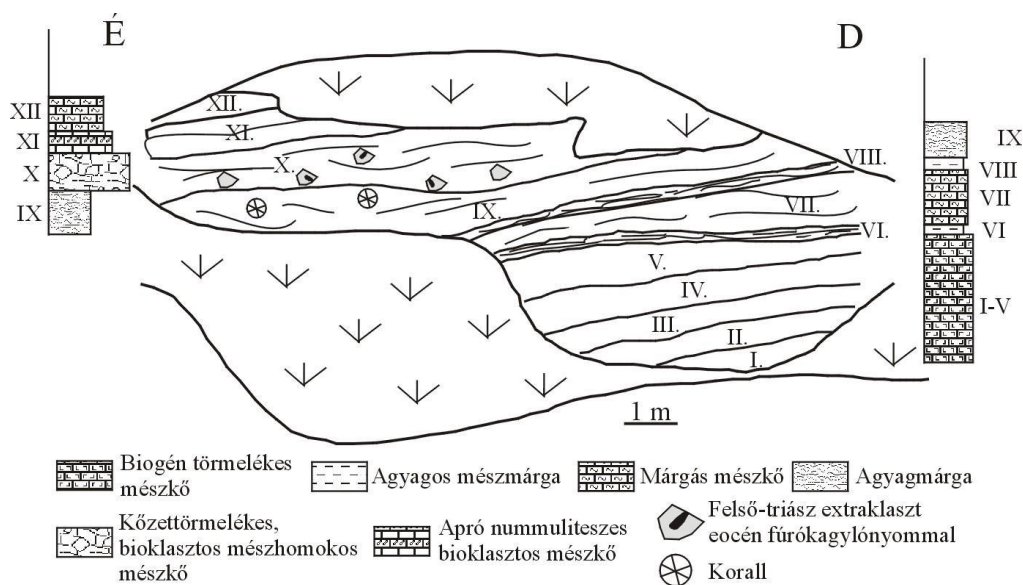
4.15. ábra. A Kálvária-hegy ÉNy-i oldalán leomlott és helyben maradt abrúziós parti breccsa kialakulása. Az abrúziós tevékenység által alámosott sziklásparti tömb szeizmikus aktivitás hatására lebillent, és a meredek perem fölötti teraszon megőrződött (ld. 4.13. ábra).

Ezzel analóg, abrúziós sziklás parti régió üledékképződése közbeni gyors, erős földrengések által létrehozott kőomlásokról tesz említést MAGYARI (1991, 1994a,b, 1996, 1998) a Budai-hegység felső-eocénjéből, és megjegyzi, hogy a gyors folyamatokat gyakran lassú, plasztikus állapotú csuszamlások, törmelékfolyások követik.

A már litifikálódott eocén rétegeken, és a törési síkon található balos oldaleltolódásos karcok, és a feltárástól D-re lévő középső-eocén rétegek levett jellege (II. feltárás) a törés poszteocén felújulását jelzik.

II. Az I. feltárástól D-re, 15 m-re lévő, 6 m vastag feltárás legalján nem bukkannak elő a felső-triász képződmények (III. melléklet, 4.16. ábra). A rétegsor alsó része tömött, kemény, ritkán apró nummuliteszes és vörösalga-töredékes, ostrea héjtörmelékes, miliolinás, apróra zúzott biogén törmelékből álló, felső-triász közetszemcséket tartalmazó szemcséközet, ami

felfelé egyre inkább szemcsekőzet/sűrűszemcsés (miliolinás, nummuliteszes, vörösalgás, triász extraklasztos grainstone/packstone) kőzet szöveti bélyegeit mutatja (I–V rétegek. 4.16. ábra). A vékonycsiszlatok tanúsága szerint ez a kőzet, az I. feltárás szinszediment breccsáira települő mészkővel azonos. A felfelé egyre több mikritet tartalmazó mészkő biogéntörmelékének szemcsemérete lecsökken, ami az üledékképződési környezet kimélyülésére enged következtetni (FLÜGEL 1982). A makroszkóposan egyre több apró nummuliteszváz megjelenésével párhuzamosan, a rétegek gumósabbá válnak. Az ősmaradványok töredékessége, azok nagy energiájú áthalmazását és összemosását jelzi.



4.16. ábra. II. számú feltárás felfelé mélyülő környezetet jelző, áthalmazott biogéntörmelékkel tartalmazó rétegsora a Kálvária-hegy ÉNy-i részén.

I. – Apró nummuliteszes, miliolinás, Acervulinás, sziliciklasztos, Ostrea héjtöredékes, erősen bioklasztos szemcsekőzet. II. – Egyre apróbb bioklasztos, miliolinás, Ostrea héjtöredékes, sziliciklasztos szemcsekőzet. III. – Jól osztályozott, apró bioklasztos, sziliciklasztos szemcsekőzet egy-egy apró nummulitesz töredékkal és Ostrea héjtörmelékkel. IV. – Apró nummulitesz-töredékes, sziliciklasztos, bioklasztos, molluszka héjtöredékes, Orbitolites töredékes sűrűszemcsés- és szemcsekőzet. V. – Apró nummuliteszes, molluszka héjtöredékes, vörösalga-töredékes, bioklasztos, Acervulinás sűrűszemcsés és szemcsekőzet. VI. – sárgás szürke meszes aleurolit, apró nummuliteszes, triász extraklasztos iszapkőzet. VII. – Durvább bioklasztos, Ostrea héjtörmelékes, apró nummuliteszes, sziliciklasztos szemcse-, sűrűszemcsés kőzet. VIII. – sárgásbarna aleuritos mészmárga. IX. – Apró nummuliteszes, bioklasztos sűrűszemcsés és ritkaszemcsés kőzet, apró nummuliteszek tömegéből álló szemcsekőzet betelepülésekkel és bioperforált triász extraklasztokkal. A perforációban durva apró nummuliteszes szemcsekőzet található. A szemcsekőzet durva bioklasztos, Ostrea héjtöredékes, apró triász kőzettörmelékes, apró nummulitesz töredékes. A réteg tetején koralltöredékek és egy 15 cm-es koralltelep-maradvány jelenik meg. X. – Durvább szemcsés bioklasztos mészkő, apró nummuliteszes, triász kőzettörmelékes, Discocylinás szemcsekőzet. XI. – Finom és durvaszemcsés kőzetszövet váltakozása apró nummuliteszt ritkán tartalmazó apró bioklasztos sűrű- és ritkaszemcsés kőzetben. XII. – Discocyclus és apró nummuliteszek tömegéből álló szemcsekőzet, mint a X-es rétegtag.

A fenti kőzet makroszkópos jellege, ősmaradványtartalma és mikroszkópos szöveti megjelenése a Tatabányai Eocén Medence DK-i peremén kifejlődött mészhomokos, helyenként sziliciklasztos, miliolinás és operculinás mészkővével egyezik meg. (Megjegyzendő, hogy SÓLYOM (1960) és SZŐTS (1956) ezt a képződményt a „perforatabrongniarti rétegek” különleges kifejlődésének tartotta.)

A vízszint emelkedését mutató vékony agyagmárga szint után a 15-20 cm vastag, tömör, hullámos felületű mészkőpadokat vékonyabb, széteső mészmárga szintek tagolják, miközben a rétegsor felfelé elmárgásodik, és az egyes rétegek vastagsága 80-90 cm-re nő.

A márgás közbetelepülések felfelé agyagosabbak és szintén vastagabbak lesznek (5-20 cm), helyenként *Operculina* sp. egyes példányaival, ami a vízmélység további növekedését jelzi (KECSKEMÉTI 1989) a rétegsorban. Ez a VI. rétegben vékony betelepüléssel jelentkező nummulitesz-töredékes ritkaszemcsés és iszapkőzet után (wackestone/mudstone), a IX. réteg (4.16. ábra) iszapkőzet (mudstone) szövetű agyagos mészmárgájának megjelenésével teljeseedik ki. Az iszapkőzet szövetű mészkőréteg felső részben áthalmazódott, telepalkotó koralltöredékek jelennek meg.

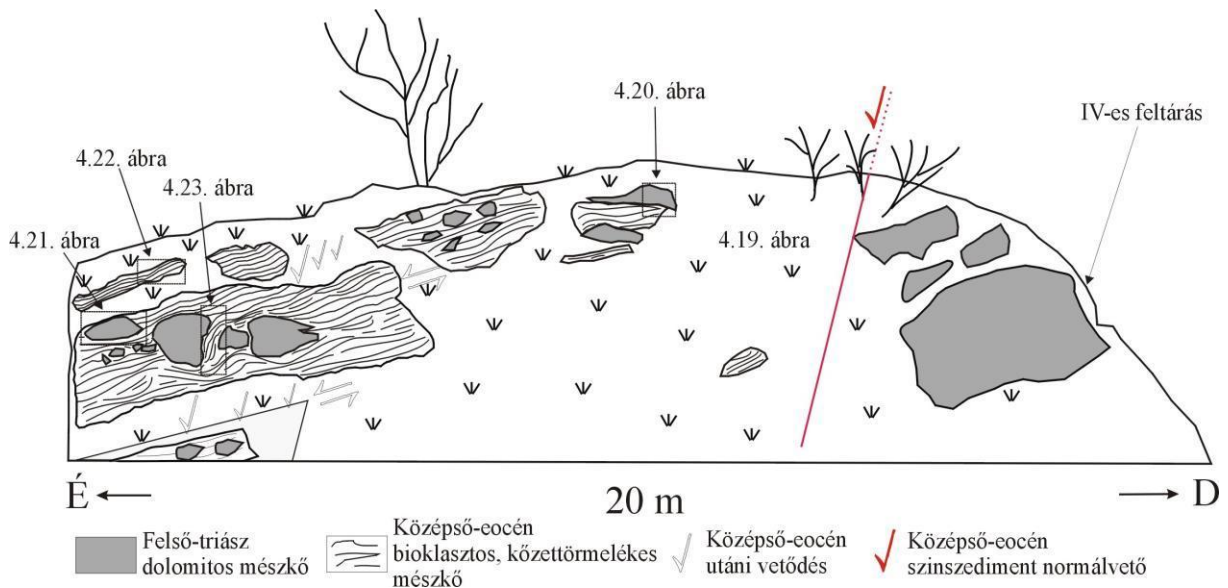
Ezekre a rétegekre élesen egyenetlen rétegfelszínű, kemény, apró, összerosott, vonalazott nummuliteszeket, triász törmeléket, és koralltöredéket tartalmazó bioklasztos mészkő következik. A rétegsort felfelé finomodó és egyre jobban osztályozott szemcsékből álló, alsó részén bioperforált triász extraklasztot tartalmazó, 2 m vastag mészhomokos, biogén törmelékes mészkő (*Ostrea* sp. törött héja, echinoidea darabok) vékony, kaotikusan hullámzó rétegtagjai zárják le. A szelvény legtetején ismét szemcsékőzet szövetű, de már apró nummuliteszeket és discocylinákat tartalmazó mészkővel zárul a rétegsor.

Az itt jelentkező durvább biogén törmelékes, extraklasztos szint jól párhuzamosítható a III. feltárás későbbiekben ismertető szinszediment tektonikai mozgáshoz köthető breccsa rétegeivel, és azok fedőképződményeivel (4.31. ábra).

Az egyre mélyülő környezet nyugodt mészsizapos üledékeiben jelentkező sekélytengeri, partvidéki biogén törmelék üledék-áthalmazódással jutott a mélyebb környezetbe. A töredékes, nagyobb méretű korall darabok, és a 0,3–5 cm nagyságú felső-triász extraklasztok nagy energiájú pusztító folyamatra utalnak, ami valószínűleg szeizmikus aktivitás hatására jöhetett létre (READING 1978, FLÜGEL 1982, DODD & STANTON 1990, SCHMID et al. 2001).

III. A Kálvária-hegy két É-i kőfejtője között kiugró pillér Ny-i, és É-i oldalában, az eocén utáni, közel É-D-i csapású ollós normálvetővel elvetett, 3 m magas feltárásban

középső-eocén, triász mészkőtörmelékéből és bioklasztból álló, mészhomokos, áthalmozott koralltöredékeket, apró nummuliteszeket, helyenként miliolinákat tartalmazó mészkő települ a felső-triász dolomitos mészkőtömbökből álló, a fedőrétegekkel azonos mátrixú breccsára. A triász tömbök mérete 0,2 m-től 1,5 m-ig változik. A tömbök nagysága és száma D-felé, egészen a triász aljzat meredek, ÉÉNY-ra dőlő normálvetődés menti kibukkanásáig növekszik (4.17. ábra). A rétegsorban felfelé csökkenő méretű tömböket, illetve a kisebb méretű, osztályozatlan törmeléket a középső-eocén mészhomokos mészszipa cementálja. Ugyanakkor a letörés közelében a nagyméretű triász tömbök közé már inkább betelepül ez az üledék, semmint magába foglalja azokat.



4.17. ábra. Szinszediment normálvetődés által létrehozott sziklaomlás és üledécsúzás közbeni plasztikus deformációk a Kálvária-hegy ÉNy-i részén (III-as feltárás). A négyzetek az üledékdeformációs jelenségeket bemutató ábrák helyét jelölik. (ld. még 4.11. ábra)



Fúrógagylónyomok áthalmozott triász tömbön

4.18. ábra Középső-eocén üledékkel kitöltött *Lithophaga* sp. fúrások a plasztikus eocén üledékbe zuhant triász közettömbben, a Kálvária-hegy ÉNy-i részén (III-as feltárás).

A gyakran eocén fúrókagylók által megfúrt tömbök sziklásparti, abráziós parti fáciesből, esetleg sekély (max. 40-60 m) vízalatti mélységű, csupasz sziklafalból származhatnak (DODD & STANTON 1990) (4.18. ábra).

A középső-eocén üledék törmelékes, alapanyagában jól osztályozott, összetört ősmaradvány-vázakat tartalmazó, szemcseközet szövetű képződménye nagy energiájú üledékképződési környezetre utal. A kőzet szöveti bélyegei és ősmaradvány-tartalma alapján jól korrelálható a II. feltárás rétegsorának tetejére áthalmozódott durvább törmelékes üledékkel. Mindkét kifejlődésre jellemzőek az áthalmozott koralltöredékek, az apró nummuliteszek tömege, és a rétegsor tetején megjelenő Discocyclinák.

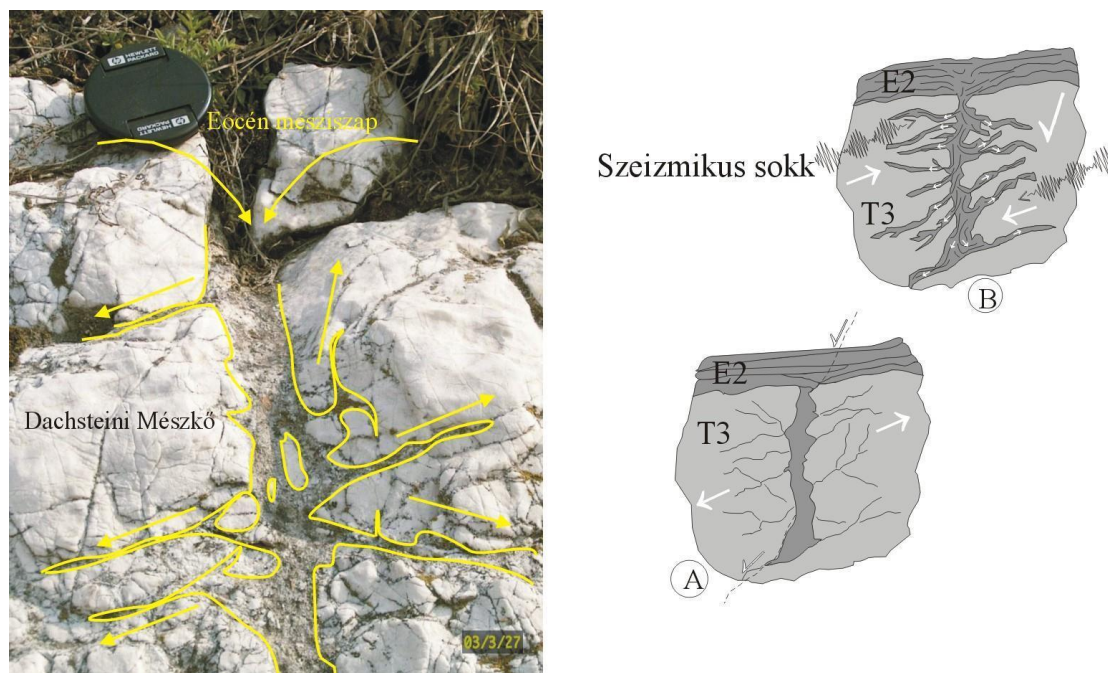


4.19. ábra Felső-triász kőzettömbök közé csipődött, plasztikus állapotában deformálódott középső-eocén mészkő, a Kálvária-hegy ÉNy-i oldalán (III. feltárás). A tömbök leomlását a normálvetődés mentén létrejött tektonikai esemény okozta. (ld. 4.17. ábra)

Szinszediment tektonikai jelenségek a III. feltárásban:

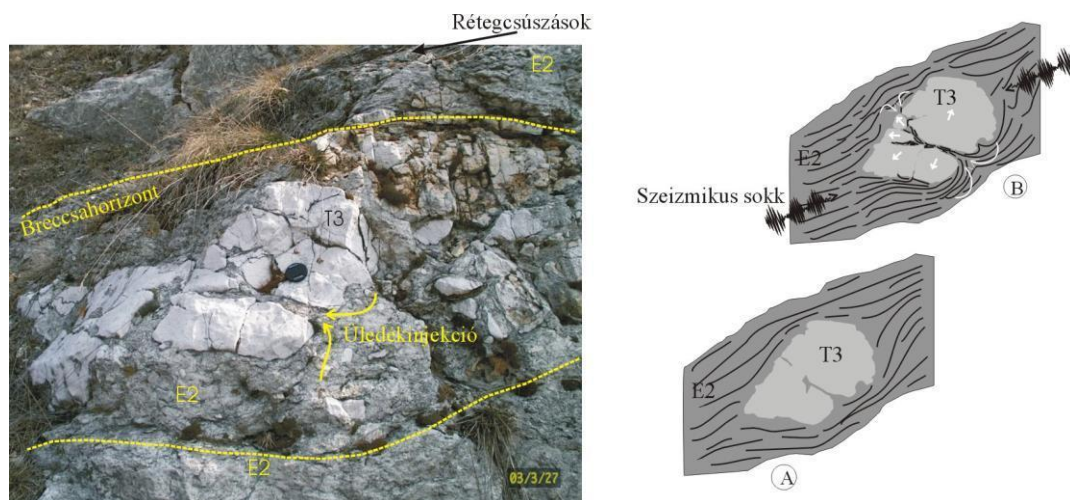
A szelvény D-i részét határoló meredek, ÉNy-ra dőlő vetőbreccsával szegélyezett felső-triász perem előtt található 1,5 m-es triász mészkőtömbök repedéseibe eocén mésziszap nyomult (4.19. ábra) A mésziszap belépési pontjától egyre vékonyodó üledékes telérek kaotikusan hálózák be a mészkőtömb felső részét. Az injekciós jelenséghez hirtelen, erős szeizmikus sokk szükséges, ami a még jelentős víztartalmú plasztikus üledéket bepréseli a kemény kőzet repedéseibe (MONTENAT 1991). A jelenség kialakulásával közel egyidőben

jöhetett létre a breccsaüledéket létrehozó sziklaomlás is, mivel a repedések mentén vízkiszökési nyomokat nem találunk, ami a tömb szerkezeti zónából való kikerülését, azaz a szikla üledék beinjektálódás utáni leomlását feltételezi (4.20. ábra).



4.20. ábra. Plasztikus középső-eocén mészsizap üledékinjekciója a szilárd felső-triász mészkő repedéseibe. A normálvetődés közelében, lokális húzás hatására létrejött középső-eocén neptuni telér (A) anyaga az újabb szeizmikus sokk hatására a szilárd reológijú triász mészkő már valószínűleg meglévő repedéseibe nyomult, tovább tágítva és kitöltve azokat (B). (ld. még 4.17. ábra)

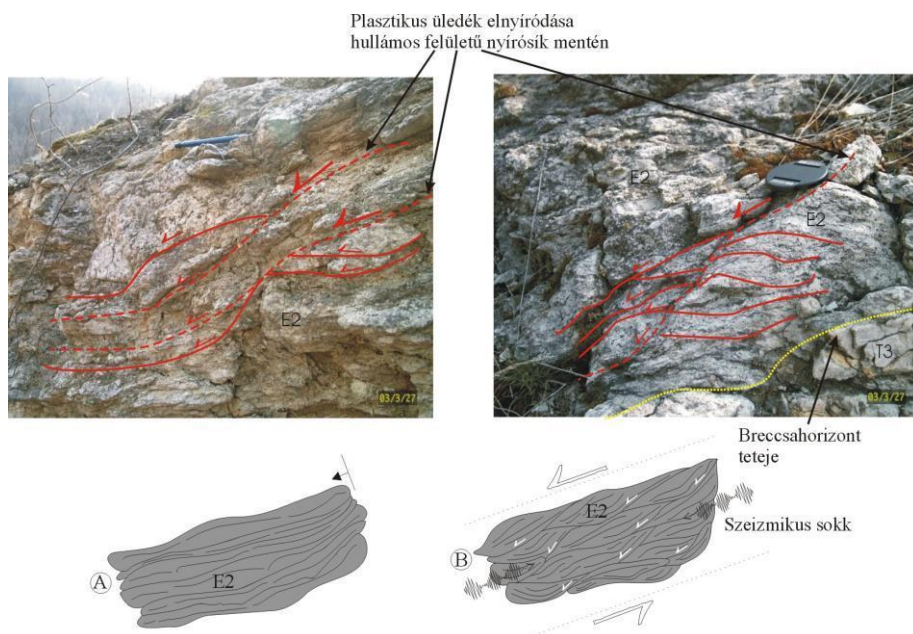
Hasonló jelenség a rétegsor peremvetődéstől távolabbi részein is található, ahol azonban az eocén mészhomokos iszapba hullott szilárd mészkőtömb később a repedései mentén darabjaira tört, úgy, hogy az egyes darabok csak eltávolodtak egymástól, de nem fordultak el egymás mellett. Egyes repedések pedig nem repesztették szét teljesen a tömbrészeket. A jelenség injekciós telérek által gyengített szerkezetű triász mészkőtömb és a hidroplasztikus eocén üledék kölcsönhatásából vezethető le. Az üledékbe hulló, repedésekkel átjárt tömböt gyors betemetődése után érthette az újabb szeizmikus sokk, aminek hulláma az üledéken végighaladva szétrepesztette azt, a blokk széttört darabjai közé bepréselve, helyenként a repedésekbe injektálva a tömböt befoglaló valószínűleg még jelentős víztartalmú üledéket (4.21. ábra).



4.21. ábra. Betemetődés utáni szeizmikus tevékenység hatására szétrepedt és plasztikus középső-eocén üledékekkel átjárt felső-triász közettömb.

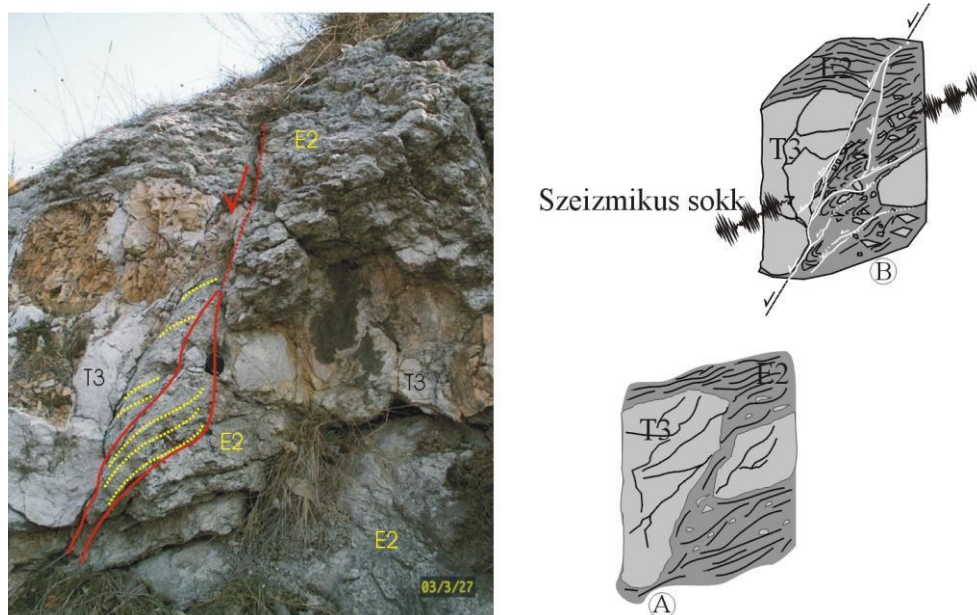
A repedésebe a még plasztikus eocén üledék nyomult, de szétfeszíteni az egyes darabokat eltávolítani egymástól nem volt ereje. A breccsa-horizont tetején üledékes csúszások, plasztikus nyírások jelzik ezt az időszakot. (ld. még 4.17. ábra)

A későbbi szeizmikus aktivitás nyomait találjuk meg a breccsát fedő, apró nummuliteszek tömegéből és triász közettörmelékéből, felfelé discocyclinák megjelenésével jellemezhető üledékekben. A biogén törmelékes rétegek hullámos, gumós jellege egymásra lapolódó szigmoidális redőkből áll össze, ami az üledék plasztikus csúszására, félig konszolidált nyírására utal. A tektonikailag aktív peremek jellemző üledékes deformációja a plasztikus nyírás (MONTENAT 1991, FODOR et al. 1992; MAGYARI 1996). (4.22. ábra)



4.22. ábra. Plasztikus nyírási jelenségek a breccsa-horizont fölötti középső-eocén bioklasztos, apró nummuliteszes, discocyclinás mészkőben. (III. feltárás) A szeizmikus sokk hatására megmozduló félig konszolidált üledékekben csuszamlások, mozgásirányú nyírások jöttek létre. (ld. még 4.17. ábra)

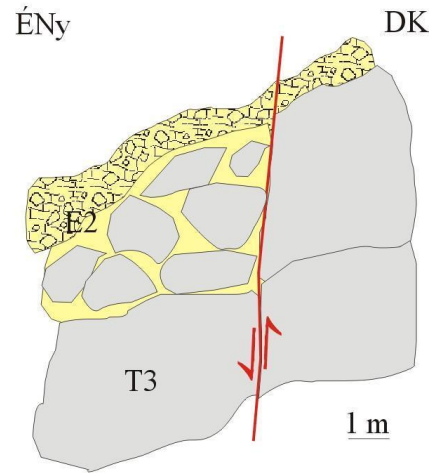
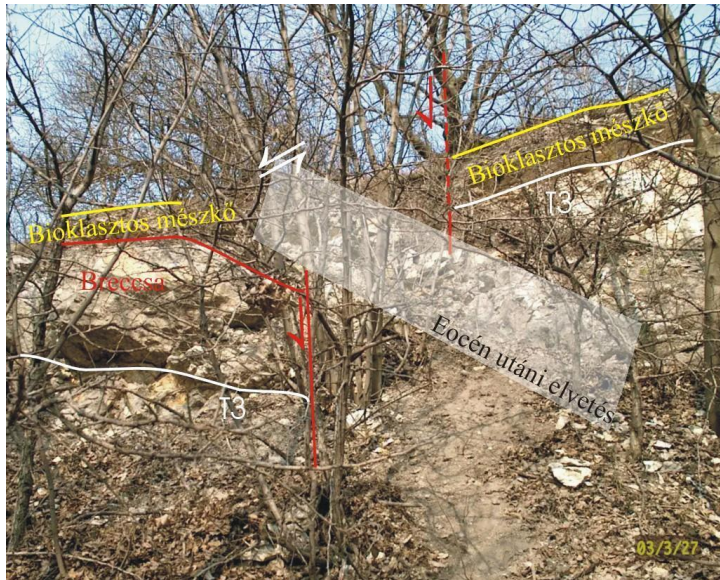
A breccsaképződésben a főbb szerkezeti vonallal közel párhuzamos, (É)ÉNy-ra dőlő normálvetődések mentén kialakult plasztikus deformáció, és törmelékfolyás következtében a nagyobb tömbök közti üledékes zseb alakult ki, ami jól rögzíti a konszolidálatlan üledékben lévő triász közettömbök egymáshoz viszonyított elmozdulását. A breccsatest megmozdulása a breccsát fedő üledékekben plasztikus nyírásokat hozott létre (4.23. ábra).



4.23. ábra. Plasztikus nyírási jelenségek szilárd-plasztikus és plasztikus-plasztikus állapotú kőzetek érintkezésénél, a breccsarétegen belül. A breccsaréteg megmozdulását a korábbi ábrák tanúsága szerint is szeizmikus sokk okozta, aminek következtében a durvatörmelékes üledék megmozdult, de jelentős áthalmazódást nem szenvedett (A, B). (ld. még 4.17. ábra)

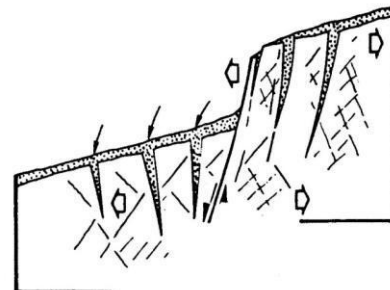
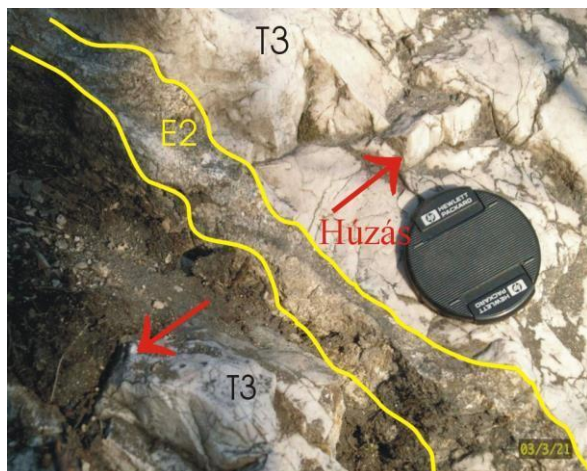
IV. A feltárás ÉNy-i oldalában, a vöröskalcit-telérhálózatot és vörös agyaggal kitöltött karsztos üregeket tartalmazó triász dolomitós mészkőre nagy méretű (0,2-0,8 m), sok esetben fúrókagylók által megfűrt, triász mészkő és dolomit tömbökből és vöröskalcit-telérdarabokból álló, eocén mészhomokos mészkő kötőanyagú megabreccsa települ. A kötőanyag mennyisége a törmelékkel szemben másodlagos, aminek következtében a szabálytalan alakú tömbökből álló osztályozatlan megabreccsa test, szemcsevázú breccsa réteget alkot. A megabreccsát a III. feltárásban ismertetett biogén törmelékes, triász közettörmelékes, mészhomokos mészkő fedi le. Közvetlenül a megabreccsa szint alatt, okkersárga, 0,8-1,0 m vastag, litoklázisokkal sűrűn átjárt felső-triász dolomitpad található, ami jó rétegtani vezetősíntnek bizonyult. Ellentétben a fenti rétegsorral, attól K-re néhány méterrel, egy fiatal normálvető által összetört zóna után, az okkersárga felső-triász rétegre nem eocén breccsa, hanem az azt fedő középső-

eocén, hullámos rétegzettségű, mészhomokos, biogén törmelékes mészkő települ. Ez a pont a szerkezeti zóna peremét jelöli ki, aminek levett szárnyán a középső-eocén szinszediment breccsatest, fennmaradó szárnyán pedig a breccsát és a magasabb paleomorfológiai helyzetben lévő felső-triász felszint fedő biogéntörmelékes, mészhomokos mészkő települ, ami szép bizonyítéka a vető középső-eocén működésének. (4.24. ábra)



4.24. ábra. Középső-eocénnel fedett azonos korú szinszediment normálvetődés a Kálvária-hegy ÉNy-i részén. (IV. feltárás) (ld. még 4.11. ábra)

A vetődés fennmaradt blokkján, a szinszediment vetővel párhuzamosan felnyílt, 5-10 cm széles hasadékot szintén a fent említett eocén mészhomokos mészkő tölti ki, ami a kitöltő üledék plasztikussága alapján a hasadék középső-eocén felnyílására, iránya pedig a normálvetődésekkel összefüggő eredetére utal (4.25. ábra).



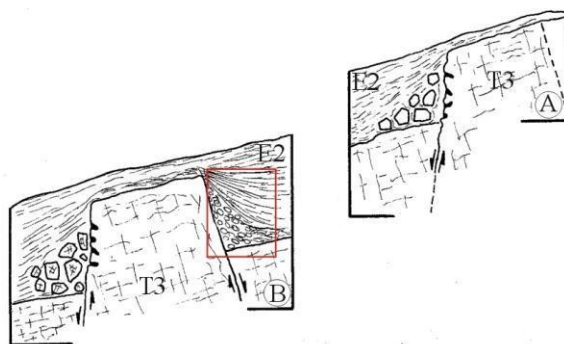
4.25. ábra. Középső-eocén üledékes telér (neptúni telér) és létrejöttének vázlatja MONTENAT et al. 1991 nyomán, a Kálvária-hegy ÉNy-i részén (IV. feltárás).



4.26. ábra. Középső-eocén fűrókagylók által megtámadott normálvetődés síkja felső-triász mészkövön. (Kálvária-hegy IV. feltárás)

A szelvény NY-i oldalán, poszteocén balos oldaleltoeléssel hátravetve ismét előbukkanó vetősík határozott, erőteljes, normálvetős karcait eocén fűrókagylók fűrták meg. Ugyanitt a vetősík felületére eocén mészhomokos, apró biogén-törmelékéből álló mészszipap kenődött. A vetőfelszín egyenetlenségeiben triász mészkő és dolomit anyagú vetőbreccsa található, amit szintén eocén fűrókagylók fűrták meg (4.26. ábra) (KERCSMÁR 1998, 2003).

Ugyanitt megfigyelhető a felső-triász aljzatot 0,5 m-el elmozdító normálvető, ami felett a középső-eocén mészkő rétegek plasztikusan elnyíródtak, miközben a rétegdőlés, a rétegfolytonosság megszakadása nélkül egyre meredekebbé vált (10-65 fok között, folyamatos átmenettel). A plasztikusan elnyírt, és meghajlott eocén rétegek alatt, a triász dolomitban lévő vetősíkra eocén mészszipap kenődött. A nyírást zavartalan településű, az elnyírt rétegekkel megegyező kifejlődésű, biogén törmelékes, mészhomokos mészkő fedí. (4.27. ábra)



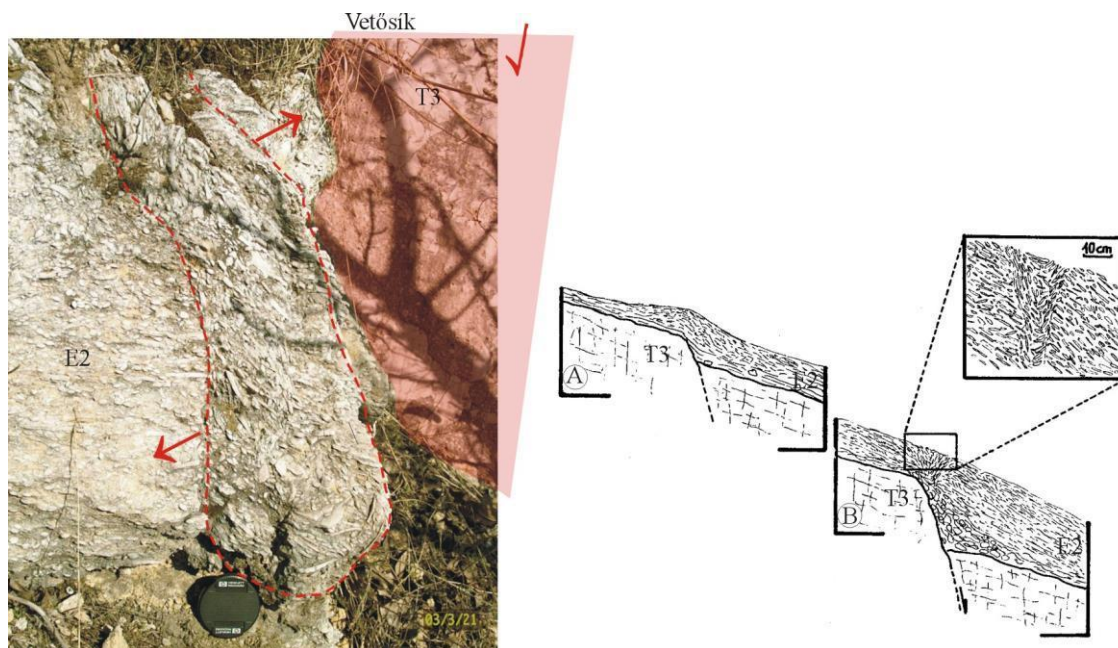
4.27. ábra. Középső-eocén szindiagenetikus normálvetődés mentén plasztikusan deformálódó (felső rész) és félig plasztikusan breccsásodó (alsó rész) eocén mészkő, és kialakulási vázlata. (Kálvária-hegy IV. feltárás)

V. A Kálvária-hegy Ny-i oldalának kőfejtősorában D-felé, újabb pillér után a középső-eocén kifejlődések a korábbiakkal ellentétben vörösalga-töredékes, ostrea-héjtöredékes, felső-triász mészkőklasztokat és vörös kalcit törmelékkel tartalmazó abrúziós alapbreccsával kezdődnek. Az alapbreccsa, az eddig itt bemutatott breccsákkal ellentétben mátrixvázú, középső-eocén mészsizapos kötőanyagú, a korábbiakhoz képest kisebb méretű (0,05-0,10 m) extraklasztokat tartalmazó réteggént jelenik meg.

Az alapbreccsára felső-triász dolomitos mészkő sarkosan törött törmelékkel tartalmazó, bioklasztos, sekélytengeri nummuliteszes mészkő szint következik, kezdetben uralkodóan *Nummulites perforatus* MONTF.-al, később a mélyebb és nyugodtabb vizet kedvelő (KECSKEMÉTI 1989, 1993) *Nummulites millecaput* BOUB.-al.

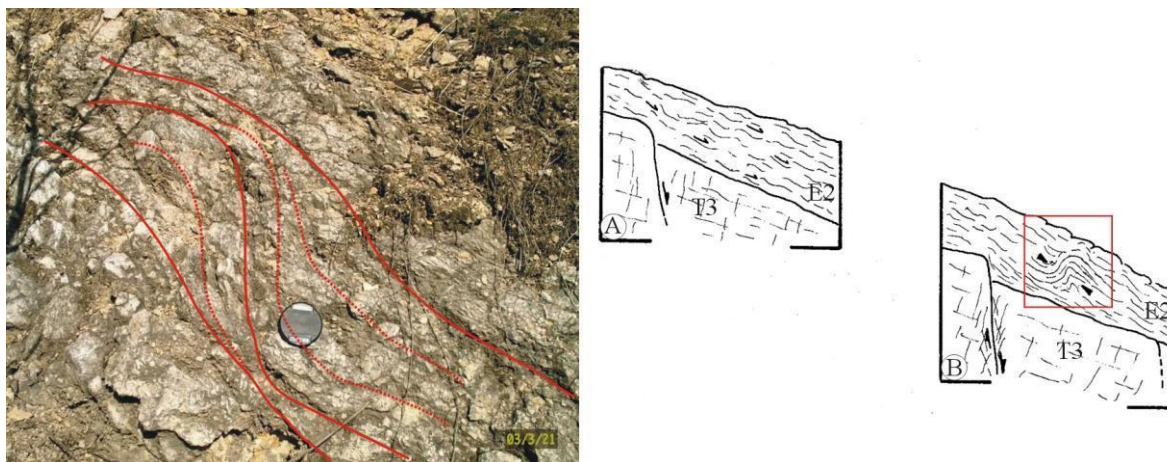
A rétegsor szinte kizárólag *Nummulites millecaput* vázakat tartalmazó szemcseközet/sűrűszemcsés közet szövetű mészkőréteggel zárul.

A nagy méretű (5-8 cm) nummulitesz vázak, jól lehatárolható oldalú, a rétegdőléssel meredek szöget bezáró üregkitöltés-szerű elrendeződése, az üledék még plasztikus állapotban felnyíló hasadékanak saját anyagú kitöltéseként jött létre. (4.28. ábra)



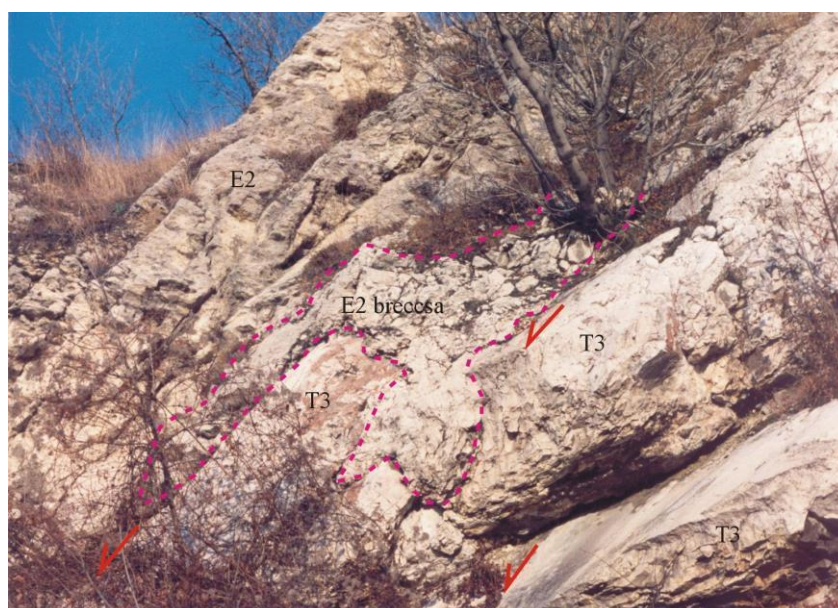
4.28. ábra. *Nummulites millecaput* vázakkal kitöltött, félig konszolidált üledékben felnyíló hasadék, és létrejöttének vázlata (A, B). A piros nyilak a húzási irányokat jelzik, a felnyíl pedig a vetődés irányát. T3 – felső-triász mészkő; E2 – középső-eocén nummuliteszes mészkő. (Kálvária-hegy Ny-i része, V. feltárás) (ld. még 4.11. ábra)

Ugyancsak ebben a rétegben a rétegdőléssel közel párhuzamosan egymásra lapolódó nagy méretű nummuliteszvázak két, egymástól 20 cm-re lévő párhuzamos rétegtag között plasztikusan redőződtek, ami újabb, immár az üledéket félig, illetve nagy részben konszolidált állapotban érő szerkezeti esemény következtében jöhetett létre (4.29. ábra).



4.29. ábra. Félig konszolidált állapotban redőződött *Nummulites millecaput*-os rétegek. A deformációs esemény nyoma „befagyott” a közettéváló üledékbe.

A nummuliteszes rétegek NYÉNY-ra dőlő normálvetődés mentén szindiagenetikusan, saját anyagukon belül gumósodtak, breccsásodtak. A kőzetet szindiagenetikusan ért deformáció a területen nyomozható utolsó középső-eocén tektonikai fázishoz tartozik.



4.30. ábra. Középső-eocén millecaputos mészkő szindiagenetikus breccsásodása normálvetődéshez kötődve. (Kálvária-hegy Ny-i oldala, V. feltárás)

VI. A Kálvária-hegy Ny-i oldalának legdélebbi feltárásában, az erősen tektonizált felső-triász képződményekre (kihengerelt, boudinage-szerkezetek, Feketehegyi Mészke Formáció) – közeledve a feltárássorozat D-i peremvetőjéhez – egyre nagyobb méretű (25-40 cm) felső-triász dolomitos mészkőtömböket és vöröskalcit törmelékkel tartalmazó breccsa települ. Fontos különbség a korábban említett breccsákkal szemben, hogy a breccsaréteg itt közvetlenül a felső-triász képződményekre települ.

A breccsára D-felé elvékonyodó, alul triász extraklasztokat, felfelé vörösalgátörredéket tartalmazó bioklasztos mészkő, majd gumós, hullámos rétegfelszínű *Nummulites perforatus*-os, később *Nummulites millecaput*-os mészkő települ.

A D-i peremvetővel elválasztott, arra felhajló középső-eocén mészkő rétegek és a felső-triász dolomitos mészkő között, eocén mészkőbe ágyazott éles, sarkosan törött, jól osztályozott 10-12 cm-es triász dolomitos mészkő és dolomit klasztokból álló eocén mészsizap mátrixú vetőbreccsa található. A vetőbreccsa a Kálvária-hegy eocén/triász kontaktusán jelentkező (É)ÉNy-ra dőlő normálvetődésnek támaszkodik (4.11. ábra).

A megabreccsa réteg a D-i peremvető felé vastagszik, ahol az eocén mészkőbe ágyazott vetőbreccsa tisztán dolomithomokos mátrixú dolomitbreccsás zónával érintkezve nekitámaszkodik a felső-triász Fődolomitnak. Bár a vetősík itt közvetlenül nem látható, a Fődolomit és az eocén megabreccsa közti tektonikai szerkezet a rétegtani helyzet alapján egyértelműen egy középső-eocén során működött normálvetődés szerkezeti zónája, amit néhány méterrel lejjebb, a hegy lábánál található felső-triász dolomitos mészkő rétegeken jól észlelhető vetősík is igazol (4.11. ábra).

VII. A Kálvária-hegy D-i oldalán, az eddig uralkodóan É, ÉK-i dőlésű eocén rétegekkel ellentétben DDK-re dőlő, alul triász törmelékes, felfelé molluszkahéj-törredékes, vörösalgás, echinoideás középső-eocén mészkő rétegek fedik közvetlenül a felső-triász Fődolomit padokat.

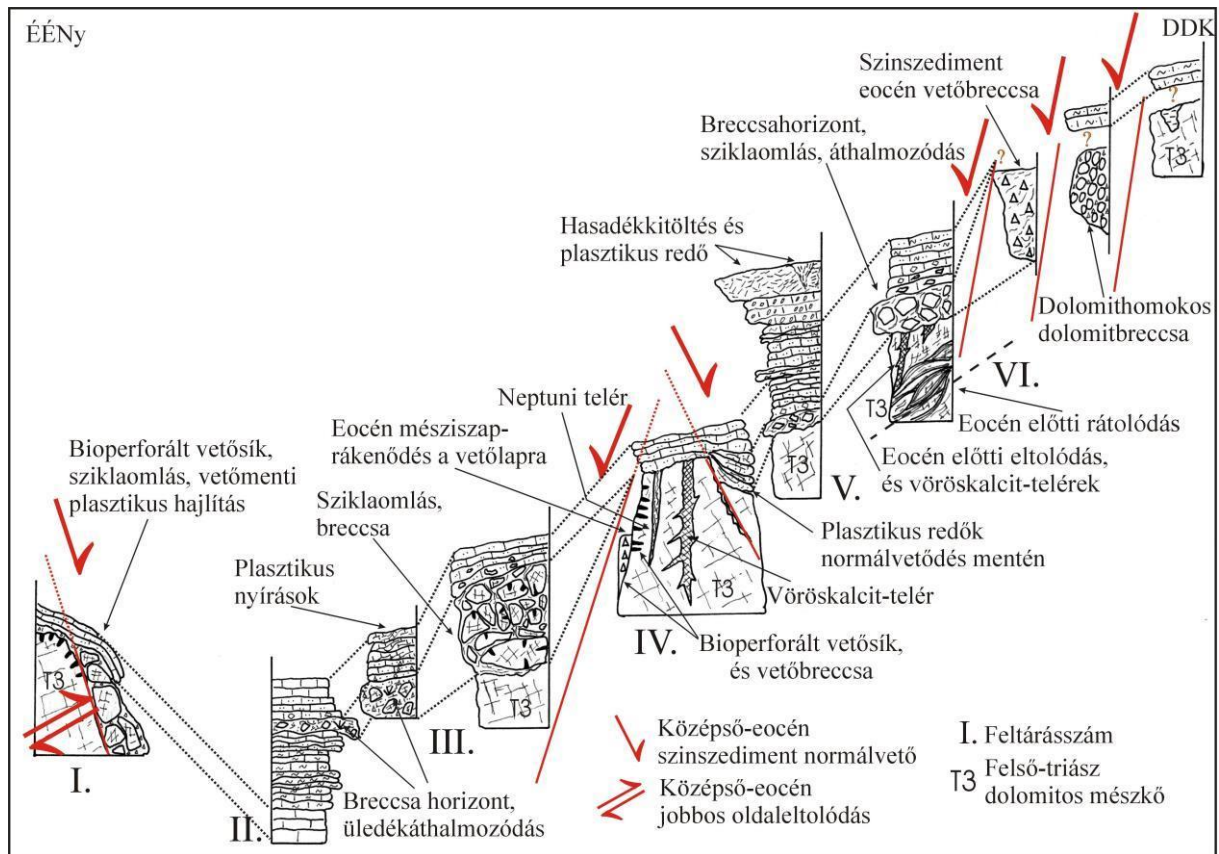
A dolomit 30-40 cm hosszú, alul tálszerűen kiszélesedő paleokarsztos üregeiben sárga színű mézsmárga, márga kitöltések találhatók. Az ezeket lefedő, és plasztikusan deformált eocén rétegek egyre meredekebb dőlésszögben, de a folytonosság megszakadása nélkül érintkeznek a D-i oldal Fődolomit rétegeivel.

A plasztikusan meghajló rétegek az üledéket félig konszolidált állapotában érő deformációt mutatnak, ami vagy a Kálvária-hegy D-i előterének süllyedését, vagy a hegy

központi tömegének, az É-i oldalon bemutatott normálvetődésekkel egyidős emelkedését, esetleg mindkettő együttes hatását jelenti.

4.1.2.2. Tektono-szedimentológiai értelmezés

A Kálvária-hegy eocén képződményeinek kifejlődését elsősorban a középső-eocén szinszediment tektonika, és a folyamatosan emelkedő vízszint határozta meg. Az eocén utáni tektonikai mozgás feldarabolta, és egymás mellett elcsúsztatta az eredeti üledékképződési környezet elemeit, ami miatt 3 dimenziós térben nehéz rekonstruálni azt. A rétegsorok azonban a szinszediment tektonikai működés által létrehozott szedimentológiai események és a települési viszonyok alapján korrelálhatók egymással (4.11. és 4.31. ábra).



4.31. ábra. A Kálvária-hegy Ny-i oldalán található eocén rétegsorok és szinszediment tektonikai jelenségek korrelációja.

Az I. feltárás plasztikusan deformált mészkövének vékonycsiszolati képe, a II. feltárás, és ezzel egyben az egész középső-eocén Kálvária-hegyi rétegsorozat legalsó látható rétegeivel mutat rokonságot. Ennek következtében az I. feltárás látszólag kiemelt helyzetű blokkja a terület középső-eocén üledékképződésének kezdeti szakaszáról ad információt,

amikor is NyÉNy–KDK-i csapású, korábban létrejött szerkezeti zóna mentén nem túl meredek abrázios partszakasz alakult ki a jobbos oldaleltolódások menti nagyobb méretű tömböket magába foglaló breccsa képződéssel együtt. A partszakasz eltolódással, majd sziklaomlással kialakított víz alatti csupaszcso, szilárd falát eocén fúrókagylók fúrták meg, rögzítve az eltolódás preszediment voltát.

A mélyebb részekben, majd később az I. feltárás szerkezeti zónáját is elborítva apróra tört biogén törmelékes, vörösalga-töredékes, miliolinás és ostrea héjtöredékes mészkőképződés folyt, ahol a jól osztályozott, apróra összetört és kirostált, mikrit mentes biogén törmeléket nagy energiájú hullámozgatás halmozta át a hullámbázis környékére.

A II. feltárás rétegsora mélyülő üledékképződési környezetet rögzít, amit durva biogéntörmelékes, triász extraklasztos törmelékbehordódás szakít meg, jelezve a peremi vetők működését. A vízmélység további növekedését jelzik a rétegsorokban mindenütt megjelenő Discocyclinák is.

A szinszediment szerkezeti mozgás középső-eocén injekciós teléreket és sziklaomlást hozott létre.

A III. feltárás breccsa szintje jól korrelálható a II. feltárás durvatörmelékes áthalmozott rétegével. Az áthalmozott törmelékek jellege (bioerodált felső-triász mészkő klasztok) és ősmaradvány-tartalma (apró nummuliteszek, korallok) alapján a peremvető fennmaradó szárnya korábban szilárd felszínnel rendelkező, vízalatti magaslat volt, amin korallok és fúrószervezetek telepedtek meg.

A szerkezeti elemek által meghatározott perem fokozatos elsüllyedését mutatja a breccsa réteget létrehozó tektonikai esemény után képződött, a vetőt és a breccsát is lefedő, valamint a fennmaradt szárnyon neptuni telérekben is megjelenő mészkőtörmelékes, apró nummuliteszes, mészhomokos mészkő, miközben a D-i peremvető mentén D-re vastagodó aszimmetrikus breccsa képződése indult meg.

A tektonikai szerkezetek időnkénti felújulását jelzik a breccsán belüli, és a breccsát lefedő üledékekben jelentkező plasztikus nyírás jelenségek, ami a még konszolidálatlan üledék időnkénti megmozdulását jelenti.

Különleges jelenség a már betemetődött felső-triász mészkőtömb injekciós telérek menti szétdarabolódása, ami csak helyben maradt, lényegesen már nem mozgó, de még plasztikus, jelentős víztartalmú üledék esetén képzelhető el szeizmikus sokk hatására.

A vízszint emelkedése úgy tűnik kedvező feltételeket teremtett a „karbonátgyár” beindulásához. A sekélytengeri mészkőképződés közben vörösalgás, echinoideás, molluszkás

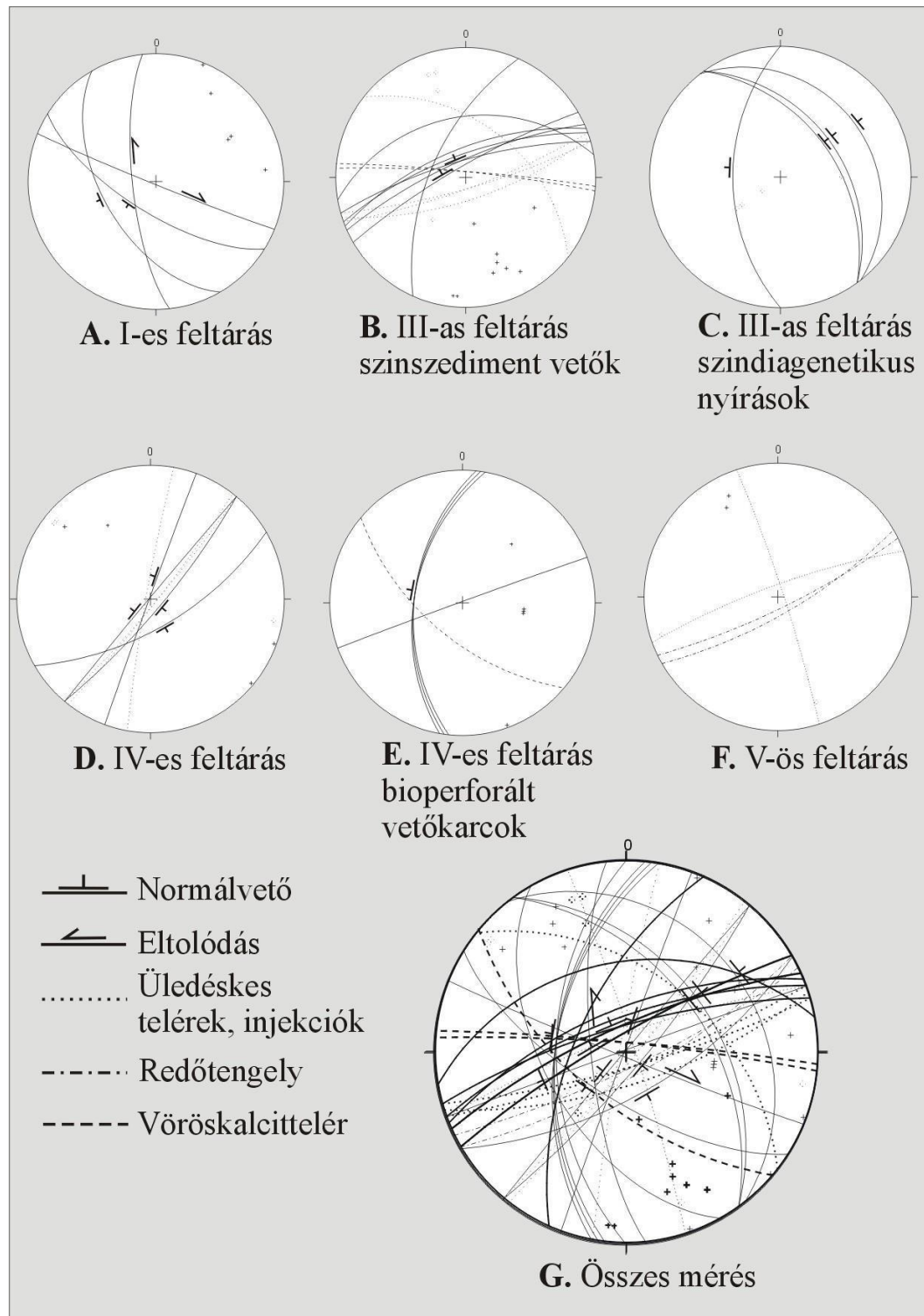
üledékek rakódtak le, miközben aktívan süllyedt a hegy D-i háttére, pasztikusan meghajlítva a még konszolidálatlan rétegeket.

Az É-i oldalon aktív normálvetők és a D-i oldalon relatíve süllyedő háttér egy tenger alatti magaslat képét rajzolja ki, ami kedvező környezeti feltételeket jelenthetett a nummuliteszek nagy tömegű megjelenéséhez. Hasonlóan kiemelt öskörnyezeti szituációt említ BEAVINGTON-PENNEY (2005) is az észak-közép tunéziai El Garia Formáció karbonátos rámpájáról, azzal a különbséggel, hogy a tunéziai karbonátrámpa üledékképződését szerkezeti események nem befolyásolták.

A *Nummulites perforatus*-os, majd a vízmélység növekedésével *Nummulites millicaput*-os még konszolidálatlan szemcseközet szövetű mészkőben felnyílt hasadékok, és pasztikus redőződés a terület újabb tektonikai aktivitását jelzik.

A feltárásokban rögzített szinszediment és szindiagenetikus pasztikus deformációs jelenségekhez köthető szerkezeti elemek, és azok relatív időbeli sorrendjének tanúsága szerint a Kálvária-hegy középső-eocén üledékképződésének kezdeti szakaszát ÉNy-ra illetve ÉÉNy-ra dőlő normálvetődések határozták meg (4.32. ábra). A medenceperemen fácies-különbségeket okozó vetődésekhez üledékes telérek és a szeizmikus lökéshullámok által a repedésekbe préselt injekciós telérek kötődnek a vető fennmaradt szárnyán. A normálvető levetett szárnyán pedig szinszediment breccsaképződés jelzi a tektonikusan aktív időszakot.

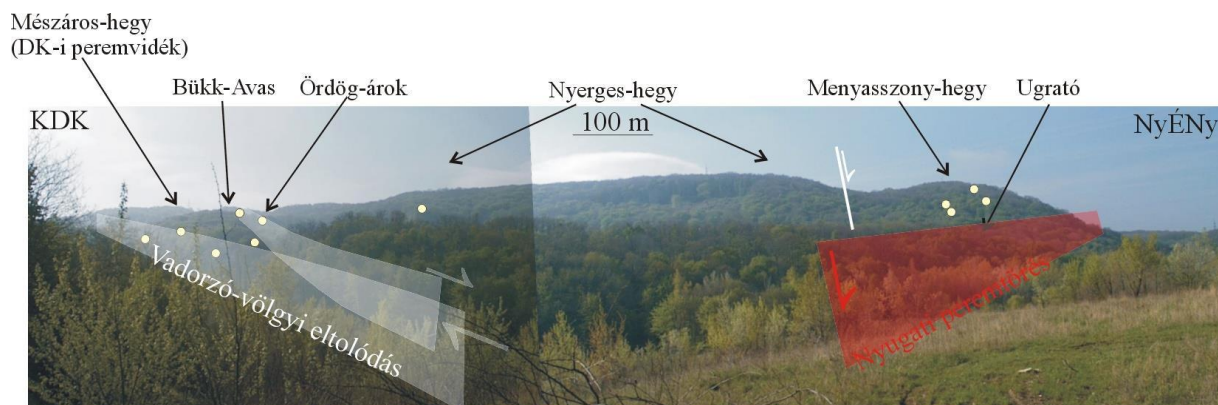
Ugyanakkor az I-es feltárásban észlelt NyÉNy–KDK-i és ÉÉNy–DDK-i csapású szerkezeti elemek eocén üledékképződés előtti keletkezésére a törésekhez kapcsolódó vörösgyagos kitöltések és vöröskalcittelérek utalnak. Ezek a szerkezetek a fűrökagylók tanúsága szerint a normálvetődések előtt, és a szindiagenetikus nyírások irányának elemzése alapján a normálvetődések után is aktívak voltak. Utolsó fázisként jelentős, Ny-ra, illetve NyÉNy-ra dőlő normálvetődéssel lehet számolni, ami már közel diagenizált állapotban érte a középső-eocén üledékeket (4.32 ábra).



4.32. ábra. Középső-eocén szinszediment és szindiagenetikus tektonikai szerkezetek sztereografikus projekciója feltárásonkénti bontásban, illetve összesítve (Schmidt-féle szeterogram, alsó félgömbi vetület).

4.2. Délnyugati medenceperem

A Tatabányai-medence DNy-i peremét, egy eocén utáni ÉNy–DK-i csapású szerkezeti vonal választja el a DK-i peremtől. Míg a medence jelenkori D-i peremét meghatározó NyÉNy–KDK-i csapású jobbos oldaleltolódás mentén a DK-i területén az egykori eocén medence partvidékének és medencebeli fáciesének átmenetét lehet jobban tanulmányozni, addig a délnyugati területen, a keleti peremhez hasonlóan közvetlenül a felső-triász aljzatra települő, és a fölötté kifejlődő képződményeket. Ennek alapján, bár mesterségesen, mégis indokolt a két délen elhelyezkedő terület különválasztása, hiszen azokon két külön kifejlődési sorozatot látunk, amelyeket nem lehet közvetlenül egymás alá vagy fölé helyezni.



4.33. ábra. A Tatabányai-medence DNy-i peremvidékének látképe a leírásban szereplő topográfiai nevekkel és a felvett szelvények megjelölésével (sárga pontok), illetve a főbb tektonikai szerkezetekkel.

A Menyasszony- és Ugrató-hegyen (eredetileg minden bizonnyal „Menyasszonyugrató-hegy”), a Nyerges-hegyen, és a tőle É–D-i csapású, fiatal szerkezeti elemek által meghatározott, ún. Ördög-árok elválasztott Bükk-Avas É-i peremén, közel É–D-i lefutású völgyoldalak feltárásaiban, és az ÉNy–DK-i csapású gerincek ÉNy-i orr-részen bukkannak elő a középső-eocén képződmények (4.33. ábra). A többnyire ÉÉK-i és ÉÉNy-i dőléssel jellemezhető rétegek a felső-triász Dachsteini Mészkö és Földolomit Átmeneti Rétegeire települnek. A középső-eocén kifejlődések általában felső-triász törmelék tartalmazó alapbreccsával kezdődnek, amire ún. „mezozoos küllemű” jól osztályozott apró biogén törmelékből és foraminiferákból felépülő mészkő települ. Ahol az alapbreccsa hiányzik, ott közvetlenül a triász aljzatra következnek ezek a rétegek. A rétegsorban felfelé, a vízmélység folyamatos növekedésével kialakult nummuliteszes mészkő rétegek következnek *Nummulites perforatus*-t és *Nummulites millicaput*-ot tartalmazva.

ROZLOZSNIK (1924) a DNy-i terület középső-eocén karbonátos kifejlődéseit – hasonlóképpen a DK-i peremhez – „főnummuliteszes mészkőként” foglalta össze.

A DNy-i peremterületet kettészelő NyÉNy–KDK-i csapású jobbos oldaleltolódási zónához tartozó Vadorzó-völgy ÉK-i és DNy-i oldalán a fentebb említett képződményektől eltérő rétegsorok találhatóak. Ezeknek a képződményeknek egy része a DK-i peremhez hasonlóan inkább a medence-kifejlődésekhez tartozó rétegek közé tartozik, más részük pedig különleges, a területen egyedülálló középső-eocén képződményeket képvisel. Ezek a rétegek a bányaföldtani térkép (ROZLOZSNIK 1924) tanúsága szerint a „főnummuliteszes mészkőtől” É-ra, „ortofragminás–nummulinás mészkő”-ként és „perforata–brongniarti rétegek”-ként szerepelnek. Mivel a területen a Csákányos-dűlőből leírt (ROZLOZSNIK 1924, 1928) sziliciklasztos, ősmaradványokban gazdag rétegek nem jelennek meg, a „perforata–brongniarti” megjelölést — már SÓLYOM (1953) által is megjegyezve — ROZLOZSNIK (1924 a lilásrózsaszín, korallós, vörösalga-töredékes, helyenként orbitoliteszes, nagy méretű molluszká héjakat tartalmazó márgás mészkőre, sziliciklasztos mészmárgára használta. Az „ortofragminás–nummulinás mészkő” elnevezést ROZLOZSNIK (1924) a korallós, nagy méretű molluszkákat tartalmazó rétegek felett települő, apró nummuliteszeket és discocyclinákat tartalmazó mészkőre említette, és azonos kifejlődésűnek tekintette a *Nummulites millecaput*-os, discocyclinás mészkővekkkel, annak ellenére, hogy az egymástól kis távolságra elhelyezkedő nummuliteszes rétegek közül a Vadorzó-völgy környékiekben a *Nummulites millecaput* sem makro-, sem mikroszférás alakban nem jelenik meg. A későbbi kutatók ezt a vélekedést átvéve, és ezen rétegek azonosságából kiindulva már mint tény fogadták el a Tatabányai-medence eocén végi egyöntetű mészkővel borítottságát.

Az eocénnél fiatalabb szerkezeti mozgások által feldarabolt és egymás mellett is eltoló rétegsorok háromdimenziós korrelációja szükséges a valódi rétegtani összefüggések felderítéséhez. A rétegek párhuzamosítása a rétegsorok üledékes jellegein túl, a feltárásokban található szinszediment és szindiagenetikus üledék-deformációs jelenségek és szerkezetföldtani összefüggéseik, valamint a képződmények relatíve eredeti, térbeli helyzetének meghatározása alapján történhet. Ezeken túl a DNy-i peremen kifejlődött középső-eocén karbonátos rétegsorok különleges vezetősíntje egy rétegsoronként változó vastagságú, szemcseméretű, osztályozottságú és koptatottságú felső-triász törmelék tartalmazó breccsaréteg, ami szinszediment szerkezeti mozgáshoz köthetően a rétegsorok közti korreláció fontos tényezője.

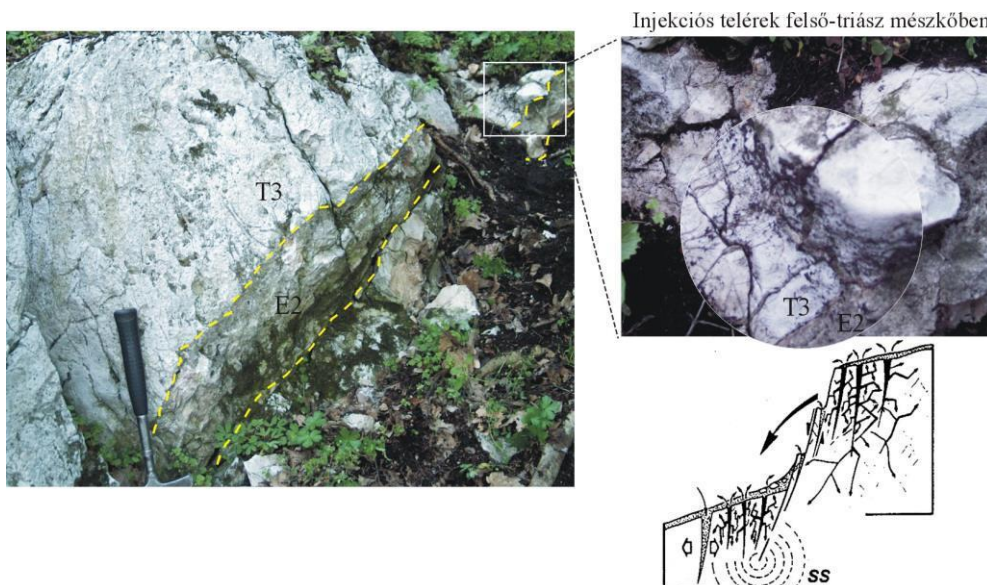
4.2.1. „Menyasszonyugrató-hegy”

A Menyasszony-hegy, és annak Ugrató elnevezésű, meredek É-i lejtője a DNy-perem Ny-i oldalán található közel É–D-i csapású, valószínűleg eocén előtti keletkezésű, az eocén során utána is aktívan működő letörés mentén helyezkedik el.

A Ny-i letöréssel párhuzamos, attól K-re elhelyezkedő szerkezeti vonal mentén a „Menyasszonyugrató-hegy” kőzetblokkja Ny-felé lebillenve, kb. 15-20 m-es normálvetődéssel elválik a Nyerges-hegy közettömbjétől, hasonlóképpen a Kálvária-hegy Ny-i oldalán tapasztaltakhoz (4.33. ábra). Az eocén képződmények rétegsorai ezen szerkezetek mentén válnak láthatóvá a keskeny gerincet formáló hegy K-i és Ny-i oldalán.

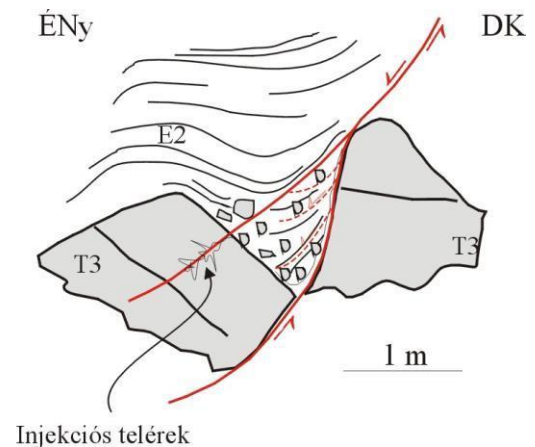
4.2.1.1. A feltárások leírása

I. A hegy D-i oldalán előbukkanó felső-triász dolomitos mészkőbe közel K–Ny-i csapású, 50–60°-os szögben É-ra dőlő, középső-eocén vörösalgatőredékes, jól osztályozott aprószemű biogén törmeléket tartalmazó, 15-20 cm széles üledékes telér települ (4.34. ábra). A szerkezet tektonikus eredetére utal a telérrel párhuzamosan megjelenő hajszálvékony injekciós telérraj is, ami szeizmikus sokk hatására a repedésekbe préselődő üledékként értelmezhető (MONTENAT et al 1991). Az üledékes telér befogadó kőzetének abrúziós parthoz közeli helyzetét a középső-eocén fúrókagylók által bioperforált törmeléket tartalmazó alapbreccsa fedőképződmény mutatja.



4.34. ábra. Középső-eocén neptúni telér és ahhoz kötődő injekciós telérek felső-triász dolomitos mészkőben, és kialakulásuk ismételt szeizmikus esemény hatására MONTENAT et al. (1991) nyomán. (Menyasszonyugrató-hegy, I. feltárás)

II. Az előző feltárástól É-ra a felső-triász aljzat ÉNy, illetve ÉÉNy-felé dőlő normálvetők mentén lépcsőzetesen lezökken, aminek következtében aszimmetrikus, a vetődés irányába vastagodó, plasztikus, az alapbreccsát is magába foglaló mészsizappal cementált, helyenként 1 m-nél is vastagabb, 0,5-0,8 m-es triász tömböket, bioperforált dolomit és mészkő, valamint vöröskalcit törmeléket is tartalmazó szinszediment tektonikus breccsa jött létre (4.35. ábra). A levetett triász blokkok dőlése ellentétes (rd: 150/45) a normálvetők, valamint a fennmaradt szárnyon található triász rétegek (rd: 322/26) és az eocén üledékek dőlésirányával. Ilyen elvetés ívesen ellaposodó síkok mentén jöhet létre az elvetett blokkok forgásával. A szinszediment vetőműködést erősíti meg az ellentétes irányba dőlő levetett triász blokkok tetején található 15-20 cm vastag, a blokk tetejével együtt billenő eocén mészkőréteg, amit plasztikusan redőzött mészsizap fed le.



4.35. ábra. Szinszediment és szindiagenetikus normálvetődés a Menyasszonyugrató-hegyen (II. feltárás). A merev-merev töréshatáron breccsaképződés, a merev-plasztikus töréshatáron az eocén üledékek plasztikus deformációja, a plasztikus-plasztikus deformációs határon hullámzó, határozatlan felületű vetősík jött létre.

A triász tömböket cementáló eocén mészsizappban létrejött, a breccsaképződést is átszelő, hajladozó vetődési síkkal jellemezhető plasztikus/plasztikus deformáció jelzi a vetők további működését (MAGYARI 1996). A breccsazóna D-felé vastagodva eléri a 2,5 m vastagságot is jelezve a szinszediment elvetés folytonosságát és elvetésének növekvő mértékét a medence irányába. A levetett triász blokkok és a középső-eocén breccsa találkozási felületéről indulva injekciós telérek hálózák be a triász képződést, ami szintén plasztikus üledékek jelenlétét feltételezi a korábban már felnyílt közetrésekben.

A szinszediment vetőbreccsa feletti triász törmelékekből álló, D-felé vastagodó vörösalga-töredékes, biogén törmeléket tartalmazó mészsizap plasztikusan deformálódva,

hullámosan követi az egymáshoz képest elvetett felső-triász blokkokat (4.35. ábra). A rétegsort hullámosan rétegzett, erősen gumós, jól osztályozott apró biogéntörmelékből, és durvább összetört *Ostrea*-héjból, álló, ritkán apró nummuliteszeket és sok vörösalga-törmelékkel tartalmazó, erősen gumós kifejlődésű mészkő fedí. A gumós jelleg a még instabil aljzaton mozgó plasztikus üledékként, a jól osztályozott törmelék és a szemcsék alगतoredékben dús összetétele pedig sekélyebb részokról, vörösalgákban gazdag, nagy energiájú fáciesekből áthalmozott biogén törmelékként értelmezhető. A képződmény külső megjelenése hasonló az ún. „mezozoos küllemű” eocén mészkövekhez. É-felé, a medence irányába vastagodó, és a peremekre D-i irányba retrogradáló rétegek gyors ütemű vízszintemelkedést, valamint ezzel lépest tartó szedimentációt és nagy mértékű üledék-áthalmozódást jeleznek.

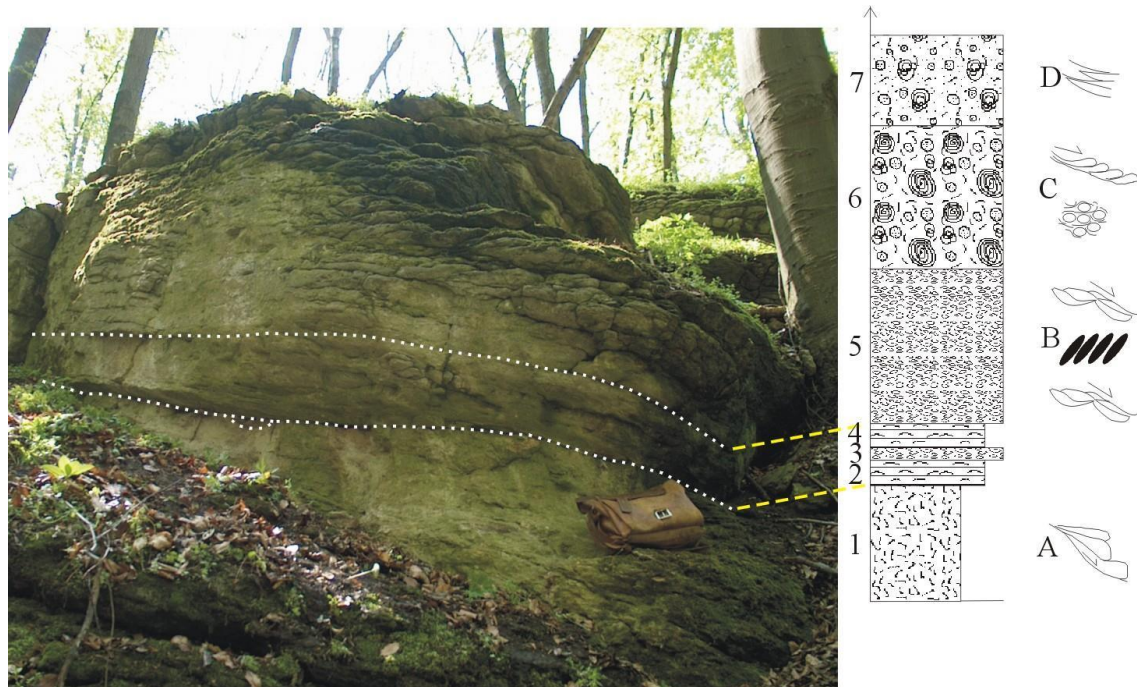
III. 50 m-re É-ra található feltárásban a vörösalgás, biogén törmelékkel tartalmazó mészkőrétegbe 0,8 m *Nummulites perforatus* mikro- és makroszférás alakjaiból álló pad települ, *Nummulites millecaput* hiányával. A mélyebb környezetet jelző nagyobb méretű nummuliteszek és a felette ismét vörösalgákat, de onnantól már elszórtan *Nummulites perforatus*-t is tartalmazó rétegek a nummuliteszes fáciesek medenceirányából történő megjelenését mutatják (4.36. ábra).

IV. A legészakibb feltárásban, kb. 120 m-re a középső-eocén üledékes telértől, a rétegsor alsó tagjának mélyebb vízben lerakódott, kis méretű makroszférás *Nummulites perforatus*-os és ritkán mikroszférás *Nummulites millecaput*-os jól osztályozott, apróra zúzott biogén törmelékből és koptatott, lekerekített felső-triász mészkőtörmelékkel meszkő, márgás mészkő rétege jelenik meg, amire tenger alatti eróziós felszínnel, 0,7 m vastag túlnyomórészt *Nummulites millecaput* vázából álló, de *Nummulites perforatus*-t is tartalmazó réteg települ.

A millecaputos rétegbe 0,2 m vastag, sokszor törött vázú perforatusos és apróra tört biogén törmelékkel tartalmazó réteg települ, ami nagy valószínűséggel sekélyebb vízi viharüledékként került a mélyebb környezetbe.

Az egymással nem érintkező, lapos, nagy méretű vázak egymással és a rétegzéssel is párhuzamos, elhelyezkedése, valamint a kőzet mikrittartalmának hiánya erős áramlási viszonyokat jelez. A kimosott mikrit miatt átkristályosodott, kora-diagenizálódott üledék „keményfelszínné” vált, ami magyarázatul szolgál arra, hogy a közvetlenül felette következő 2 m vastag plasztikusan deformált nummuliteszes mészkő üledékekkel szemben miért nem látunk ebben a rétegben is hasonló deformációkat (4.36. ábra)?

A rétegsor tetején ismét kevesebb nummuliteszt, és több apró biogén törmelék, vörösalgát tartalmazó réteg gumós, hullámos rétegei még aktívan mozgó aljzatot, de a 10 cm-es, keresztarégtzett padjai a sekélyebb részokról áthalmazott törmelékot szállító, ismét áramlások uralta üledékképződési környezetet jelez.



4.36. ábra. A Menyasszonyugrató-hegy északi részének feltárása a szelvényben megjelenő plasztikus deformációs jelenségek rétegsorbeli helyének megjelölésével.

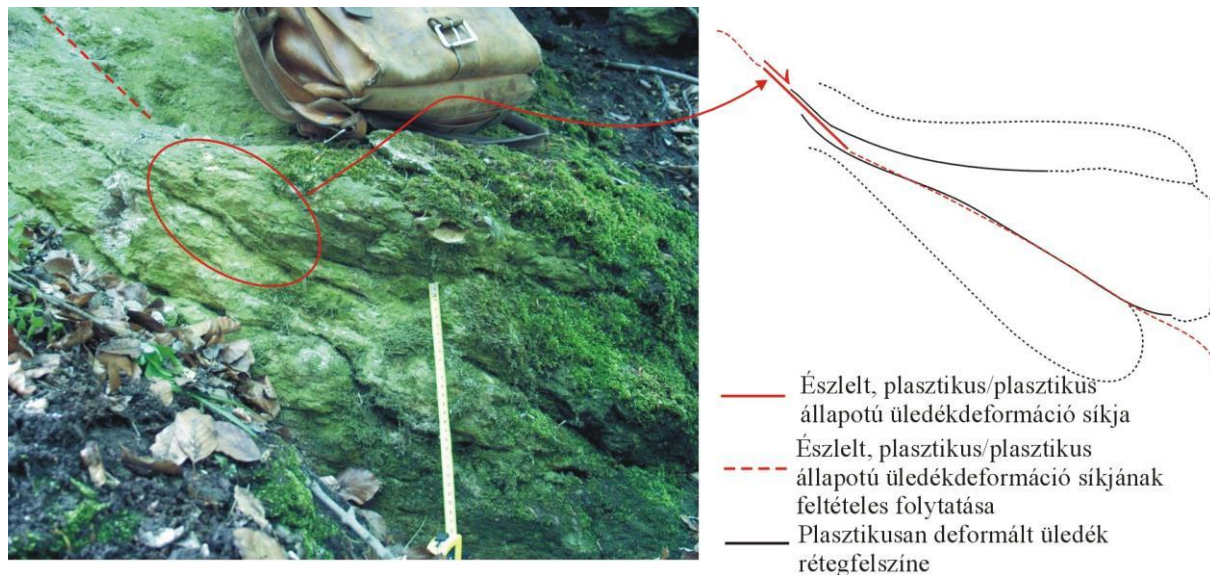
A betűk az egyes jelenségek leírását kapcsolják az ábrához (ld. szövegben). A – plasztikus nyírás; B – üledékkúszás, nummulitesz imbrikáció; C – üledékcúszás, „párna szerkezetek”, plasztikus nyírás, feltorlódo plasztikus üledékek; D – keresztarégtzés

1 – Apró nummuliteszes, felfelé ritkán *Nummulites millecaput*-os, bioklasztos, apróra zúzott biogén törmelékes kalkarenit; 2 – Egymással párhuzamosan befördített *Nummulites millecaput*, *Nummulites perforatus* vázakot tartalmazó bioklasztos kalcirudit; 3 – *Nummulites perforatus* kis méretű A formájának és *Nummulites millecaput* nagy méretű B formájának szemcsevázú, rétegzéssel párhuzamosan irányított vázfelhalmazódása; 4 – *Nummulites millecaput* vázak egymással és a rétegzéssel párhuzamos felhalmazódása; 5 – Apró nummuliteszes, *Nummulites perforatus*-os, hullámosan rétegtzett bioklasztos mészkő; 6 – *Nummulites perforatus* B formáit tartalmazó, bioklasztos, vörösalga-töredékes, ersen gumós, hullámosan rétegtzett mészkő; 7 – vörösalgás, *Nummulites perforatus* A formáit tartalmazó, bioklasztos mészkő

Plasztikus deformációk a IV. feltárás rétegsorában

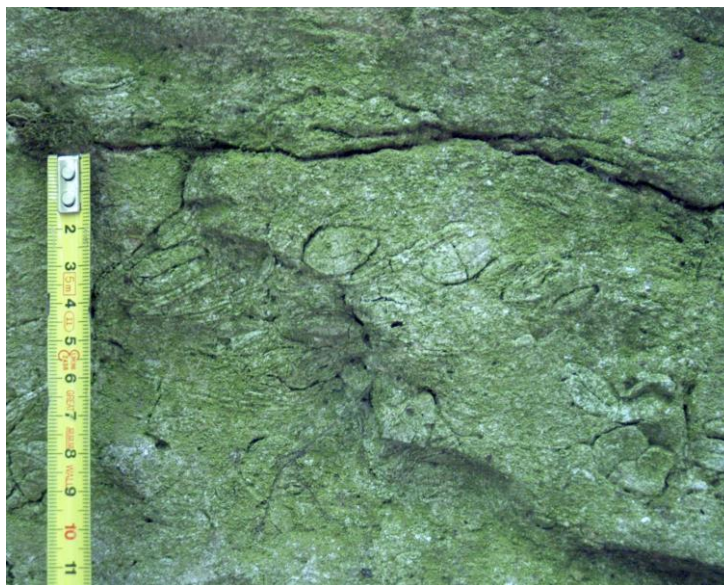
A „keményfelszín” feletti rétegsor plasztikusan deformálódott rétegei a félig konszolidált üledék megmozdulásával jöttek létre a medence irányába normálvetők mentén lezökkenő aljzat felett (4.36. ábra). A deformációk a párhuzamosan rétegtzett nummuliteszvázak rétege alatt egy, felette három szintben jelennek meg:

A) A kiemelt réteg alatt kis mértékű **plasztikus–plasztikus deformáció** található, ÉNy-ra dőlő hullámzó felületű csúszási sík mentén. A 0,3 m-es elmozdulás ÉNy-felé kivastagodó és ellaposodó dőlésű rétegeket eredményezett (4.37. ábra).



4.37. ábra. Plasztikus-plasztikus deformáció a IV-es feltárás 1-es rétegében (4.36. ábra.) A puhaüledékes törés síkja nehezen észlelhető, hullámzó, egyenetlen ívelt „felszínként” jelenik meg.

B) A „keményfelszín” feletti *Nummulites perforatus*-os és *Nummulites millecaput*-os mészkőben a rétegzés irányába dőlő szigmoidális nyírási felületek és redők és a még konszolidálatlan üledékkel együtt mozgó nummuliteszvázak imbrikációja az üledék plasztikus mozgásának következtében jött létre (4.38. ábra).



4.38. ábra. *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* vázak imbrikációja (Menyasszonyugrató-hegy, IV-es feltárás.)

A plasztikusan mozgó üledék alatti rétegfelszín egyenetlenségeit kitöltve, a két képződmény határán, a deformáció „szerkezeti árnyékában”, nummuliteszes zsebekben, deformálatlanul őrződtek meg a nummulitesz vázak, kaotikus elrendeződésben .

C) A feltárás D-i részén, a *Nummulites perforatus*-os és ritkán *Nummulites millecaput*-os mészkő és a vörösalgákat, echinoidea vázelemeket, apróra tört biogén törmeléket tartalmazó mészkőrétegek kaotikus, plasztikusan kihengerelt, boudinage-szerűen rétegzett keveredése az üledék plasztikus kúszásával és egymásba keveredésével jöhetett létre (4.39. ábra).



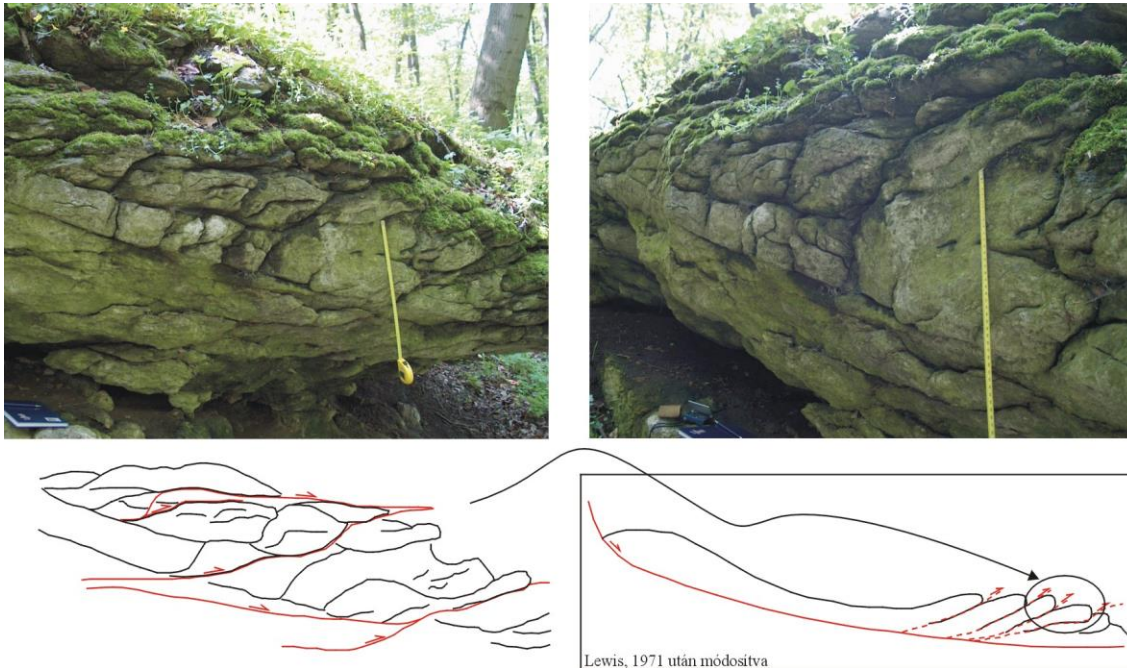
4.39. ábra. Gumósan, hullámosan rétegzett, plasztikus deformációval kialakult „pillow” mészkő szerkezet két metszete. A megmozduló plasztikus üledék „kelt tészta szerűen” kúszhatott a lejtő irányába.

A D-i résztől 25 m-el É-ra hullámosan gumós megjelenésű mészkő rétegek felülről, lejtési irányban egymásra torlódnak, miközben dőlésszögük rendre csökken, ami egymáson áttolódó, kis méretű, plasztikus üledékben létrejött „duplex-szerkezetekként” értelmezhetők.

Az egymásra tolódó rétegek között néhány mm vastag, vékonyan laminált, főleg finom biogén törmeléket tartalmazó plasztikusan elnyírt üledék található. A rátolódások az üledékképződési lejtőn végbement plasztikus átülepítés miatt, az átülepítő üledék „nyelvén” feltorló rétegekhez köthetők (LEWIS 1971) (4.40. ábra).

Az egymásra torló rétegek gyökérzónája és az alattuk fekvő réteg közötti hullámos lefutású plasztikus nyírási sík iránya, és az egymáson áttolódó rétegek nyírási síkjai egymással szöget zárnak be, ami az átülepítés nyírozónájaként működő sík, és az üledék plasztikus folyásának iránybeli különbségét jelenti. Ez a dőlésszögműködés a korábbi szerkezeti irányok kibillenésével jöhetett létre, vagyis — hasonlóképpen a Kálvária-hegyen

tapasztaltakhoz — kétirányú, egymástól időben relatíve elkülönülő tektonikai esemény hatása tükröződik a középső-eocén üledékekben.



4.40. ábra. Üledékáthalmazódáshoz köthető plasztikus torlódás a millecaputos-perforatuszos rétegekben, a jelenség LEWIS (1971) utáni magyarázatával.

D) A rétegsor legtetején, a plasztikusan deformált aljzat felett még kis mértékben mozgó üledék plasztikus nyírási síkok mentén gumósodott. A sokkal kisebb mértékű deformáció, és az áramlás uralta, inkább keresztarétegzett, semmint plasztikusan deformált üledék a látható rétegsoron belüli aktív deformációs szakasz lecsengését jelzi.

Szerkezetföldtani elemzés

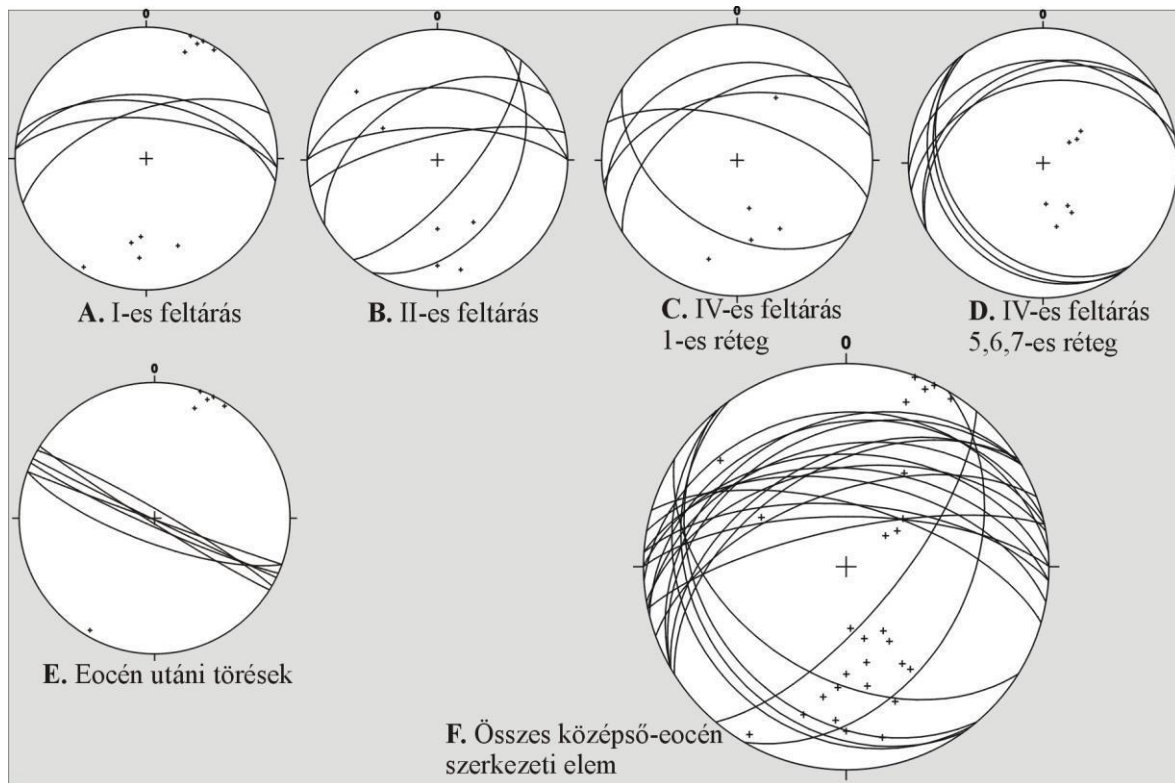
A „Menyasszonyugrató-hegyen” mért összes középső-eocén szinszediment tektonikai szerkezet irányának tanúsága szerint, a bemutatott rétegsorok szinszediment és plasztikus deformációt 2 fő irányhoz lehet hozzárendelni (4.41. ábra).

1. A NyDNy–KÉK és ÉK–DNy-i csapással jellemezhető irányokhoz általában a szinszediment normálvetődések, plasztikus üledékekkel cementált breccsák és üledékes telérek tartoznak. Az irányok és a szinszediment tektonikai jelenségek jó egyezést mutatnak a Kálvária-hegyen bemutatott hasonló jelenségekkel és szerkezeti irányokkal (4.32. ábra).

2. Az É–D-i és ÉÉNy–DDK-i csapású, Ny-ra illetve NyDNy-ra dőlő szinszediment jelenségek közé plasztikus redők, szindiagenetikus nyírási felületek, kis méretű, egymáson áttolódó, az üledék félig konszolidált állapotában létrejött duplex-szerkezetek tartoznak.

Hasonló jelenség a Kálvária-hegy Ny-i oldalán található, ahol a *Nummulites millecaput*-os mészkő NyDNy-ra dőlő normálvetődés mentén szindiagenetikusan gumósodott.

A szinszediment tektonikai szerkezetek rétegsorbeli helyzete alapján, az azokat létrehozó tektonikai fázisok relatív sorrendje is megadható, miszerint az 1. csoportba sorolt irányokat, inkább a felső-triász aljzathoz és a közvetlenül rátelepülő középső-eocén rétegekhez köthető törések, illetve a mélyebb részeken szindiagenetikus nyírások alkotják, vagyis ezek idősebbek és inkább törésekhez kötődnek; a 2. csoportba sorolt irányokat a rétegsor felső részéhez tartozó plasztikus üledékkúszások, szindiagenetikus redők és nyírások építik fel, vagyis ezek relatíve fiatalabbak és inkább plasztikus/plasztikus deformációkhoz, a középső-eocén üledékek kibillenéséhez, redőződéséhez köthetők.

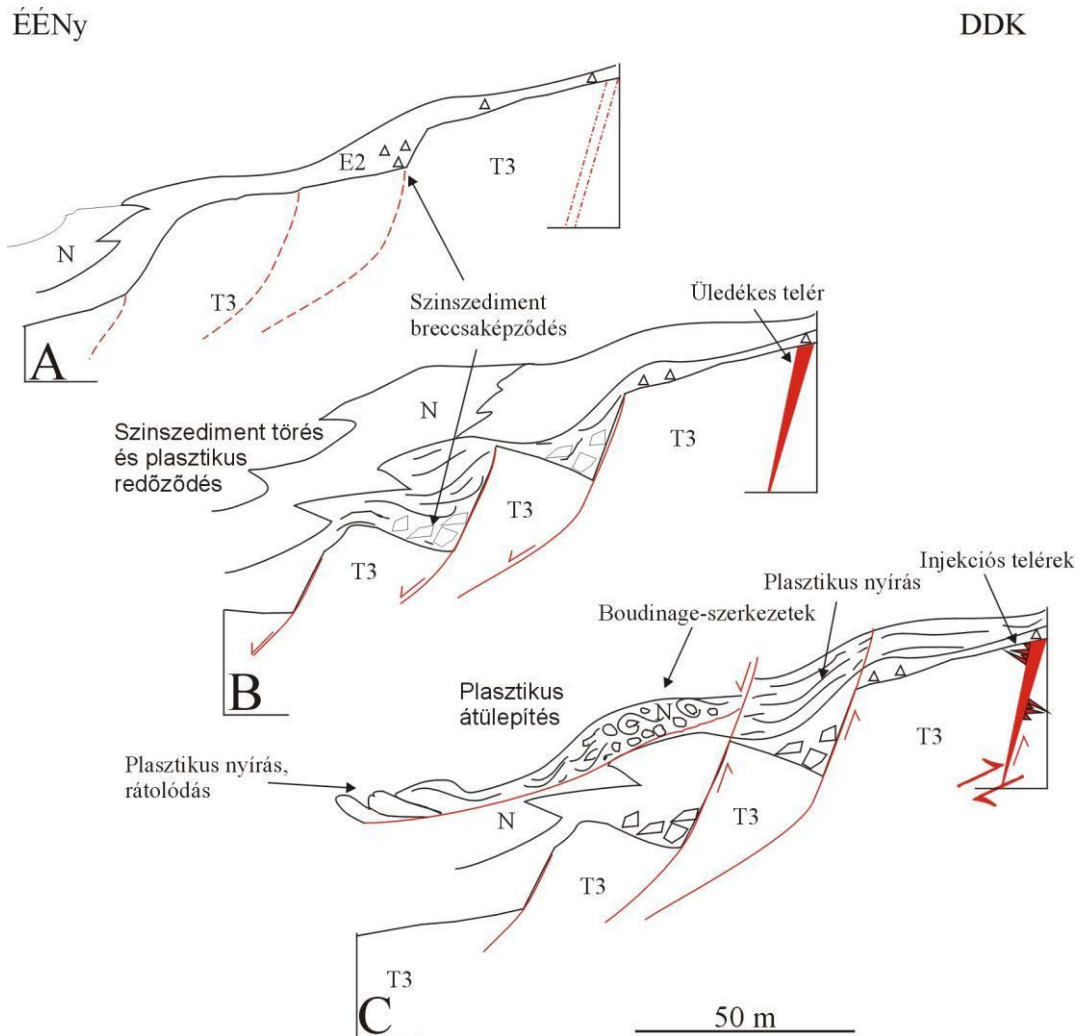


4.41. ábra. A Menasszonyugrató-hegyen mért középső-eocén normálvetődések és ezekhez kötődő szinszediment és szindiagenetikus deformációk feltárások szerinti és összesített sztereografikus projekciója, Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetületében. Az „E” ábrán néhány biztos eocén utáni törés vetülete mutatja a szerkezeti felülírás irányát.

A Menasszonyugrató-hegy összefoglalása

A Menasszonyugrató-hegy ÉÉNy-felé, a medence irányába vastagodó középső-eocén rétegsora szinszediment normálvetődések mentén gyorsan mélyülő medenceperemen rakódott le (4.42. ábra). A kezdetben abrziós parti közettörmeléket, majd sekélyebb fáciesekből származó biogén törmeléket tartalmazó, a hullámverés zónája alatt képződött mészkőrétegek

lerakódása közben aktív, ÉÉNy-ra dőlő alacsony hajlásszögű normálvetők mentén szinszediment tektonikus breccsák és üledékes telérek jöttek létre.



4.42. ábra. A DNy-i peremvidék középső-eocén szerkezetfejlődésének és üledékképződésének összefüggése, valamint a szinszediment és szindiagenetikus deformációk értelmezése a Menyaszonyugrató-hegyen, a felvett szelvények alapján (A–C).

T3 – felső-triász dolomitos mészkő aljzat; E2 – középső-eocén képződmények; N – perforatusos-millecaputos rétegek; a félnyílak az elmozdulás jellegét jelölik.

A medenceperemi áramlások által szállított tápanyagdús és friss tengervíz, az áthalmozódó alगतörmelék és a szemcsés aljzatot jelentő, a hullámverés zónájából áthalmozott, összezúzott biogén törmelék kedvező körülményeket jelentett a nummuliteszek nagy tömegben való megjelenéséhez. Ennek következtében az ÉÉNy-felé gyorsan mélyülő tenger tektonikus eredetű aljzatmorfológiai kiemelkedésén — vagyis a levetett és elfordult triász blokkok tetején — *Nummulites perforatus*-os és *Nummulites millecaput*-os rétegek rakódtak le összefogazódva az átülepített alga- és biogén-törmelékből álló képződménnyel.

A rétegeksorokból adódóan a sekélyebb részeken *Nummulites perforatus*, a mélyebb, áramlások által közvetlenül mosott részeken *Nummulites millecaput* élt.

A medenceperemi üledék lejtőn való folyamatos kúszását a nummuliteszvázak imbrikációja és a rétegek plasztikus redőződése mutatja.

A korábbi szerkezeti vonalakhoz kötődő újabb tektonikai esemény a nummuliteszvázakból és átülepített biogén törmelékből álló üledéktest plasztikus átülepítését eredményezte. Ennek következtében a megmozduló szerkezeti elemek felett elnyíródó üledékben, a megmozduló üledék felső részén boudinage-szerűen kihengerelt, autigén üledékes breccsa jött létre. A lejtőn lefelé mozgó üledék alsó részén a rétegek egymásra torlódtak, egymáson áttolódtak. Az üledékmozgás felszíne áramlásokkal átmosott réteg lehetett, ami a feltételezhető reológiai különbségek miatt potenciális csúszófelületnek számított.

Bár a csúszási felületek a korábbi, normálvetődésekhez kötődő szerkezeti irányokat követik, a plasztikus üledék nyírásai és folyásirányú redői egy újabb szerkezeti irányba rendeződnek. Ezek az É–D-i, illetve ÉÉNy–DDK-i csapású, az eocén képződményeket szindiagenetikusan deformáló szerkezetek kialakulása, újabb, relatíve fiatalabb tektonikai eseményhez köthető.

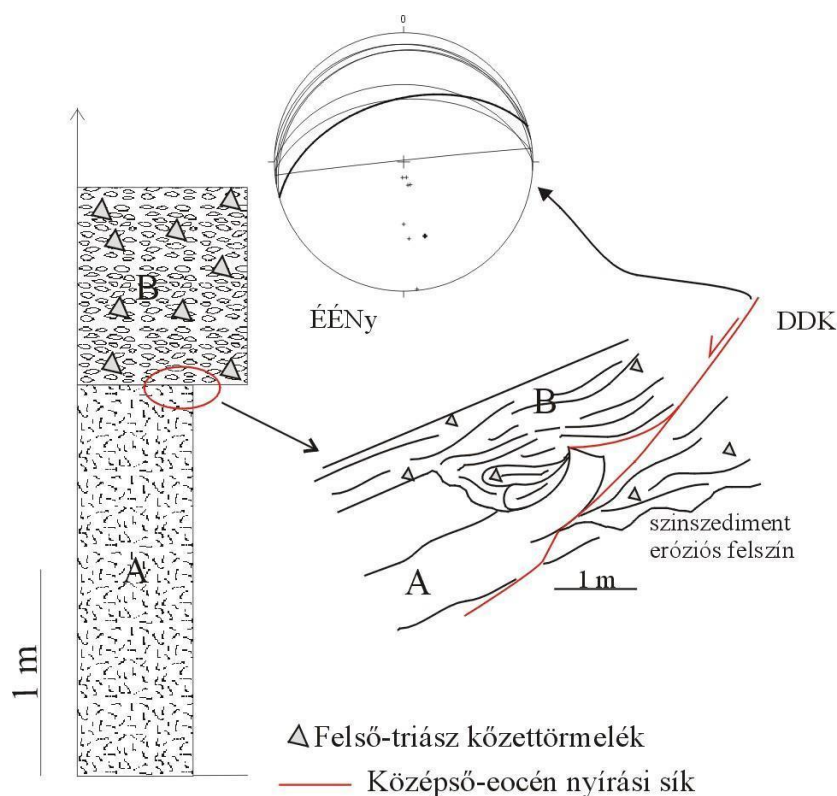
4.2.2. Nyerges-hegy É-i oldala

A „Menyasszonyugrató-hegytől” K-re elhelyezkedő, ÉK-felé dőlő, NyÉNy–KDK-i csapású fiatal, eltolódásos peremmel rendelkező, 700 m hosszú hegyoldalon a Menyasszonyugrató-hegy középső-eocén rétegsorával megegyező képződmények találhatók, annyi különbséggel, hogy a levetett helyzetű „Menyasszonyugrató-hegy” rétegdőléseivel ellentétben itt ÉK-felé dőlnek az eocén rétegek.

Az eocén dőlésiránnyal megegyező ÉK-i dőlésű hegyoldalba vágódó ÉÉK–DDNy, valamint É–D-i irányú völgyekben a dőlésiránynak megfelelően mindig azonos rétegsort találunk, kivéve az ÉK-i részt, ahol a *Nummulites millecaput*-os és *Nummulites perforatus*-os mészkő felett a rétegdőlésnek megfelelően a vízszint további növekedését jelző *Discocyclina* sp. tartalmú rétegek jelennek meg.

A Nyerges-hegy K-i szélén, az Ördög-árok bejáratától 250 m-re Ny-ra, a „Menyasszonyugrató-hegy” rétegdőléseivel (ÉÉNy) azonos irányba dőlő, apróra zúzott biogén-törmelék, vörösalga-töredékeket és molluszkahéj-töredékeket tartalmazó mészkőre *Nummulites perforatus*-os mészkő települ, ami felső-triász közettörmelék és áthalmozott vörösalgagumó-töredékeket tartalmaz. A triász közettörmelék megjelenése a rétegsor felsőbb részén, nagy energiájú, csupasz felső-triász kőzetfelszín pusztító folyamatra és a törmelék áthalmozódására utal, ami leginkább szeizmikus hatásra feltáruló felső-triász aljzat esetén következhet be.

A nummuliteszes réteg, a biogén-törmelékes mészkő valószínűleg áramlás által erodált rétegfelületének diszkordancia felületére települ. A diszkordancia felületet ÉNy-ra dőlő, az eocén rétegeket plasztikusan deformáló normálvető vágja át, redővé hajlítva az idősebb, és valószínűleg már konszolidáltabb üledéket. A 0,5 m-es redő „belehajlik” a felette lévő lágy üledékbe, plasztikus nyírásokat hozva létre benne. (4.43. ábra)



4.43. ábra. Szinszediment normálvetődés menti plasztikus, félig konszolidált állapotú üledék redőződése és deformációja, valamint ezek iránya Schmidt-féle sztereogram alsófélgömbi vetületében, a Nyerges-hegy feltárásában. (ld. még 4.33. és 4.41/D ábrák)

A – Apró bioklasztos, molluszkahéj-töredékes tömött szövettű mészkő; B – felső-triász közettörmelékes, *Nummulites perforatus*-os, vörösalga-töredékes mészkő

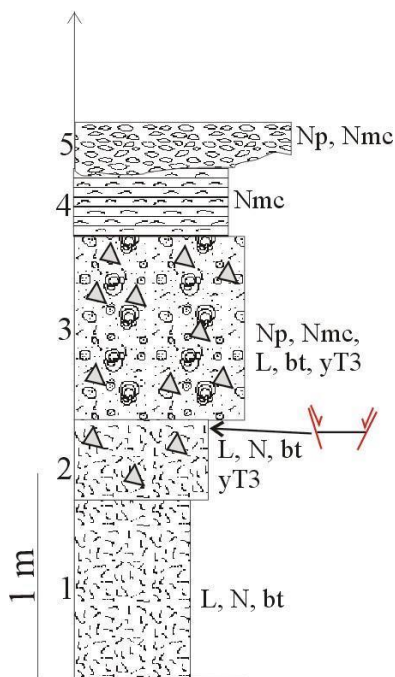
A szeizmikus lökéshullámok hatására lejtőn mozgó üledékben a normálvetővel közel párhuzamos plasztikus nyírési síkok alakultak ki, ami mentén a rétegek egymásra torlódtak, és

gumósodtak. Az üledékes jelenség a Menyasszonyugrató-hegyen ismertetett plasztikus átülepítéshez hasonlóan, esetleg ahhoz kötődve jöhetett létre.

A plasztikus deformációk iránya is azonos a „Menyasszonyugrató-hegy” relatíve idősebb szerkezeti elemeinek irányával. A szerkezeti esemény ideje és ÉÉNy-ra dőlő, normálvetődéses jellege valamint a tektono-szedimentológiai bélyegek alapján a két terület szintektonikus plasztikus deformációja korrelálhatónak tűnik egymással (4.41/D. ábra), amit nagy valószínűséggel azonos tektonikai esemény hozott létre.

4.2.3. Bükk-Avas

A Bükk-Avas É-i nyúlványát az É–D-i csapású Ördög-árok választja el a Nyerges-hegy É-i oldalától. Feltárásának rétegsora megegyezik a DNy-i perem eddig ismertetett rétegsoraival. Ugyanakkor a nyerges-hegyi rétegsorral ellentétben a felső-triász közettörmelék már a perforatusos mészkő alatti bioklasztos, echinoidea-töredékeket tartalmazó mészkő felső részén megjelenik. Ennek tetején következik a perforatusos, közettörmelékes réteg, majd a „Menyasszonyugrató-hegy” rétegsorával azonosan az erőteljes áramlási viszonyokat jelző millecaputos szintre tenger alatti eróziós diszkordanciával perforatusos, millecaputos réteg települ (4.44. ábra).



4.44. ábra. A Bükk-Avas rétegoszlopa, a szinszediment normálvetődéses szerkezet (4.45. ábra) helyének rögzítésével.

1 – vörösalgás, apró nummuliteszes, apró bioklasztos mészkő; 2 – durvább bioklasztos, apró nummuliteszes, ritkán triász közettörmelékes mészkő; 3 – felső-triász közettörmelékes, *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* tartalmú, vörösalga-töredékes, bioklasztos mészkő; 4 – *Nummulites millecaput* vázak párhuzamos rétegzésű felhalmozódása; 5 – alul eróziós felszínnel érintkező *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* vázakat tartalmazó mészkő

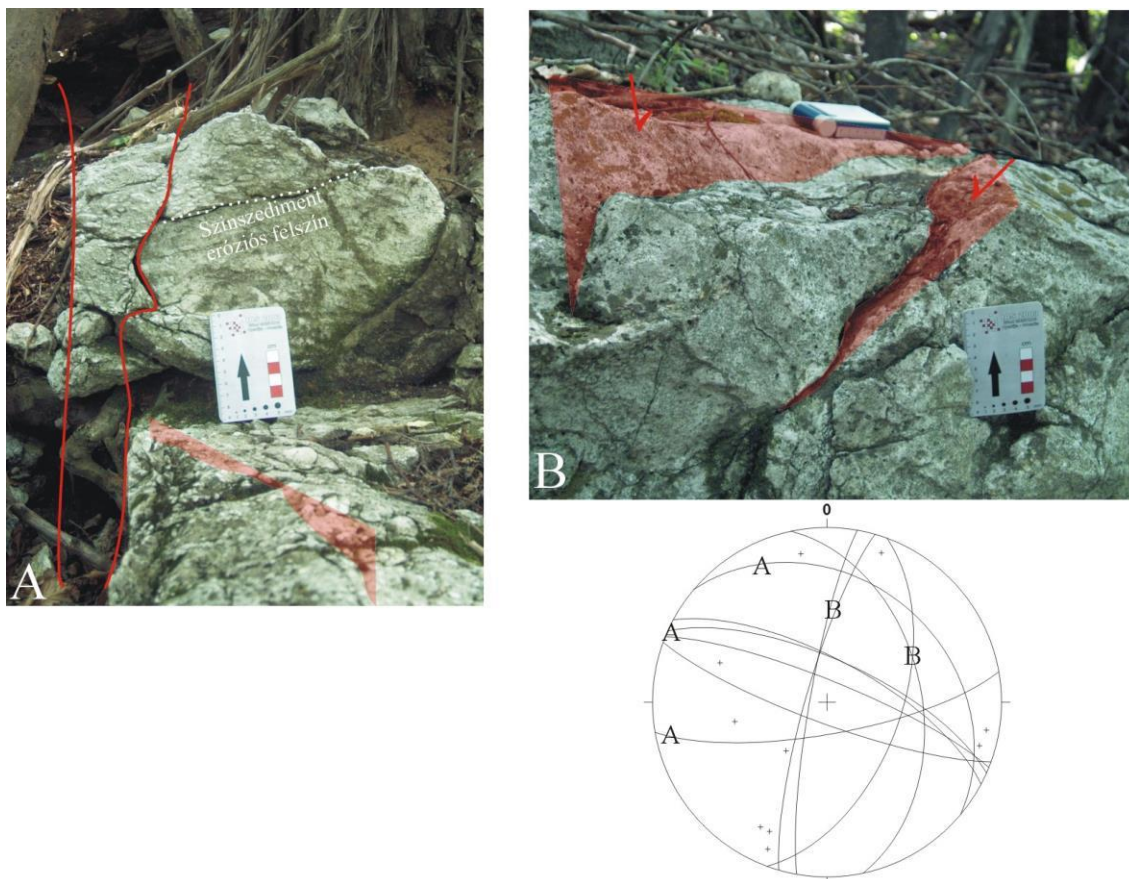
L – vörösalga; N – apró nummulitesz; yT3 – felső-triász közettörmelék; bt – biogén törmelék Np – *Nummulites perforatus*; Nmc – *Nummulites millecaput*

A Bükk-Avas É-i részét a Vadorzó-völgy feltárásainak leírásában részletesen tárgyalandó ÉNy–DK-i csapású szerkezeti vonal vágja ketté. A jobbos oldaleltolódási vonal

és az Ördög-ároktól K-re futó konjugált balos töréspárja, a Bükk-Avas É-i nyúlványának feltárásait tektonikusan becsípett szeletként fogják közre .

A felső-triász átmeneti rétegeinek dolomitos mészkő aljzata már ROZLOZSNIK (1924) térképén is (ott Földolomitnak minősítve) a D-i oldalról előreugró orrként jelenik meg. A „Menyasszonyugrató-hegyhez” hasonló rétegsorában azonban jóval gyorsabban (a felső-triászra települő 2 m-es rétegsor tetején) jelennek meg a *Nummulites millecaput*-ok és a *Nummulites perforatus*-ok, ami a számukra kedvező körülmények gyors kialakulását jelenti.

A „Menyasszonyugrató-hegyről” leirtakhoz hasonlóan a *Nummulites millecaput*-os mészkő nummulitesz vázait áramlás szállította a felhalmozódás helyére, amit a vázak rétegzéssel párhuzamos tömeges megjelenése mutat. A *Nummulites perforatus*-os réteg tenger alatti eróziós diszkordanciával települ az alatta lévő millecaputos képződményre (4.44. ábra).



4.45. ábra. Plasztikus üledékdeformációk és irányaik Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetületében, a Bükk-Avas rétegsorában. A piros felületek a szerkezeti elemek síkjait mutatják, a nyilak az elmozdulás jellgét adják meg.

A: bizonytalan jellegű eltolódás (?) mentén a rétegsor különböző szintjei horizontálisan érintkeznek egymással
B: szinszediment/szindiagenetikus normálvetődéspár a millecaputos-perforatusos rétegek alatt

Az ÉNy–DK-i csapású tektonikai szerkezet hullámzó, elkent vetőfelszínű, plasztikus/plasztikus nyírásokat hozott létre (4.45/A ábra) a még képlékeny üledékben már az

eocén során. A nyírások mentén, a hullámzó vetősíkra felkent szindiagenetikus vetőbreccsák jöttek létre.

A rétegsor tanúsága szerint a perforatusos réteget is elvető elmozdulás előtt, a perforatusos rétegeket látszólag nem deformáló NyÉNy és KDK-i dőlésű 10-15 cm-es normálvetőpárból álló tektonikus szerkezet deformálta az üledéket. A kis méretű elvetést produkáló vetősíkok árokszerűen lezökkentették a réteglap felszínét, miközben az elvetés nagysága folyamatosan csökkent, míg a vetődésből redővé válva a deformáció belesimult a réteglapba (4.45/B ábra). A szerkezetek iránya a „Menyasszonyugrató-hegy” relatíve fiatalabb szerkezeteivel korrelálható.

A Bükk-Avas ÉNy-ra előreugró tömbjének feltárásai a *Nummulites perforatus*-os és *Nummulites millecaput*-os rétegek DK-i irányba történő retrogradációját rögzítik. Ezek a rétegek a „Menyasszonyugrató-hegyen” még jóval a felső-triász aljzat felett helyezkednek el relatíve vastag eocén rétegsorra települve, ugyanakkor a Bükk-Avas területén a felső-triász aljzat már 1m-en belül megtalálható a nummuliteszes mészkőrétegek alatt. A felső-triász mészkőtörmelék megjelenése, a nummuliteszes rétegek lerakódása előtti szerkezeti eseményt rögzít. A törmelékes szint a DNy-i peremen általánosan elterjedt, és a DK-i peremről is megemlített, jól osztályozott apró biogén-törmelékből, és foraminiferákból álló mészkőbe települve jelenik meg. Ez azt jelenti, hogy a medenceperemen egységes üledékképződését megszakító szerkezeti esemény hatására a perem lejjebb zökkent, aminek következtében a felső-triász törmelék-behordódás után megjelentek a nagyméretű vázzal jellemezhető nummuliteszesek. Jól jelzi a vízszintváltozást az áramlások jelenléte is, ami a lapos, nagyméretű *Nummulites millecaput* vázakat egymással és a rétegzéssel párhuzamosan rendezte el. Ugyancsak erőteljes áramlási tevékenységre utalnak a millecaputos rétegek felső határát adó tenger alatti eróziós felület, amit nagy valószínűséggel áramlások elmosásának tulajdoníthatunk. Egyébként áramlási csatornát kitöltő *Nummulites millecaput* vázakat már a Kálvária-hegyről és a „Menyasszonyugrató-hegyről” is megemlítettünk.

4.2.4. Vadorzó-völgy

Jelentős eocén utáni jobbos eltolódási zóna mai morfológiai megjelenése a Vadorzó-völgy (4.33. ábra). A DK-i perem ismertetésénél már említett eocén utáni tektonikai szerkezet DNy-i peremen is megjelenő eleme, a „Menyasszonyugrató-hegy”, a Nyerges-hegy és a Bükk-Avas É-i nyúlványainak medenceperemi, nummuliteszes mészkő rétegeit választja el —

mintegy 100 m-es morfológiai lépcsővel és közel ÉNy–DK-i csapással — a tőlük É-ra található, mélyebb környezetben lerakódott glaukonitos, discocyclinás képződményektől.

A Vadorzó-völgy jó közelítéssel a jobbos szerkezeti zóna közepén helyezkedik el, a fővetőből KDK irányban leváló törés nyomvonalában. Tőle É-ra és D-re, a szerkezeti zónán belül található rétegsorok közötti eltolódások és normálvetődések felszabdalták az eredeti medenceperemi geometriát. Ezt figyelembe véve indokolt a völgy É-i és D-i részét külön tárgyalni, és a rétegsorok korrelációja alapján rekonstruálni a képződmények lehetséges eredeti helyzetét és egymáshoz való viszonyukat.

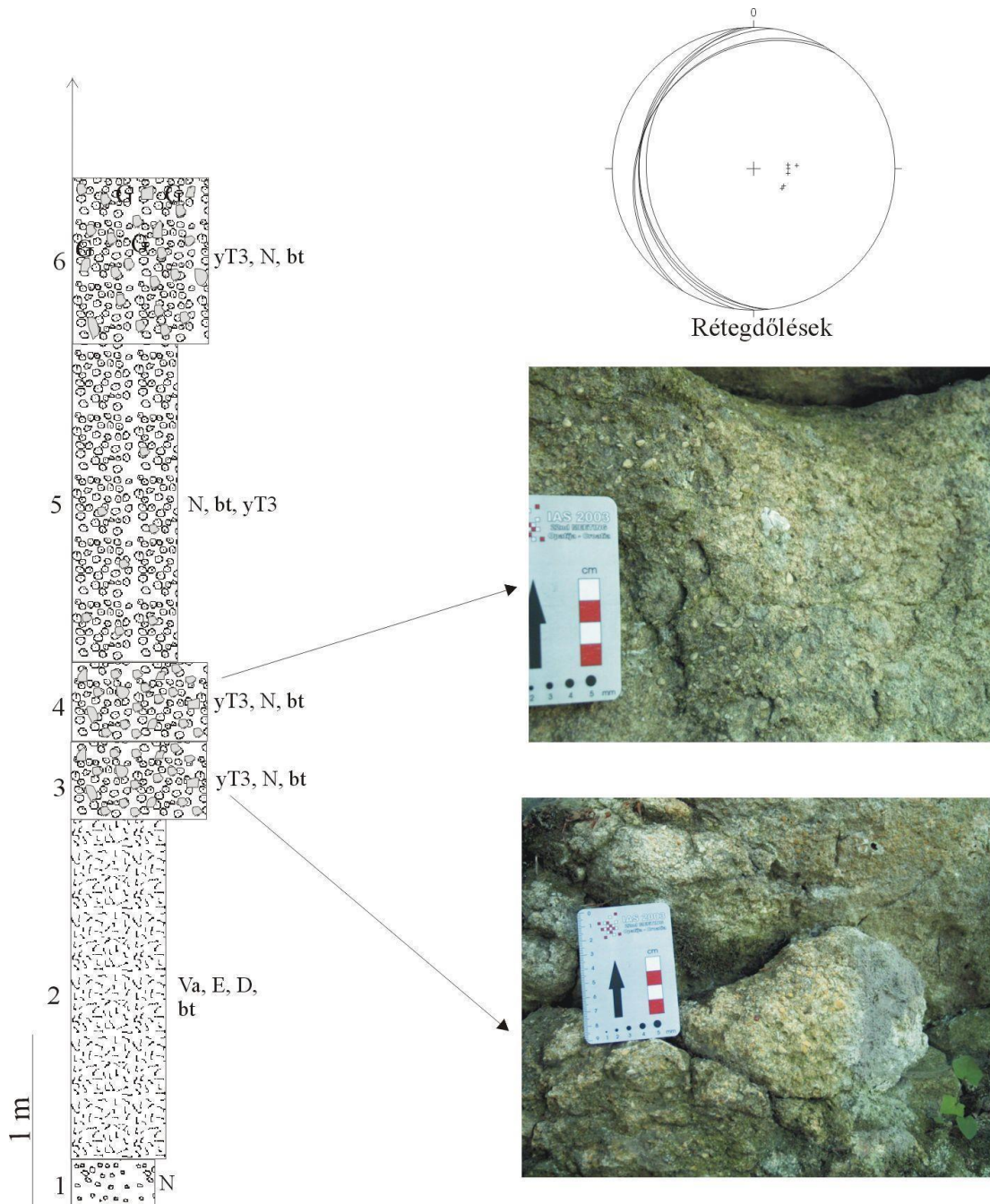
Vadorzó-völgy, D-i oldal

A Vadorzó-völgy eltolódásának D-i oldalán található rétegsorok közös jellemzője, hogy nagy mennyiségben tartalmaznak felső-triász kőzettörmeléket, és ezek a rétegek apró nummuliteszek tömeges megjelenése mellett nem tartalmaznak sem mikro- sem makroszférás *Nummulites perforatus*-t, vagy *Nummulites millecaput*-ot, viszont előfordul bennük *Discocyclina* sp.

A kőzettörmeléket tartalmazó rétegek jó vezetősíntet jelentenek az egymástól poszteocén elvetést szenvedett rétegsorok korrelációjában. A vízmélység növekedését jelzi ugyanakkor a glaukonitosodott foraminifera vázak és a Discocyclinák megjelenése is, amelyek szintén jól használhatók a rövid távolságon belüli réteg-korrelációban.

I: Jelentős mennyiségű felső-triász kőzettörmeléket tartalmazó rétegsor a Bükk-Avas K-i oldalán található. A 6m vastag biogén-törmelékéből, apró nummuliteszekből álló vörösalga-törmelék, echinoidea-törmelék, alul vastagabb pados, felfelé gumósan rétegzett mészkő, a rétegsor közepén kétszer 0,5 m-es rétegben tartalmaz sárga, okkersárga, valamint fehér és lilászvörös, 2-5 mm nagyságú felső-triász dolomit és mészkő törmeléket. Az alsó rétegra inkább a színes törmelék, míg a felsőre a drapposzürke, kristályosabb törmelék jellemző. A törmelékszemcsék jól osztályozottak és erősen koptatottak, ami erőteljes lepusztulás utáni igénybevételt: hullámzásos koptatást, vagy áramlások általi szállítást esetleg ezek kombinációját jelenti. Az áramlások jelenlétét igazolja a kőzettörmeléket tartalmazó üledék — kereszt-rétegzettségéből adódó — 30°-os dőlésirány-eltérése is a rétegsor felső részén. (4.46. ábra).

Ugyanitt az extraklaszt-mennyiség csökkenésével egyidőben megjelenő glaukonittal kitöltött foraminiferák vízmélység-növekedést és további erőteljes áramlási tevékenységet jeleznek.

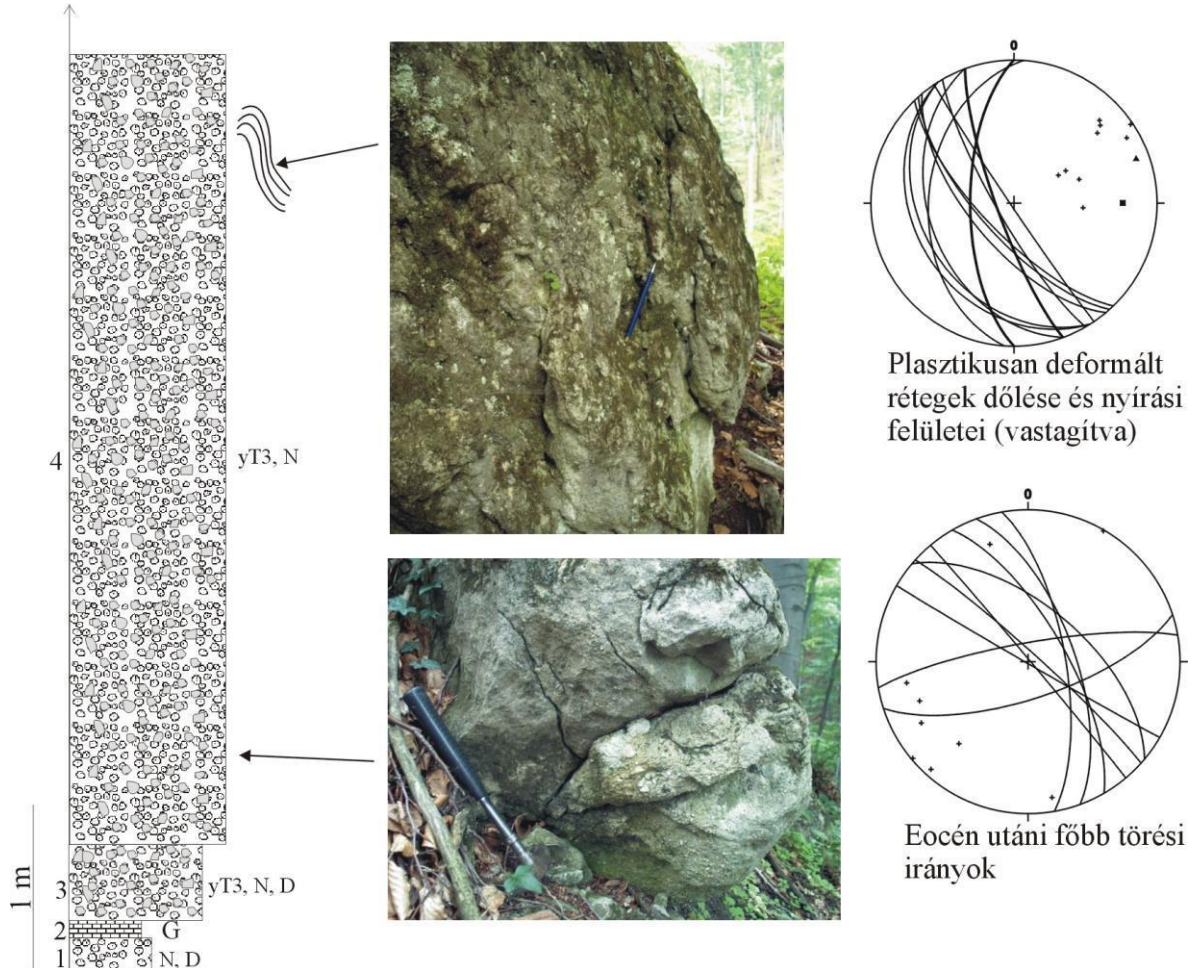


4.46. ábra. Nagy mennyiségű, jól osztályozott felső-triász közettörmeléket tartalmazó rétegsor a Vadorzó-völgy D-i részén és a rétegsor dőlésadatai Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetületében ábrázolva. (Vadorzó-völgy, D-i oldal, I. feltárás)

1 – apró nummuliteszes porcukorszövetű kristályos mészkő; 2 – apró bioklasztos, vörösalga-töredékes és egész alga gumós, echinoideás, ritkán *Discocyclus*-os mészkő; 3 – sárga, szürkés-sárga felső-triász, jól kerekített, és koptatott, jól osztályozott közettörmelék bőségesen tartalmazó, apró nummuliteszes mészkő 4 – hasonló a 3-as réteghez, de a triász közettörmelék drapposszürke színű; 5 – apró nummuliteszes, vörösalga-töredékes, apró bioklasztos mészkő csökkenő extraklaszt tartalommal; 6 – apró nummuliteszes, ismét több, de már inkább szürkésfehér triász extraklasztot tartalmazó apró bioklasztos mészkő, a rétegsor tetején a nummulitesz kamrákban jelentkező glaukonit kiválásokkal

Va – vörösalga; E – Echinoidea; D – *Discocyclus* sp.; y T3 – felső-triász közettörmelék; N – apró nummulitesz; bt – bioklaszt, biogén törmelék

II: Az I-es rétegsortól ÉNy-ra található képződmény mélyebb keletkezési környezetét az apró nummuliteszek mellett megjelenő Discocyclinák, az áramlás által mosott felszínt a rétegsor alján kemény, erősen átkristályosodott glaukonitos réteg jelzi (4.47. ábra).



4.47. ábra. Meredeken meghajló triász közettörmelékes, apró nummuliteszes középső-eocén mészkő rétegek a Vadorzó-völgy D-i oldalán (II. feltárás). A plasztikus deformációs irányok, valamint a kőzetet már kemény állapotában ért, eocén utáni főbb törések iránya Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetületében láthatók.

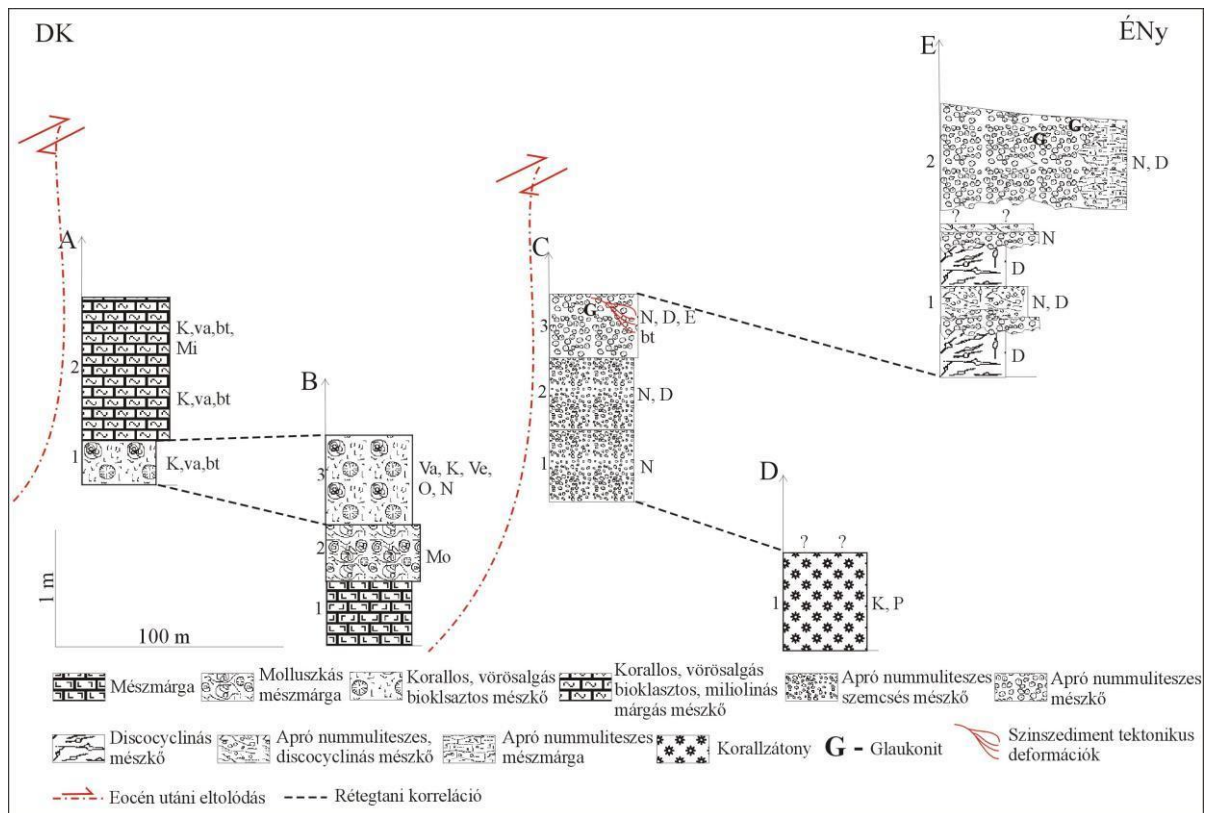
1 – apró nummuliteszes, Discocyclinás szemcsevázú mészkő; 2 – kemény, glaukonitos mészkő; 3 – apró nummuliteszes, közepesen kerekített, jól koptatott, jól osztályozott felső-triász közettörmeléket tartalmazó mészkő; 4 – apró nummuliteszes, triász közettörmelékes szemcsevázú mészkő

A rétegsor nagy részét (6-7 m vastagságú) DNy-felé meredek, 70–80°-os szögben meghajló, plasztikusan redőzött sárga, drapp és lilászvörös 1-5 mm nagyságú, koptatott, rosszul kerekített felső-triász közettörmeléket tartalmazó, apró nummuliteszek tömegéből és discocyclinából álló szemcseközet adja jelentős sziliciklaszt tartalommal. Az átlagban 35–40°-ban DNy-ra dőlő képződmény egyre meredekebb dőléssel DNy-felé bukó rétegeinek folytonossága nem szakad meg. Az egyes rétegtagok között ellaposodó, de így is 60–65°-ban dőlő plasztikus nyírási síkok találhatóak. Ha feltételezzük, hogy a kőzetblokk kibillent, akkor is

az átlag 15°-os rétegdőléssel számított, 40-45°-ossá váló meredek rétegdőlés is csak félig már konszolidált állapotban lévő üledék szindiagenetikus deformációjaként értelmezhető (4.47. ábra).

Vadorzó-völgy, É-i oldal

A jobbos nyírási zóna É-i oldalán elhelyezkedő középső-eocén rétegsor egymástól kisebb vetőkkel elválasztott részletekből állítható össze (4.48. ábra). Ennek megfelelően nem feltárásonként, hanem alulról felfelé haladva, az összeállítható rétegsor képződményei szerint ismertetem ennek a résznek a földtani felépítését. A különálló rétegoszlopokat a 4.48-as ábrában foglaltam össze.



4.48. ábra. A Vadorzó-völgy É-i részén található szelvényrészletek képződményei és korrelációjuk.

A: 1 – áthalmozott korall és vörösalga töredékeket tartalmazó, bioklasztos márgámészkő, mészkő; 2 – vörösalgás, koralltöredékes, miliolinás, bioklasztos mészkő

B: 1 – apró likacsos, apró bioklasztos márgás mészkő; 2 – nagy molluskás (kőbelek) mészmárga; 3 – alul áthalmozott koralltöredékes, vörösalgás, felfelé apró nummuliteszes mészkő, *Velates* sp., és *Ostrea* sp. molluskákkal.

C: 1 – igen apró nummuliteszekből álló szemcsézet; 2 – apró nummuliteszes, Discocyclinás mészkő; 3 – apró nummuliteszes, Discocyclinás, Echinoideás, felső részén glaukonitos szemcsevázú mészkő

D: 1 – zátonyépítő szervezetekből álló tömör mészkő

E: 1 – Discocyclina „lumachella”, majd apró nummuliteszekből álló réteg váltakozása, a nummuliteszes réteg alatti diszkordancia felülettel; 2 – apró nummuliteszek tömegéből álló, egy-egy koptatott *Nummulites perforatus* tartalmazó, Discocyclinás mészkő, É-felé glaukonitos, majd mészmárgás rétegekkel

K – korall; va – vörösalga; bt – bioklasztok, biogén törmelék; Mo – molluszka; N – nummulitesz; D – discocyclina; O – *Ostrea* sp.; Ve – *Velates* sp.; E – echinoidea; P – szivacs(?); G – glaukonit

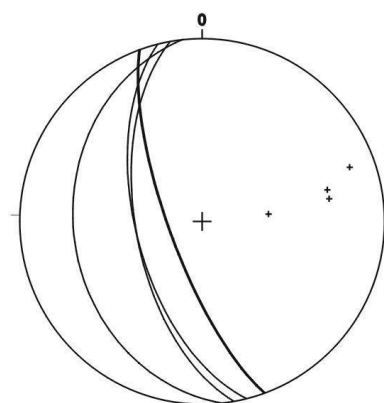
A rétegsor legalján a DK-i peremen bemutatott ősmaradványban viszonylag szegény, ostrea héjtöredéket, bekéregző vörösalga-darabokat, ritkán apró nummuliteszt és magányos korallt tartalmazó sziliciklasztos barna, vörösesbarnás-drapp mészkő, márgás mészkő foglal helyet (4.48/B ábra), amit apró biogén-törmelék és miliolinákat tartalmazó mészkő és az erre települő nagyméretű molluszkákból, felfelé egyre inkább apró nummuliteszekből álló mészmárga követ (4.48/A ábra). A középső-eocén törmelékes üledékek feletti karbonátos képződmények, a teljes DNy-i peremen csak a Vadorzó-völgy DK-i mellékvölgyének völgyfőjében, és annak É-i oldalában fordulnak elő.

Elszigetelt tektonikai blokkban, a fent említett völgy ÉNy-i kezdeténél korallokból és szivacsokból álló zátony-darabok jelzik a DK-i peremen is kimutatott zátonyos selfperem kialakulását (4.48/D ábra). A vékonycsiszolati kép tanúsága szerint a zátony szilárd felületén fúrókagylók éltek, ami áramlásnak vagy hullámozásnak kitett felületet, tápanyagdús, tiszta vizet jelez (DODD & STANTON 1990). Ezzel megegyező mikrofáciesképet a Kálvária-hegy I-es számú feltárásában találunk, ahol fúrókagylók által bioerodált jobbos eltolódási sík felett hasonló mészkőrétegek rakódtak le.

A rétegsorban felfelé különlegesen apró (1-3 mm) nummuliteszek tömegéből álló képződmény kristálycukorszerű szövetű mészkő következik. Az átkristályosodott, mikritmentes szemcséközet nummulitesz-vázai áramlás általi átülepítéssel halmozódtak fel, miközben a szemcsék közti mikrittartalom kimosódott. Hasonló szövetű, teljesen átkristályosodott mészkő a Keselő-hegy É-i oldalán, egy szerkezeti vályú kitöltéseként található (ún. „mezozoos küllemű” mészkő). Az apró nummuliteszek között mélyebb, üledékképződési környezetet jelző Discocyclinák találhatóak (4.48/C).

A echinoidea-váztöredék tartalmú kőzetben, a discocyclina és a nummulitesz vázak áthalmazva jelennek meg. A tengerisün-vázelemek a háttérben elhelyezkedő, a DK-i peremen bemutatott lagúnából származhatnak, míg a nummuliteszek és a discocyclinák mélyebb környezetben, a platformperemi lejtőn élhettek. A Ny-i irányban pasztikusan redőződött discocyclinás, nummuliteszes rétegek dőlésirányban elcsúsztak egymás felett és pasztikus nyírású síkok mentén egymásra kúsztak, miközben elnyírták az alattuk lévő rétegeket. Ennek következtében a nyírású síkok mentén elvékonyodó, attól távolodva pedig a dőlés irányába kivastagodó rétegek jöttek létre, miközben a rétegtagok eredeti redőzöttsége megmaradt. Ezek alapján az üledékmozgás félig pasztikus állapotban jött létre (4.49. ábra).

Plasztikus redőződés

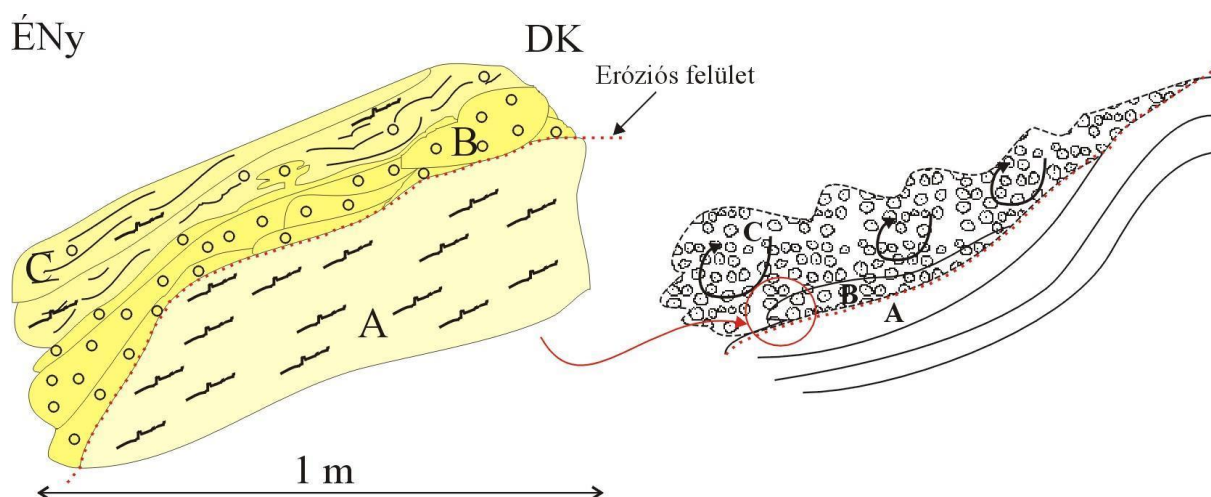


Plasztikus deformáció nyírási síkja (vastagítva), és a főbb rétegdőlésirányok

4.49. ábra. Plasztikusan redőzött és elnyíródott középső-eocén apró nummuliteszes, discocyclinás mészkő. (Vadorzó-völgy, É-i rész, C szelvény, ld. még 4.48. ábra) A rétegdölések és a nyírás síkjának térbeli helyzetét a Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetülete mutatja.

Felfelé az egyre több nagy-foraminiferaváz felfelé három jól elkülöníthető rétegtagból álló ciklusba rendeződik. A ciklus felső tagja szinte csak Discocyclinák szemcsevázú képződményéből áll („Discocyclina-lumachella”), amire eróziós felszínnel, apró nummuliteszek tömegéből álló rétegtag következik (4.48/E ábra). A gumós megjelenésű, hullámos rétegzettségű, lejtő irányába vastagodó nummuliteszes szemcseközet felfelé sűrűszemcsés mészkőbe megy át. A két nummuliteszes rétegtag közötti határfelületen „vízkiszökés mentén” az alsóbb réteg a felette lévőbe nyomul.

Törmelékes üledékeknél gyakori jelenség az eltérő szemcseméretű, még tökéletlenül litifikálódott üledékek nyomás alatti folyadékáramlása, amit legtöbb esetben a szeizmikus tevékenység lökéshullámainak plasztikus vagy folyékony üledékekkel való kölcsönhatása vált ki (MAGYARI 1996). Hasonló jelenséget feltételezhetünk itt is, ahol a ciklusos üledékek valószínűleg szeizmikus hatásra történő tömeges nummuliteszváz-áthalmazódásos üledékmozgásból jöttek létre. Az eredeti mozgásirány a poszteocén szerkezeti zónában kibillent és elfordult blokkok miatt közvetlenül nem rekonstruálható, de a rétegek egymáshoz képesti dőlésviszonyai azt mutatják, hogy az üledékmozgás iránya az alsó rétegektől dőléseitől relatíve Ny-ra 20-30°-ot fordult el, hasonlóképpen a „Menyasszonyugrató-hegyen”, valamint a Vadorzó-völgy D-i rétegsoraiban tapasztaltakhoz.



4.50. ábra. Nummulitesz szemcsék tömeges áthalmozódásából kialakult normálgradált rétegsor. Az eróziós felület és a normál gradáció a törmelékfolyásnál nagyobb energiájú áthalmozódást sejtet.

A – Discocyclinás szemcsevázú mészkő; B – apró nummuliteszes szemcsevázú mészkő; C – Discocyclinás és apró nummuliteszes mészkő

A Vadorzó-völgy É-i részének legfelső rétegét discocyclinák és apró nummuliteszek nem gradált, tömegesen áthalmozott koptatott és lekerekített szemcséi jellemzik. A rétegekben jelenlegi dőlés szerint É-felé glaukonittal kitöltött nummuliteszek és glaukonitos szemcsék jelennek meg, ami a vízmélység növekedését és az áramlások jelenlétét mutatja. A medence felé a rétegek bioklaszt tartalma nem csökken, de a mátrix egyre márgásabbá válik (4.48/E ábra). Ezek a rétegek a Vadorzó-völgy É-i feléről leírt, felfelé felső-triász közettörmeléket tartalmazó képződmények hasonló rétegeivel korrelálhatók.

4.3. Délkeleti medenceperem

(A MÁFI Évi Jelentése 2004 c. folyóiratban közölt, Kercsmár Zs.: „Középső-eocén karbonátos képződmények és rétegtani összefüggéseik a Tatabányai-medence DK-i peremén „ című cikk alapján)

A délkeleti peremen, a Mária-szurdoktól É-ra, a Mészáros-hegy és a Nagy-Csákány-hegy ÉÉNy–DDK-i irányú gerincein és ÉK-i lejtőin (I. melléklet), kb. 2 km²-es területen bukkannak elő középső-eocén képződmények. A helyben maradt törmelékes feltárások nagy területen, sok nagyméretű közettörmelékkel jelennek a felszínen. A szálfeltárások ritkasága a rétegdőlés és a mai lejtők esésirányának megegyezéséből adódik. A legfiatalabb szerkezeti vonalakat tükröző, uralkodóan ÉNy–DK-i, illetve ÉÉNy–DDK-i csapású recens völgyhálózat, nagy részben negyedidőszaki eolikus homokkal és proluviális, deluviális üledékekkel kitöltve, elfedi az esetleges csapásirányú feltárásokat. Szálfeltárások a terület eocén képződményeinek mai elterjedését meghatározó poszt-eocén jobbos eltolódási vonalak és normálvetődések mentén találhatók (IV. melléklet).

A fentiekből kitűnik, hogy a délkeleti medenceperem feltártsági viszonyai jóval rosszabbak az előző két kifejlődési területnél tapasztaltaknál. A nagyobb méretű szálfeltárások helyett néhány szálaban állónak minősíthető kisebb kőzetkibukkanás rétegsora és sokszor bizonytalan dőlésadatai, valamint helyben maradt törmelékes, jórészt talajtakaróval fedett feltárások felszínre került kőzetei alapján, továbbá a területen lemélyített fúrási rétegsorok (4.51. ábra) segítségével lehetett a kifejlődési terület földtani felépítését rekonstruálni.

A fentiekben megfogalmazottak miatt, a korábbi fejezetekkel ellentétben a délkeleti medenceperem képződményeit nem kijelölt kulcsfeltárások rétegsorain keresztül mutatom be, hanem a fúrások által meghatározott szélesebb, kevésbé részletes rétegtani képet igyekszem leszűkíteni a felszínen megjelenő képződmények települési helyzetének tisztázásával, és a különböző litofáciesek képződési környezet szerinti csoportba foglalásával. A fejezet felépítése ezt a rendszert követi. A terület tágabb földtani felépítését a fúrások alapján lehet megállapítani, amelyeknek felső kb. 20-30 m-re tanulmányozható a felszínen. A tágabb földtani felépítés megismerése után az egyes fáciescsoportok és azok kialakulásának körülményeit elemző fejezet következik.

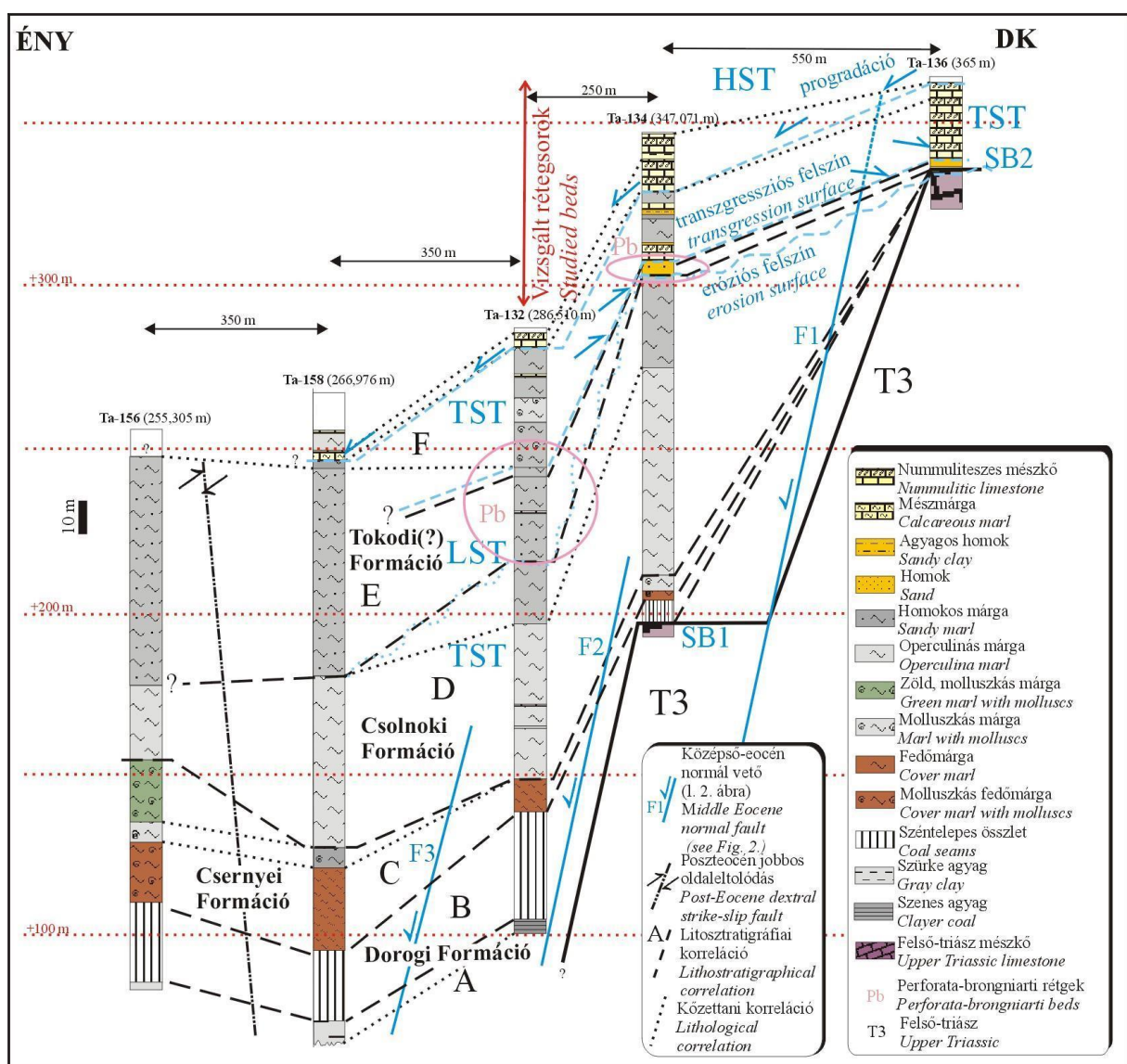
4.3.1. A délkeleti medenceperem középső-eocén rétegsora a területen lemélyült fúrások alapján

A Tatabányai-medence DK-i peremén lemélyült öt fúrásból (4.51. ábra), négy harántolta a Dorogi Formációba sorolt „kőszentelepes összletet”. Ezek közül három, a medencéhez közelebb eső fúrásban, a bitumenes agyag és kőszenes agyagpala közbetelepülésével jellemezhető paralikus barnakőszentelep, márgás, agyagos „fekvő édesvízi üledékekre” (SÓLYOM 1953, 1960) (l. 2.2.2. fejezet) települ. A fekvő üledékek déli irányban 250 m-en belül eltűnnek. A Tb–134-es fúrásban a kőszentelepes összlet közvetlenül a felső-triász karbonátos kőzetekre települ, majd tovább dél felé 550 m-en belül teljesen kimarad a rétegsorból.

A szentelepes összletet 10-20 m, a medence felé vastagodó, szürke, barna, molluszkás, cerithiumos márga fedi (Csernyei Formáció). Ez a szint sok, a sótartalom változását szélsőségesen tűrő, de tengeri molluszkát tartalmaz, viszonylag kevés fajszámmal (SZÖTS 1956). A márgában jelentkező kőszencsíkok az ún. „alsó elegeyvízi rétegek” (l. 2.2.2. fejezet) időnkénti elmocsarasodását, a *Nummulites subplanulatus* (SÓLYOM 1953, 1960) megjelenése pedig a normál sósvízi elöntés szintjeit jelzi.

A rétegsorban felfelé ezek a rétegek a Csolnoki Agyagmárga Formáció 30-40 m vastag, világosszürke finomszemű operculinás, mélyebb vízi agyagmárgájába mennek át. A „foraminiferás-molluszkumos tengeri agyagmárga” (SZÖTS 1956) vagy más néven „alsó foraminiferás molluszkumos agyagmárga” rétegeket (SÓLYOM 1953, 1960) (l. 2.2.2. fejezet) felfelé homokos agyagmárga követi, ami a vizsgált fúrásokban 30-40 m vastagságú. A Ta–156, Ta–158 és Ta–132-es fúrások homokos agyagmárga szintjével megegyezően, a medenceperem felé eső Ta–134 és Ta–136-os fúrásokban, 10-15 m vastag sárga és szürke homokrétegek jelennek meg. A peremhez közeli Ta–132-es fúrás homokos agyagmárgája dús, nagy méretű molluszká faunát tartalmaz.

A Ta–136-os fúrásban, hasonlóképpen a Ta–134-es fúrás szentelepéhez, a homokrétegek, az idősebb középső-eocén rétegek hiányával, közvetlenül a felső-triász karbonátos kőzetek eróziós felszínére települnek. Ebben a fúrásban a homokrétegek felett kb. 20-25 m vastagságú, peremi kifejlődésű molluszkás, nummuliteszes, korallós mészkő rétegek (TAAGER 1909) zárják a rétegsort. É-felé a karbonátos rétegek kiépülése homok, agyagos homok, mészmárga és márgás mészkő váltakozásával történik (Ta–134-es fúrás), miközben ezek a rétegek É-felé elvékonyodva már a homokos molluszkás agyagmárga rétegek tetejére települnek. A peremtől távolabb lévő Ta–158-as fúrásban mészmárga és szürke homokos márga váltakozása mutatja a medencefáciesekkel történő összefogozódást.



4.51. ábra. Fúrasi rétegsorok korrelációja a Tatabányai-medence DK-i részén, a litosztratigráfiai egységek és a főbb üledékképződési ciklusok feltüntetésével

A rétegsorok tanúsága szerint, a vizsgált terület középső-eocén üledékképződése két részre bontható. Az első szakaszban – folyamatosan növekvő vízszint és aktív tektonikai süllyedés mellett – paralikus szén-, molluszkás, cerithiumos márga- és mélyebb vízi operculinás márgaképződés zajlott. A második szakaszban uralkodóan karbonátos üledékképződés jellemző. A karbonátos rétegek ÉNy felé a mélyebb vízi márga tetejére progradálnak. A két transzgresszív üledékképződési szakaszt a medenceperemen erózió és üledékhiány, a mélyebb részeken pedig durvább törmelékeny üledékek (homok, homokos márga) választják el egymástól.

A – világosszürke homokos agyag, agyagpala, barna szenes agyagpala; B – barnakőszén 5 db teleppel, agyagpala, homokos agyag meddő-közbetelepüléssel; C – világos szürke *Cerithium*-os, *Brachyodontes*-es márga, agyagos márga a medence felé agyagos barnakőszén-betelepüléssel; D – szürke, világosszürke, a medence felé zöldesszürke *Operculina*-s márga; E – szürke, világosszürke homokos márga, a medenceperem felé homokbetelepülésekkel, a peremen a felső-triász képződményekre közvetlenül települő világosszürke homokkal; F – sötét-szürke nagyméretű molluszkákat tartalmazó kagylós márga, a medenceperem felé mészmárga, sziliciklasztos márgás mészkő, nummuliteszes mészkő heteropikus fáciesekkel (ide tartoznak az e tanulmányban vizsgált karbonátos rétegsorok is)

A Ta-156-os fúrás rétegsora, kérdéses korú, a középső-eocén peremvetőkhöz képest antitetikus normálvető fennmaradt szárnyán található, aminek következtében a rétegsor idősebb képződményei magasabban helyezkednek el, míg a fiatalabbak erodálódtak.

A homokos, márgás rétegsorok tetején kialakuló karbonátos fácieseket bőséges nummulitesz tartalmuk alapján „főnummuliteszes mészkő”-nek (l. 2.2.2. fejezet) nevezték el (TAAGER 1909; ROZLOZSNIK 1924, 1928; SÓLYOM 1953, 1960; SZÓTS 1956), azonban a fúrások leírásai arra vonatkozó adatokat nem tartalmaznak, hogy milyen nummuliteszek és milyen egyéb fossziliák fordultak elő ezekben a karbonátos képződményekben. ROZLOZSNIK (1924) térképe és a lemélyült fúrások korrelációja alapján a Ta–136, Ta–134, Ta–132 és Ta–158-as fúrások záró rétegtagja a sok molluszká-kőbelet tartalmazó ún. „molluszkumos márgás mészkő” (SZÓTS 1956), amelyre a bőséges vörösalga- és echinoidea-töredéket és helyenként kőzetalkotó mennyiségű apró nummuliteszt tartalmazó ún. „márgás mészkő a Nummulina böckhivel” települ (ROZLOZSNIK 1924) (l. 2.2.2. fejezet). A terület D-i részén a fenti képződményeket találjuk meg a felszínen, míg É-felé néhány kisebb kibukkanásban, ezek alatt SÓLYOM (1960) által „perforata-brongniarti rétegekhez” (l. 2.2.2.) sorolt lilás árnyalatú miliolinás, molluszkás, korall maradványos mészmárga rétegek is megtalálhatók.

4.3.2. A Tatabányai Eocén Medence DK-i peremének felszínen nyomozható középső-eocén karbonátos képződményei és üledékképződési környezeteik

A Tatabányai-medence DK-i peremén található eocén képződmények, a középső-eocén fáciesek változékonysága és az eocén utáni szerkezeti mozgások miatt, viszonylag kis területen nagy litológiai és térbeli változatosságot mutatnak (IV. melléklet). A könnyebb értelmezhetőség érdekében, a bemutatandó litofácieseket képződési környezeteik és relatív időbeli sorrendjük alapján három csoportba soroltam. A fáciescsoportok rétegtanilag alulról-felfelé követik egymást. A képződmények bemutatása után, a módszertani részben ismertetett paleoökológiai alapokra és a kőzetek mikro-, illetve makroszkópos szöveti jellegeire támaszkodva értelmeztem az egyes fáciescsoportokat, és rekonstruáltam az egyes képződmények lehetséges lerakódási környeztét.

1. fáciescsoport: a peremi üledékképződés kezdetén kialakult karbonátrámpa partvidéki és mélyebb vízi fáciesei

Az 1. fáciescsoport a vizsgált karbonátos rétegsor alján, a területen általánosan elterjedve, de rosszul feltárva található, délen közvetlenül a felső-triász Daschteini Mészkő Fenyőfői tagozatának dolomitos mészkövére települve. Fúrások tanúsága szerint ez a csoport ÉNy felé először a mezozoos peremre közvetlenül települő homokos kifejlődésekre, majd homokos

mész márgára következik. Ebben az együttesben 3 főbb faciést lehet elkülöníteni, amelyek közös jellemzője az apróra zúzott biogén törmelék és vörösalga-zúzalék kőzetmátrixként való jelenléte, amiben nagyforaminiferák, vörösalga- és echinoidea-töredékek találhatóak. Szövetük minden esetben tömött, gyakran átkristályosodott, igen kemény, tömör, az északi feltárásokban lilás rózsaszín kőzetet eredményezve. Alsóbb rétegeik megjelenésükben sokszor megtevesztésig a felső-triász karbonátkőzetekre emlékeztetnek.

1.1. „Mezozoos küllemű”, vörösalgás, mikrokristályos, peloidos mészkő

Egységesen átkristályosodott, küllemre a fekvő felső-triász dolomitos mészkőre emlékeztető, vörösalgából álló, ritkán, nehezen észlelhetően átkristályosodott nummuliteszes, pátitos, tömött szövetű mészkő. D-en közvetlenül a felső-triász dolomitos mészkőre (Fődolomit és Dachsteini Mészkő Átmeneti Tagozata) települ, helyenként alapbreccsaszerűen áthalmozott felső-triász klasztokat, közettörmeléket tartalmazva.

Az „mezozoos küllemű” mészkő pontos kőzettani definíciójáról nincs egységes álláspont. A többféle változatban észlelt kőzet alapvetően két csoportba sorolható. Az egyik csoport csak küllemében, mállott felületén mutat hasonlóságot a felső-triász képződményekkel, a másik csoport makroszkópos szöveti jellegeiben is. Míg az első csoport friss törési felületén jól azonosítható középső-eocén bioklasztok (apróra zúzott biogén törmelék, legtöbbször echinoidea vázelemekkel vagy vörösalga-töredékekkel) találhatóak, a második csoport átkristályosodott mészkőve csak nagyon ritkán tartalmaz apró, a kristályos alapkőzettől alig elkülöníthető nummuliteszt.



4.52. ábra. Sziliciklasztos, bioturbált, halfogmaradványos mészmárga.

1.2. Biogén törmelékes, féregjáratos, finomhomokos bioklasztos, sziliciklasztos, pátitos kalkarenit

Apróra zúzott biogén törmeléket kőzetmátrixként tartalmazó, alsóbb részén *Ostrea* héjtöredékes és vörösalga-törmelékes, felsőbb részén bioturbált, ásásnyomos és halfogmaradványos (4.52. ábra), finomszemcsésű sziliciklasztot

tartalmazó mészkő, márgás mészkő, ritkán vékony héjú molluszká töredékekkel jellemezhető sűrűszemcsés és szemcsékőzet.

1.3. Orbitoliteszes, miliolinás, operculinás, finomhomokos, bioklasztos, sziliciklasztos pátitos kalkarenit

Orbitoliteszes, miliolinás, echinoidea-töredékes, apróra zúzott biogén törmeléket tartalmazó, finomszemcsés sziliciklasztos sűrűszemcsés kőzet, apró nummulitesszel, felfelé koralltöredékekkel és *Operculina* sp.-vel.

1.4. Biogén törmelékes, apró nummuliteszes, molluszkás, echinoideás, miliolinás, mikrites, márgás kalkaleurolit

Jellemzően echinoidea-töredékeket és miliolinákat tartalmazó, ritkán nagy molluszkás (*Velates* sp.) és apró nummuliteszes, vörösesbarna tónusú ritka- és sűrűszemcsés kőzet. A mátrix apróra őrölt biogén törmelékből áll. D-re lévő feltárásában a kiépülő korallzátony (foltzátony?) közvetlen fekvőjeként jelenik meg, mint ehhez a fáciescsoporthoz tartozó, a területen legjobban elterjedt képződmény.

Az 1. fáciescsoport értelmezése

Az 1. fáciescsoport a felső-triász dolomitos mészkő eróziós térszínén kialakult, ÉNy-felé mélyülő, sziliciklasztos-karbonátrámpa fácieseit foglalja magába.

Az 1.1-es fácies, a karbonátos rámpa belső részén, sekély vízi, partvidékhez közeli, relatíve nagy energiájú közegben lerakódott, helyben maradt, mikritmentes, átkristályosodott algaszőnyeg üledéke, hasonlóképpen a SINCLAIR et al. (1998) által leírtakhoz. Ez a képződmény D-en közvetlenül a felső-triász karbonátkőzetekre, ÉNy felé pedig a fúrásokban említett sziliciklasztos rétegekre települ. A 1.2-es és 1.3-as fáciesek a rámpa mélyebb vízi környezetében összemosott biogén törmeléket és áthalmozott sziliciklasztos szemcséket tartalmaznak. Az 1.4-es fácies márgás, finomhomokos, egyre meszesebb, mészmárgás kifejlődése, a rámpa felszínen nyomozható legmélyebb környezetének felel meg.

2. fáciescsoport: korallzátony-, zátonyelőtéri és zátonyháttéri fáciesek

A vizsgált területen legjobban feltárt fáciescsoport, ami a rétegdőlésből és a terület geomorfológiájából adódik. Elterjedésük ugyanezen okokból az 1-es fáciescsoport képződményeivel azonos, de dőlésük alapján D-felé valószínűleg túlterjedtek azokon.

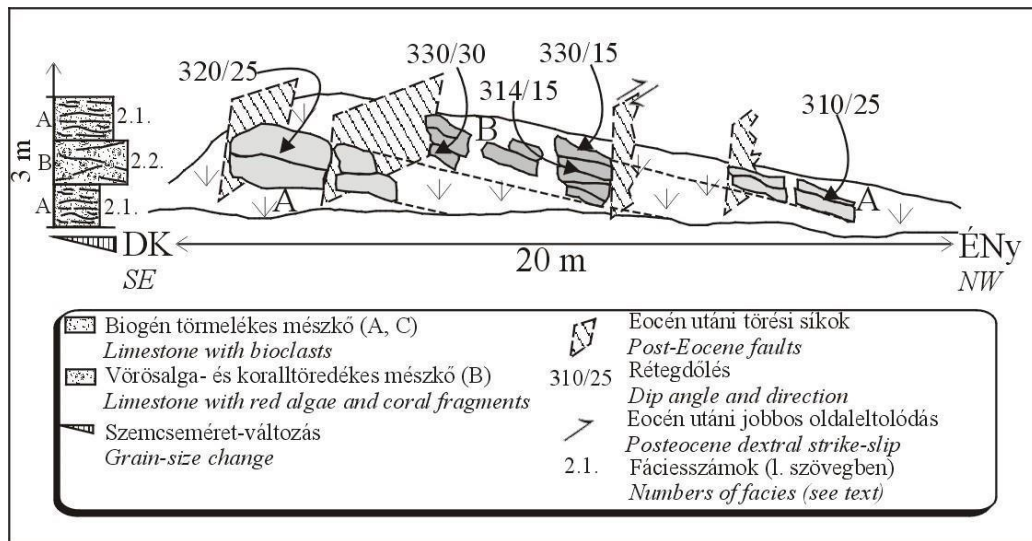
A 2-es fáciescsoport közös vonása, hogy nagy mennyiségben tartalmaz apróra tört bioklasztokat, valamint vörösalga-töredékeket. Egyes kifejlődéseikben nagy méretű egészben maradt molluszkák és echinoideák, valamint telepes korallok, vagy héj-, váz-, illetve tékatöredékeik találhatóak. Különleges kifejlődésnek számítanak a masszív telepeskorall-építmények önálló, befogadó kőzetmátrix nélküli darabjai, illetve a bioklasztos mátrixba áthalmozott telepes korall darabok.

2.1. Biogén törmelékes, vörösalgás, echinoideás, koralltöredékes bioklasztos, mikrites kalkarenit

Az 1,2 m vastag, hullámos rétegzettségű, ritkán apró nummuliteszes, apróra zúzott biogén törmelékből álló sűrűszemcsés és szemcseközet (4.53. ábra) folyamatosan fejlődik ki a biogén törmelékes „mezozoos küllemű” mészkőből, miközben felfelé, a bioklasztok között egyre több vörösalga-töredék jelenik meg. A rétegsor középső részén kb. 0,5 m vastag, átülepített vörösalgagumótöredékeket, korallokat tartalmazó durvább biogén törmelékes, keresztrétegzett rétegösszlet betelepülés található (2.2-es fácies megjelenése a rétegsorban), amit 0,8 m vastag, ritkán apró nummuliteszes, vörösalga-töredékes, a korábbinál durvább kalkarenites mátrixú mészkő fed (4.54. ábra).



4.53. ábra. Bioklasztos, sűrűszemcsés kőzet. A jel 10 mm hosszúságú.



4.54. ábra. Keresztrétegzett, vörösalga- és koralltöredékes mészkő betelepülés (2.2-es fácies) biogén törmeléket tartalmazó homogén mészkőben (2.1-es fácies); (l. még a IV. melléklet)

A — világos sárgásbarna biogén törmelékes, átkristályosodott mészkő ritka apró nummuliteszekkel

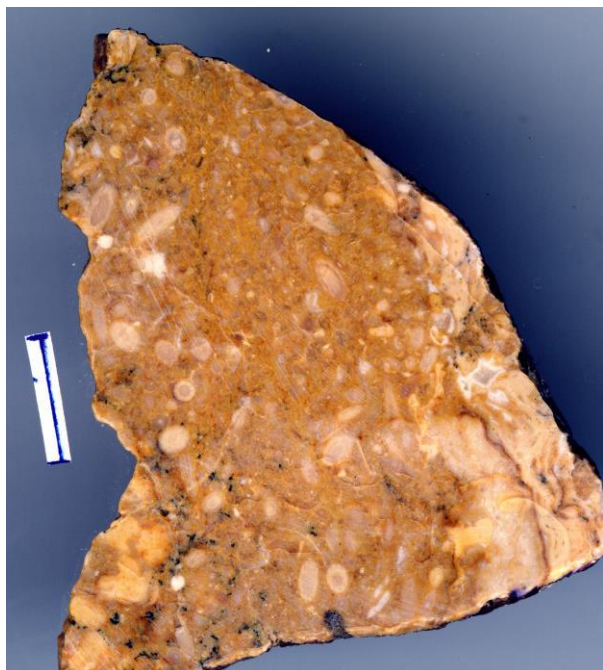
B — keresztrétegzett, durvább biogén törmelékes alapanyagú, vörösalga- és koralltöredékeket tartalmazó mészkő

2.2. Vörösalgagumós, korallós sűrűszemcsés kőzet

A 2.1-es fáciesben 0,5 méteres betelepülésként már említett, vörösalgában dús fácies itt már önálló, 2,6 m vastag réteget alkot. Az erősen gumós megjelenésű, vastag kötegekben (0,8-1,0 m) keresztrétegzett, durvább biogén törmeléket tartalmazó kalkarenitet vörösalga-töredékek tömeges megjelenése jellemezi. A bioklasztok között apró nummuliteszek és telepalkotó korallok is találhatóak. A gumós rétegzettség szindiagenetikus eredetűre és egyben az aljzat vagy az üledék, esetleg mindkettő egyidejű instabilitására utal az összletben található plasztikus redő és a hozzá kapcsolódó szindiagenetikus breccsásodás is. Az összlet felső 1 métere hullámváz által az aljzaton mozgatott, durvább törmeléktől mentes üledékképződési környezetre utaló vörösalga-onkoidokat tartalmaz.

2.3. Echinoideás, mikrokristályos bioklasztos mészkő

Délen a legnagyobb felszíni elterjedésű litofáciestípus tartozik ide. Rétegtanilag a 2.2-es fácies fedőjében helyezkedik el (4.54. ábra). A feltárásban 0,8 m vastag, bioklasztként szinte kizárólag echinoidea-töredékeket, másutt jó megtartású, egész tengerisün-maradványokat tartalmazó finomszemcsés, pátitos sűrűszemcsés és szemcsekőzet szövetű mészkő. A képződményt fedő apró nummuliteszes szemcse- és sűrűszemcsés kőzet szögdiszkordanciával települ erre a rétegre.



4.55. *ábra.* Alveolinás, vörösalgás, bioklasztos sűrűszemcsés kőzet. A jel 10 mm hosszúságú.

2.4. Vörösalgás, biogén törmeléket tartalmazó mikritis kalkarenit, nagy molluszkás, koralltöredékes, alveolinás mészkő

A 2.1-es litofácies *Alveolina* sp.-t tartalmazó változata (4.55-56. ábra), ahol a nagy energiájú üledékképződésre utaló molluszkahéj-töredékek, korallok és nagyméretű, vastag molluszkahéjak, valamint a csendesebb, nyugodtabb környezetet kedvelő apró numuliteszek és alveolinák kalkarenites mikritben sűrűszemcsés- és szemcséközet szövetű képződményben található. A molluszkákat gyakran marószivacsok bioerodálták, ami a héjfelszín folyamatos lefedetlenségét jelzi,

olyan nagyobb energiájú környezetre utalva, ahol a finomabb üledéket az áramlások elmosták.



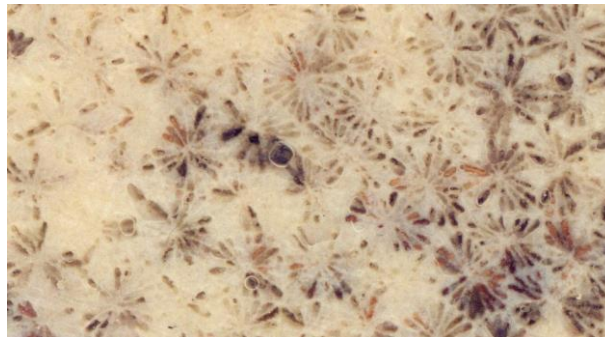
4.56. *ábra.* Áthalmazott, bioerodált vastaghéjú molluszkák bioklasztos mészkőben.

2.5. Apróra zúzott biogén törmeléket tartalmazó bioklasztos kalkarenit nagyméretű molluszkaköbelekkel

A 2-es fáciescsoport rétegtanilag legfelül elhelyezkedő tagja, az Alveolinák kimaradásával és a nagy méretű molluszkák ritkulásával és a koralltöredékek eltűnésével különül el az alatta fekvő litofáciestól.

2.6. Telepes korallokból felépülő mészkő

Az eddig ismertett fáciesektől ÉÉNy-ra elhelyezkedő korallzátony-maradványok szálfeltárásban sehol nem láthatók. Jelenlétükre a zátonyelőtéri, illetve a zátonyháttéri üledékekben felhalmozódó telepeskorall-töredékek utalnak. Két helyen azonban korallzátonytest-darabok jelzik a zátonyépítmény meglétét (II. tábla, 1. fénykép). Az egyetlen masszív tömbből álló zátonyalkotó, hermatipikus korallzátonydarab egy része teljesen átkristályosodott, belső szerkezet nélküli, más részében vékony, oszlopos szerkezetű, 12 szeptummal rendelkező korallfaj építménye (4.57. ábra). KOLOSVÁRY (1949) leírása szerint ez a példány leginkább az *Astraeopora* sp. fajba sorolható be, amelyet felsőgallai lelőhellyel is megemlíti. Az általa Felsőgalláról említett *Astraeopora dubiosa* hasonlóképpen erősen átkristályosodott belső szerkezettel rendelkezik, mint az itt bemutatott példány.



4.57. ábra. Masszív *Astraeopora* sp (KOLOSVÁRY 1949) koralltelep és felületi metszete.
A felső kép magassága kb. 20 mm.

Ez a képződmény ÉNy-on biogén törmelékes, alul orbitoliteszes, felfelé miliolinás, vörösalga-töredékes, echinoideás, korallós sziliciklasztos márgás mészkőre (1.3-as, 1.4-es fáciesek) települve fejlődik ki, a korall maradványok számának növekedésével. Közvetlen fedője a *Nummulites böckhi*-t tartalmazó molluszkás szemcsekőzet (3.1-es fácies).

Az áthalmozott korallok nagy diverzitása a környezet számukra ideális voltát jelzi, ami a zátonyépítő korallok esetében, szűk határokon belül max. 20 m-es vízmélységet, normál sótartalmat és 26-29°-os vízhőmérsékletet jelent (READING 1978). Mivel ezek a litofáciesek szálban nem találhatók meg, és nem lehet igazolni egybefüggő voltukat, nem zárható ki, hogy nem egy egységes zátonyperemet, hanem több kisebb-nagyobb foltzatonyt látunk. A megszerkesztett fedetlen földtani térképen a zátony vagy zátonysor kb. ÉK-DNy-i csapású sávra korlátozódik, a mélyebb vízi márgásabb, bioklasztban dús és a sekélyebb vízi, főleg vörösalgás, echinoideás mészkő litofáciesek között. A zátonyépítmény csapása párhuzamos a medence keleti és délnyugati peremén észlelt középső-eocén szinszediment normálvetődések csapásával, és közel merőleges a fennálló kompressziós főfeszültség irányára (2.2.; 4.32. és 4.41. ábrák)

2.7. Bioklasztos, korallós áthalmozott zátony (foltzaton?) törmelék

Közvetlenül a korallzátonyos litofáciesektől É-ra található képződmény áthalmozott, osztályozatlan, kerekítetlen, kissé koptatott telepeskorall-törmelékből és nagy méretű biogén törmelékszemcsékből áll (rudstone). A 10-15 cm-es, egymással érintkező koralldarabok irányítva, vízáramlási irányba fordulva „úsznak” a bioklasztos, süntüskés, echinoidea-vázelemeket tartalmazó kalkarenitben (4.58–59 ábrák).



4.58. ábra. Áthalmozott *Calamophyllia* sp. (KOLOSVÁRY 1949) irányított elrendeződése bioklasztos kalkarenitben.



4.59. ábra. *Solenastraea(?)* sp. (Kolosváry 1949) kérdésesen áthalmazott példánya

2.8. Nagy molluszkás, vörösalgás, koralltöredékes, apró nummuliteszes, mikrites, márgás kalkarenit, kalkaleurolit

Apró nummuliteszes (*Nummulites böckhi*), koralltöredékes, sok vörösalga-törmeléket tartalmazó, echinoideás, helyenként nagy molluszkás (*Velates* sp., *Strombus* sp., *Natica* sp., *Tellina(?)* sp.) sűrűszemcsés kőzet. A korallós fáciestól É-ra, márgás mátrixba összemosott osztályozott bioklasztok mélyebb, csendesebb üledékképződési környezetet jeleznek. A rétegdőlésből és a mai morfológiából adódóan, ÉNy felé ez a kőzettípus észlelhető a legnagyobb felszíni kiterjedésben. ÉK-en a nagy méretű molluszkák mellett kaotikusan összemosott, felső-triász karbonátos extraklasztok és nummuliteszek is megjelennek.

A DNy-ra található kisebb feltárásban ugyanez a képződmény vörösalgás, echinoideás, korallós sűrűszemcsés kőzetként jelenik meg, nagy méretű molluszkák nélkül, ahol ezeket biogén törmelék helyettesíti a mikrites kalkarenitben.

Felfelé az apró nummuliteszek gyakorisága nő, jelezve a szögdiszkordánsan települő fedő nummuliteszes sűrűszemcsés-, illetve szemcsékőzet kiépülését (3. 1-es litofácies).

A 2. fáciescsoport értelmezése

A 2-es fáciescsoport litofáciasei fokozatosan növekvő vízmélység mellett fejlődtek ki, az alattuk lévő biogén törmeléket és sziliciklasztot tartalmazó, nagyobb energiájú rámpán kialakult fáciesekből. A két üledékképződési környezet közötti fő különbséget a zátonyalkotó

korallok megjelenése jelenti. A korallzátony létrejötte, a növekvő vízszint és a medenceperemi aktív normálvetők a kezdeti kiegyenlített lejtésű rámpát peremes selffé változtatták, aminek következtében nyíltabb, gyorsabban mélyülő zátonyelőtéri és védettebb, de viszonylag sekély zátonyháttér fáciesek alakultak ki (FLÜGEL 1982).

A zátonyháttérben kisebb mértékben összetört vörösalgatelepek, biogén törmelékes sűrűszemcsés- és szemcsékőzet, valamint egészben maradt echinoideákat tartalmazó ritkaszemcsés kőzet és az alveolinák jelenléte jelzi a nyugodtabb, kisebb energiájú lagúna környezetet (WILSON 1975; KECSKEMÉTI 1989; ARNI 1965). Az ebben a környezetben megjelenő, nagy energiájú folyamatokra utaló, vastaghéjú molluszkákat, vörösalga-törmeléket és koralldarabokat tartalmazó, vastagpadosan keresztarégtezett képződményeket nagyobb viharok, esetleg földrengés keltette árhullámok hozhatták létre, áthalmozva a korallzátony környezetében élő szervezeteket a zátonyháttérbe. Az azonos szintben lévő áthalmozott üledékek ősmaradvány-tartalmának különbözőségét a zátonyperemtől való távolság magyarázza.

A zátonyelőtér nagyobb energiájú üledékképződési környezetében korallok, nagy méretű, vastag héjú molluszkák és héjtöredékek, echinoidea-vázdarabok és apróra zúzott biogén törmelékből álló mészhomok osztályozatlan anyaga halmozódott fel az áthalmozott koralltöredékek is beforgató erőteljes áramlási viszonyok között. Távolodva a zátonyperemtől, kis távolságon belül kimélyült környezetben márgás, a zátonyelőtérből átülepített bioklasztokból álló, felfelé apró nummuliteszes képződmények rakódtak le.

A vízszint-emelkedéssel lépést tartó karbonátos üledékképződésnek és a korallzátony fejlődésének nagy valószínűséggel tektonikai okokra visszavezethető, viszonylag hirtelen vízszintemelkedés vethetett véget.

3. fáciescsoport: nummuliteszes mészkő fáciesek

Az ebbe a csoportba tartozó litofáciesek közös vonása az, hogy a nummulitesz vázak kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő bennük, és települési helyzetüket tekintve az eddig bemutatott képződmények rétegsorának tetején helyezkednek el.

3.1. Apró nummuliteszes szemcsekőzet



4.59. ábra. Apró nummuliteszes mészkő, vonalazott nummuliteszek tömegével (*Nummulites böckhi*-s mészkő és márgás mészkő, ROZLOZNIK 1924)

Az É-ra és ÉNy-ra dőlő, kereszttrétegzett, apró nummuliteszes litofácies (4.59. ábra), a mai morfológiának és rétegtani helyzetének megfelelően, az ÉÉNy-ra lefutó keskeny gerincek É-i végén jelenik meg, sapszerűen borítva a gerincek elvégződését. A vizsgált terület ÉK-i részén található szálfeltárásban a 1,5 m vastag, kizárólag apró, vonalazott, egymással szorosan érintkező nummulitesz vázából (*Nummulites böckhi* ROZL.) álló, hullámosan rétegzett nummuliteszes szemcsekőzet réteg, szög- és eróziós diszkordanciával települ az alatta fekvő 2.8-as litofácies, felső-triász extraklasztokat és *Ostrea* sp. héjtöredékeket is tartalmazó képződményére (4.60. ábra).

zött nummuliteszes szemcsekőzet réteg, szög- és eróziós diszkordanciával települ az alatta fekvő 2.8-as litofácies, felső-triász extraklasztokat és *Ostrea* sp. héjtöredékeket is tartalmazó képződményére (4.60. ábra).



4.60. ábra. A 3.1-es, apró nummuliteszes, kereszttrétegzett litofácies szögdiszkordáns települése az alatta lévő rétegekre, a dőlésadatokkal

Ugyanakkor a terület Ny-i részén ez a képződmény a masszív korallzátonytestre települ, kitöltve annak egyenetlenségeit, üregeit (?) (III. tábla, 3. fénykép). Ezen a területen a nummuliteszek között, eredetileg a zátonykörnyezetből származó molluszkák héjtöredékei is megjelennek.



4.61. ábra. Apró nummuliteszes mészkő üregkitöltése átkristályosodott korallzátony-tömbben.

3.2. Apró nummuliteszes sűrűszemcsés kőzet

Szemcsevázú, szinte kizárólag apró nummuliteszeket (*Nummulites böckhi*) tartalmazó márgás, mikrites mészkő. A kőzetalkotó mennyiségű nummulitesz vázak közül nincs kimosva a mikrit. Ez a képződmény a 3.1-es litofácies mélyebb vízi megfelelője, ahová a nummulitesz vázak részben már áthalmozódva kerülhettek.

3.3. Nagy méretű nummuliteszeket tartalmazó sűrűszemcsés- és szemcsekőzet, perforatusos-millecaputos rétegek

A nagy méretű *Nummulites millecaput*, BOUB-ból és *Nummulites perforatus*, MONTF-ból álló nummuliteszes mészkő rétegek szerkezetileg levetett és becsípett helyzetben található az eocén litofáciesek mai elhelyezkedését meghatározó eocén utáni szerkezeti vonalak mentén (IV. melléklet).

A Budai-hegységből FODOR et al. (1992) és MAGYARI (1996) által leírtakhoz hasonlóan gumósan, hullámosan rétegzett, szigmoidális redőkkel, plasztikus nyírású síkokkal átjárt képződménynek sem fekvő, sem fedő képződménye nem látszik, amiből következően rétegtá-

ni helyzetét közvetlenül nem lehet meghatározni. A szemcsék közti mikrittartalom mélyebb, az áramlásoknak kevésbé kitett környezetet jelez.

A 3. fáciescsoport értelmezése

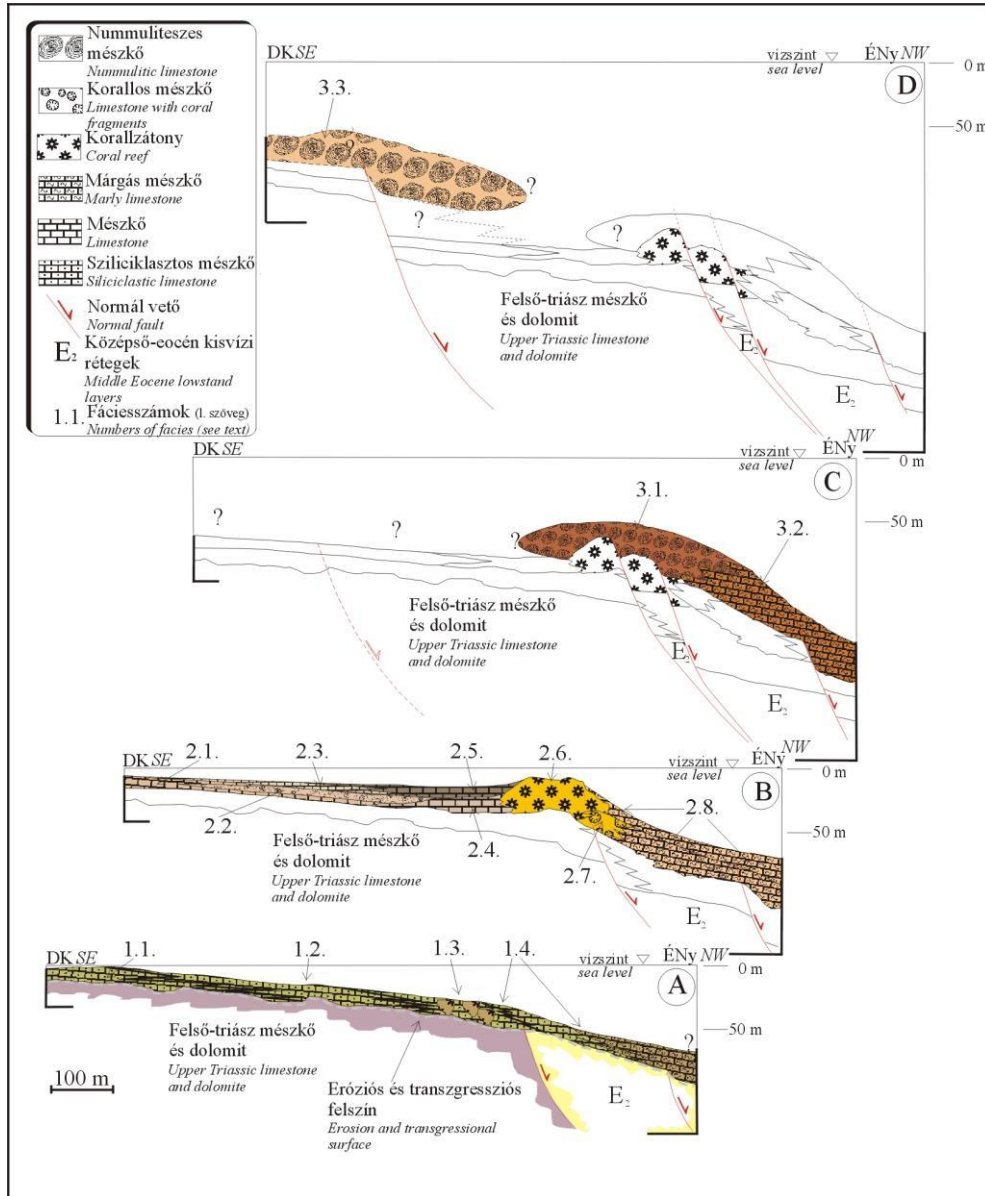
AIGNER (1982, 1983, 1985), RACEY (1990), SINCLAIR et al. (1998) és BEAVINGTON-PENNEY et al. (2005) nyomán az egymással érintkező nummuliteszvázakból álló, mikritmentes litofáciest, hullámváz keltette, nagy energiájú oszcillációs áramlások által, a viharhullámbázis határán összemosott, de helyben maradt, keresztarétegzett nummulitesz-zátónynak tekinthetjük. Hasonló jelenséget említ SINCLAIR et al. (1998) a Francia Alpokból, valamint ARNI (1965) Ománból (3.2. ábra) és AIGNER (1982, 1983, 1985) az egyiptomi nummuliteszes mészkő kifejlődésekből. AIGNER (1983) a nummulitesz-zátó kialakulását elősegítő feltételként említi az aljzat esetleges morfológiai egyenetlenségeit. BEAVINGTON-PENNEY et al. (2005) tunéziai modelljében a nummulitesz-zátó kialakulását víz alatti paleomorfológiai magaslatokhoz, ugyanakkor kis vízmélységhez köti.

A korallzátó „elsüllyedt” paleomorfológiai egyenetlensége, – ami valószínűleg egyben a karbonát platform szinszediment szerkezeti vonalak által meghatározott pereme is lehetett – valamint a zátó viszonylag szilárd felszíne és a táplálékot jelentő szinbionta algák jelenléte kedvezett a vízmélység növekedésével megjelenő nummuliteszek tömeges elszaporodásának (KECSKEMÉTI 1989, 1993 és szóbeli közlés). A viharhullámbázis környékére süllyedt, morfológiailag egyenetlen peremen a viharhullámok keltette áramlások nummulitesz-zátókat építettek, kimosva a szemcsék közti mikrit nagy részét. Ezt erősíti meg a nummulitesz-zátó „zátókövető” elterjedése is (IV. melléklet).

A szemcsék közti mikrittartalom növekedése és a márgásabb kifejlődés, a nummuliteszes mészkő mélyebb, a nummulitesz-zátó a medence felé elhelyezkedő fáciesekre jellemző. A 3.2-es litofácies D-i, a zátóháttér képződményeire települő heteropikus fáciesei a mai morfológiai viszonyok és a rétegdőlésekből ítélve az eocén után erodálódtak.

A 3.3-as litofácies, azaz a perforatusos-millecaputos rétegek kisebb energiájú környezetet és mélyebb vizet kedvelő, lapos és nagy méretű nummuliteszekből álló képződménye – mint az ismertetett rétegsorok település szerinti legfiatalabb tagja – a vízmélység további növekedésével fejlődhetett ki valószínűleg a 3.1-es fácies felett, illetve részben azzal egyidőben.

Az ismertett litofáciesek kialakulásának sorrendjét és a délkeleti medenceperem középső-eocén feltételezett szerkezetfejlődését, valamint üledékképződési környezeteinek megváltozását a 4.62. ábra modellje foglalja össze.



4.62. ábra. A Tatabányai-medence DK-i peremének középső-eocén üledékképződési modellje

A — A lutéciai emelet végén, bartoni emelet elején létrejött karbonátrámpán sekélytengeri üledékképződés indult meg.. A sziliciklasztos szemcsékkel kevert karbonátos képződmények a tektonikailag preformált medenceperemen közvetlenül a felső-triász képződményekre, a medence irányában pedig középső-eocén sziliciklasztos törmelékes üledékekre települnek.

B — A szinszediment normálvetők által létrehozott selfperemen – a vízszintemelkedéssel lépést tartva – korallzátó épült ki, ami nagyobb energiájú zátonyeltéri és védettebb zátonyháttéri fácieseket hozott létre

C — A szinszediment tektonikai süllyedés és az euszatikus vízszintemelkedés a vízmélység gyors növekedését, és a korallzátó-peremes self elsüllyedését okozta. Az egykori zátonyperem víz alatti paleomorfológiai magaslatán aprónummuliteszes (*Nummulites böckhi*, ROZL.) mészkőképződés indult meg. A viharhullámbázis környékén az áramlások által átmosott, de helyben maradt nummulitesz vázak nummulitesz-zátónt alkottak

D — A medenceperem újabb területeket érintő, hátralepő szerkezeti süllyedése és a tovább folytatódó vízszintemelkedés nagy területre kiterjedő nummuliteszes mészkőképződést („főnummuliteszes mészkő”) eredményezett. A kedvező ökológiai viszonyoknak megfelelően ekkor jelentek meg a medenceperemen általánosan elterjedt *Nummulites millecaput* és *Nummulites perforatus* fajok is.

5. KÖZÉPSŐ-EOCÉN SZINSZEDIMENT TEKTONIKAI ESEMÉNYEK ELEMZŐ ÖSSZEGZÉSE

A Tatabányai-medence középső-eocén szerkezetfejlődését az egyes részterületeken kifejlődött, összesen kb. 50-60 m-es vastagságban tanulmányozható középső-eocén üledékek plasztikus deformációi, áthalmozási jelenségei, elsődleges tektonikai bélyegei és a triász aljzatban közvetlenül mérhető tektonikai elemei mutatják, amik egyben igazolják az üledékképződés közbeni aktív tektonikai események jelenlétét.

5.1. Triász aljzatot ért törések

A törések hatására a triász és az eocén képződmények határfelületén merev–plasztikus reológiájú kőzetek közti deformációk (PRICE & COSGROVE 1990; OTT D'ESTEVOU et al. 1991, MAGYARI 1996) alakultak ki.

A felső-triász aljzatban közvetlenül mérhető középső-eocén szinszediment törések és a közvetlenül nem mérhető, de az aljzattöréshez köthető középső-eocén szinszediment–szindigenetikus deformációt okozó szerkezeti változások a medence K-i és DNy-i részén találhatók.

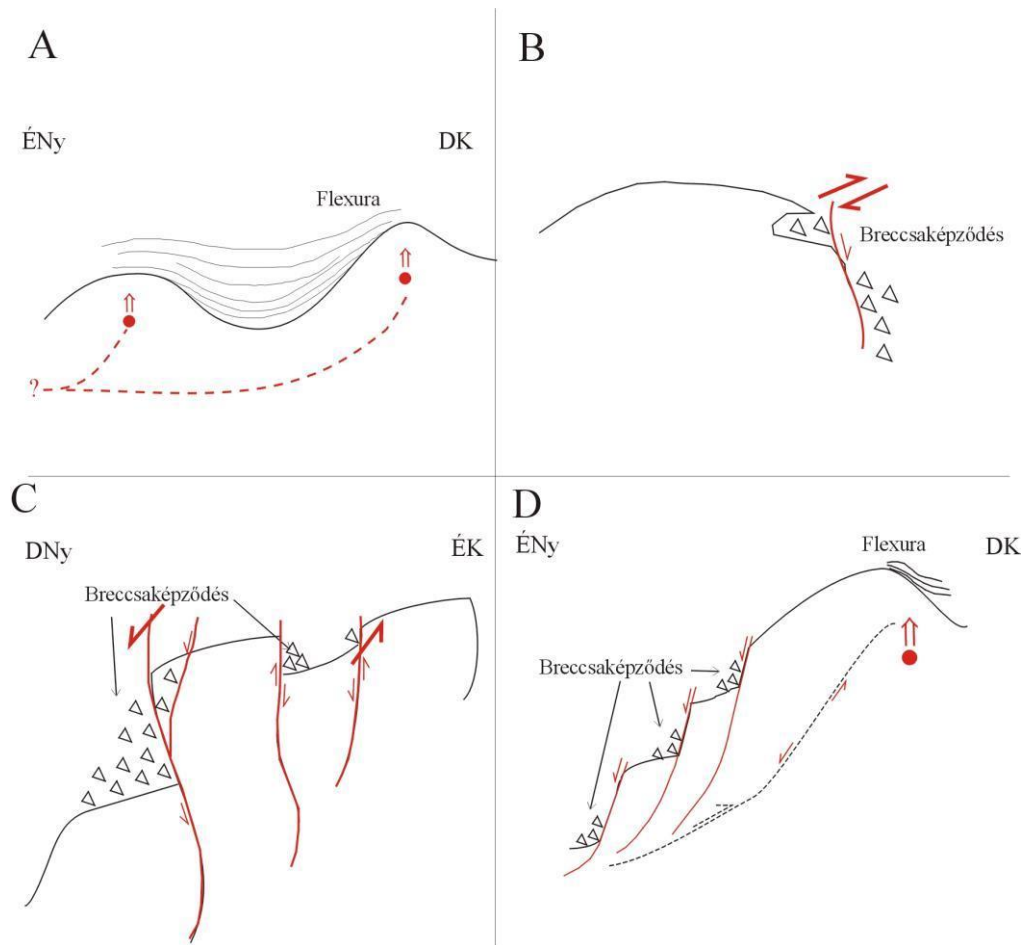
A törések mentén részben az aljzat egyenlőtlen emelkedéséhez és süllyedéséhez köthető aszimmetrikus rétegvastagságok, részben szinszediment breccsák, valamint neptúni- és ahhoz kötődő injekciós telérek jöttek létre. Ebbe a csoportba tartozik az aljzatban mérhető szindiagenetikus törés mentén még tökéletlenül litifikálódott *Nummulites millecaput*-os mészkő gumós megjelenésű, saját anyaggal cementálódó breccsásodása is.

A breccsa rétegek közettömbjeinek származási helye a vetődésekhez köthetően részben megadható, ugyanakkor vannak bizonytalan eredetű, de az aljzattörésből származó közettörmeléket tartalmazó rétegsorok is.

A triász aljzatban mérhető középső-eocén tektonikai szerkezetek irányuk szerint (É)ÉNy–(D)DK-i és NyÉNy–KDK-i, valamint (K)ÉK–(Ny)DNy-i csapással jellemezhetők. Rétegsorbeli megjelenésük szerint négy szintre különíthetők el:

1. A medence teljes területén észlelhető sziliciklasztos törmelékes esemény előtti mészkőrétegek szinszediment flexurái (Keselő-hegy DNy-i oldala, 4.7. ábra) az eltolódásos peremen létrejött antiformok magjában elhelyezkedő triász aljzat transzpressziós

emelkedésével, vagy vak feltolódások (FODOR et al. 1992) mentén jöhettek létre. A szinszediment aljzatemelkedés és süllyedés aszimmetrikusan kivastagodó rétegeket, és az ÉNy–DK-i csapású, normál komponensű kérdésesen balos oldaleltolódásos szerkezeti vonal (KERCSMÁR 1995; BADA et al. 1996) mentén NyDNy-felé gyorsan mélyülő fácieseket (4.2. ábra) hozott létre. A triász aljzathoz kötődő és közvetlenül nem mérhető (néhány kisebb feltolódás kivételével, KERCSMÁR 1995) szinszediment deformáció — a Keselő-hegy vasúti bevágásának szelvénye és a Keselő-hegyen mélyített fúrási rétegsor (II. melléklet) alapján — (4.5. ábra) a medenceperem szerkezetfejlődését mutatja közvetlenül a szénképződés befejeződése után (5.1/A ábra).



5.1. ábra. A felső-triász aljzatban észlelhető középső-eocén szinszediment tektonikai események vázlatos összefoglalása. A piros vonalak a törések elhelyezkedését, a félnyílak azok jellegét, a dupla nyíl az aljzat feltételezett mozgását mutatja. A szaggatott fekete vonal már létező inaktív, a szaggatott piros vonal kérdéses feltolódást jelöl.

2. A sziliciklasztos rétegek felett kialakuló bioklasztos, miliolinás, koralltöredékes, sziliciklasztos mészkő által lefedett NyÉNy–KDK-i csapású jobbos oldaleltolódás a Kálvária-hegy I. feltárásában (4.11–13. ábrák) A vetősíkot középső-eocén fűrőkagylók bioperforálták.

A sziklápárti fácies a sziliciklasztos törmelékes esemény utáni elöntési felszínen kialakult nem túl meredek partvidékhez, esetleg partmenti szigetekhez tartozhatott (5.1/B ábra).

A szerkezeti eseményhez a törésvonal mentén létrejött szinszediment breccsa valamint az abráziós part középső-eocén „in situ” állapotát megőrző, lebillent és helyben maradt szikla tartozik (Kálvária, I-es feltárás, 4.15. ábra). A helyben maradt kőzettömb alapján a sziklaorrot letörő szeizmikus energia nem lehetett nagy. Elképzelhető, hogy a vetőkarcos felszínt nem is ez a szerkezeti működés hozta létre, csupán feltárta azt, amit aztán a fúrókagylók megtámadhattak. A törés középső-eocén preszediment létrejöttére utal egyébként a vetőzóna aljzatban futó szakaszán található kőzettörmelékes vörösgyag is (4.13. ábra)

3. A legjobban feltárt és legmarkánsabb középső-eocén szinszediment tektonikai jelenség az aljzattörésekhez kötődő, a perforatusos-millecaputos rétegek kifejlődését közvetlenül megelőző nagy méretű triász tömbökből álló breccsaképződés (Keselő-, Kálvária-, Menyasszonyugrató-hegy feltárásai). Valószínűleg ehhez az eseményhez köthető a Vadorzó-völgy rétegsoraiban megjelenő nagy mennyiségű triász kőzettörmelék is.

Ehhez a szinthez tartoznak a medenceperemen felnyíló hasadékok üledékes telérek (neptúni telérek) (BATES & JACKSON 1987) és a hozzájuk kötődő ismételt szerkezeti esemény hatására létrejövő injekciós telérek is (MONTENAT et al. 1991; MAGYARI 1996; LANTOS 2005).

A breccsa-képződményeknek alapvetően kétféle kifejlődését lehet megkülönböztetni:

A) Ismert „forrásterületű” breccsák, ahol a legtöbbször ék alakú breccsatest nekitámaszkodik az őt létrehozó vetődésnek (Menyasszonyugrató-hegy; Keselő-hegy) (5.1/C és 5.1/D ábra), vagy a triász kőzettömbökből álló törmelékes szint közelében az aljzatot ért törés található (Kálvária-hegy).

A szerkezeti vonalokhoz támaszkodó breccsák egy részét (É)ÉNy-felé illetve (Ny)ÉNy-felé dőlő normálvetődések hozták létre (Kálvária-hegy III-as, IV-es és V-ös feltárás, Menyasszonyugrató-hegy) (5.1/D ábra). A normálvetődések mentén sziklaomlás jött létre és a meredek sziklápártot középső-eocén fúrókagylók támadták meg. A normálvetődés vetősíkjának bioperforációja jól rögzíti a szerkezeti esemény idejét (Kálvária-hegy IV-es feltárás) (4.26. ábra). A sziklaomlás és a földrengés lökéshullámainak következtében a törmelék egy része túljutott az akkumulációs teraszon és a hullámverés által felhalmozott bioklasztos kalkarenittel együtt mélyebb fáciesekbe halmozódott át, ami durvatörmelékes horizontként jelent meg a finomszemű üledékekben (Kálvária-hegy II-es feltárás). A nagy méretű (0,3–1 m átmérőjű) sziklatömbök mennyisége alapján a jelentős mértékű lepusztulást

nagy erejű, a medenceperem szerkezetét átalakító tektonikai esemény okozta, és az eddig szárazulatként álló medenceperem egy része víz alá került, amin ekkor indulhatott meg a középső-eocén üledékképződés (Keselő-hegy). Az üledékkal fedetlen, csupasz sziklafalak létét a fúrókagyló-tevékenység mutatja.

Viszont nem tapasztalunk bioperforációt a DNy-i perem breccsájában, ahol az aljzattörés valószínűleg mélyebb üledékképződési környezetet érinthetett (Menyaszonjugrató-hegy, 4.35. ábra). A szerkezeti esemény a középső-eocén üledékkal befedett felső-triász képződményeket érte, ahol a triász közettömbök plasztikusan deformálódó középső-eocén üledékbe ágyazódtak és helyben maradványok nem halmozódtak át a mélyebb fáciesekbe. A „csapdázódást” elősegítette a levetődő triász blokkok elfordulása is ami ék alakú vályúkat formált a vetősíkok mentén.

A breccsákat létrehozó, általában ÉNy-i dőlésű normálvetős szerkezeti elemekről elmondható, hogy — hasonlóképpen a vöröskalcittal kitöltött késő-kréta hasadékokkal — merőlegesek a regionális kompressziós főfeszültség irányára, elvetik a medenceperem ÉNy-ra dőlő monoklinálisát, valamint megjelenésük a felső-triász Földolomit és Dachsteini Mészke Fenyőfői Tagozatának képződményhatárához, illetve attól É-ra korlátozódik (MAROS 1986, 1988; KERCSMÁR 2004; KERCSMÁR & FODOR 2005) (4.11. és 4.42. ábrák). Létrejöttük a késő-kréta kompressziós szerkezeteket ért középső-eocén lokális hajlításos extenzióval, esetleg ezzel egyidőben a háttér emelkedésével, a késő-kréta rátolódás kis mértékű reaktivációjával (FODOR & BIRÓ 2004; FODOR et al. 2005) magyarázható. Erre utal a Kálvária-hegy VI-os feltárásának D-felé dőlő flexurált rétegsora és az ellentétes oldalon normálvetők mentén ÉNy-ra lezökkenő blokkok is (5.1/D ábra).

B) Ismeretlen vagy feltételezett forrásterületű breccsák tartoznak ide. A keleti medenceperemet meghatározó ÉNy–DK-i csapású oldaleltolódási zóna mentén megjelenő megabreccsa eredete és rétegsorbeli helyzete kérdéses (Keselő-hegy). A megabreccsa összletet DNy-ról határoló vetősík a breccsaképződésen megjelenő vetőkarcok alapján biztos eocén utáni keletkezésű, és ismeretlen elvetési nagyságú. A törési zóna viszont létezhetett már az eocén előtt is (CSÁSZÁR ET AL. 1978; BALLA & DUDKO 1989; FODOR & KERCSMÁR 1995), így valószínűsíthető, hogy a megabreccsa is e zóna szerkezetei mentén jött létre, középső-eocén földrengések lökéshullámai által kiváltott abrúziós parti sziklaomlással. A breccsát sziliciklasztos mészkő, meszes homokkő cementálja. A durvatörmelékes összlet további mozgását a tömbök közti sziliciklasztos rétegek elnyíródása mutatja (4.4. ábra). Az elsődleges felhalmozódási térszínen túljutott sziklatömbök viszont már plasztikus eocén

üledékbe ágyazódtak, ami a mélyebb részek karbonátos üledékképződését mutatja (4.3. ábra). Ugyanakkor a megabreccsa nem tartozhat a sziliciklasztos törmelékes rétegek alatti mészkő üledékképződési szintjéhez, mivel azok a mészkőrétegek az alapbreccsa közettörmelékén kívül nem tartalmaznak extraklasztos szintet. A két kifejlődési szint egymás mellé kerülését az eocén utáni eltolódásnak köszönheti.

A megabreccsa eredetére és közvetve rétegtani helyzetére a meredek, nagy reliefváltozással jellemezhető partszakasz megléte adhat választ, mivel ilyen nagy méretű, meredekségű és jelentőségű sziklás part csak a normálvetők által létrehozott meredek letörések mentén alakulhatott ki a középső-eocén rétegsorban. Ezt támasztja alá a breccsa mátrixául szolgáló sziliciklasztos üledék is, ami a korábbi törmelékes esemény sziliciklasztos rétegeiből halmozódhatott át. A megabreccsát létrehozó eredeti szerkezeti elemet nem látjuk, de a Keselő-hegy É-i részén, ÉNy–DK-i csapású törésnek támaszkodó ék alakú szinszediment breccsa (4.10. ábra) alapján valószínűsíthetünk egy ezzel azonos jellegű, a megabreccsát létrehozó tektonikai szerkezetet (5.1/C ábra).

A megabreccsa keletkezésére természetesen más megoldás is elképzelhető, például egy D-i vergenciájú rátolódás frontja előtt kialakuló törmelékűp formájában, hasonlóképpen a vértessomlói rátolódásos szerkezethez, ami közel sem ekkora méretben újult fel az eocénben (FODOR & BIRÓ 2004), de erre utaló adatok a breccsaösszlet látszólagos (D)DK-i dőlésén kívül egyelőre nem ismertek.

A sziklaomlást és szinszediment breccsaképződést előidéző földrengéses eseményekhez köthetők a partvidéktől mélyebb üledékképződési környezetben megjelenő triász közettörmelékes üledékek is (Bükk-Avas; Nyerges-hegy; Vadorzó-völgy É-i feltárásai) (4.46-47. ábrák). A Vadorzó-völgy rétegsoraiban a törmelék pontos származási helye nem adható meg, de jól osztályozottsága, kerekítettsége és koptatottsága nagyobb távolságú partmenti áramlások általi szállítást és/vagy hullámzásos tevékenység osztályozó, lekerekítő munkáját jelzi. A valószínűleg sziklás parti abrázios konglomerátumból származó képződmény és az apró nummuliteszek váztömegének keveréke az arra az időszakra jellemző földrengések által generált üledékáthalmazódással kerülhetett a mélyebb fáciesekbe.

Az (É)ÉNy-ra dőlő középső-eocén szinszediment normálvetődésekkel párhuzamosan a felső-triász dolomitos mészkő aljzatban kinyíló hasadékokat plasztikus eocén üledék töltötte ki (Kálvária-hegy IV-es feltárás; Menyasszonyugrató-hegy) (4.25. és 4.34. ábra). A neptúni telérekben lévő üledék azonos az aljzatot fedő, kisebb normálvetődések mentén plasztikusan deformálódó üledékekkel (4.27. ábra). A neptúni telérek kitűnő indikátorai az éppen fennálló

feszültségtérnek (MONTENAT et al. 1991). Az itt mért extenziós hasadékok párhuzamosak a breccsákat létrehozó normálvetődésekkel, és merőlegesek a középső-eocén kompressziós főfeszültség-irányra, ami lokális extenziós teret mutat és a hajlításos húzás eredetet támaszthatja alá.

A neptuni telérek képződése után, részben azzal egyidőben ismételt szerkezeti események injekciós teléreket hoztak létre (Kálvária-hegy III-as feltárás, Menyasszonyugrató-hegy) (4.20. és 4.34. ábra). Az injekciós törések kitöltőanyaga a neptuni telérek iszapfrakciójának szüredéke. A neptuni telérek nem nyíltak fel ismét, mint a Budai-hegységéből ismert három generációs teléreképződésnél (MAGYARI 1996), hanem az újabb szerkezeti esemény hatására az injekciós telérekkel gyengített zóna összeomlott és közettömbjei a plasztikus eocén üledékekkel keveredtek el (Kálvária-hegy III. feltárás).

4. A perforatusos-millecaputos rétegek a triász aljzatban jól rögzíthető NyDNy-ra dőlő normálvetődés mentén szindiagenetikus breccsásodtak (Kálvária-hegy, V. feltárás) (4.30. ábra). A sajátanyagú mátrixban gumós jellegű intraklasztok helyezkednek el, ami a K-i medenceperem relatív emelkedését, a medence DK-i részének további süllyedését jelzi a rekonstruálható legfiatalabb középső-eocén végi időszakban. Valószínűleg ehhez a szerkezeti eseményhez kapcsolható a többi perforatusos-millecaputos réteget ért, hasonló jellegű szindiagenetikus deformáció is, azonban azoknál az aljzattal való közvetlen kapcsolat nem látható. Ezeket a jelenségeket a nummuliteszes réteget ért deformációk közt foglalom össze.

5.2. Középső-eocén bázisképződmények deformációi

A részben szinszediment tektonikai események által, részben abrúziós tevékenység miatt létrejött breccsaösszletek a legtöbb esetben közvetlenül a triász aljzatra települnek. Ezek a rétegek adják a középső-eocén rétegsor bázisképződményét és kifejlődéseik a K-i és a DNy-i peremen nyomozhatók.

A tektonikus eredetű bázisképződmények deformációi az őket létrehozó szerkezeti elemek további működése során jöttek létre. Ezek között a deformációk között kétfajta csoport különíthető el:

1. A szerkezeti mozgások által létrehozott breccsaképződményeket érintő tektonikai deformációk.

A breccsát alkotó kőzettömbök egymáshoz képesti lassú elmozdulása, a breccsa képződésének mozgása közben jött létre (Keselő-hegy, Kálvária-hegy III. feltárás, 4.23. és 4.4. ábra). A kiváltó ok a tektonikai szerkezetek további működése lehetett. A földrengések keltette szeizmikus hullámok az egymásra halmozódott törmeléket ismét mozgásba hozták, a befogadó üledékben pasztikus nyírást és üledékcsúszásokat eredményezve. A sziklatömbök közti pasztikus üledékben nyírások keletkeztek, és a tömbök mozgásából keletkező üres térrészekben pasztikus üledékkel és kisebb kőzettörmelékekkel kitöltött zsebek jöttek létre (Kálvária-hegy, III-as feltárás, Menyasszonyugrató-hegy) (4.19 és 4.35. ábra).

Egyes kőzettömbök a földrengés által indukált szeizmikus lökéshullám hatására darabokra törtek. Az elrepedt tömb darabjai közé félig konszolidált középső-eocén üledék nyomult (Kálvária-hegy III. feltárás, 4.21. ábra). Mivel az egyes darabokból „puzzle-szerűen” összeállítható az eredeti tömb, a breccsahorizont a szeizmikus esemény után és azzal egyidőben sem mozdult meg lényegesen. A breccsákban mérhető pasztikus nyírási síkok megegyeznek az őket létrehozó normálvetődéses szerkezeti elemek irányával, azokkal egy tektonikai fázisba sorolhatók.

Ugyanitt a breccsahorizontot fedő bioklasztos, triász kőzettörmelékes kalkarenit rétegek felső részében mérhető pasztikus nyírásoknál megfigyelhető a nyírási síkok irányainak elfordulása a breccsákat létrehozó szinszediment normálvetődések és a breccsahorizonton belüli nyírások irányához képest. A leginkább Ny-i illetve KÉK-i dőléssel jellemezhető szerkezetek a rétegsorokat ért legfiatalabb szerkezeti irányokhoz igazodnak.

2. Sziklásparti abrázió által létrehozott bázisképződmények deformációi.

Ebbe a csoportba a DNy-i perem sziklásparttól távolabb elhelyezkedő, vagy nem ismert eredetű bázisképződéseinek deformációi tartoznak. A partmenti üledékképződési környezetek triász durva törmelékét tartalmazó mészkőrétegek, az ismételt megmozduló aljzattörések felett pasztikusan redőződtek, és a vetők aljzat, illetve breccsarétegből kilépési pontja felett pasztikusan elnyíródtak (Menyasszonyugrató-hegy, 4.35. ábra). A nyírási irányok a breccsát létrehozó normálvetők irányával egyeznek, így a fázis és az irány a breccsaképződést okozó normálvetős szerkezetekkel analógnak tekinthető.

5.3. Bioklasztos mészkő deformációi

A tömeges nummuliteszek megjelenését részben megelőző, részben azzal egyidős, sziliciklaszt mentes sekélyvízi környezetben képződött apró foraminiferákat, vörösalgát, echiniodea darabokat tartalmazó mészkő különféle változatai általános elterjedtségűek a medenceperemi részeken. Általában a bázisképződmények felett kifejlődő, gyakran átkristályosodott karbonátos képződményben legtöbbször szindiagenetikus flexurák és normálvetődések plasztikus, hullámzó felületű nyírásai találhatók (Nyerges, 4.43. ábra). A vetődés iránya és a flexura tengelye a breccsaképződés normálvetőivel analóg, hasonlóképpen az alapbreccsa képződményeihez.

A Menyasszonyugrató-hegyen, a millecaputos rétegek alatt megjelenő bioklasztos mészkő plasztikus nyírásai irányai szintén a breccsaképződés szerkezeti eseményének irányjaival egyeznek (4.37. ábra).

Eltérve a breccsákhoz kötődő ÉNy-ra dőlő szerkezeti iránytól a nummuliteszes mészkő rétegek alatti képződmények kis méretű extenziós árkainak normálvetői (Bükk-Avas, 4.45. ábra) NyÉNy-, illetve KDK-felé dőlnek, jelezve a korábbi ÉNy-i dőlésű normálvetődéses szerkezeti irányok elfordulását jelzi.

5.4. Nummuliteszes mészkő deformációi

A nummuliteszes mészkő rétegek a középső-eocén rétegsor legjobban azonosítható és tanulmányozható részét képezik. Ezek a képződmények a medenceperemi, partközeli echinoideás, vörösalgás, bioklasztos rétegekre, és azokon túllépve közvetlenül a triász aljzatra települve a medenceperemi rétegsorok legfelső tagjaként jelennek meg a rétegsorokban.

A nummuliteszes rétegeket a *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* tömeges megjelenése alapján két csoportra oszthatjuk. Mindkét rétegcsoportban találunk középső-eocén szinszediment és/vagy szindiagenetikus tektonikai működésre utaló jelenségeket:

1. Az első csoportba apró nummuliteszek tömegéből felépülő medenceperemi rétegek tartoznak, amiben még nem jelennek meg *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* vázak. Ezek közül a sziliciklasztos esemény előtti apró nummuliteszes rétegek szinszediment flexuráit már a triász aljzathoz kötődő deformációknál megemlítettem.

Az apró nummuliteszes mészkő rétegek a DK-i és a DNy-i perem rétegsora alapján, a korallzátonyos peremen képződtek, — relatív vízszintnövekedés következtében — a platformperemen kialakult zátonyok tetejére települve (DK-i perem, Vadorzó-völgy). Az apró nummuliteszes rétegekben szintektonikus, azaz tektonikai hatásra kialakuló üledékes jelenségek jöttek létre.

A hullámbázis környékén tömegesen felhalmozódott apró nummulitesz vázak, szeizmikus lökeshullám hatására törmelékes üledékként viselkedhettek és nagyobb energiájú üledék-áthalmazódások jöhettek létre a medence irányában, ÉNy és NyDNy közti dőlésekkel jellemezhető térszínen (Vadorzó-völgy, É-i feltárások, 4.48–50 ábrák). Az áthalmazódás következtében a mélyebb fáciesű discocyclinás mészkőre eróziós felülettel települ az apró nummuliteszes réteg (4.50. ábra). Hasonlóképpen a DK-i perem rétegsorában szögdiszkordáns településűek ezek a rétegek.

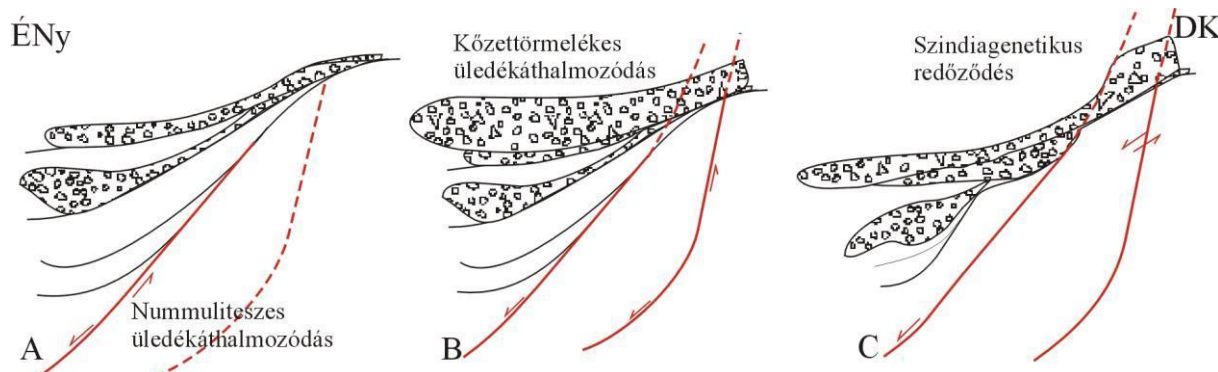
A karbonátos selfperemen törmelékes üledékként viselkedő nagy tömegű nummulitesz vázak áthalmazódását valószínűleg a partmenti régióban a legnagyobb változást okozó (meredek sziklásparti fáciesek létrejötte) szerkezeti esemény okozta. Az üledék-áthalmazódási esemény alulról-felfelé három jól elkülöníthető részre bontható:

A) A mélyebb, áramlások által mosott selfperemi üledékképződési környezetet képviselő (KECSKEMÉTI 1989) Discocyclina-vázak tömegéből álló képződményre, az apró nummuliteszes üledék tenger alatti eróziós felszínnel települ. A kisebb üledékáthalmazódások tetején visszatér az eredeti üledékképződési viszonyoknak megfelelő először Discocyclinával kevert nummuliteszes, majd ismét szemcsevázú Discocyclinás réteg, amit újabb nummuliteszes üledékáthalmazódás képződménye fed be (4.48. és 4.50. ábra). A ciklikus áthalmazódás a tektonikailag aktív időszak kezdetén jöhetett létre, kezdetben kisebb szeizmikus lökések által kiváltott üledékáthalmazódással (5.2/A ábra).

B) A szerkezeti esemény fő szakaszában, ami a partmenti részeken a breccsaképződés időszakának felel meg, a ciklikus üledékekre nagyobb vastagságú, apró nummuliteszvázak tömegét tartalmazó üledék halmozódott át, aminek tetején már nem ismert a discocyclinás rétegek visszatérte (Vadorzó-völgy É-i feltárások, 4.48. ábra). A mélyebb, áramlások által mosott selfperemi részeken az üledék glaukonitosodott (5.2/B ábra).

C) A partmenti régiót meredek abrúziós sziklásparttá változtató tektonikai esemény hatására a medencébe jutó nagy mennyiségű triász extraklaszt a selfperemi részeken is megjelent, jól osztályozott, az apró nummulitesz vázak méretével összemérhető nagyságú, lekerekített közettörmelék formájában. Az abrúziós konglomerátum akkumulációs teraszának

üledékét a tektonikai mozgások és a partmenti áramlások halmozhatták át a selfperemi üledékekbe (Vadorzó-völgy D-i feltárások, 4.46. és 4.47. ábra). Az üledékképződési környezet gyors mélyülését és a hidegebb, áramlott víz jelenlétét a rétegek glaukonitosodása mutatja (5.2/B. ábra).



5.2. ábra. Az apró nummuliteszes rétegek szintektonikus deformációjának sorrendje. A piros vonalak az üledékes deformációt létrehozó feltételezett töréseket jelzik. A – Discocyclinás mészkőbe időnként áthalmazódó apró nummuliteszes üledék vízkiszökési nyomokkal; B – apró nummuliteszes tömeges áthalmazódása, felfelé triász közettörmelékkel; C – apró nummuliteszes rétegek plasztikus deformációja, meredeken meghajló „befagyott szerkezetek”

Az áthalmazott apró nummuliteszes rétegek Ny, illetve NyDNy-felé dőlve meredek, szögben meghajlanak. Az üledék kohéziós összetartását a redőszárnyakon 50-60 fokos dőlésszögben álló rétegek jelzik (Vadorzó-völgy, D-i és É-i rész, 4.47. ábra) (5.2/C. ábra). A közettévalás közbeni deformációt a közben litifikálódó képződmény „befagyasztotta”, megőrizve a meredek dőlést.

A Vadorzó-völgy É-i részén (4.49. ábra) szintén ehhez a fázishoz kötődve a plasztikusan redőződött félig konszolidált üledékben NyDNy-ra dőlő nyírási felületek jöttek létre.

Az apró nummuliteszes rétegek deformációi tehát kezdetben szintektonikus üledékáthalmazódások a medence irányába, amiket NyDNy-felé dőlő plasztikus redők, meredeken meghajló rétegek és nyírási felületek váltanak fel.

A Vadorzó-völgy rétegsorait kezdetben valószínűleg a medence irányába, ÉNy-felé dőlő, a Menyasszonyugrató-hegyen felismert normálvetődésekhez kötődő, esetleg azokkal párhuzamos, nem látható szerkezeti elemek, majd a Bükk-Avas É-i részét átszelő, a DK-i és DNy-i peremvidéket elválasztó (É)ÉNy–(D)DK-i csapású normálvetődéses és balos eltolódásos jellegű szerkezetek deformálták (5.2. ábra). Hasonló jellegű és rétegsorban felfelé megváltozó deformációs irányokat a Kálvária-hegy rétegsoraiban és a Menyasszonyugrató-hegy rétegsoraiban, valamint a Bükk-Avas rétegsoraiban találunk.

2. A középső-eocén rétegsor zárótagja, a nummuliteszes képződmények második csoportja a *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* A és B formáit tartalmazó képződmény, ami a vizsgálható legmagasabb rétegtani szintben túllép az eddigi képződmények elterjedésén és D-en 1 m vastag bázisképződmény és apró nummuliteszes mészkő után települ a triász aljzat fölött (Bükk-Avas, 4.44. ábra).

A medenceperemen a Kálvária-hegyen, a Menyasszonyugrató-hegyen, Nyerges-hegyen és a Bükk-Avas É-i nyúlványán fejlődött ki a gyorsan mélyülő üledékképződési környezeteket kialakító szerkezeti elemek felett. A kezdetben nagyobb paleogeomorfológiai különbségekkel rendelkező partvidéki és sekélytengeri térszint a durvatörmelékes üledékek, abráziós és tektonikus breccsák és a sziklás tengerparthoz kötődő bioklasztos, mészhomokos képződmények valószínűleg kiegyenlítetté tették, de a breccsaképződmények deformációi alapján a továbbra is aktív szinszediment tektonikai vonalak mentén az elvetett blokkok folyamatosan süllyedtek. Ennek következtében a nummuliteszes üledékek szerkezetileg instabil aljzatra, a mélyebb részeken partmenti és/vagy medenceperemi áramlásokkal (l. az előbb említett glaukonitos rétegek) mosott felszínre rakódtak le. Az áramlások által mosott részeken a *Nummulites millecaput* vázak tömeges, egymással és a rétegzéssel párhuzamos elrendeződése és a mikrit hiánya jellemző (Menyasszonyugrató-hegy, Bükk–Avas, 4.36. és 4.44. ábra). A nummuliteszek nagy tömegű megjelenése általában a vázak áthalmozódásával jön létre és nem az „in situ” élethelyzetet rögzíti (BEAVINGTON-PENNEY et al 2005). Kivételt képeznek ez alól a helyben áthalmozott, áramlások által el nem szállított, ugyanakkor a mikrites üledék kimosódásával létrejött nummulitesz-zátonyok (AIGNER 1982, 1983, 1985; Kálvária-hegy, V-ös feltárás, 4.28. és 4.29. ábra).

A Tatabányai-medence perforatusos-millecaputos mészkő rétegei részben üledékesen, részben tektonikusan áthalmozottak. Az üledékképződés közbeni áthalmozás részben mélyebb környezetben áramlások általi szinszediment bioklaszt-szállítással, részben a sekélyebb részeken perforatusos-millecaputos nummulitesz-zátony létrejöttével jellemezhető. Első esetben a partmenti áramlat a nagy, lapos millecaput vázakat párhuzamosan áthalmozta és egymásra fektette, miközben közülük a mésziszapot és a kisebb alakokat kimosta (Menyasszonyugrató-hegy; Bükk-Avas); második esetben a viharhullámzás keltette áramlás kirostálta a mikritet, és helyben dúsítva részben áthalmozta a nummuliteszekből álló üledéket (Kálvária-hegy).

Az áthalmazás másik formáját sokkal általánosabban tapasztaljuk a nummuliteszes rétegekben. A diagenézis közbeni, plasztikus állapotú gravitációs csuszamlások, üledékkúszások, üledék-áthalmazódások a vizsgálható középső-eocén rétegsor legtetetjén mindenütt jellemzőek. A folyamatot a háttér relatív emelkedése, ugyanakkor a medence már meglévő, eddig is aktív tektonikai vonalak általi süllyedése, a terület középső-eocén végi ismételt szeizmikus aktivitása válthatta ki. A megváltozott, illetve a folyamatosan változó morfológiai különbségeket a diagenizálódó üledéksorozatok egyre meredekebb dőlésükkel töltötték ki. Ennek köszönhetően a mészkövek lencsés, gumós réteg-geometriát mutatnak. A jelenséget FODOR & FOGARASI (1994), majd MAGYARI (1996) is megemlíti a Budai-hegység felső-eocén mészkő rétegeinek gumósodásával kapcsolatban.

Az általában tenger alatti paleomorfológiai magaslatokhoz és áramlott víz mikritelmosásához kötődő nummulitesz-zátonyok kialakulásának ideális környezetei a tatabányai eocén medenceperem szerkezeti lépcsői felett kialakuló aljzatmorfológiai egyenetlenségek voltak. A szerkezeti vonalokhoz kötődő kiemelkedések azonban a medenceperem szeizmikusan legaktívabb zónáihoz tartoztak. A kompressziós erőterben emelkedő háttér és normálvetődések mentén süllyedő medence, valamint az eddigiek alapján egyre inkább eltolódásos jellegűvé váló deformációs térben kialakuló szeizmikus események a félig konszolidált üledéket megmozdították, amiben annak lejtőirányú megmozdulása plasztikus nyírásokként jelentkezett. A nyírásokhoz tartozó riedel-törések mentén a plasztikus üledék hullámossá, majd redőződve egyre gumósabbá vált, miközben a félig diagenizálódott üledékben még kis mértékben mozogni képes nummuliteszek zsindeyesen egymásra torlódtak (Menyasszonyugrató-hegy 4.38. ábra).

Jelentősebb szerkezeti mozgás, erőteljesebb háttéremelkedés és/vagy hirtelen süllyedés hatására a nummuliteszes mészkő kevésbé litifikálódott felső része gravitációsan összeomlott és mozgásirányba kilapuló nyírású sík mentén egy plasztikusan deformálódó blokkban átülepítődött (Menyasszonyugrató-hegy 4.39. ábra). Az üledék-áthalmazódást szeizmikus esemény indukálta. Az áthalmazódást elősegíthette a perforatusos-millecaputos rétegek alatti, áramlás által áthalmazott tisztán *Nummulites millecaput* vázából álló réteg, aminek mikrit-kimosódása, esetleges kora-diagenizációja miatt relatíve nagyobb kohézióval rendelkező felszínén megcsúszhatott a még plasztikus állapotban lévő üledék (4.36. ábra). A megmozduló üledék fej részén (LEWIS 1971), — az aljzattörés középső-eocén szindiagenetikus vetőzónájában kialakult elválási felület környékén — a félig konszolidált üledék boudinage-szerű rétegszerkezetet formálva plasztikusan kihengerlődött (4.39. ábra). A „pillow-láva” megjelenéséhez hasonló „pillow-mészkő” a mozgás irányába egymás felett

elnyíró rétegek kötegekké változik. Az üledékcsuszamlás alsóbb, jobban litifikálódott rétegeiben plasztikus redők és zsindelyesen feltorlódozó nummuliteszek jelzik az üledék mozgását. A csuszamlás nyelv részén (LEWIS 1971), a kilaposodó aljzatra érkező plasztikus üledékkötegek egymásra torlódtak, és egymáson átkúszva kis méretű „duplex szerkezeteket” hoztak létre (4.40. ábra).

Az üledékcsuszamlásos rétegek különböző metszeteit szemlélve, felfedezhető rajtuk a Tatabányai-medence perforatusos-millecaputos mészkő képződményeire általánosan jellemző összes plasztikus deformációs jelenség (Menyasszonyugrató-hegy rétegsorai és ábrái). Ez alapján elmondható, hogy a középső-eocén nummuliteszes rétegek egységesen megmozdultak a tatabányai eocén medence peremén, vagyis nem lehet lokális, tisztán üledékes deformációhoz kötni ezeket, hanem regionálisabb szerkezeti változásokhoz kell kapcsolni őket.

A szeizmikus tevékenység a rétegsor felső részén elhelyezkedő, kevésbé konszolidálódott üledékekben csuszamlásokat, a mélyebben elhelyezkedő rétegekben plasztikus redőket, nyírásokat hozott létre. A nummulitesz-zátony mikritmentes, jobban litifikálódott képződményeiben ez a szerkezeti esemény lejtőirányban megmozdította az üledéket, de az üledék belső kohéziója már nem engedte a plasztikus nyírások létrejöttét, aminek eredménye a kőzetalkotó mennyiségű *Nummulites millecaput* vázak lejtőirányú, elnyújtott redőződése (4.29. ábra), és húzás hatására felnyíló tenziós hasadék létrejötte lett (Kálvária-hegy, V-ös feltárás). A valamelyest még plasztikus üledékben felnyíló hasadék, a saját kőzetalkotó mennyiségű *Nummulites millecaput* váztömegével „töltődött ki” (4.28. ábra).

További szerkezeti események hatására a plasztikus állapotnál merevebb képződmény vetősík mentén szindiagenetikusan gumósodott, amit akár erősen konszolidált, de még nem merev vetőbreccsának tekinthetünk (Kálvária-hegy, V-ös feltárás, 4.30. ábra).

MAGYARI (1996) megállapítása szerint plasztikus állapotú üledékek deformációjához nagyobb szögű háttéremelkedés szükséges, mint lágy állapotban. A Budai-hegységben a lejtőmenti deformációkat a mészkő rétegekre települő bryozoás márga rétegterhelése is segíthette. A szindiagenetikusan deformálódó és közben kőzetté váló üledék „befagyasztotta” a deformációs térre jellemző szerkezeti események nyomait, rögzítve ezzel az őket létrehozó feszültségtér jellemzői paramétereit.

A tatabányai medenceperemen kérdéses a mészkő képződményeket egykor fedő eocén üledékek milyensége és vastagsága, de a szerkezeti elemek jól észlelhető és mérhető

kapcsolatban vannak az általuk létrehozott deformációkkal. A deformációk irányait összesítő sztereogramok a 4.32. és a 4.41. ábrán, valamint az 5.3. ábrán láthatók.

Összefoglalva a nummuliteszes rétegek plasztikus deformációi ÉK–DNy-i csapású, ÉNy-ra dőlő a medence mélyülését, a peremvidék relatív emelkedését eredményező normálvetődések felett alakultak ki. Ehhez kötődve szintektonikus gravitációs üledék-áthalmazódások, apró nummuliteszes és triász kőzettörmelékes üledékfolyások jöttek létre.

Az üledék-áthalmazódással létrejött medenceperemi képződmények szindiagenetikus deformációja NyÉNy-i, illetve NyDNy dőlésű, eocén üledékekkel eltemetett szerkezeti elem mentén történhetett. A kálvária-hegyi szindiagenetikus törés analógiájára ez a „láthatatlan” tektonikai elem is jelentős normál komponensű balos oldaleltolódásként működhetett a középső-eocén végén.

A perforatusos-millecaputos rétegek diagenézis közbeni, de még plasztikus állapotban történt üledék-csuszamlása, ÉNy-ra dőlő, még a korábbi normálvetődések irányát őrző szerkezetek mentén „indult el”. Az üledéken belüli plasztikus nyírások, redők és az egymáson áttolódó kis méretű „duplex szerkezetek” azonban már Ny-i, NyÉNy-i irányban mozogó üledéket mutatnak, az előbbiekhöz hasonlóképpen nem látható szerkezet mentén.

A kálvária-hegyi millecaputos rétegek szindiagenetikus redője, nummuliteszes „hasadékkitöltése” és gumós „vetőbreccsája” ÉNy–DK-i csapású balos oldaleltolódás mentén jött létre, meredeken Ny, NyDNy felé dőlő középső-eocén szindiagenetikus tektonikai elemeket hozva létre a még plasztikus kőzetben.

Mindezek alapján elmondható, hogy a Tatabányai-medence középső-eocén sziliciklasztos törmelékes esemény utáni üledékképződésének tektonikai jellegét kezdetben (É)ÉNy-felé dőlő normálvetődések, majd egy ezekhez köthető jelentős szerkezeti esemény után egyre inkább (É)ÉNy–(D)DK-i csapású balos eltolódások és normálvetődések alakították ki és határozták meg.

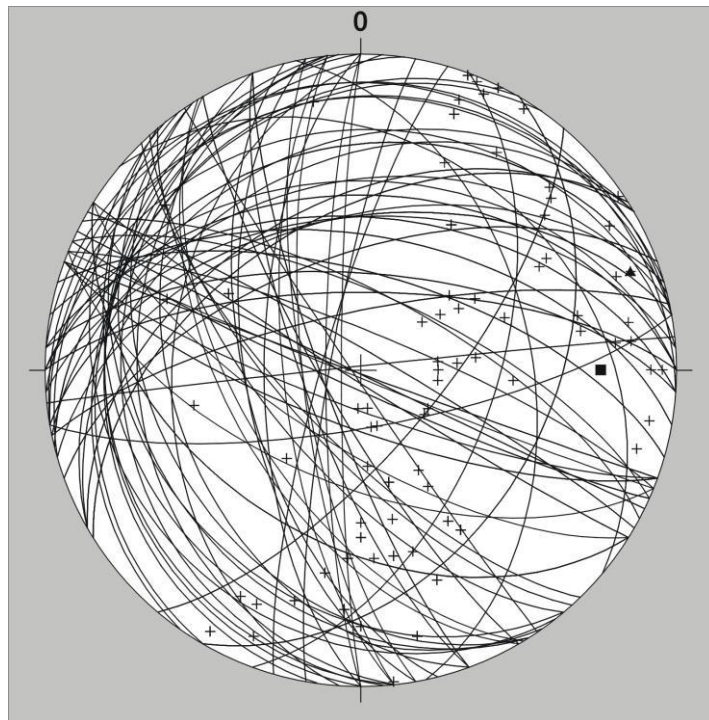
5.5. A középső-eocén szinszediment és szindiagenetikus szerkezeti események sorrendje

1. ÉNy–DK-i kompressziós feszültségtérben eltolódások, vagy vak feltolódások mentén emelkedő antiformok a medenceperemen, szinszediment üledékvastagodás és flexurák. A perem emelkedéséhez és az euszatikus vízszintesítéshez köthető sziliciklaszt beáramlás, sziliciklasztos törmelékes esemény.

2. NyÉNy–KDK-i csapású jobbos oldaleltolódás, vagy annak exhumálódása és normálvetődés, bioperforált vetősíkokkal, mérsékeltén változó magasságú paleomorfológiai peremen, karbonátos rámpa környezetben.

3. (É)ÉNy-felé dőlő bioperforált normálvetődések és ÉNy–DK-i csapású eltolódás, breccsaképződés, meredek sziklás tengerpartok, nagy paleomorfológiai különbségek, extraklaszt beáramlás.

4. (É)ÉNy–(D)DK csapású balos és normál szindiagenetikus vetődések, a nummuliteszes rétegek deformációi.



5.3. ábra. Összes középső-eocén szinszediment és szindiagenetikus szerkezeti irány Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetületében.

6. A KÖZÉPSŐ-EOCÉN KARBONÁTOS KÉPZŐDMÉNYEK FÁCIESEINEK ÖSSZEGZÉSE

A Tatabányai-medence középső-eocén üledékképződési környezeteit részben a képződmények közettani és szedimentológiai jellegei, ezzel összefüggésben paleomorfológiai, vízmélyégi, terrigén törmelék beáramlási tényezők alapján, részben a makro- és mikrofosziliák paleoökológiai igénye (mélység, átvilágítottság, hidrodinamikai energia, táplálék és üledék mennyiség, üledékképződési sebesség) felől lehet megközelíteni.

A eocén során világszerte általánosan elterjedt és sokak által tanulmányozott, a Tatabányai-medence rétegsorában összesen kb. 30-40 m vastagságban megjelenő — nagyforaminifera-tartalma alapján különlegesen jó környezetjelző (ökológia, szedimentológia) — nummuliteszes mészkő fáciesek lehetséges üledékképződési környezeteiről, és a nummulitesz vázak szedimentológiai jelentőségéről számos tanulmány született (AIGNER 1982, 1983, 1985; RACEY 1990; SINCLAIR et al. 1998; BEAVINGTON-PENNEY et al. 2005).

Nummuliteszes mészkő fáciesek két szintben jelennek meg a tatabányai medenceperemen. A két nummuliteszes szintet egy sziliciklasztos törmelékes esemény homokos, agyagos üledékei (Keselő-hegy, DK-i peremi fúrások) és a törmelékes összlet felett ismételtén kiépülő karbonátos képződmények választják el egymástól. Az egyes fáciesek kialakulását és térbeli elterjedését, részben a szerkezeti események által kialakított medenceperemi paleomorfológia, részben a globális-eusztatikus vízszintváltozás határozta meg.

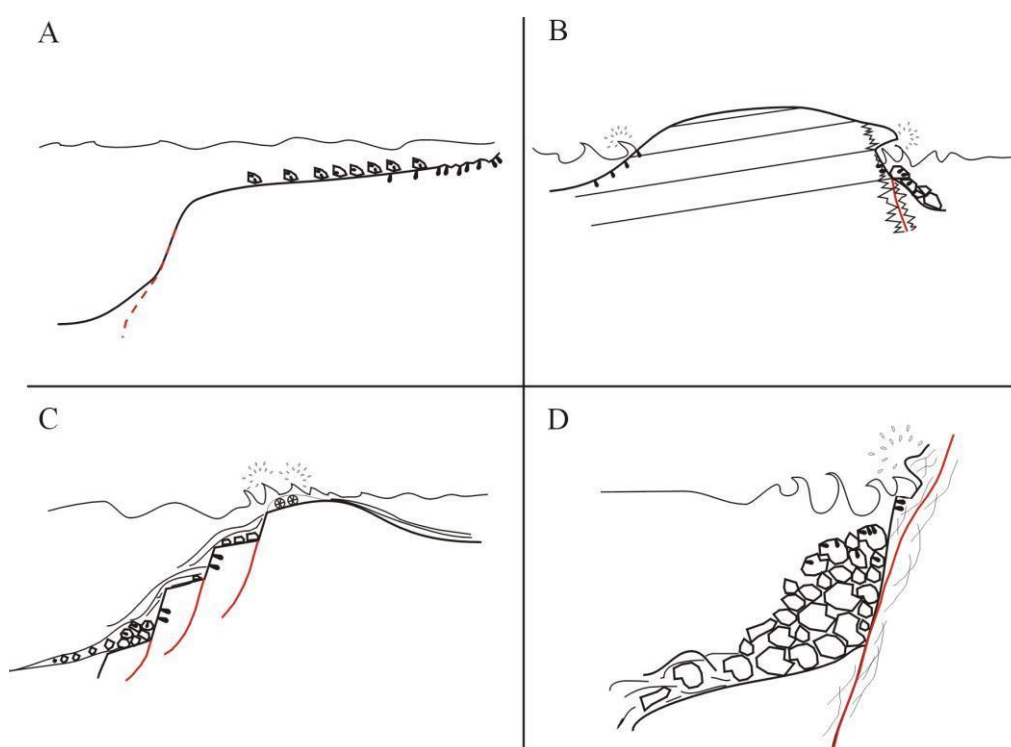
A sziliciklasztos törmelékes esemény felett kialakuló tömeges nummulitesz felhalmozódást nem tartalmazó karbonátos fáciesek eusztatikusan emelkedő vízszint mellett lerakódott, viszonylag gyors fáciesváltásokkal jellemezhető, rövid időszakot átfogó képződmények, amelyekből a vízmélység növekedésével folyamatosan fejlődnek ki a perforatusz-millecaput tartalmú rétegek.

A szinszediment tektonikai jelenségeket összegző fejezet alapján látható, hogy a perforatuszos-millecaputos rétegek létrejöttét erős tektonikai aktivitás előzte meg, ami jelentős fáciesváltozásokat okozott a medenceperemen.

Ennek megfelelően ebben a fejezetben összegzem a vízszintemelkedéssel és a szerkezeti eseményekkel együtt, azok által kialakuló üledékképződési környezeteket.

6.1. Sziklásparti fáciesek

A rétegsorban megjelenő triász aljzat kőzettörmelékéből, vagy nagy méretű kőzetblokkjaiból álló képződmények szinszediment törésvonalak mentén kialakult sziklás tengerparti vagy tenger alatti szirt környezetében jöttek létre. Rétegtani helyzetük alapján három részre oszthatók: 1. a sziliciklasztos törmelékes esemény előtti, az operculinás márga felső részének partvidéki fáciesei; 2. a törmelékes esemény utáni vízszintemelkedéshez köthető karbonátos rámpa fáciesek keleti partvidékének sziklásparti fáciesei; 3. a perforatuszos-millecaputos rétegeket megelőző szerkezeti esemény sziklásparti fáciesei.



6.1. ábra. Középső-eocén sziklásparti és tenger alatti szirt fáciesek fajtái a Tatabányai-medencében.
A: szerkezeti vonal által létrehozott medenceperem lapos sekély self területén kialakult felső-triász aljzatfelszín
B: szigetek kisebb energiájú abrziós partvidéke
C: korallzátonyos tenger alatti szirt szinszediment tektonikai szerkezetek menti aljzatbukkanása
D: nagy szintkülönbségű, szinszediment letörés mentén kialakult szikláspart
A piros vonalak a szerkezeti elemek helyzetét, a fekete oválisok fűrökagylótevékenység nyomait jelölik

1. Kisebb paleomorfológiai eltérésekkel jellemezhető sziklás tengerparti térszínhez köthetnek a középső-eocén rétegsor alján megjelenő alapbreccsák (Keselő-hegy, eltolódás DNY-i oldala, Vasúti bevágás). A néhányszor 10 cm-es triász kőzetdarabok az aljzatra települő eocén mészkő durva bioklasztja, főként *Ostrea* sp. héjtöredékei, vörösalga-törmelék, koralltöredékek és az ezeket beágyazó apróra zúzott biogén-törmelékes, és foraminiferás, hullámozás által összemosott bioklasztos mátrixban jelennek meg (4.5. ábra).

A triász kőzetdarabok és a kis dőlésszögű triász aljzat legtöbbször *Lithophaga* sp. fűrőkagylók által bioperforált, de nem ritka a körte alakú nyomot produkáló *Aspidopholas* sp. fúrás sem. Mindkét alak hullámverte, iszapmentes, szilárd, karbonátos felszín kedveli (DODD & STANTON, 1990). A fűrőkagyló héjak nem maradtak a kifűrt lukban, ami erőteljes pusztító energiát jelent. Az elpusztult fűrőkagylók általában bennrekednek az általuk fűrt lukban, mivel a lakóterük átmérője „kifelé” keskenyedik. Innen csak erős hullámozás moshatja ki a héjakat, vagy összetörve őket, vagy lepusztítva a kőzetfelszínre és azzal együtt az általuk fűrt luk kezdetben szűk külső bejáratát.

Az alacsony dőlésszögű sziklás partpart felszín a peremvidéki eocén rétegsor legalján jelenik meg, a triász karbonátos térszínre kilépő, a medence felé gyorsan mélyülő tenger következtében, annak lapos partvidékét alkotva (6.1/A ábra).

2. Szigetek sziklás partjának védettebb környezetében *Gastrochaena* sp. sűrű fúrásnyoma jelzi a kisebb energiájú, de hullámozás által mozgatott vizet (DODD & STANTON, 1990) (Kálvária-hegy, III-as feltárás, 4.12. ábra) (6.1/B ábra). A hullámozás energiája képes volt abráziós színlőt vályni a partfalba, de az alámosott és valószínűleg szeizmikus tevékenység hatására letört sziklaperem eredeti, lebillent helyzetben maradván a középső-eocén „in situ” állapotot mutatja (4.13. és 4.15. ábra). A sziget szilárd aljzatú, víz alatti peremén korallok, echinodermaták, vastaghéjú kagylók (*Ostrea* sp.) telepedtek meg, amelyek törmeléke a kiálló triász aljzat elborítódása utáni képződményekben szétszórva, áthalmazva megtalálható.

Az abráziós parthoz viszonyítva néhány méterrel mélyebben, vízszint alatti középső-eocén szin-, esetleg preszediment szerkezeti vonal vetősíkját támadták meg a fűrőkagylók (4.12. ábra). Az eltolódásos jellegű mozgás nem hozott létre komolyabb paleoszintkülönbségeket, amit a kisebb vastagságú vetőmenti szinszediment breccsaképződés és a szerkezeti vonalat lefedő üledékek kis mértékű deformációja jelez. A mozgás energiája viszont elegendő lehetett a fent említett sziklaperem letöréséhez, és a breccsaképződéshez.

A szerkezeti vonallal határolt szigetet jól osztályozott ostreahéj-töredékes, triász kőzettörmelékes, vörösalga-törmelékes, koralltöredékes, ritkán apró nummuliteszes, miliolinás szemcseközet fedi be, jelezve a karbonátos rámpa vízszintjének gyors növekedését (4.14. ábra).

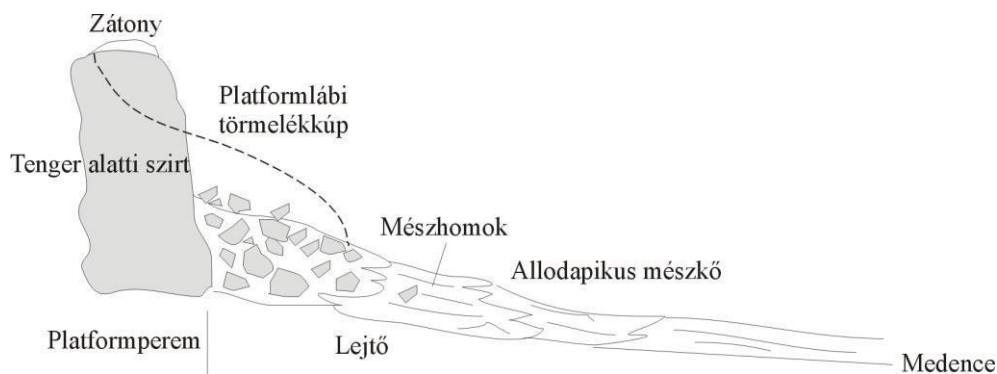
3. A perforatuszos-millecaputos rétegeket közvetlenül megelőző szerkezeti eseményhez köthető sziklás partpart fációs háromféle képződményből rekonstruálhatók: (A) felső-triász abráziós breccsák, amelyeknek közvetlenül ismert az eredete; (B) abráziós breccsák, bioperforált, aljzataból származó kőzettörmelék, amelyek eredete közvetlenül nem ismert, de jelzik a

sziklás partot; (C) nagy mennyiségű, kis szemcseméretű, jól osztályozott és koptatott, többszörösen áthalmazott felső-triász kőzettörmelék, ami közvetve jelzi nagy energiájú sziklásparti fáciesek meglétét.

A) A szeizmikus tevékenység hatására leomlott, csupasz sziklafelszínű aljzathoz származó, injekciós telérekkel átjárt, bioperforált sziklatömbök mélyebb, de legalábbis tenger alatti meredek szirtok kialakulását jelzik (Kálvária-hegy, III-as feltárás, 4.17–25 ábrák). A szeizmikus aktivitást létrehozó normálvetődések vetősíkját és a leomló sziklatömböket középső-eocén fúrókagylók fúrták meg. Az áthalmazódott biogén-törmelékes, nummuliteszes mészhomokkal keveredett triász kőzettörmelék és a sekélyvízi környezetből származó telepessorall-maradványok jól követhető szintben települnek a mélyebb vízi fáciest jelző ritkán apró nummuliteszt tartalmazó márgás rétegekbe (Kálvária-hegy, II-es feltárás, 4.16. ábra).

A fentiek alapján, a breccsát létrehozó szerkezeti vonal egy mélyebb fáciestű finomszemcsés, márgás kőzetet választ el egy partmenti hullámzás által összetört, majd összemosott és áthalmazott durvább bioklasztos mészhomoktól, mészhomokos szemcsekőzettől, miközben a szerkezeti vonal mentén feltárul a felső-triász aljzat. Ha meggondoljuk, hogy a Kálvária-hegy D-i peremén ugyanekkor D-felé dőlve plasztikusan deformálódó echinoideás, vörösalgás védettebb környezetben képződött üledékek rakódtak le, és figyelembe vesszük, hogy a mélyebb fáciesekbe áthalmazott törmelékben a kiálló triász aljzat tetejéről származó telepalkotó korallak is találhatóak, akkor nagy valószínűséggel megállapítható, hogy a breccsaképződmény egy tenger alatti szirt leomló tetejéről és oldalából származik. Ez a szirt egyben a háttérben kialakult védettebb karbonátos self pereme is volt, aminek tetején zátonyépítő korallak telepedtek meg (6.1/C ábra). Ebben az esetben a breccsaképződményt egy platformlábi törmelék-kúpnak tarthatjuk, ami a mélyebb mészhomokos, majd finomabb szemcséjű, mészsizapos karbonátos üledékekbe halmozódott át (JAMES & GINSBURG 1979; HAAS 1998) (6.2. ábra).

Méretei alapján ebben az esetben nem klasszikus mélymedence-peremről, hanem inkább tektonikailag kialakított, az akkomodációs tér megnövekedésével fáciestdifferenciációt okozó, viszonylag nagy mélységváltozással jellemezhető aljzatmorfológiai elrendeződésről lehet szó, ami relatíve mélyebb medence-fáciéseket, viszonylag nagy energiájú peremet és sekély, védettebb lagúna környezetet hozott létre (6.1/C ábra).



6.2. ábra. Tenger alatti szirt lábánál képződő törmelékkúp és átülepített karbonátüledékek (HAAS 1998 nyomán).

B) Az ÉNy–DK-i csapású eocén utáni szerkezeti elem által feltárt megabreccsa (Kese-lő-hegy, eltolódás ÉK-i szárnya) több méteres tömbjei nagy méretű, hullámverte környezetet kedvelő, max. 30–40 m mélységig (DODD & STANTON, 1990) előforduló *Lithophaga* sp. fúrókagylók által bioperforáltak. A meredeken álló durvatörmelékes képződmény közettömbjei között (6.1/D ábra) hullámverés által bemosott, jól osztályozott finomszemcsés kvarchomok található. A tömbök felületén pedig hullámveréses, sziklás tengerpartot kedvelő, *Patella* sp. tapadt meg, aminek később áthalmazott, a tömbök közé bemosott, töredékes példányát a 4.4. ábra mutatja.

A megabreccsa képződmény szerkezeti mozgások által létrehozott sziklás tengerpart abráziós és szintektonikus breccsája, ami meredek és nagy reliefenergiával jellemezhető letörés menti sziklaomlással jött létre. A breccsaösszlet tulajdonképpen a feltárásokban nem látható partfalnak támaszkodó meredek omladékkúp, ahonnan áthalmazódva a sziklatömbök a mélyebb, parttól távolabbi környezetben lerakódott, mészhomokos, bioklasztos mészsizapba ágyazódtak (4.3. ábra). A képződmény pontos rétegtani helyzete a megabreccsa fekvő és a fedő rétegének ismerete nélkül közvetlenül nem adható meg.

Ebbe a csoportba tartoznak a DNy-i perem millecaputos-perforatuszos rétegei alatt települő abráziós partról származó, nagyobb bioperforált triász kőzetdarabokat (Menyas-szonyugrató-hegy, 4.35. ábra) és kisebb közettörmeléket tartalmazó rétegek (Bükk-Avas; Nyerges-hegy, 4.43. és 4.44. ábra) A közettörmelék származási helye nem ismert. Feltételezhetően a medence D-i szegélyének abráziós partja lehetett a törmelék forrása, de az eocén rétegsor magasabb tagjaival együtt lepusztulva ezek a fáciesek nem őrződtek meg.

C) Ebbe a csoportba a DNy-i perem apró nummuliteszes rétegsorában megjelenő, nagy mennyiségű felső-triász közettörmelék tartalmazó képződmények tartoznak. A nagy mennyiségben megjelenő jól koptatott és kerekített, jól osztályozott közettörmelék valószínűleg sziklás tengerparti fáciesek abrázíós konglomerátumából származott. A meredek sziklás partok abrázíós törmeléke feltehetően szeizmikus tevékenység hatására túljuthatott az akkumulációs teraszon és mélyebb környezetbeli üledékekben „csapdázódott” (Vadorzó-völgy, 4.46. és 4.47. ábra).

6.2. Sziliciklasztos törmelékes eseményt követő karbonátos rámpa fáciesek

Ebbe a csoportba tartozó mészkő rétegek a keleti peremen a Keselő-hegy vasúti bevágásának rétegsorában, a Kálvária-hegyen (II-es feltárás), a DNy-i peremen a Vadorzó-völgy feltárásában, valamint nagyobb felszíni elterjedésben a DK-i peremen a Mészáros-hegy és a Csákányos-hegy É-i előterében bukkannak a felszínre.

A biotrituszos mészkő fáciesek kialakulását a medence teljes területén jelentkező sziliciklasztos törmelékes esemény előzte meg, ami a mélyebb medenceterületeket is durvább sziliciklasztos törmelékes üledékekkel „töltötte fel”. Ennek következtében kiegyenlítettebb paleotopográfiai viszonyok között ÉNy-felé mélyülő, a medence irányába növekvő hajlásszögű, eleinte jelentős sziliciklaszt tartalmú karbonátos rámpa (AHR 1973) üledékképződés indulhatott meg.

A rámpa belső részén, a normál hullámbázis feletti erőteljes vízáramlási viszonyok mellett, egyenletesen dőlő, lapos triász aljzatot vörösalgaszönyeg borította be (DK-i perem, 1.1-es fácies). Az aljzataból származó közettörmelék és a felszínt valamint a törmelékbeborító mészvázú algák tömör, átkristályosodott közetszövetet eredményeztek.

A partmenti környezet alatt közvetlenül echinoideák, vörösalgák, molluszkák valamint *Acervulina* sp. és *Orbitolites* sp. együttes megjelenése (DK-i perem, 1.2-es fácies) az üledékben tengerifü-életközösség jelenlétét jelzi (BRAISER 1975, BUXTON & PEDLEY 1989), aminek 12 m-nél nem mélyebb környezetben mészszip megkötő és üledék-stabilizáló jelentősége volt (BRAISER 1975). A tengerifü-életközösség fontosságát KÁZMÉR (1993) emeli ki először a hazai felső-eocén üledékképződési környezetekben. Habár a hidrodinamikai energia nagy ebben a környezetben a tengerifü-életközösség beborítva az aljzatot képes csapdázni a kisebb foraminifera- és bioklaszt-törmelékét.

A belső rámpa mélyebb részén, a normálhullámbázis határán finomhomokos, összemosott bioklasztos, a mélyebb részéről viharhullámok által áthalmazott korall-töredékes, operculinás, apró nummuliteszes sziliciklasztos mészsizap rakódott le (DK-i perem, 1.3-as fácies).

A nagyobb molluszkákat, miliolinát és egyre gyakoribb apró nummuliteszt valamint magányos korallokat és vörösalgát tartalmazó bioklasztos mészkő már a középső rámpa felső részén rakódott le. A normálhullámbázis alatt a biogén szemcsék között finomabb mészsizap is megjelenik (DK-i perem, 1.4-es fácies).

A középső rámpához korallokból és vörösalgákból álló réteg tartozik. (Vadorzó-völgy, 4.48. ábra). Az alacsony energiájú környezet iszapos üledékébe vihartevékenység által gyakran halmozódnak át a középső rámpán foltzátonyokat alkotó magányoskorall- és vörösalgátöredékek (BUXTON & PEDLEY 1989; DARGA 1990, BASSI 1998). A viharhullámok által „szétmosott” paraautochton koralltöredékek szőnyegszerűen („coral carpet”) borítják be a környező üledékfelszínt, miközben az eredeti foltzátony nem őrződik meg (JAMES 1983; RIEGL & PILLER 1999).

A fentivel egyező, a belső rámpa mélyebb és sekélyebb részének üledékei őrződtek meg a Kálvária-hegy I-es és II-es feltárásának (4.14. és 4.16. ábra) felső-triász aljzatra települő képződményeiben. Ezek a fáciesek a rámpa kialakulásának kezdetén, a keleti peremen megjelenő belső rámpa fáciesek szigetekkel tagolt partvonal mentén jöttek létre.

A külső rámpa üledékei közé kevés apró nummuliteszt tartalmazó iszapközet tartozik, ami a viharhullámbázis alatt, kis energiájú környezetben rakódott le (Kálvária-hegy, II-es feltárás). A viszonylag rövid távolságon belüli vízmélység-növekedés a rámpa középső részének egyre nagyobb lejtőszöge miatt jöhetett létre. A lejtőszög-növekedés középső-eocén szinszediment normálvetők által preformált aljzat következménye, aminek fennmaradt blokkján telepedtek meg a (folt?)zátonyokat felépítő szervezetek.

A karbonátos rámpa-üledékképződést szerkezeti esemény szakította meg, ami a külső rámpán lerakódott képződményekbe halmozta át a sekélyebb környezetek bioklasztos üledékeit és a triász aljzat tektonikus és abráziós breccsájából származó extraklaszt törmeléket (Kálvária-hegy II-es és III-as feltárás, 4.16. ábra).

6.3. Korallzátonyperemes karbonátplatform fáciesek

A keleti peremen a Kálvária-hegy D-i oldalán, a DK-i peremen nagyobb elterjedésben a Mészáros- és a Csákányos-hegyen és azok É-i előterében, valamint a DNy-i peremen NyÉNy–KDK-i csapásban követve a felső-triász aljzatot jelennek meg a jól osztályozott, apró bioklasztos, nagyobb molluszkahéj-töredékeket, echinoidea vázelemeket, vörösalga-töredékeket, helyenként egész példányos nagy méretű, vastag héjú molluszkákat és nagyforaminiferákat tartalmazó mészkőrétegek.

Ezek a képződmények folyamatosan fejlődnek ki az alattuk fekvő karbonátos rámpa fáciesekből a vízmélység növekedésével (Vadorzó-völgy, 4.48. ábra). A folyamatosság ellenére mégsem a már megismert képződmények retrogradációja következett be, hanem korallzátonyos perem és védettebb karbonátplatform környezet alakult ki. READ (1985) szerint a növekvő hajlásszögű karbonátos rámpák a transzgresszió során szinte törvényszerűen peremes platformmá alakulnak át. A kialakult üledékképződési környezeteket zátony, zátonyelőtér és zátonyháttér fáciesekre lehet felosztani (FLÜGEL 1982a,b).

Zátony fácies

A korallzátony-építmények a medence fejlődésében kiemelt fontosságú középső-eocén szinszediment szerkezeti vonalak által preformált belső és külső rámpát elválasztó nagyobb hajlásszögű lejtő tetején alakultak ki, a — feltételezhetően szintén ezt a paleomorfológiai egyenetlenséget kihasználó — korallós, vörösalgás foltzátonyok fölött (Vadorzó-völgy feltárásai, DK-i perem, 4.48. ábra).

A növekvő vízszint és a korallzátony létrejötte a rámpát peremes karbonátplatformmá változtatták, aminek következtében nyíltabb, gyorsan mélyülő zátonyelőtéri és védettebb, zátonyháttéri self fáciesek alakultak ki (FLÜGEL 1982b).

A korallzátonytest eltérően a korábbi foltzátonyok szétszórt korallszőnyegétől masszív, átkristályosodott építményként jelenik meg (DK-i perem, 2.6-os fácies; Vadorzó-völgy, 4.48. ábra). Az eocén utáni szerkezeti mozgások által egymástól elvetett zátonyelőfordulásokat eredeti helyzetükbe visszarendezve, közel ÉK–DNy-i csapású korallzátonyos karbonátplatform permet kapunk a SÓLYOM (1960) által a felső-triász Fődolomit és Dachsteini Mészkő határának a medencealjzatban kijelölt zónája fölött, amelynek keleti peremen található felszíni kibukkanása a Kálvária-hegy. A Kálvária-hegyen azonban nem találjuk meg a

korallzátony medenceperemi kifejlődését, de a breccsaképződés utáni üledékek tartalmazzák a zátonyépítő korallak áthalmozott töredékeit.

Zátonyháttér és lagúna fáciesek

A korallzátony által védett platformon kisebb mértékben összetört vörösalgatelepek, biogén törmelékes sűrűszemcsés- és szemcsékőzet (DK-i perem, 2.1-es fácies), valamint egészben maradt echinoideákat tartalmazó ritkaszemcsés kőzet (DK-i perem, 2.3-as fácies) és Alveolinák (DK-i perem, 2.4-es fácies) jelenléte jelzi a nyugodtabb, kisebb energiájú lagúna környezetet (WILSON 1975; KECSKEMÉTI 1989; ARNI 1965). Ebben a környezetben a nagy energiájú hidrodinamikai folyamatokra utaló, vastaghéjú molluszkákat, vörösalga-töredékeket és koralldarabokat (DK-i perem, 2.2-es fácies) tartalmazó, vastagpadosan keresztretegzett képződményeket nagyobb viharok, esetleg földrengés keltette árhullámok hozták létre, áthalmozva a korallzátony környezetében élő szervezeteket a zátonyháttérbe. Az azonos szintben lévő áthalmozott üledékek ősmaradvány-tartalmának különbözőségét a zátonyperemtől való távolság magyarázza.

A DK-i peremen kiépülő karbonátplatform rétegsorának felső részén található, koralltöredékeket már nem tartalmazó, szemcsevázú bioklasztos kalkarenit a DNy-i perem Ny-i és középső részén közvetlenül a felső-triász aljzatra települ (Menyasszonyugrató-hegy, Nyerges-hegy) Ezekre a képződményekre már a perforatuszos-millecaputos rétegek következnek. Ugyanakkor az apró, jól osztályozott bioklasztos szemcsékőzet és a perforatuszos-millecaputos mészkő közé a DNy-i perem K-i részén (Bükk-Avas 4.44. ábra) felső-triász extraklasztos és vörösalga-törmelékes mészkő települ, ami valószínűleg a nummuliteszes rétegek lerakódása előtti szerkezeti eseményt rögzíti, hasonlóképpen a Kálvária-hegy rétegsorához, ami azt jelenti, hogy túllépve az eddigi fácieseken, a szerkezeti esemény hatására újabb területen indult meg az üledékképződés, miközben a peremeken elkezdődött a perforatuszos-millecaputos rétegek leülepedése is. Ezt támasztja alá az összemossott bioklasztos rétegek progradációja is a Menyasszonyugrató-hegy rétegsorában (4.36. ábra). Az üledékképződésbe bevonódott újabb területek sekélyvízi bioprodukcója, ezzel az üledékképződési sebessége nagyobb volt, mint a mélyebb területek üledékképződési sebessége, ami a bioklasztos rétegek progradációját okozta. Ez a folyamat addig tartott, míg egy újabb szerkezeti esemény és/vagy a transzgresszió ismételtén túl nem léptette a fácieseket a szárazföld irányába.

Zátonyelőtéri fácies

A zátonyelőtér nagyobb energiájú üledékképződési környezetében korallok, nagy méretű, vastag héjú molluszkák és héjtöredékek, echinoidea-vázdarabok és apróra zúzott biogén törmelékből álló mészhomok osztályozatlan anyaga halmozódott fel. Az áthalmozott koralltörmelék az erőteljes medenceperemi áramlás a vízáram irányba forgatta (DK-i perem, 2.7-es fácies). A zátonyperemtől távolodva, kis távolságon belül kimélyült környezetben márgás, a zátonyelőtérből átülepített bioklasztokból álló, felfelé egyre több apró nummuliteszt tartalmazó képződmények rakódtak le.

A vízszint-emelkedéssel lépést tartó karbonátplatform és a korallzátonyos, majd apró nummuliteszes selfperem további fejlődésének valószínűleg a tatabányai-medence középső-eocén karbonátos kifejlődéseinek történetében legintenzívebb tektonikai esemény vetett véget, ami ÉNy-felé dőlő normálvetődések és ÉNy–DK-i eltolódások mentén sziklásparti és tenger alatti szirt fácieseket hozott létre, miközben relatíve tovább mélyítette a medence-területet.

6.4. Nummuliteszes és discocyclinás mészkő fáciesek

Kőzetalkotó mennyiségű nummuliteszt tartalmazó rétegek három rétegtani szintben jelennek meg a medenceperemi kifejlődésekben. A három szint közül egy a sziliciklasztos törmelékes esemény előtt, kettő a peremes karbonátplatform kialakulása és szerkezeti süllyedése után, a vízmélység növekedésével egymást követően jött létre.

A három szint közül az utolsó, felszíni elterjedésének nagyságával (mindhárom részterületen megtalálható) és jellegzetes tömeges *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* tartalmával különül el az azt megelőző apró nummuliteszes kifejlődésektől.

Az apró nummuliteszes rétegek kifejlődését jelentős sziliciklaszt beáramlással járó törmelékes esemény választja el egymástól. Közös jellemzőjük, hogy mindkét kifejlődés tektonikailag preformált térszínen bekövetkező transzgresszióhoz köthető, továbbá mindkét kifejlődést tömegesen megjelenő apró nummuliteszek alkotják, a nagyobb méretű *Nummulites perforatus*-ok és *Nummulites millecaput*-ok hiányával.

1. A sziliciklasztos törmelékes eseményt megelőzően, a mélyebb medencebeli operculinás mészmárga képződésével egyidős sekélytengeri platform üledékképződés (Keselő-hegy, vasúti bevágás és az eltolódás DNy-i szárnya) lapos paleomorfológiájú, a tektono-

szedimentológiai elemzés alapján differenciáltan emelkedő, egyenetlen térszínen indult meg (5.1/A ábra).

A tengervízszint emelkedésével az antiformok tetején meglepedő nummuliteszek a gyorsan mélyülő szerkezeti perem lejtőjén, még az üledék folyékony állapotában áthalmazódtak. A nagyobb kötegekben kereszttrétegzett (Keselő-hegy, alsó szint szelvénye, 4.6. ábra) üledékekben az apró nummuliteszekből álló törmelékfolyás inverzgradált (Keselő-hegy, vasúti bevágás szelvénye) rétegeket hozott létre (4.5. ábra).

Ezek a törmelékes esemény előtti nummuliteszes mészkőrétegek felszínen egyedül a keselő-hegyi szelvényben láthatók. A nummuliteszes mészkő rétegek — a vasúti bevágás rétegsora és a Keselő-akna kutatófúrásának (II. melléklet) szelvénye alapján — mélyebb vízi heteropikus fáciese az operculinás mészmárga, meszes agyagmárga, ami a medence irányába vastagodva, a medence ÉNy-i részén a szentelepet is érintő eróziós diszkordanciával a szentelepesösszlet fedőmárgájára települ (SÓLYOM 1960). A keleti perem mentén mélyült Ta–228-as fúrás (II. melléklet) és a Keselő-hegy rétegsorainak tanúsága szerint ezek a nummuliteszes mészkőrétegek progradálnak a medence irányába.

A felfelé egyre homokosabb mészkőrétegek, majd a rétegsort záró sziliciklasztos mészkő (Keselő-hegy, eltolódás DNy-i szárnya, 4.6. ábra) a sziliciklasztos sekélyvízi fáciesek medence felé tolódását, és a vízszint csökkenését jelzik.

A nummuliteszes rétegek tehát egy viszonylag rövid ideig létezett kis méretű karbonátplatform üledékei, amik egyenetlenül emelkedő, illetve süllyedő térszínen keletkeztek. Mind a medence, mind a szárazföld irányába gyors fáciesváltásokkal jellemezhető képződmények érzékenyen reagáltak a vízszintváltozásra, ami a platform vízmélységének és kiterjedésének csekély méreteit mutatja.

2. A vízszintesés utáni transzgresszió során létrejött karbonátrámpa, majd peremes platform zátonyelőtéri, mélyebb fácieseiben, a viharhullámbázis fölött már tömegesen jelentek meg apró nummuliteszek, ahol a viharhullámok keltette áramlások, és a peremen megtörő hullámok lokális áramlásai összemoszták a kis méretű vázakat a zátonyos peremről származó nagy méretű molluszkákkal és korall-töredékekkel (DK-i perem, 2.8-as fácies).

A korallzátonyos selfperem „elsüllyedését” okozó tektonikai esemény jelentős változást hozott a medenceperemen létrejött fáciesekben. Az ÉNy-ra dőlő normálvetődések mentén lezökkenő medenceperemi részeken gyors relatív vízszintemelkedés történt, ami nummuliteszes fáciesek visszalépését (JONES & DESROCHERS 1992) okozta. Az elsüllyedt korallzátony

áramlásokkal mosott szilárd felszíne, ideális körülményeket jelentett az apró nummuliteszek gyors és tömeges elszaporodásához (HALLOCK P. 1979a,b; HALLOCK P. & GLENN 1986). Ugyanakkor a mélyebb részeken discocyclinás, és áthalmozott apró nummuliteszeket tartalmazó képződmények rakódtak le (Vadorzó-völgy rétegsora; Kálvária-hegy, II-es, III-as feltárás, 4.48.; 4.16.; 4.17. ábrák).

A normálhullámbázis alá süllyedt korallzátonyos peremen a viharhullámzás keltette áramlás helyben koncentráta a nummulitesz-vázakat, kimosva a kis méretű makroszférás alakokat és mikrit nagy részét és az üledékből (DK-i perem, 3.1-es és 3.2-es fáciesek; Vadorzó-völgy rétegsorai).

BEAVINGTON-PENNEY et al. (2005) szerint a nummulitesz vázak (elsősorban a „kimosott” A formák) nagy számban halmozódhatnak át a mélyebb üledékképződési környezetbe. A Tatabányai-medence apró nummulitesz vázainak áthalmozódását valószínűleg szerkezeti események segítették elő. A tektonikai mozgások kiváltotta szeizmikus lökéshullámok hatására törmelékfolyások jöttek létre a selfperemen, aminek következtében a nummulitesz-vázak a mélyebb fáciesű discocyclinás képződményekbe halmozódtak át (Vadorzó-völgy É-i oldal rétegsora 4.48. és 4.50. ábra).

A vízszint további növekedését és az aljzat további szerkezeti süllyedését, hideg fenékáramlás jelenlétét, valamint a nagy tömegű üledék beáramlás végét (vagy szünetét), a szemcsék közt és a foraminiferák kamráiban megjelenő glaukonit ásványok jelzik (Vadorzó-völgy É-i és D-i oldal rétegsorai 4.46. és 4.47. ábra). A glaukonitosodás a víz-üledék határfeületén jön létre alacsony üledékképződési sebesség (pl. elmosási felszínek, keményfelszínek) magas vas és alacsony oxigén tartalom esetén (ODIN & MATTER 1981). Recens példák alapján a glaukonitosodás 60–500 m közötti széles mélységtartományban játszódhat le (ODIN & MATTER 1981).

3. A *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* vázakat tartalmazó képződmények a DNY-i és a K-i peremen kb. 10 m-es összvastagságban, általában 0,5–2 m-el a triász aljzat felett jelennek meg. Közvetlen fekvő rétegeik az aktív tektonikai zónában keletkezett szinszediment breccsaképződmények, majd az ezekre települő sekélytengeri, partközeli ös-szemosott bioklasztos, echinoideás, vörösalga töredékes, és helyenként triász extraklasztos mészkő rétegek, melyek a breccsákat létrehozó szerkezeti vonalak által plasztikusan deformáltak (Kálvária-hegy és Menyasszonyugrató-hegy rétegsorai). A DK-i perem perforatusos-millecaputos rétegei (3.3-as fácies), eocén utáni eltolódás tektonikusan becsípett blokkjában található, aminek sem fekvő, sem fedő rétegei nem látszanak.

A *N. perforatus*, majd *N. millecaput*, továbbá a *Discocylinák* és az *Operculinák* hirtelen megjelenése a rétegsorban gyorsan mélyülő üledékképződési környezetet jelez (HALLOCK 1979b; HALLOCK & GLENN 1986). A perforatusos-millecaputos rétegek lerakódását megelőző tektonikai események alapján ez a mélyülés részben szerkezeti eredetű, ami a globális-euszatikus vízszintemelkedéssel kombinálódva gyorsan „süllyesztette” el az eddigi üledékképződési környezeteket. A tektonikai események hatására létrejött sziklásparthoz és víz alatti sziklaperemek nagy hidrodinamikai energiájú környezete kedvezőtlen volt a lapos és nagy méretű nummuliteszek megtelepedésére, ezért azok mélyebb vízben részben kiegyenlített aljzatviszonyok között később jelentek meg, ahogy ez a rétegsorokban is nyomon követhető. A paleomorfológiai aljzatkülönbségeket a durvatörmelékes breccsa összletek és a nagy bioproduktivitásnak köszönhetően nagy mennyiségben összemosott finom biogén-törmelékes üledékek valószínűleg részben kompenzálták, illetve mérsékeltek. A kiegyenlített, de szerkezetileg továbbra is instabil aljzaton, a vízmélység további fokozatos növekedésével, az átvilágítottság csökkenésével és a medenceperemi áramlatok által szállított szuszpenzió következtében zavarosabb üledékképződési környezetben jelenhetett meg a kedvezőtlenebb körülményekhez méretnövekedéssel alkalmazkodó *Nummulites millecaput*. A tengeri áramlások jelenlétét több rétegsorban is felfedezhető, párhuzamosan rétegzett millecaput vázából álló, mikritmentes képződmények jelzik.

A tatabányai rétegsorokban nem különülnek el a *Nummulites perforatus*-t és a *Nummulites millecaput*-ot tartalmazó rétegek, aminek oka a képződmények áthalmozódásában, ezzel a vázak keveredésében, illetve a képződési környezetek időben és térben kevésbé elszigetelt voltában rejlik. Míg a mélyebb környezetben az inkább millecaputos rétegek jellemzőek, addig a sekélyebb, nagyobb hidrodinamikai energiájú környezetekben *Nummulites perforatus* dominanciájú üledékek képződtek.

Autochton helyzetben lévő nummuliteszes rétegek nincsenek a tatabányai rétegsorban. A millecaputos-perforatusos rétegek a szeizmikus események által instabil aljzaton lejtőirányban folyékony, illetve folyékony-plasztikus, plasztikus (OTT D'ESTEVOU 1991; MAGYARI 1996) állapotban halmozódtak át (Menyasszonyugrató-hegy).

Szinszediment áthalmozódással keveredett nummulitesz vázak a Kálvária-hegy rétegsorában találhatóak, ahol a kőzetalkotó mennyiségű *Nummulites millecaput* B formái valamint *Nummulites perforatus* A és B formák kaotikus elrendeződésben találhatóak az üledékben (Kálvária-hegy IV-es feltárás). Az összemosott nummuliteszes üledékben áramlási csatornában keresztaréztelt nummulitesz vázak jelzik a medenceperemi áramlások jelenlétét és a vázak üledékképződés közbeni szállítódását.

Mivel a felszínen látható perforatusos-millecaputos rétegek zárják az eocén utáni lepusztítástól megkímélt középső-eocén rétegsort, ezért a nummuliteszes rétegek további kifejlődéseiről nincsen adat. Kérdéses, hogy a vízszint növekedésével továbbléptek-e az akkori sekélyebb fáciesek felé, és kifejlődtek-e a mai elterjedésüknél délebbre is? Ugyanez a probléma a medenceirányában is fennáll, bár itt kis mértékű progradációjuk ÉÉNy-felé megállapítható, azonban hogy ezt valóban az üledékképződési sebesség süllyedésnél nagyobb volta, vagy a medence irányába, a medenceképződmények fölé áthalmozódott üledék okozta-e, a rétegsor további részének hiánya miatt nehezen eldönthető.

A medence irányában a perforatusos-millecaputos rétegek mélyebbvízi heteropikus fáciese a *Nummulites millecaput* és jelentős mennyiségű *Discocyclus* vázakat, valamint áthalmozott echinoidea töredékeket tartalmazó glaukonitos mészkő, ami felfelé egyre márgásabb, discocyclus gumós mészmárgába megy át, jelezve az üledékképződési környezet további mélyülését.

Összegezve a perforatusos-millecaputos rétegek jelentős tektonikai esemény után gyorsan mélyülő, viszonylag kiegyenlített paleomorfológiájú, de a szerkezeti vonalak felett meredekebb lejtővel jellemezhető instabil aljzaton rakódtak le, ahol a sekélyebb részeken erős hullámzási tevékenység, a mélyebb részeken erős fenékáramlások uralkodhattak. Az aljzat paleomorfológiájában jelentkező egyenetlenségek segítették a nummulitesz vázak lokális felhalmozódását. A sekélyebb részeken inkább *Nummulites perforatus* A és B formák, a mélyebb részeken inkább a *Nummulites millecaput* csak B formái halmozódtak fel. A jóval kisebb A formákat valószínűleg az erősebb áramlási tevékenység kimosta az üledékből, amint azok a mélyebb vízi discocyclus, glaukonitos üledékekben megtalálhatók.

Ilyen módon a perforatusos-millecaputos rétegek üledékképződési környezete leginkább egy változó hajlásszögű, gyorsan mélyülő karbonátos rámpával jellemezhető, annyi kiegészítéssel, hogy a rámpa aljzata, szinszediment szerkezeti vonalakhoz kötődve meredekebb és kisebb hajlásszögű aljzatrészekből tevődik össze. Hasonló rétegtani helyzetben lévő millecaputos-perforatusos-discocyclus képződmények középső-eocén végi, alacsony dőlésszögű karbonátos rámpamodelljét említi mikrofácies vizsgálatok alapján PÁLFALVY (2004), a Ny-i Vértesből, az Oroszlányi medence DK-i pereméről. Ez szélesebb körben tekintve azt jelenti, hogy egy középső-eocén végi karbonátos rámpa kialakulásának feltételei adottak voltak a Vértes-hegység ÉNy-i előterében, azonban a középső-eocénben aktív tektonikai zónák által meghatározott területeken valószínűleg ettől eltérő aljzatmorfológiával és más mélységviszonyokkal kell számolni.

6.5. Az egymást követő középső-eocén üledékképződési környezetek pontokba szedett rövid összefoglalása

1. Sekélytengeri, egyenetlen paleomorfológiájú karbonátos self, és szerkezeti vonalak által létrehozott üledékképződési lejtő, ami folyamatosan süllyedő medencével áll kapcsolatban.
2. Sziliciklasztos törmelékes esemény, vízszintcsökkenés, kiegyenlített paleotopográfia.
3. Növekvő hajlásszögű karbonátos rámpa, transzgresszió. Belső, középső és külső rámpa fáciesek.
4. Korall-zátonyperemes self. Zátony, zátonyelőtér és zátonyháttér, lagúna fáciesek.
5. A peremes self szerkezeti esemény hatására történt(?) elsüllyedése, apró nummuliteszes nummulitesz-zátonyok létrejötte.
6. Tektonikai események előidézte sziklásparti- és selfperemi, tenger alatti szirt fáciesek. Kezdetben tagolt, majd kiegyenlített tenger alatti paleotopográfia.
7. Gyorsan mélyülő, egyenetlen aljzatmorfológiájú karbonátrámpa(?). Perforatuszos-millecaputos-discocyclinás, glaukonitos rétegek, nummulitesz-zátonyok.

7. A TATABÁNYAI-MEDENCE KÖZÉPSŐ-EOCÉN KARBONÁTOS KÉPZŐDMÉNYEINEK ÉS SZINSZEDIMENT TEKTONIKAI ESEMÉNYEINEK KORRELÁCIÓJA (DISZKUSSZIÓ)

A Tatabányai-medence középső-eocén képződményeinek korrelációjánál problémát jelent a terület erőteljes eocén utáni tektonikai igénybevétele, ami felülírta a középső-eocén képződési környezetek eredeti elrendeződését. Így a klasszikus „medence” és „part” (TAEGER 1909; ROZLOZSNIK 1924) felosztás nem használható, legalábbis nem olyan értelemben, hogy a mai medence peremterületein megjelenő karbonátos képződmények — azonos rétegtani szinthez és kifejlődési környezetekhez tartozva — az egykori eocén medence egységes partvidékén képződtek, a medencebeli márgás, agyagos képződmények pedig a medencében.

A bemutatott középső-eocén szerkezeti események és a relatív tengerszintváltozáshoz kötődő üledékképződési környezetváltozások szoros, meghatározó jellegű kapcsolatban állnak a létrejött képződményekkel.

A medenceperemi területek középső-eocén képződményeit, a medencefejlődést meghatározó szinszediment és szindiagenetikus tektonikai események sorrendisége és a kialakult fáciesek egyes rétegsorokon belüli helyzete alapján lehet korrelálni. Az így kapott „relatív időhorizontok” már a medence és a medenceperem teljes területére kiterjeszthető korrelációt tesznek lehetővé.

7.1. Rétegtani korreláció és medencefejlődés

A Tatabányai-medence teljes területén jelentkező (TAEGER 1909; ROZLOZSNIK 1924; SZÓTS 1956; SÓLYOM 1960; GIDAI 1977) sziliciklasztos törmelékes esemény a vizsgált rétegsorokat alapvetően két rétegtani szintre osztja. A sziliciklasztos törmelékes esemény előtti képződmények a keleti peremen a Keselő-hegy rétegsorában, az azt követő rétegek pedig mindegyik kifejlődési területen megtalálhatók.

A három fő medenceperemi kifejlődési terület rétegsorainak, és a kifejlődési területektől független relatív időhorizontoknak korrelációit a 7.4–6. ábrákban foglaltam össze a 7.1. fejezet végén.

7.1.1. A sziliciklasztos törmelékes esemény előtti képződmények és a medence korai szerkezetfejlődése

A törmelékes üledékek alatti rétegek egyedül a keleti peremen, a Keselő-hegy szelvényében találhatók, ahol a rétegsorok tanúsága szerint a karbonátos képződményekben nem jelennek meg a *Nummulites millicaput*-os rétegek. Ennek oka a számukra kedvezőtlen paleoökológiai körülményekben, — sekély, viszonylag nagy hidrodinamikai energiájú üledék-képződési környezet, gyors medenceirányú mélyülés, és a létrejött karbonátplatform viszonylag gyors megfulladása — és nem biosztratigráfiai jellemzőikben keresendő. Vagyis a perforatusos-millicaputos rétegek nem tudtak kifejlődni a platform sziliciklaszttal telítődése előtt.

A Keselő-hegy szelvényei és a Ta-338-as kutatófúrás tanúsága szerint, a sziliciklasztos üledékek alatti karbonátos kőzetek a szénfedő márgára települő operculinás márga sekélyvízi heteropikus fáciesei. A karbonátos rétegek tetejére diszkordánsan, éles váltással települő sziliciklasztos rétegek a mélyebb vízi operculinás márgában homokos, szenesagyagos betelepülésként jelentkeznek („szénteleges öszszlet és az operculinás márga időhorizontja”).

Kisebb szerkezeti események nyomai az eocén karbonátos rétegek antiformok feletti elvékonyodása és szinformokbeli folyamatos kivastagodása, keresztarétegzettsége, ami az antiform emelkedésével, egyidejűleg a szinform süllyedésével jött létre. Az emelkedő antiformok tetején megtelepedő korallok, vörösalgák és vastaghéjú kagylók áthalmozódtak a mélyebb fáciesekbe. Később az apró nummuliteszekből álló, feltehetően szeizmikus hatásra plasztikusan folyósodott mészszipap inverzgradált rétegeket létrehozva Ny–NyDNy-felé halmozódott át. Az operculinás márga K-i, és egyben a mészkőrétegek Ny-i elterjedésének határát is jelentő ÉNy–DK-i csapású, már az eocén előtt létezett szerkezeti vonal (FODOR & KERCSMÁR 1995) mentén gyors, rövid térbeli elterjedésű fáciesváltozás jelzi a medence hirtelen mélyülő keleti peremét. Ezt a vonalat Ny-felé csak a mészkőrétegek felső szintje lépi át kis mértékben progradálva a márga rétegekre.

Az operculinás márga képződése közbeni szinszediment felboltozódás nem egyedülálló jelenség. SÓLYOM (1960) dolgozata és a medencéről készült bányaföldtani térképek és szelvények alapján a Tatabányai-medence É-i részén a széntelegesösszletre eróziós diszkordanciával települ az operculinás márga, miközben a széntelegek és az azt fedő márgák dőlése D-i, DK-i irányúvá változik. A középső-eocén szinszediment lepusztítás ÉK–DNy-i csapású

sávban követhető. A Tatabányai-medence ÉK-i részén, a Turul-hegy Ny-i oldalában található felső-triász Dachsteini Mész-kő rétegek boltozata és D, DK-i dőlése az aljzatot is érintő változásokat sejtet. Egy ÉK–DNy-i tengelyű feltételes antiklinális jól egyeztethető a késő-kréta ÉNy–DK-i kompressziós feszültségtér által létrehozott anti-, és szinklinális szerkezetek jelenlétével a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén (BALÁSHÁZY 1977; TARI 1995; KERCSMÁR 2004, FODOR et al. 2005). A Tatabányai-medence ÉNy-i részének késő-kréta kompressziós szerkezetek által középső-eocénbe „átörökített” felboltozódása, a hasonló kompressziós főfeszültség-irányokkal jellemezhető középső-eocén során is — ha kis mértékben is — aktivizálódhatott, aminek eredménye az antiklinális tetején található képződmények részleges lepusztítása lett (SÓLYOM 1960).

Az operculinás márga sekélyvízi képződményei a Keselő-hegy kivételével nem találhatók meg a többi vizsgált szelvényben. A DK-i perem fúrásainak (Ta–134; Ta–136) tanúsága szerint a 60–70 m vastag márga rétegek 500 m-en belül eltűnnek, illetve tetejükre a triász aljzatot is fedő sziliciklasztos rétegek települnek. Ez, ha egyáltalán léteztek, a sziliciklasztos törmelékes esemény előtti sekélyvízi részek lepusztításával és jelentős sziliciklaszt beáramlásal képzelhető el.

7.1.2. Sziliciklasztos törmelékes esemény

A kvarchomokos, szenesagyagos, agyagos finomhomokos, áthalmozott nummuliteszeket, molluszkahéj-töredékeket, alsóbb szintjeikben rákollós konkréciókat tartalmazó rétegek (KERCSMÁR 1995) nem tartoznak ugyan a karbonátos képződmények közé, de fontos rétegtani szerepük miatt megemlítendő (sziliciklasztos események időhorizontja).

A törmelékes rétegek felszínén a Keselő-hegy szelvényében láthatók. Itt élesen elválva az alattuk fekvő mészkőtől szürke, mészkonkréciókat tartalmazó finomhomokos agyag, szenesedett növénymaradványos agyag rétegekkel kezdődik a rétegsor. Az átmenet ugyan nem folyamatos, de élessége is csak látszólagos, mivel a karbonátos rétegek felső részén a mészkő elhomokosodik és marószivacsok által bioerodált nagy méretű, vastaghéjú kagylókat (*Corbis* sp.) tartalmazva jelzi a vízszint csökkenését és a self befulladását (READ 1985).

A vízszintcsökkenés és a sziliciklasztos törmelék megjelenése a sekély selfen a mélyebb részek márgás képződményeiben homokos márga, agyagos homok rétegeket, áthalmozott sekélyvízi molluszkákat és nagy-foraminiferákat, korallokat és növénymaradványokat

tartalmazó üledékeket (TAEGER 1909; ROZLOZSNIK 1924; SZÖTS 1956; SÓLYOM 1960) eredményezett.

A Keselő-hegy rétegsorában a mészmárga rétegek tetejére szenesagyagos márga települ, amire nagy és vastaghjú kagylókat tartalmazó homokos márga és újabb szenesagyagos márga, majd ősmaradványmentes, csökkentsósvízi/édesvízi(?) mészkő következik jelezve a karbonátos self pusztulását, és a növényi szervesanyag feldúsulását. A 2,6 m vastag sziliciklasztos rétegek fölött már a tengerszint-emelkedéshez kötődő apró nummuliteszes, vörösalga-töredékes, miliolinás, ásásnyomos rétegek következnek (7.1. ábra).

A sziliciklasztos rétegek a DK-i peremen fúrásokban jelennek meg, ahol a Ta–136-os számú fúrásban triász aljzatra, illetve a Ta–134-es számú fúrásban az operculinás márgára települnek, közvetlenül a karbonátos rétegek alatt. A DK-i perem sziliciklasztos rétegei a medence irányában homokos márgába mennek át, és hasonlóképpen a Keselő-hegy rétegsorához felfelé miliolinás, vörösalga-töredékes, biodetrituszos, bioturbált rétegek fedik azokat.

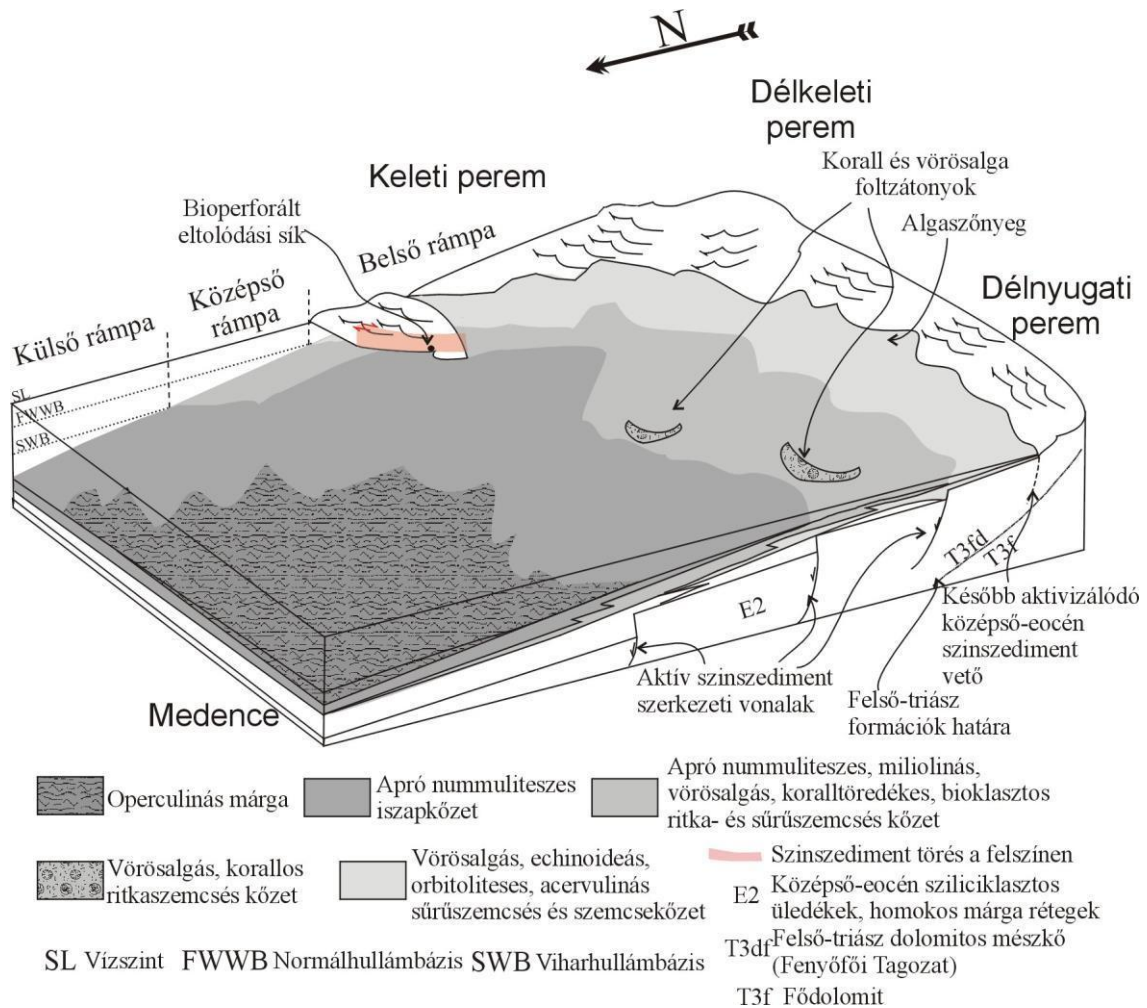
Általánosságban elmondható, hogy a sziliciklasztos törmelék-beáramlás nem lokális esemény volt a medence fejlődéstörténetében, mivel a lutéciai emelet végén jelentkező, globális-eusztatikus vízszintcsökkenéshez köthető (HAQ et al. 1988) durvább törmelékes üledékek megjelenését a Dunántúli-középhegység eocén kifejlődéseiből (SZÖTS 1948, KOPEK & KECSKEMÉTI 1965, BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990) és a Lábatlantól É-ra fekvő késő-lutéciai üledékekből (SENEŠ 1964) is megemlézték már.

7.1.3. A sziliciklasztos törmelékes esemény utáni képződmények és a medenceperem szerkezetfejlődése

A sziliciklasztos törmelékes esemény utáni karbonátos fáciesek kialakulását és azok megváltozását középső-eocén szinszediment tektonikai események és a késő-lutéciai globális-eusztatikus tengerszint-emelkedés (HAQ et al. 1988) hozta létre és szabályozta. A kialakult üledékképződési környezetek és a szerkezeti változások közötti kapcsolatot a medencealjzat és a medenceperem paleomorfológiájának megváltozásai jelentették.

Ebbe a medencefejlődési szakaszba négy időhorizont tartozik: A, „rámpa üledékek időhorizontja”; B, „zátonyperemes platform időhorizontja”; C, „jelentős szinszediment szerkezeti esemény és meredek sziklásparthoz időhorizontja”; D, „perforatuszos-millecaputos-discocyclinás képződmények időhorizontja”

A) A törmelékes eseményt okozó kisvízi állapotot a középső-eocén végi tengerszint-emelkedés követte (HAQ et al. 1988; KOLLÁNYI et al. 1997). A sziliciklasztos üledékekkel „feltöltött” medencében kiegyenlített paleomorfológiai térszínen indult meg az ÉNy-felé növekvő hajlásszögű karbonátos rámpa üledékképződése (7.1. ábra).



7.1. ábra. A Tatabányai-medence sziliciklasztos törmelékes eseményt követő karbonátos rámpa üledékképződésének modellje.

A legteljesebb rétegsor a DK-i peremen található, ahol a triász aljzatra, illetve az operculinás márgára települő sziliciklasztos rétegek fölé, a belső rámpa nagy hidrodinamikai energiával jellemezhető sekélyvízi fáciesei, uralkodóan mészvázú vörösalgából és tengerifüéletközösségekből felépülő képződmények következnek. A középső rámpa felső részén apró nummuliteszes és miliolinás, vörösalga-töredékes, molluszkás és összemosott biogén törmelékes üledékek rakódtak le. A belső rámpa alsó részén pedig vörösalgából és korallokból álló zátonyszerű építmények jöttek létre, amelyek biogén alkotóelemei szőnyegszerűen szétterül-

tek az aljzaton. A korallós mészmárga rétegek közvetlen fedőjeként zátonyépítő korallok jelennek meg.

Ez a korallós, vörösalgás biodetrituszos márgás mészkő szint jelenik meg a DNy-i perem Vadorzó-völgyi rétegsorában is a sekélyebb vízi, nagy méretű molluszkákat tartalmazó képződmények fölött. Itt, csakúgy, mint a DK-i peremen felfelé, korallzátony kiépülésével folytatódik a rétegsor.

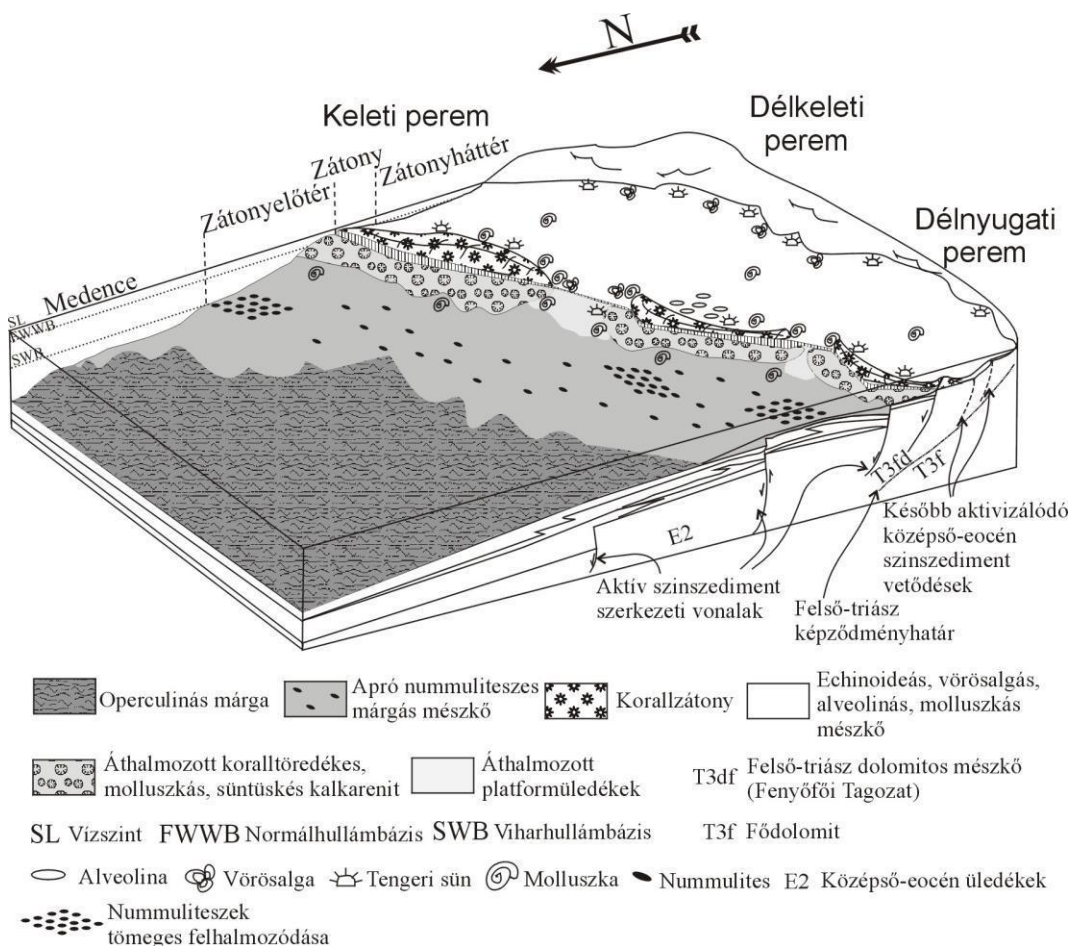
Ugyanekkor a keleti perem partvidéki szakasza kiemeltebb, szigetekkel tagolt sziklás-parti fáciesekkel jellemezhető, amit a Kálvária-hegy bioerodált sziklatömbjei és sziklafelszíne, valamint „in situ” helyzetben megőrződött szintektonikus abráziós kőzetomlással létrejött breccsája jelez. A szinszediment szerkezeti mozgás kétségtelen bizonyítéka a NyÉNy–KDK-i csapású jobbos oldaleltolódásos karcokat tartalmazó ép vetősík középső-eocén fűrőkagylók általi bioeróziója. A *Gastrochaena* sp. fúrások viszonylag kisebb sziklás-parti hidrodinamikai energiát jeleznek (DODD & STANTON 1990), ami jól megfeleltethető egy nem túl meredek partfalú sziget partvidéki fáciesének. Ezt támasztják alá a triász kőzettest tetején is megjelenő fúrásnyomok, és annak DNy-i oldalán lerakódott, az eltolódás fölött plasztikusan deformálódott, kőzettani jellegei és ősmaradvány-tartalma, valamint mikrofáciese alapján a középső rámpa üledékekkel párhuzamosítható képződmény is, ami áthalmozva tartalmazza a szigetet beborító korallok, vastaghéjú kagylók és foraminiferák töredékeit. A kiemeltebb és egyenetlenebb aljzatmorfológiájú keleti perem mélyebb vízi fáciesei is nagyobb térbeli változást mutatnak. A márgás mészkő rétegekre viszonylag hirtelen váltással finom iszapközet szövetű (mudstone) mikrokristályos mészkő következik, ami már a karbonátos rámpafáciesek mélyebb, külső részéhez tartozik.

Vékonyhéjú kagylókat tartalmazva ez a képződmény jelenik meg a Keselő-hegy rétegsorában a discocyclinás, miliolinás homokos, bioturbált mészmárga fölött. A bioturbált mészmárga sekélyvízi heteropikus fáciese a sziliciklasztos rétegsor legtetején megjelenő, molluszkahéj-töredékeket tartalmazó, erősen bioturbált finomhomokos réteg. Mindkét képződmény a sziliciklasztos képződmények fölötti transzgresszió kezdeti, sekélyvízi fácieseihez tartozik.

A karbonátos rámpa üledékképződésének felső részében a K-i és a DK-i perem üledékképződése elkülönült egymástól. Ennek oka valószínűleg a K-i perem szerkezeti vonalainak aktivizálódása volt, ami az ottani mélyebb vízi részeken hirtelen jelentősebb kimélyülést és mésziszapos, vékonyhéjú kagylókkal jellemezhető mélyebbvízi üledékképződést hozott létre. Ugyanekkor kerülhettek mélyebb üledékképződési környezetbe az eddigre vízalatti magaslattá változott egykori szigetek, és halmozódhattak át róluk a mélyebb fáciesekbe a tetejü-

kön megtelepedett korallok, kagylók és nummuliteszek, miközben a lerakódott még konszolidálatlan üledékek plasztikusan deformálódtak, és meredeken meghajlottak.

B) A szerkezeti változás után minden korábbi vörösalgás és korallalozatos rámpaképződés (Vadorzó-völgy, Hosszú-hajtás K-i része, Kálvária-hegy) környezetében telepalkotó, zátonyépítő korallok jelentek meg (7.2. ábra). Masszív korallzátonyra utaló nyomokat azonban csak a DNy-i perem ÉK-i részén a Vadorzó-völgy rétegsorában, és a DK-i perem ÉNy-i részén találhatunk. Szemben az előbb említett területek gazdag korallfaunájával, a Kálvária-hegyen, egyetlen zátonyépítő korall faj elszórt, áthalmazott darabjai utalnak a korall kifejlődés jóval kisebb voltára, illetve a DNy-i peremen meg sem jelennek ezek a képződmények. Ez látszólag ellentmond a rámpakörnyezet fent említett K-i peremi kimélyülésének, valójában azonban a Kálvária-hegy korallal kifejlődése az üledékképződésbe vont újabb területek triász aljzatú víz alatti magaslátán kezdett kiépülni.



7.2. ábra. A Tatabányai-medence zátonyperemes platform üledékképződésének modellje.

A vízszintemelkedéssel kezdetben lépést tartó korallzátonyok az eddigi üledékképződési rámpát peremes selffé változtatták, aminek megfelelően védettebb zátonyháttéri lagúna és gyorsan mélyülő zátonyelőtéri lejtő környezetek alakulhattak ki (READ 1985, HAAS 1998).

A védett háttérlagúnában, leginkább a DK-i peremen kifejlődve, változatos karbonátos üledékek rakódtak le. A lapos paleomorfológiával jellemezhető sekélyvízi, mozgatott vízű partvidéken apró nummuliteszek tömegéből, vagy összerosott apró bioklasztokból, vörösalgából álló szemcseközet szövetű mészkőrétegek képződtek. A korallzátony közelében áthalmozott koralltöredékeket, és nagy méretű, marószivacsok által bioerodált molluszkahéjakat, echinoideákat, valamint eredeti fáciesükben felhalmozódott alveolinákat és apró nummuliteszeket tartalmazó rétegek jöttek létre. A lagúna középső, mélyebb részein apró biogén törmelék halmozódott fel és vörösalga bekéregzések alakultak ki. A zátonyos peremen átjutó nagyobb viharhullámok ebbe a fáciesbe durvább bioklasztos, vörösalga-, és molluszkahéjtöredékes üledéket szállítottak, ami keresztrétegzett képződményeket eredményezett. A vízmélység növekedésével az echinoideában gazdag, vörösalgában dús mészkövek általánosan elterjedtek a peremen, míg a mélyebb részeken nagy méretű molluszkákat és apró nummuliteszeket tartalmazó képződmények jelentek meg.

A K-i és a DNy-i peremeken közvetlenül a triász aljzatra települnek a DK-i perem rétegsorának magasabb részére jellemző, a korábbi rétegeken túllépő, vörösalgás, echinoideás képződmények. Vagyis míg a DK-i peremen masszív korallzátonyos perem és háttérlagúna alakult ki, addig a K-i és DNy-i peremeken csak később, közvetlenül a triász aljzatra települve jelennek meg a sekélyvízi karbonátplatform képződmények, szinszediment szerkezeti vonal mentén érintkezve a mélyebb medencefáciesekkel. Ennek bizonyítékát a Kálvária-hegy II-es és III-as feltárásának rétegsoraiban találjuk meg, ahol a korábbi rámpafáciesek kimélyülésével keletkezett mészsizapos, ősmaradvány-szegényebb üledékre előbb áthalmozott sekélyvízi nummuliteszes, mészhomokos biogén törmelék, majd triász extraklasztos durvatörmelékes szint települ. A sekélyvízi, partmenti rétegek a triász aljzatra rakódott üledék szinszediment áthalmozásával kerültek mélyebb vízi fáciesbe. Az üledékáthalmozódás — a Kálvária-hegy feltárásaiban bemutatott szinszediment tektonikai jelenségek alapján — erőteljes középső-eocén szeizmikus esemény(ek) hatására jött létre. A jelentős fáciesváltozásokat létrehozó szeizmikus tevékenység részben áthalmozta (Kálvária II-es, III-as feltárás), részben plasztikus deformálta (Kálvária VII-es feltárás) a már lerakódott bioklasztos képződményeket.

A DNy-i perem rétegsoraiban (Bükk-Avas, Nyerges-hegy) az ÉÉK-i dőlésű bioklasztos képződmények triász aljzatú retrogradációját állapíthatjuk meg. Hasonló döléseket tapasztalunk

talunk a DK-i perem apró nummuliteszes képződményeiben is, amelyek azonban szögdiszkordanciával települnek az alattuk fekvő ÉÉNy, ÉNy-i dőlésű rétegekre. Ez a jelentős méretű szögdiszkordáns település az aljzat billenését, és a DNy-i perem NyÉNy–KDK-i csapású partvonalát jelzi. Ez az irány a Tatabányai-medence D-i peremének fő szerkezeti irányával feleltethető meg.

A Keselő-hegy rétegsorában ehhez az időszinthez tartozónak tekinthető a tisztán apró nummuliteszek tömegéből álló átkristályosodott mészkő, amihez hasonló szövetű, és ösmaradvány-tartalmú képződmény a DNy-i perem vadorzó-völgyi rétegsorában, és ettől D-re a triász aljzatra települve található.

Mindezek alapján megállapítható, hogy a DNy-i perem és a K-i perem kiemelt helyzetben volt a DK-i peremterülethez képest, mivel egyazon idősíkhöz tartozó képződmények a DK-i rétegsorokban a korábbi karbonátos rámpaüledékekre, a DNy-i, illetve K-i rétegsorokban a triász aljzatra települnek. Amíg K-i és a DNy-i peremeken partközeli, echinoideás, bioklasztos képződmények rakódtak le, addig a DK-i mélyebb részeken már apró nummuliteszes üledékképződés indult meg.

A keleti perem a korábbiak alapján bizonyítottan ÉNy–DK-i csapású szinszediment szerkezeti vonallal érintkezik a DK-i peremterülettel és ÉK–DNy-i csapású normálvetődéses szerkezeti vonal fennmaradó szárnyaként emelkedik fölé az ÉNy-ra található medenceterületnek. A későbbiekben bemutatandóan hasonló szinszediment normálvetődéses szerkezeti elem fennmaradt szárnya a DNy-i perem is, aminek Ny-i oldalát a szindiagenetikus deformációk alapján Ny-ra, NyDNy-ra dőlő, kérdésesen ÉÉNy–DDK-i csapású szerkezeti vonal határolja, és amit a DK-i peremterülettől ÉNy–DK-i csapású, a Bükk–Avas É-i nyúlványát kettészelő középső-eocén során is aktív tektonikai vonal választ el.

C) A középső-eocén karbonátplatform és korallzátonyos perem „elsüllyedését”, a relatív vízszint hirtelen megemelkedését és a jelentős triász extraklaszt-beáramlást középső-eocén végi tektonikai események okozták (7.3. ábra).

A szerkezeti események a keleti peremen sziklásparti fácieseket és tenger alatti szirtet hoztak létre. ÉNy–DK-i csapású főbb keleti peremi szerkezeti vonal mentén sziklaomlással keletkezett, nagy méretű triász tömbökből álló megabreccsa jött létre, amit a hullámverte partszegélyt kedvelő, robosztus *Lithophaga* fűrőkagylók fúrtak meg.

A Kálvária-hegy vízalatti magaslatát késő-kréta rátolódás feletti, ÉNy-felé dőlő normálvetődések vetették el, egyre mélyebbre zökkenve az ÉNy-i oldalt. A vetősíkoknak triász

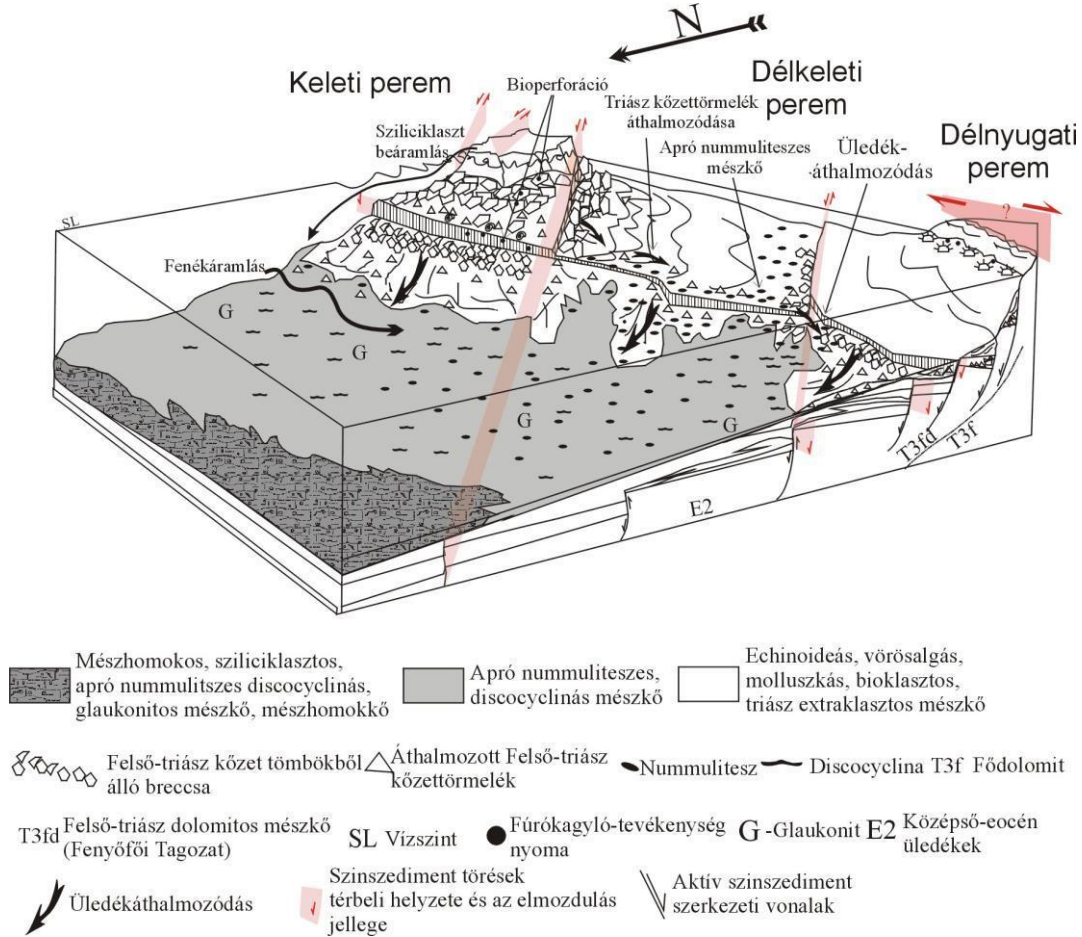
közzetömbökből álló, középső-eocén bioklasztos mészhomokos mészkővel cementált breccsák támaszkodnak. Mind a leszakadt tömböket, mind a vetőfelszínt fúrókagylók támadták meg, jelezve ezzel a korábban vékony üledéssel fedett triász dolomitos mészkő vetősíkok menti csupaszfelszínű kibukkanását. A breccsásodást hidraulikus törések, injekciós telérek, neptuni telérek segítették elő. A durvatörmelékes üledékek áthalmozódtak a mélyebb fáciesekbe is. A szerkezeti vonalak többszöri működését a breccsarétegen belüli plasztikus deformációk, és üledékinjekciók valamint a fedő üledékek plasztikus üledékes nyírások menti üledékűszása mutatja.

A DNy-i peremen létrejött breccsatesteket szintén ÉNy-felé dőlő normálvetődések hozták létre. A breccsát alkotó triász mészkőtömbök nem bioperforáltak, viszont a felettük plasztikusan deformálódó, redőződő rétegek triász mészkő és vöröskalcit extraklasztjai igen. Ez azt jelenti, hogy a szerkezeti esemény hatására vagy nem került felszínre sem a vetősík, sem a breccsaképződés, vagy gyorsan befedődött, mielőtt a fúrószervezetek megtámadhatták volna őket. Viszont a háttérben léteznie kellett egy szikláspartnak, ahonnan a breccsát részben cementáló részben lefedő, plasztikusan deformált üledék megfűrt extraklasztjai származnak. Ez a partvonal ma már nem látható, de a DNy-i perem középső-eocén képződésének csapásából adódóan NyÉNy–KDK-i irányba adható meg, ami a Tatabányai-medence D-i peremén húzódó eocén előtti fő szerkezeti vonal, a Vértessomló–Szárligeti törés irányával egyezik meg.

A szerkezeti vonalak által létrehozott, szeizmikus események hatására leomló meredek szikláspartokról jelentős mennyiségű triász kőzetanyag jutott az eocén medencébe. Az abráziós tevékenység által felőrölt, lekerekített triász klaszterek tömegesen halmozódtak át a mélyebb fáciesekbe, amit a Vadorzó-völgy rétegsorában található apró nummuliteszekkel keveredett lekerekített, jól osztályozott triász közettörmelék tartalmazó képződések mutatnak.

Ebben az időszakban az apró nummuliteszes rétegek — a Vadorzó-völgy rétegsorainak tanúsága szerint — az egykori korallzátony tetejéről ÉNy-i, illetve Ny-i irányba halmozódtak át. Kezdetben apró nummuliteszek törmelékes zagyárszerű áthalmozódása normálgradált rétegekként jelentkezik a mélyebb környezetben lerakódott Discocyclinás mészkőben, majd a triász közettörmelékes üledékáthalmozódás jelzi a partvidéki fáciesek törmelékének mélyebb üledékképződési környezetekbe jutását. A törmelék-beszállítódást a mélyebb vízi üledékek glaukonitosodását előidéző part, illetve medenceperem menti áramlási tevékenység felerősödése is segíthette, ami összefüggésben van a vízmélység és a partvidék hidrodinamikai energiájának megnövekedésével. Az apró nummuliteszes, discocyclinás, echinoidea-

töredékes, mélyebb fáciesekben glaukonitos mészkő elterjedése mélyen benyúlik a medence belsejébe (ROZLOZSNIK 1924), aminek egy része véleményem szerint szintén a fent említett üledék-áthalmozódáshoz köthető.



7.3. ábra. A Tatabányai-medence fő színszediment szerkezeti eseményei közbeni üledékképződési modell.

A Bükk–Avas rétegsorában NyÉNy–KDK-i csapású szerkezeti elem, ÉÉK-re dőlő, kérdéses korú, teljesen átkristályosodott, kalcitos kötőanyagú breccsákat hozott létre. Ugyanitt a perforatuszos-millecaputos rétegek alatti echinoideás, bioklasztos képződmények ÉNy-ra dőlő normálvetődéses színszediment deformációja jelzi a középső-eocén szeizmikus aktivitást. Ez a zóna a későbbi perforatuszos-millecaputos rétegeket is szindiagenetikusan deformálta.

A K-i (Kálvária-hegy) és a DNy-i (Menyasszonyugrató-hegy) perem egyaránt ÉNy-ra dőlő színszediment normálvetődéseit, valamint a DK-i terület selfperemi korallzátonyainak eocén utáni jobbos oldaleltolódások mentén visszaállított eredeti helyzetét tekintve, továbbá ROZLOZSNIK (1924) bányaföldtani térképén feltüntetett vetődéseket figyelembe véve feltehető, hogy a Kálvária-hegy–Menyasszonyugrató-hegy összekötéséből kapott ÉK–DNy-i csapá-

sú vonal kiemelt fontosságú középső-eocén szinszediment szerkezet volt. Ezt támasztja alá SÓLYOM (1960) megállapítása is a triász aljzatra vonatkozóan, miszerint a Földolomit és az Átmeneti Rétegek (Fenyőfői Tagozat) határvonalát is közelítőleg e két hegy összekötésével lehet meghatározni. Azt a Kálvária-hegy feltárásaiban már igazoltuk, hogy a középső-eocén szinszediment normálvetődések e két felső-triász képződmény határa közelében jöttek létre.

Az így meghatározott eredetileg ÉK–DNy-i csapású, ÉNy-ra dőlő normálvetődésként működő tektonikai vonal választotta ketté a mélyebb vízi, medence-kifejlődéseket a medenceperemi részekről, ahová kezdetben a külső és a belső rámpa a korallós-vörösalgás képződményekkel, majd a karbonátplatform, a háttérágúna és a partmenti fáciesek tartoztak. E szerkezet mentén alakultak ki a korallzátonyok, majd a tenger alatti szirt fácies a keleti peremen és a breccsaképződmények. Ezt a szerkezeti vonalat metszik az ÉNy–DK-i csapású törések, amelyek a keleti peremen a Keselő-hegyen és a Kálvária-hegyen, a DNy-i peremen a Bükk-Avas és feltételezhetően a Menyasszonyugrató-hegy Ny-i oldalán is megtalálhatók, és amelyek az eocén rétegsor későbbi deformációiért felelősek.

D) A középső-eocén végi szerkezeti esemény és a tovább folytatódó euszatikus tengerszint-emelkedés relatíve gyors vízmélység-növekedést hozott létre a medenceperemen. A perforatusos-millecaputos rétegek üledékképződése közbeni partvidék helye kérdéses. A szerkezeti esemény által létrehozott durvatörmelékes képződmények létrejötte, az áthalmozott üledékek felhalmozódása és a vízmélység növekedésével az üledékképződésbe bevont újabb területek bioproduktivitása miatt az üledék lerakódás feltölthette a hirtelen megnőtt akkomodációs teret, ugyanakkor az aljzatmorfológia valószínűleg megőrizte a lefedett, de még mindig aktív szerkezeti vonalak meredekebb dőlését, ami egyenetlen aljzatú, az ÉNy-ra dőlő peremtöréstől a medencefelé gyorsan mélyülő üledékképződési környezeteket eredményezett.

A *Nummulites perforatus*-ok kisebb mélységben, míg a *Nummulites millecaputok* nagyobb vízmélységben egyszerre jelenhettek meg a meredek lejtővel jellemezhető, aljzat-egyenetlenségekkel tagolt karbonát rámpán. Az áramlások mosta lejtőn glaukonitos rétegek képződtek, miközben a vízmélység növekedésével egyre több discocyclina jelent meg ezekben a képződményekben. A plasztikus állapotú üledék lejtőirányú mozgását az összes rétegsorban megjelenő szigmoidális nyírások, plasztikus redők és az ezek mentén elforduló, a rétegzettséggel szöget bezáró nummulitesz vázak jelzik (FODOR et al 1992).

A viharhullámozás keltette áramlatok és a fenékáramlatok a sekélyebb vízi részokről áthalmozott nummulitesz vázakat helyben koncentrállhatták (AIGNER 1982, 1983, 1985), ami magyarázatot adhat a tömeges felhalmozódásra. A DNy-i perem nummulitesz-váztömege

plasztikus üledékfolyással áthalmozódott. A Kálvária-hegy tömeges nummuliteszvázfelhalmozódása is jellemzően az aktív szerkezeti zónában, az ÉNy-ra dőlő peremtörés fennmaradt szárnyán jött létre, az itt uralkodó erőteljesebb áramlási viszonyok és az aljzatmorfológiai egyenetlenség következtében.

A DNy-i perem menyasszonyugrató-hegyi nummuliteszes rétegek félig konszolidált, de még jelentős víztartalmú állapotban áthalmozódtak. Az üledékmozgás a breccsaképződményt létrehozó normálvetődés fölött indult meg, újabb tektonikai esemény hatására. A plasztikus állapotban lévő üledék szerkezeti elem fölötti mozgása gömbös, gumós („párnamészke”) üledékszerkezetet hozott létre. Ugyanakkor az áthalmozódó plasztikus üledéktest alsó részén, egymásra torlódó rétegek duplex-szerkezetei jöttek létre. Az üledékmozgás irányát jelző duplex szerkezetek rátolódási irányai a breccsaképződményt létrehozó ÉNy-i dőlésű normálvetővel szemben NyDNy-i irányba tartanak.

A plasztikus deformációt létrehozó szerkezeti irányok elfordulását tapasztaljuk a Bükk-Avas rétegsorában is, ahol a nummuliteszes rétegek által lefedett NyÉNy-, illetve KDK-felé dőlő kis méretű normálvetődéseket, a perforatusos-millecaputos rétegeket is érintő NyÉNy–KDK-i csapású kérdéses jellegű eltolódás és ÉK-felé dőlő plasztikus nyírású síkok váltják fel.

A Vadorzó-völgy rétegsoraiban található felső-triász kőzettörmelékes, apró nummuliteszes mészkő félig konszolidált állapotában DNy-felé meghajolva, meredek hajlásszögű redőszárnként diagenizálódott, mintegy „befagyaszta” a deformációs állapotot.

A Kálvária-hegy félig diagenizálódott perforatusos-millecaputos képződményét is ÉNy–DK-i csapású, (Ny)DNy-felé dőlő normálvetőként működő szerkezeti vonal deformálta. A vetősík mentén a félig konszolidálódott üledék önmagában gumósodott, cipószerű formákat alkotva, plasztikusan deformálódott. Ugyanitt a félig kőzetté vált *Nummulites millecaput* vázakat tartalmazó üledékben létrejött ÉK–DNy tengelyű redő, valamint a triász anyagú, középső-eocén breccsát létrehozó normálvetődésekkel párhuzamos hasadékfelnyílás egy a plasztikus gumósodást megelőző korábbi szerkezetalakulást is mutat.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a millecaputos-perforatusos képződmények lerakódása után mindkét kifejlődési területen először ÉNy-i, NyÉNy-i dőlésű szerkezeti elemek, majd NyÉNy–KDK-i és ÉNy–DK-i csapású tektonikai vonalak deformálták a középső-eocén rétegsor legfiatalabb, kezdetben folyékony-plasztikus, később félig szilárd állapotú képződményét.

7.2. A Tatabányai-medence középső-eocén szerkezeti képe

A Tatabányai-medence korai, középső-eocén szinszediment tektonikai eseményeiről csak közvetett földtani információink vannak. SÓLYOM (1960) széntelepekre vonatkozó leírásában megemlíti, hogy a Tatabányai-medence középső-eocén tektonikától függő szénképződésének legkedvezőbb feltételei a medence D-i, DK-i és K-i részén alakultak ki, ahol meddőbeágyazásoktól mentes főtelep fejlődött ki. A főtelep a medence belseje felé, ÉNy-i irányban vékonyodik és meddőbeágyazásainak száma és vastagsága fokozatosan nő. Ez a jellegzetesség független a mai medencealjzat elrendeződésétől, vagyis a SÓLYOM (1960) által lehatárolt összes tektonikai egység területén hasonlóképpen jellemezhető a főtelep vastagság és minőségváltozásának iránya.

A főtelep ezen jellemzőinek megváltozása, ÉNy-felé mélyülő üledékgyűjtőt jelez. SÓLYOM (1960) a főtelepek közé ékelődő csökkentsósvízi meddőbeágyazások elterjedésének DK-i határát hozzávetőlegesen a Kálvária-hegy és a Menyasszonyugrató-hegy ÉNy-i végének összekötése mentén található aknák (X, XIV, VI, III/a aknák) ÉNy-i határzónájában adja meg. Ez a vonal azonosnak tűnik a Kálvária-hegy és a Menyasszonyugrató-hegy rétegsoraiból a dolgozatban igazolt ÉK–DNy-i csapású középső-eocén végi szinszediment normálvetők összekötésével kapható, a felszínen csak e két helyen előbukkanó feltételezett szerkezeti vonallal.

Ez a szerkezeti vonal tehát már a szénképződés közben is jelentős fácies különbségeket hozott létre. Ettől a vonaltól ÉNy-ra a medence mélyebb fácieseiben a szénképződés közben már tengeri üledékek találhatók, míg a vonaltól DK-re egységesebben viselkedő medencealjzaton vastagabb, egybefüggő széntelep alakult ki, ami az ÉNy-i medencerész szénképződés közbeni gyorsabb süllyedését feltételezi a DK-i medencerészhez képest.

A medence rétegsorából (SÓLYOM 1960) úgy tűnik, hogy medencefejlődés lassú, egyenletes süllyedéssel jellemezhető szénképződési szakaszát és a vízszintemelkedéssel kifejlődő szénfedő márga lerakódását hirtelen mélyebb vízi üledékképződés váltotta fel.

Ugyanígy megfigyelhető, hogy a sziliciklasztos törmelékes esemény után kiépülő karbonátplatform elsüllyedését szintén hirtelen vízmélység-növekedés eredményezte, ami a fáciesök gyors hátrálásában is megmutatkozott.

A két ugrásszerű vízszintváltozással jellemezhető esemény közös vonása, hogy mindkettőt kompressziós szerkezeti esemény előzte meg, illetve idézte elő, ami az első esetben a medence ÉNy-i részén található ÉK–DNy-i csapású feltehetően eltemetett antiklinális szerke-

zet emelkedése, a második esetben a kompressziós irányokra merőleges ÉNy-felé dőlő lokális extenziós szerkezetek létrejötte volt. Az ismétlődő kompressziós szerkezeti esemény és a relatíve hirtelen elsüllyedő sekélyebb vízi környezet, flexurális medence fejlődésére utaló jelenség (ALLEN & ALLEN 1990; BRADLEY & KIDD 1991; TARI 1993b).

A medence további fejlődéséről a rétegsorok hiányában nincsenek információink, de a nummuliteszes rétegek szindiagenetikus deformációi alapján ÉNy–DK-i csapású jelentős normál komponensű balos eltolódások jellemzik a legfiatalabb szerkezeti eseményt. A balos eltolódások valószínűleg a medence D-i peremének partvonalát kialakító NyÉNy–KDK-i csapású jobbos eltolódás kiegészítő törései. A Vértessomló–Szárligeti törészonától É-ra elhelyezkedő jobbos eltolódás kérdőjelesen a Mária-szurdok területén kapcsolódhatott a középső-eocénben inaktív (FODOR & BÍRÓ 2004) Vértessomlói töréshez.

A szerkezeti események sorrendisége megegyezik a Budai-hegység DK-i részének felső-eocén tektonikai fejlődéstörténetével, ahol a priabonai üledékképződést megelőző ÉK–DNy-i csapású kompressziós szerkezeti elemeket a priabonai végén jobbos eltolódási zóna kialakulása követi (FODOR et al. 1992, 1994; MAGYARI 1996). Ez a tény alátámasztja TARI (1993) megállapítását, hogy a Magyar Paleogén Medencén belüli fácies eltolódásokat előtéri kiemelkedéshez köthető, térben vándorló kompressziós szerkezetek előzik meg.

A felső-eocén eleji kompressziós elemeket (MAGYARI 1996) megelőző középső-eocén végi flexurális extenzió és normálvetők menti medencesüllyedés azonban KÁZMÉR et al. (2003) ívelőtti medencefejlődési modelljét látszik alátámasztani.

A kompressziós szerkezetek kialakulását azonban mindkét esetben jobbos nyírózónák (FODOR ET AL. 1992, 1994; MAGYARI 1996) létrejötte követte.

7.3. Rétegtani összefüggések

A rétegsorok párhuzamosítása és a medence fejlődéstörténetének pontosítása után lehetőség nyílik néhány rétegtani összefüggés feltárására. Ennek a fejezetnek az a célja, hogy a korábbi szerzők nevezéktani rendszerével összevesse az újabb kutatások során kapott eredményeket.

A dolgozat elején már foglalkoztam a Tatabányai-medence földtani felépítésére korábbi szerzők (TAEGER 1909; ROZLOZNIK 1924; SZÖTS 1956; SÓLYOM 1960) által kidolgozott nevezéktannal és azok összefüggéseivel, ezért most csak az újabb eredményeknek ezekhez való kapcsolódási pontjait szeretném bemutatni. A jobb megértés érdekében — az operculinás márga kivételével — csak egyfajta korábbi rétegtani felosztást (SZÖTS 1956) vettem alapul, és ehhez képest adtam meg a dolgozat rétegtani eredményeiből meghatározható összefüggéseket (7.7. és 7.8. ábra).

1. Fontos tény, hogy az *operculinás márga* (analóg elnevezések: „foraminiferás, molluszkumos tengeri agyagmárga” (SZÖTS 1956); „tengeri operkulinás rétegek” (SZÖTS 1956); „a *Nummulites subplanulatus* szinttája” (TAEGER 1909); „alsó-foraminiferás molluszkumos agyagmárga” (ROZLOZNIK 1924)) rétegtani szintjéig a korábbi szerzők azonos elnevezéseket használnak.

A különböző felszíni feltárásokban ezek felett megjelenő, a medencében jórészt sziliciklasztos, a peremeken inkább karbonátos képződmények egységes szemléletű párhuzamosítását azonban a medence szerkezetfejlődésének figyelembevétele nélkül nem lehetett véghez vinni, amit bonyolított az éppen aktuális „kitöltendő eocén időintervallum” hosszának szemléletmódonkénti változása is.

2. A medence teljes területén megjelenő, terrigén törmelékes üledékek beáramlását okozó, a karbonátos üledékképződést két rétegtani szintre osztó sziliciklasztos törmelékes esemény, a medenceperemen részleges lepusztulását, a self képződmények leülepedésének megszakadását és feltételezhetően azok áthalmazódását hozta létre. A selfperemi lejtőn az üledékképződés nem szakadt meg, de szenesagyagos, homokos, édesvízi (?) mészköves rétegek rakódtak le az operculinás márgarétegek selfperemi fáciaseiben.

SZÖTS (1956) rétegtani leírása alapján az *operculinás márga* legfelső része homokosabb és agyagosabb lesz, amiben tengeri fauna található csökkentsósvízi ősmaradványokkal

együtt. Erre a rétegre települnek az ún. „csökkentsósvízi rétegek” gazdag faunával, amelyek nagy része a korábbi elképzelésekkel ellentétben nem csökkentsósvízi alak, hanem a tenger sótartalmának szélsőséges ingadozását jól tűrő forma (pl. *Brachyodontes corrugatus*; MONOSTORI szóbeli közlés).

SZŐTS (1956) leírása tulajdonképpen az operculinás márga tetején megjelenő *sziliciklasztos rétegeket* mutatja be, amelyek medencebeli megjelenése (TAEGER 1909, ROZLOZSNIK 1924) jól korrelálható esemény, az operculinás márgával összefogazódó Keselő-hegyi mészkő tetején megjelenő sziliciklasztos rétegek törmelékes eseményével.

3. A regressziós homokos kifejlődésekre SZŐTS (1956) leírása szerint transzgressziós üledékek parti és medence (ROZLOZSNIK 1924) fáciesű képződményei következnek. Leírása alapján a medencebeli „alsó-perforata brongniarti rétegek” heteropikus fáciese a partvidéki „főnummuliteszes mészkő”, aminek abráziós sziklás partvidéke és alapbreccsaszerű alsó rétegei vannak, miközben uralkodó vezérkövülete a *Nummulites perforatus* és a *Nummulites mil-lecaput*.

Ez a két képződmény a *perforatusos-millecaputos rétegeknek* és a velük heteropikus mélyebbvízi *discocyclinás, operculinás, glaukonitos mészkő, mészmárga* rétegeknek felel meg, és a területen megjelenő rétegsorok legtetejére helyezendő.

4. SZŐTS (1956) szerint a „főnummuliteszes mészkő” képződése megszakadt és rá eróziós diszkordanciával a „felső-perforata brongniarti rétegek” települnek, amelyek főként a medence D, DK és K-i részén jelennek meg, de kisebb foszlányokban az É-i részen is megtalálhatók.

SZŐTS (1956) a „főnummuliteszes mészkő”-re települő, homokos agyagos, agyagos homokos, kőszenes agyagos szenesedett növénymaradványokkal és homokos kifejlődésekkel jellemzett „felső-perforata brongniarti” rétegeket egyedül a Keselő-hegy szelvényében láthatta, a *sziliciklasztos rétegek* alatti *alsó mészkőszintre* települve. Ezek a rétegek azonban nem a „főnummuliteszes mészkő”, azaz a *perforatusos-millecaputos rétegek* fölött, hanem rétegtanilag alattuk vannak és a sziliciklasztos törmelékes eseményhez tartoznak.

Éppen SZŐTS (1956) írja le, hogy a medence DK-i peremén ezek a rétegek az *operculinás márga* eróziós felületére települnek! Továbbá erről a területről említi ROZLOZSNIK (1924) a 12 rétegtagra osztott, hasonlóképpen „felső perforata-brongniarti rétegeknek” nevezett, mintegy 25 m vastag homokos, szenesagyagos, majd miliolinás, korallós és molluszkás rétegsorát.

A dolgozatban leírtak alapján és a fúrások tanúsága szerint a „felső-perforata-brongniarti rétegek” tulajdonképpen a vízszintesés során kialakult sziliciklasztos törmelékes esemény képződményeinek, illetve az azt követő vízszintemelkedés sziliciklasztos, majd karbonátos rámpa üledékképződéshez köthető rétegeknek felelnek meg. Ez azt jelenti, hogy a „felső perforata-brongniarti rétegek” megegyeznek az ún. „csökkenésvízi rétegekkel”, rétegtani szintjük az operculinás márga tetejére helyezhető, arra a peremeken eróziós diszkordanciával települnek.

A valós rétegtani helyzet nagyban egyszerűsíti és helyére teszi a medencefejlődési képet, mivel így nem kell a középső-eocén végén kiemelni a medenceterületet és az operculinás márga tetejéig lepusztítani a középső-eocén rétegsort azért, hogy a törmelékes üledékek annak erodált felszínére települhessenek.

5. A fentiek alapján érthetővé válik, hogy medencében, a „felső perforata-brongniarti rétegek” fedőjébe helyezett „felső foraminiferás–molluszkumos agyagmárga” tulajdonképpen a sziliciklasztos esemény utáni transzgresszió mélyebb vízi medenceüledéke, azaz ezek a rétegek a vízmélység növekedésével a peremek felé retrogradáló operculinás márga képződmények ismételt megjelenésével jöttek létre. Peremi heteropikus fáciesek a sziliciklasztos törmelékes esemény fölötti karbonátos üledékek.

Ha itt is a valós rétegtani helyzetet szeretnénk bemutatni, akkor a „felső foraminiferás molluszkumos agyagmárga” rétegeket az „alsó perforata-brongniarti rétegek” (3-as pont) szintje alá, de a sziliciklasztos törmelékes esemény fölé kell helyoznünk.

6. SZÖTS (1956) — ROZLOZNIK (1924) bányaföldtani térképére hivatkozva — a DK-i részen, megjelenő „molluszkumos-homokos-striatás márga” réteget, a korábban említett képződmények tetejére helyezi, és fenntartással az 5-ös pontban említett „felső foraminiferás–molluszkumos agyagmárga” heteropikus partmenti fáciesének tekinti.

Az apró vonalazott nummuliteszek tömegével jellemzett képződmény (ún. *Nummulites böckhi*-s mészkő) a dolgozatban a DK-i perem kifejlődései között, valamint a Vadorzó-völgy rétegsorainak leírásában szerepel. Ennek a képződménynek valóban kérdéses a medencebeli heteropikus fácies, de SZÖTS (1956) leírása és a medence belsejében, a Muta-hegyen végzett előzetes kutatásaink, továbbá BERNHARDT szóbeli közlése alapján elfogadhatónak tűnik SZÖTS (1956) álláspontja a heteropikus fáciesekre vonatkozóan, annyi megkötéssel, hogy pon-

tosan nem tudjuk mekkora időintervallumot ölel fel a „felső foraminiferás–molluszkumos agyagmárga” réteg képződése.

A sziliciklasztos törmelékes esemény fölötti *apró nummuliteszes rétegek* a molluszkás, korallzátonyos fáciesek tetejére települnek, valamivel a *perforatuszos-millecaputos rétegek* alatt.

7. SZÓTS (1956) a középső-eocén rétegsor legtetejére három kőzet kifejlődést is sorol. Ezek közül kettő, a „nummuliteszes-ortofragminás-lithothamniumos mészkő” és a „*Nummulites böckhi* tartalmú márgás mészkő”, valójában a 6-os pontban említett apró nummuliteszes mészkő különböző kifejlődései. A nummuliteszes, discocyclinás, vörösalga-töredékes mészkő a Vadorzó-völgy rétegsorában az apró nummuliteszes rétegek mélyebb fácieseit képviseli, míg a kevés adattal jellemzett *Nummulites böckhi* pedig az apró vonalazott nummuliteszeknek felel meg (KECSKEMÉTI, szóbeli közlés).

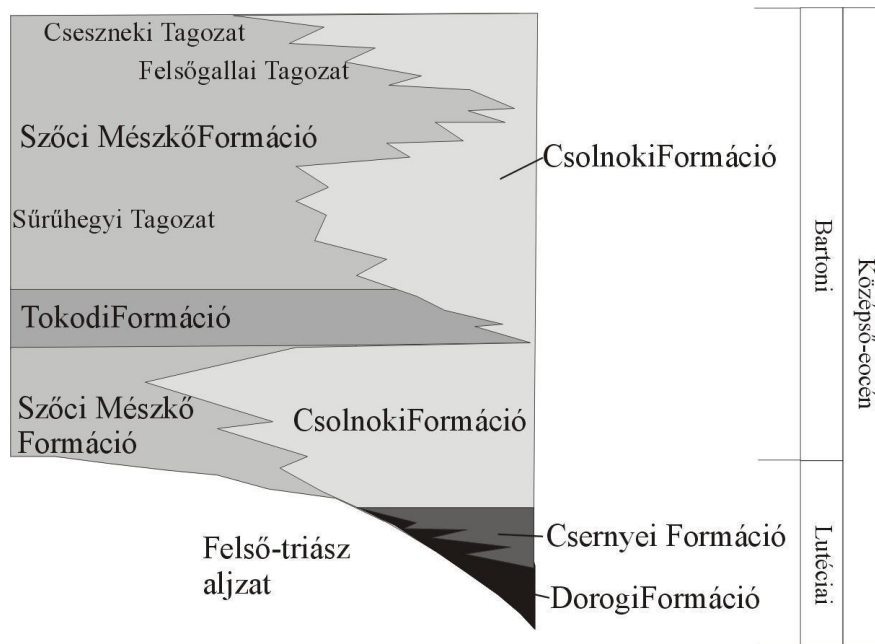
A harmadik képződmény, az ún. „molluszkumos márgás mészkő” szintén nem a középső-eocén rétegsor zárótagja. A nagyméretű, sokszor vastaghéjú molluszkákat és *Operculina sp.* valamint *Discocyclina sp.* tartalmú glaukonitos mészkő és molluszkás márga a sziliciklasztos törmelékes esemény után kialakult karbonátos fáciesek mélyebb vízi kifejlődései az apró nummuliteszes mészkő rétegtani szintje alatt.

8. Mindezen rétegtani besorolás és a dolgozatban bemutatott korreláció alapján a középső-eocén rétegsor zárótagjának megfelelő képződmények a *perforatuszos-millecaputos rétegek* szinszediment és szindiagenetikusán áthalmazott és deformált rétegek. Ezek mélyebbvízi heteropikus fáciesének a *Nummulites millecaputos* (A és B forma), *Discocyclinás*, *Operculinás*, glaukonitos mészkő és mészmárga felel meg.

Ezek alapján tehát SZÓTS (1956) rétegtani beosztásában ebbe a rétegtani szintbe kell sorolni a „főnummuliteszes mészkövet” és az azzal heteropikus „alsó perforata brongniarti réteget”.

Ide tartozóan megemlíthető, hogy a vizsgált rétegsorokban három rétegtani szintben jelenik meg sziklás tengerpartra utaló fűrőkagyló-tevékenység nyoma. Először az alsó-karbonátos rétegekhez, majd a felső-karbonátos rétegek alsó részéhez, illetve a *perforatuszos-millecaputos* rétegeket megelőző normálvetődéses szerkezetalakuláshoz kötődően. Negyedik szint a zárórétegek sziklás partvidékéhez tartozna — amit az áthalmazott, megfűrt triász extraklasztok jeleznek is — de ezek a fáciesek már lepusztultak a peremvidékről (7.7. ábra).

A 7.7. ábrán látható rétegtani sorrend litosztratigráfiai besorolása szerint a Szőci Mészke Formáció és a vele összefogazódó Csolnoki Formáció két szintben jelenik meg a Tatabányai-medencében. A két szintet a Tokodi Formáció törmelékes üledékei választják el egymástól. A felső mészke szint közepső és felső része tartalmazza azokat a javasolt tagozatokat, amelyeket GYALOG ÉS BUDAI (2004) szerkesztésében megjelent, LESS ÉS GYALOG által összeállított (GYALOG & BUDAI 2004) dunántúli-középhegységi eocén litosztratigráfiai felosztás említ meg (7.8. ábra).



7.8. ábra. A Tatabányai-medence jelen kutatások alapján felállított rétegtani sorrendjének litosztratigráfiai besorolása BERNHARDT, KECSKEMÉTI, GYALOG által javasolt tagozatok (GYALOG & BUDAI 2004) feltüntetésével. (ld. még 7.7. ábra)

8. EREDMÉNYEK

1. A Tatabányai-medence középső-eocén rétegsoraiban megjelenő sziliciklasztos törmelékes üledékek települési helyzete és párhuzamosítása alapján, a medenceperemen kifejlődő karbonátos rétegeket két rétegtani szintre különítettem el (alsó-, és felső mészkő szint). Kőzettani kifejlődéseik és fauna tartalmuk alapján mindkét mészkő szint a Szóci Mészkő Formációba tartozik, és ÉNy-felé, a medence irányába a Csolnoki Formációval fogazódik össze. A két mészkő szint között megjelenő törmelékes üledék a Tokodi Formációba sorolható.

2. A Tatabányai-medence — mint az ÉK-Dunántúli paleogén kifejlődésekhez tartozó terület — középső-eocén üledékképződése, a széntelepek meddő betelepüléseiből is kimutatott *Reticulofenestra tokodensis* szinthez köthetően, a lutéciai emelet legvégén kezdődött (BÁLDI-BEKE 2002, 2003a,b). Feltételezésem szerint a Tatabányai-medence teljes területén jelentkező sziliciklasztos törmelékes esemény, a lutéciai emelet legvégén történt globális-eusztatikus tengerszint emelkedést követő, az NP 17-es zónán belül, a bartoni emelet közepe táján jelentkező kisebb globális-eusztatikus tengerszintesés következménye (HAQ et al. 1988). A törmelékes üledékek megjelenését és a vízszintesés tényét más szerzők a Magyar Paleogén Medence egyéb kifejlődési területeiről is megemlítették (SZÖTS 1948, SENEŠ 1964, KOPEK & KECSKEMÉTI 1965, BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1990; KOLLÁNYI et al. 1997).

3. A Tatabányai-medence mindkét mészkő szintjének képződményei vízszintemelkedés során jöttek létre. Az alsó mészkő szint képződményei a Keselő-hegy rétegsorában láthatók, ahol a sziliciklasztos törmelékes esemény alatti mészkőrétegek és a medencében a szénfedő márgákra települő operculinás márga folyamatos horizontális átmenete alapján, az alsó szint sekélyvízi karbonátos mészkő és mészmárga rétegei, valamint a mélyebb vízi operculinás márga egymás heteropikus fácieseként értelmezhetők. Ezt a képződményt korábban, egységesen a medenceperemen megjelenő karbonátos rétegekkel az ún. „főnummuliteszes mészkő” rétegtani szintjébe sorolták. Véleményem szerint a „főnummuliteszes mészkő” perforatuszos-millecaputos rétegei nem azonosak a törmelékes esemény alatt elhelyezkedő, a Keselő-hegy rétegsorában látható apró nummuliteszeket tartalmazó mészkő rétegeivel. Ebből az következik, hogy a sziliciklasztos rétegek nem a

„főnummuliteszes mészkő”-re települnek, hanem egy korábbi, az operculinás márga képződését előidéző vízszintemelkedés által létrehozott karbonátos self képződményre, ami egyben az operculinás márga előbb partmenti majd sekélyvízi képződménye volt. Ebben a szintben megjelenő partvidéki fácies jellemzője, hogy meredek szikláspart helyett kissé tagolt, de lapos, felső-triász dolomitos mészkőből álló aljzattal rendelkezett, amit középső-eocén fűrőkagylók fúrtak meg.

4. A sziliciklasztos törmelékes üledékek megjelenése a Tatabányai-medence középső-eocén rétegsorában folyamatos volt, amit az alsó mészkőszint felső részének egyre homokosabb mészkő rétegei jeleznek. A rétegsor legtetején megjelenő erősen sziliciklasztos, nagy méretű molluszkákat tartalmazó réteg zárja le az alsó mészkő szintet, jelezve a karbonátos self „megfulladását”. A sziliciklasztos rétegek folyamatos kiépülése és medencefelé progradálása véleményem szerint a fentebb említett regressziós üledékciklus terméke. Megítélésem szerint ehhez a regressziós ciklushoz kötődnek, és ezáltal azonos rétegtani helyzetűnek, de esetenként eltérő fáciesűnek tekinthetők a korábbi szerzők által a medencéből leírt, és az operculinás márgára települő ún. „középső csökkentsósvízi rétegek” és a „felső perforata-brongniarti rétegek” alsó része.

5. A kisvízi esemény sziliciklasztos rétegei fölött képződött karbonátos üledékek lerakódása, újabb transzgressziós ciklus eredménye. Ez a szint a vízszintemelkedéssel kialakuló üledékképződési környezetváltozások alapján három egymást követő részre bontható.

A vízszintemelkedés hatására, tektonikailag preformált, de törmelékes üledékekkel részben kiegyenlített aljzaton kezdetben változó hajlásszögű karbonátos rámpa alakulhatott ki. A kezdetben jelentős sziliciklasztot tartalmazó, de egyre karbonátosabb képződmények rétegtani szintjébe tartozik a „felső perforata-brongniarti rétegek” felső, korallokat, nummuliteszeket tartalmazó (ROZLOZSNIK 1928) része, valamint ugyanebbe a „helyi litosztratigráfiai kategóriába” sorolt (SÓLYOM 1960) miliolinás, orbitoliteszes mészmárga is.

A karbonátos rámpa fácieseket korallzátonyok kiépülése követte, ami korallzátonyperemes karbonátplatformot hozva létre tovább differenciálta az üledékképződési környezeteket. Az eocén utáni szerkezeti mozgásokat visszarendezve, a korallzátonyos selfperem (kérdésesen foltzátonyok) megítélésem szerint ÉK–DNy-i csapással húzódott a keleti medenceperem és a délnyugati medenceperem között, elválasztva az ÉNy-i mélyebb és a DK-i sekélyebb medencerészeket egymástól. Ebbe a rétegtani szintbe korallzátonyos, és nagy molluszkákat tartalmazó, echinoideás, bioklasztos, alveolinás mészkőrétegek tartoznak.

A medenceirányába a mészkő márgássá válik, de jellegzetesen nagy molluszkákat tartalmaz, ami alapján ide sorolandó a korábbi szerzők által „molluszkumos márgás mészkőként” leírt és problémás rétegtani helyzetűnek ítélt (SZÖTS 1956) képződménycsoport is.

A települési helyzetből adódóan a középső-eocén rétegsor tetején nummulitesz vázakat tömegesen tartalmazó rétegek fordulnak elő. A rétegsorozat alsó részén, a korallzátonyos selfperemre apró, vonalazott nummuliteszeket (?*Nummulites böckhi* ROZL.) tartalmazó képződmények települnek, amelyek mélyebb vízi megfelelőiben glaukonitszemcsék és discocyclinák jelennek meg. A rétegsor zárótagja a *Nummulites perforatus* MONTF. és *Nummulites millecaput* BOUB. vázak tömeges megjelenésével jellemezhető mészkő („főnummuliteszes mészkő”), ami a medence irányába discocyclinás, millecaputos, glaukonitos kifejlődéssel megy át a mélyebb környezet üledékeibe.

6. A felállított rétegsor alapján, véleményem szerint a kérdéses rétegtani helyzetű „apró nummuliteszes mészkő” (*Nummulites böckhi*-s mészkő, márgás mészkő) a korábbi elképzeléssel ellentétben a millecaputos-perforatusos rétegek alatt települ és nem fordítva.

7. Középső-eocén sziklás tengerparti fáciesek három rétegtani szintben jelennek a Tatabányai-medence rétegsorában. Mindhárom szinthez középső-eocén fűrőkagylók bioeróziós nyomai tartoznak. Az első szint az alsó mészkő szint bázisán elhelyezkedő, felső-triász képződményekből álló lapos partvidék. A második a karbonátos rámpa fáciesek képződményeivel fedve, a keleti medenceperemen nyomozható, kis energiájú abráziós partként. A harmadik a perforatusos-millecaputos rétegek kifejlődését megelőző szinszediment szerkezeti esemény által létrehozott meredek, nagy hidrodinamikai energiájú sziklás partok létrejöttéhez köthető. A negyedik szint kérdőjelesen a perforatusos-millecaputos rétegek partvidéke lenne, de annak hollétéről a eocén utáni lepusztítás miatt nincsenek információk.

8. A tektono-szedimentológiai vizsgálatok és elemzések alapján elmondható, hogy a Tatabányai-medence középső-eocén medenceperemi karbonátos rétegsorának létrejöttét aktív középső-eocén szinszediment és szindiagenetikus szerkezeti események kísérték.

Az alsó mészkőszintben ez tagolt felső-triász aljzatban és a középső-eocén mészkő rétegek aszimmetrikus üledékvastagságaiban és flexuráiban, valamint bioklasztos törmelékfolyásokban mutatkozik meg.

A felső mészkőszintben eltolódások, normálvetődések és már lefedett tektonikai szerkezetek szindiagenetikus működése során létrejött felső-triász anyagú breccsa-, és megabreccsa-képződésben, plasztikus nyírásokban, injekciós telérképződésben, neptúni telérek létrejöttében, üledékcsuszamlásban, gravitációs bioklasztos törmelék-áthalmazódásban, illetve szindiagenetikus félig plasztikus redőződésben, saját anyaggal kitöltött hasadékfelnyílásban valamint nyírási felületek kialakulásában és félig plasztikus gumósodásban jelentkeznek ezek az események.

9. A mérhető szerkezeti adatok és a szinszediment illetve szindiagenetikus szerkezeti események rétegsorbéli relatív sorrendisége alapján a legfiatalabb tektonikai esemény a perforatusos-millecaputos rétegeket és az apró nummuliteszes képződményeket — (É)ÉNy–(D)DK-i csapású, jelentős normál komponensű, kérdésesen balos eltolódásos és NyÉNy–KDK-i csapású kérdésesen jobbos eltolódásos szerkezeti vonalak mentén — félig kőzettévált állapotban érte. Jellemző szerkezeti elemek a Ny-ra illetve NyDNy-ra meredeken dőlő plasztikusan meghajlított rétegek és a hasonló dőlésű vetősíkon plasztikusan gumósodó N. millecaputos mészkő.

A perforatusos-millecaputos rétegek lerakódását megelőző tektonikai esemény breccsaképződményei és meredek szikláspartjai ÉNy-ra dőlő normálvetődések és bizonytalanul ÉNy–DK-i csapású, kérdésesen balos eltolódások mentén jöttek létre hasonlóan mind a keleti, mind a délnyugati peremen. A normálvetődéses szerkezeteket mindkét kifejlődési területen a vetősíkkal párhuzamos neptúni telérek és azokhoz kötődő injekciós repedéskitöltések is kísérik. A vetősíkok korát a felszínüket perforáló középső-eocén fúrókagylók rögzítik. Nagy valószínűséggel ehhez az időszakhoz köthető a felső-triász kőzettörmelék megjelenése az apró nummuliteszes rétegekben, és ehhez a szeizmikusan aktív időszakhoz kötődnek a gravitációs biogéntörmelékes áthalmazódások is.

A legidősebb közvetlenül mérhető szerkezeti elem NyÉNy–KDK-i csapású jobbos eltolódás, aminek vetősíkját eocén fúrókagylók fűrték meg.

10. A perforatusos-millecaputos rétegek lerakódását megelőző szerkezeti esemény normálvetődéseinek csapásiránya merőleges a középső-eocén regionális kompressziós feszültségtér maximális főfeszültség irányaira. A kompresszióra merőleges lokális extenzió létrejötté véleményem szerint flexurális medencefejlődésre utal. Tágabb értelemben azonban ezeket a kompressziós irányokra merőleges normálvetődéseket mind a TARI (1993) által

feltételezett ívmögötti flexurális medence (retroarc flexural basin) modellben, mind a KÁZMÉR et al. (2003) által leírt ívelőtti paleogén medence modellben egyaránt el lehet helyezni.

11. A középső-eocén szerkezeti események jellege és sorrendisége alapján megállapítható, hogy a kompressziós irányokra merőleges hajlításos extenziós szerkezeteket, a főfeszültségirányoknak megfelelő eltolódások váltják fel, azaz a kompressziós deformációt eltolódásos deformációk követik, hasonlóképpen a Budai-hegység felső-eocén képződményeiből leírtakhoz (FODOR et al. 1992, 1994; MAGYARI 1996).

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönetemet szeretném kifejezni mindazoknak, akik a kutatási munkálatokban és a dolgozat létrejöttében segítségemre voltak.

Külön köszönöm:

Dr. Monostori Miklósnak a témavezetéssel kapcsolatos munkáját valamint a kézirat átolvasását és támogató segítségét.

dr. Kázmér Miklósnak a témafelvetést és a mindvégig kitartó figyelmét illetve a dolgozat szerkezetének felépítésében nyújtott segítségét, valamint a hasznos szakmai tanácsait.

dr. Fodor Lászlónak a témafelvetést valamint a terepi munkálatokban és az értelmezésekben nyújtott segítségét, valamint a földtani, szerkezetföldtani térképezés új szemléletmódjának átadását.

dr. Brezsnýánszky Károlynak, mint a MÁFI igazgatójának, a kutatás befejezéséhez nyújtott teljeskörű intézeti támogatását és biztatását.

dr. Nádor Annamáriának, mint a MÁFI Alapkutató Főosztálya vezetőjének, a kutatás elvégzéséhez biztosított lehetőséget és támogató biztatását.

dr. Budai Tamásnak, mint a MÁFI Térképezési Főosztálya vezetőjének, a kutatás szakmailag és technikailag teljeskörű támogatását, a közös terepi, szakmai eszmecseréket és a kitartó biztatását.

Dr. Mindszenty Andreának a bátorító és problémamegoldó konzultációkat és szakmai segítségét.

Dr. Kecskeméti Tibornak az őslénytani és rétegtani konzultációkat és az önzetlen, támogató segítségét.

Dr. Müller Pálnak szakmai problémafelvetéseit és azok megvitatását, valamint a rákok meghatározásában nyújtott segítségét.

Dr. Géczy Barnabásnak, Dr. Galács Andrásnak, dr. Sente Istvánnak, dr. Görög Ágnesnek, dr. Mészáros Lukácsnak és dr. Kazár Emesének, valamint az ELTE TTK Őslénytani Tanszéke minden munkatársának a paleontológiai munkálatok során nyújtott segítségüket és a szakmai konzultációkat, valamint a kutatáshoz biztosított feltételeket.

dr. Makk Ágnesnek a szakmai konzultációkat és támogató biztatását valamint a diszertáció elkészítéséhez nyújtott segítségét.

dr. Magyar Árpádnak a szakmai konzultációkat, a tektono-szedimentológiai, terepi szemléletmód átadását és a biztató támogatását.

Unger Zoltánnak a digitális technika megismerésében nyújtott segítségét és a digitális terepmodell elkészítését, valamint a szakmai beszélgetéseket és problémafelvetéseket.

Dr. Balla Zoltánnak az értekezés és a publikációk elkészítéséhez nyújtott önzetlen szakmai segítségét és a disszertáció kinyomtatásához biztosított feltételeket.

dr. Maros Gyulának szakmai tanácsait és biztatását.

dr. Csillag Gábornak a szakmai problémafelvetéseket és támogató biztatását.

dr. Lantos Zoltánnak szakmai segítségét és a folyamatos konzultációt.

dr. Sztanó Orsolyának a szedimentológiai problémák megoldásában nyújtott segítségét.

dr. Selmeczi Ildikónak a szakmai, terepi konzultációkat.

A Magyar Állami Földtani Intézet Alapkutató Főosztálya és a Földtani Térképezési Főosztálya munkatársainak támogató segítségét.

Végül, de nem utolsó sorban köszönettel tartozom tanáromnak, Vincze Péternek, aki saját kalapácsát ajándékba adva indított el a geológusi pályán.

Legvégül köszönettel tartozom és hálás vagyok családomnak és barátaimnak, akik mindvégig nagy türelemmel és odaadással segítettek a kutatási munkálataimat.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- AHR W. M. 1973: The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. Gulf Coast. — *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* **23**, pp. 221–225
- AIGNER T. 1982: Event stratification in nummulite accumulation and in shell beds from the Eocene of Egypt. — In: EINSELE, G., & SEILACHER, A. (eds): *Cyclical and Event Stratification*. Springer, Berlin, pp. 248–261.
- AIGNER T. 1983: Facies and origin of nummulitic buildups: an example from the Giza Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt). — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **166**, pp. 347–368.
- AIGNER T. 1985: Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. — *Journal of Sedimentary Petrology* **55** (1), pp. 131–134.
- ALLEN P. A. & ALLEN J. R. 1990: Basin analysis: principles and applications, *Handbook* — Blackwell, Boston, 451 p.
- ARNI P. 1965: L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. — *BRGM Memoire* **32**, Paris, pp. 7–20.
- BADA G., FODOR L., SZÉKELY B. & TIMÁR G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, pp. 269–289.
- BALÁSHÁZY L. 1977: Részletes tektonikai vizsgálatok az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse területén és a szerkezeti elemek vízföldtani kapcsolata, *doktori értekezés* — ELTE TTK Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.
- BÁLDI T. & BÁLDINÉ BEKE M. 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene Basins. — *Acta Geologica Hungarica* **28** (1-2), pp. 5–28.
- BÁLDI T. & BÁLDINÉ-BEKE M. 1986: A magyarországi paleogén medencék fejlődéstörténete. — *Őslénytani Viták* **33**, pp. 95–145.
- BÁLDI T. 1998: Magyarország epikontinentális oligocén képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.), Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 1998, pp. 419–435.
- BÁLDINÉ BEKE M. & BÁLDI T. 1990: A Bakonyi eocén medence süllyedéstörténete. — *Általános Földtani Szemle* **25**, pp. 83–118.
- BÁLDINÉ BEKE M. 1984: A dunántúli paleogén képződmények nannoplanktonja. — *Geologica Hungarica Series Palaeontologica* **43**, pp. 13–39.
- BÁLDINÉ BEKE M. 2003b: Új rétegtani és ökológiai eredmények a magyarországi paleogén nannoplankton kutatása alapján, *Akadémiai Doktori Értekezés Tézisei* — Magyar Tudományos Akadémia, 2003.

- BÁLDINÉ-BEKE M. 2002: A planktonsztratigráfia hatása a hazai eocén rétegtanára. — *Földtani Közlöny* **132** (3–4), pp. 355–366.
- BÁLDINÉ-BEKE M. 2003a: A dunántúli eocén kőszénösszletek fedőképződményeinek rétegtana és paleoökológiája nannoplankton alapján. — *Földtani Közlöny* **133** (3), pp. 325–343.
- BALLA Z. & DUDKO A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Central Range. — *Geophysical Transactions* **35** (1-2), pp. 3–63.
- BALLA Z. 1988: On the origin of the structural pattern of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, pp. 53–63.
- BASSI D. 1998: Coralline algal facies and their paleoenvironments in the Late Eocene of Northern Italy (Calcare di Nago, Trento). — *Facies* **39**, pp. 179–202.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P., BOUCHET R. & CABROL C. 1986: Tectonique synsédimentaire crétacée à l'ouest de la Durance (Sud-Est France) — *C.R. Acad. Sc. Paris* **303**, ser. II. (8), pp. 713–718.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. & PINAULT M. 1983: Sills gréseux injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Drome). Note présentée par J.Aulbouin — *C.R. Acad. Sc. Paris* **296**, ser. II. (8), pp. 387–392.
- BEAVINGTON-PENNEY S. J., WRIGHT V. P. & RACEY A. (2005): Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. — *Sedimentology* **52** (3), pp. 537–569.
- BERGERAT F. & CSONTOS L. 1987: Présence de microfailles hydroplastiques de compaction dans les lignites miocènes et pliocènes des massifs de Mátra et du Bükk (Hongrie) Interpretation dans le contexte extensif du Bassin Pannonien — *C.R. Acad. Sc. Paris* **305**, ser. II, pp. 791–796.
- BERNHARDT B., BÁLDI-BEKE M., LANTOS M., HORVÁTH-KOLLÁNYI K. & MÁRTON P. 1988: Eocene magneto-, and biostratigraphy at Somlóvásárhely, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31** (1–2), pp. 33–52.
- BERNHARDT B., LANTOS M., MÁRTON P., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH-KOLLÁNYI K. & KECSKEMÉTI T. 1985: Magneto-, and biostratigraphy of the Eocene sequence from borehole Somlóvásárhely 1. (SW Bakony Mts., Western Hungary). — *INA Newsletter* **7**, pp. 53–56.
- BÍRÓ I. 2003: A vértessomlói törésvonal szerkezetföldtani vizsgálata, a vértesi Mária-szurdok környékén, *szakdolgozat* — ELTE TTK Regionális Földtani Tanszék, Budapest, 2003.
- BORDET P., MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P. & D. VACHARD 1982: The „Breche Rouge” of carboniferous: A tortonian volcano-sedimentary olistostrom (Eastern betic Ranges, Southern Spain). — *Mémoires Géologiques de L'Université de Dijon* **7**, pp. 285–300.
- BRADLEY D. C. & KIDD W. S. F. 1991: Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. — *Geological Society of America Bulletin* **103**, pp. 1416–1438.

- BRAISER M. D. 1975: An outline history of seegrass communities. — *Paleontology* **18** (4), pp. 681–702.
- BUXTON M. W., N. & PEDLEY, H. M. 1989: A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. — *Journal of the Geological Society, London* **146**, pp. 746–748.
- COMBES P.J. & PEYBERNES B. 1987: Les altérites et les brèches des Pyrénées Basco-Béarnaises liées à l'évolution polyphasé de la marge passive nord-ibérique au Jurassice et au Crétacé inférieur. — *C. R. Acad. Sc. Paris* **305**, ser II, pp. 49–54.
- COMBES P.J. & PEYBERNES B. 1989: Tectonique albienne dans les gisement de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. — *C. R. Acad. Sc. Paris* **308**, ser II, pp. 953–959.
- CSÁSZÁR G. 1995: A gerecsei és a vértese-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. — *Általános Földtani Szemle* **27**, pp. 133–152.
- CSÁSZÁR G. 1998: A Dunántúli-középhegység alsó- és középső-kréta képződményeinek rétegtana. — *In: Bérczi I. & Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 1998, pp. 225–244.*
- CSÁSZÁR G., HAAS J., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. (szerk.) 1978: A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe M=1:100.000 — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, 1978.*
- DARGA R. 1990: The Eisenrichterstein near Hallthrum, Bavaria: An Upper Eocene carbonate ramp (Northern Calcareous Alps). — *Facies* **23**, pp. 17–36.
- DAS P. 1961: Recent microscopic flora from the Bengal Delta India. — *Micropaleontology* **7** (1), pp. 87–94.
- DEMÉNY A. 1992: Hazai lamprofírok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján. — *Földtani Közöny* **122** (2), pp. 209–232.
- DEMÉNY A., GATTER I., KÁZMÉR M. 1997: The genesis of Mesozoic red calcite dikes of the Transdanubian Range (Hungary): Fluid inclusion thermometry and stable isotope composition. — *Geologica Carpatica* **48**, pp. 315–323.
- DODD J. R. & STANTON R. J. 1990: Paleocology. *Handbook* – A Wiley-interscience publication, 502 p.
- DUNHAM R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* **1**, pp. 108–121.
- DUDICH E. & GIDAI L. 1980: A magyarországi eocén közetrétegtani egységei. *előzetes közlemény* — *Általános Földtani Szemle* **14**, pp. 81–111.
- DUNHAM R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — *American Association of Petrology Geologists Memoire* **1**, pp. 108–121.

- EMBRY A. F. & KLOVAN J. E. 1971: A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. — *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin* **19**, pp. 730–781.
- FLÜGEL E. 1982a: Evolution of Triassic reefs: current concepts and problems. — *Facies* **6**, pp. 297–328.
- FLÜGEL E. 1982b: Microfacies analysis of limestones, *handbook* — Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 633 p.
- FODOR L. & BÍRÓ I. 2004: Sziklás eocén tengerpart a Vértessomlói rátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértés). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, pp. 153–162.
- FODOR L. & KERCSMÁR ZS. 1995: Tectonically controlled, Middle Eocene scarp, Early Oligocene strike-slip fault. In: ÁRGYELÁN, G. & FOGARASI, A. (eds.), Upper Cretaceous and Paleogene of the Transdanubian Central Range, *Field guide* — Cretaceous and Paleogene Paleogeography and Geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian Region, ALCAPA Workshop, Hungary, 1995, pp. 23–24.
- FODOR L., BÍRÓ I. 2004: Sziklás eocén tengerpart a kréta korú Vértessomlói-rátolódás mentén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, pp. 153–162.
- FODOR L., BÍRÓ I., ALBERT G. & LANTOS Z. 2005: New structural observations along the Vértessomló line and implications for structural evolution of the Transdanubian Range (Western Hungary), *abstract* — *Geolines* **19**, pp. 38–40.
- 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. AND SÉRANNE M. (eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogene. — *Geological Society of London, Special Publications* **156**, pp. 295–334.
- FODOR L., KÁZMÉR M., MAGYARI Á. & FOGARASI A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary). Record of Late Eocene continental escape of the Bakony Unit. — *Geologische Rundschau* **82**, pp. 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124**, pp. 129–305.
- FODOR L. & FOGARASI A. 1994: Felső-eocén mészkövek deformációja. — *Földtani Közlöny* **124** (2), pp. 150–154.
- FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozóos alaphegységgrögök. — *Geologica Hungarica series Geologica* **16**, 225 p.
- GIDAI L. 1977a: A Tatabányai eocén rétegtani megismerésének története. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1975 évről*, pp. 207–215.

- GIDAI L. 1977b: A tatabányai Ta–1481. sz. fúrás eocén rétegsora. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1975 évről*, pp. 219–228.
- GUIRAUD M. & SÉGURET M. 1985: A releasing solitary overstep model for the late Jurassic–early Cretaceous (Wealdian) soria strike-slip basin (N Spain). — in: BIDDLE K.T. & CHRISTIE-BLICK N. (eds.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. — *SEPM Spec. Publ.* **37**, pp. 159–175.
- GUIRAUD M. & SÉGURET M. 1986: Microfailles hydroplastiques liées á la compaction des sédiments fluvio-deltaïques du bassin Wealdien de Soria (Espagne) — *C.R. Acad. Sc. Paris* 302, II. (12), pp. 793–798.
- GYALOG L. & BUDAI T. (szerk.) 2004: Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztatigráfiai tagolására. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, pp. 195–232.
- GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, 161 p.
- HAAS J. & BUDAI T. 1995: Upper Permian-Triassic facies zones in the Transdanubian Range. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **101/3**, 249-266.
- HAAS J. 1998a: A dunántúli-középhegység triász képződményeinek rétegtana. — *In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.) Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 1998*, pp. 225–244.
- HAAS J. 1998b: Karbonátszedimentológia. *Egyetemi tankönyv* — Eötvös Kiadó, Budapest, 147 p.
- HAAS J., BUDAI T., SZENTE I., PIROS O. & TARDINÉ SZILÁCS E. 2005: Felső-triász lejtő-, és medencefáciesű rétegsorok a Pilisben és a Tatabányai-medencében. — *Földtani Közöny* (in prep.)
- HALLOCK P. & GLENN 1986: Larger Foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. — *Palaios* **1**, pp. 55–64.
- HALLOCK P. 1979a: Trends in test shape in large, symbiont-bearing foraminifera to paleoecologic interpretation. — *American Association of Petrology Geologists Bulletin* **64** (5), pp. 716–717.
- HALLOCK P. 1979b: Trends in test shape with increasing depth in large synbiont-bearing Foraminifera. — *Journal of Foraminiferal Research* **9**, pp. 61–69.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *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 Economical, Paleontological and Mineralogical, Special Publications* **42**, pp. 71–108.
- HIBSCH C., KANDEL D., MONTENAT C. & OTT D'ESTEVOU P. 1992: Evènements tectoniques cretacés dans la partie meridionale du basin subalpin (massif Ventroux –Lure et orientale de l'arc de Castellane, SE France) Implication géodinamiques — *Bull. Soc. Géol. France* **163** (2), pp. 147–158.

- HORVÁTH I., ÓDOR L. 1984: Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary) — *Mineralia Slovaca* **16**, pp. 115–119.
- HOTTINGER L. & DREHER D. 1974: Differentiation of Protoplasm in Nummulitidae (Foraminifera) from Elat, Red Sea. — *Marine Biology* **25**, pp. 41–60.
- HOTTINGER L. 1983: Processes determining the distribution of larger Foraminifera in space and time. In: MEULENKAMP J. E. (ed.) Reconstruction of Marine Paleoenvironments. — *Bulletin of Utrecht Micropaleontology* **30**, pp. 239–253.
- JAMES N.P. & GINSBURG R.N. 1979: The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs: *IAS Special Publication* **3**, Blackwell, Oxford, p. 191.
- JAMES N.P. 1983: Reef environment. — in: Scholle P.A., Bebout D.G. & Moore C.H. (eds.), *AAPG Memoirs* **33**, pp. 346–440.
- JÁMBOR Á. 1989: A rétegtani munka terepen. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 1998, pp. 29–43.
- JONES B. & DESROCHERS A. 1992: Shallow platform carbonates. In: Walker R. G. & James N. P. (eds.): Facies Models: Response to sea level change. — *Geological Association of Canada*, pp. 277–301.
- JOSEPH P., CABROL C. & FRIES G. 1987: Blocs basculés et passes sous-marines dans le champ de fractures de Banon (Sud-est de la France) à L'Apto–Alpien: une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsedimentaire déchrochante. — *C.R. Acad. Sc., Paris*, 304, ser. II (9), pp. 447–452.
- KANDEL D. 1992: Analyse paleotectonique de la plate-forme meridionale du bassin vocontien et ses bordures, durant l'intervalle Barremo-Albien (Massif Ventoux-Lure-Baronnies; Chaines subalpines meridionales, France). *handbook* — *Mém. Sc. Terr Univ. P. et M. Curie*, Paris, 323 p.
- KÁZMÉR M. & KOVÁCS S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along Eastern part of the Insubric–Periadriatic lineament system: evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28** (1–2), pp. 71–84.
- KÁZMÉR M. 1983: Microfacies pattern of the Upper Eocene limestones at Budapest, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös nominatae Sectio Geologica* **XXV**, pp. 139–152.
- KÁZMÉR M. 1993: A budai felsőeocén karbonátos képződmények öskörnyezeti és ösföldrajzi vizsgálata. *kandidátusi értekezés* — Eötvös Lóránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Őslénytani Tanszék, Budapest.

- KÁZMÉR M., DUNKL I., FRISCH W., KUHLEMANN J. & OZSVÁRT P. 2003: The Paleogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. — *Journal of the Geological Society, London* **160**, pp. 413–428.
- KECSKEMÉTI T. 1989: Bathymetric significance of recent larger foraminifera an example of application to the Eocene of Hungary. — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **14**, pp. 73–82.
- KECSKEMÉTI T. 1993: Paleokommunitás vizsgálatok a bakonyi eocén nagyforaminiferáin. — *Őslénytani Viták* **39**, pp. 97–113.
- KECSKEMÉTI T. 1998: Magyarország epikontinentális képződményeinek rétegtana. — In: Bérczi I. & Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 1998, pp. 403–417.
- KERCSMÁR, ZS. 1998: Egy tektonikailag aktív medenceperem tafonómiai és ichnológiai elemzése a tatabányai eocén medence keleti peremén. (Ichnological and taphonomical studies in a moving basin margin of the Eocene Tatabánya Basin). *abstract* — 1. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 1998 május, Tata. p. 8.
- KERCSMÁR ZS. 2003: A Tatabányai-medence késő-lutéciai üledékképződését közvetlenül megelőző tektonikai esemény bizonyítékai (bioperforált vetősíkok). *abstract* — EMT Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Zilah 2003, p. 56.
- KERCSMÁR ZS. & FODOR L. 2005: Syn-sedimentary deformations in the Eocene Tatabánya Basin, Central Hungary. *abstract* — 3rd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Felsőtárkány, April 14–15, 2005, Hungary, Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, *Geolines* **19** pp. 60–61.
- KERCSMÁR ZS. 1993: Eocene scarp, Oligocene strike-slip, Tatabánya. *field guide* — In : BALLA Z., DUDKO A., & FODOR L. (eds.), Guide to pre-workshop excursion in the Transdanubian Range, ALCAPA Workshop, Hungary, 1993. pp. 24–29.
- KERCSMÁR ZS. 1995: A tatabányai eocén medence keleti peremének öskörnyezeti rekonstrukciója és tektono-szedimentológiai vizsgálata. *szakdolgozat*. — Kézirat, Eötvös Loránd Tudomány Egyetem Őslénytani Tanszék; Alkalmazott- és Környezetföldtani Tanszék, Budapest.
- KERCSMÁR ZS. 2003: Late Lutetian synsediment tectonic activity on the NE part of the Transdanubian Range (Tatabánya Basin, Vértes Mts., Hungary). — *abstract book*, 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, pp. 94.
- KERCSMÁR ZS. 2004: A tatabányai vöröskalcitellérek szerkezetföldtani jelentősége. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, pp. 163–174.
- KERCSMÁR ZS. 2005: Középső-eocén karbonátos képződmények és rétegtani összefüggéseik a Tatabányai-medence DK-i peremén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*. (in press)

- KERCSMÁR, ZS. 1996: Syntectonic sedimentation in the marine Eocene of Tatabánya, Hungary. *Kurzfassungen der Vorträge und Poster*. — Sediment '96 11. Sedimentologentreffen 9-15. Mai 1996, Institut für Geologie-Institut für Paläontologie Universitäre, Wien. 74. p.
- KOLLÁNYI K. & BÁLDINÉ-BEKE M. 2002: Eocén fúrások részletes plankton zonációja, mint az integrált bio- és magnetosztratigráfiai vizsgálatok alapadatai. — *Földtani Közlöny* **132** (3-4), pp. 325–354.
- KOLLÁNYI K., BERNHARDT B., BÁLDINÉ-BEKE M. & LANTOS M. 2003: Dunántúli eocén fúrások integrált sztratigráfiai vizsgálata. — *Földtani Közlöny*, **133** (1), pp. 69–90.
- KOLLÁNYI K., VETŐ I. & HERTELENDI E. 1997: Változások a bakonyi eocén tengerben foraminiferák izotóp összetétele tükrében. — *Földtani Közlöny* **127** (1-2), pp. 111–126.
- KOPEK E. & KECSKEMÉTI T. 1965: Felsőlutéciai transzgresszió az északkeleti-Bakonyban. — *Földtani Közlöny* **95** (3), pp. 320–327.
- KOVÁCS S. 1987: Olisztosztrómák és egyéb, víz alatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozoikumban, I. — *Földtani Közlöny* **117**, 61–69.
- LANTOS Z. 2004: Liász neptuni telérek és átülepített medenceüledékek nyomában (Karbonátszedimentológiai esettanulmányok), *PhD thesis* — ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest.
- LARUZIÉRE F.D., MONTENAT C., OTT'D'ESTEVOU P., & RIVEAUD P. 1987: Évolution simultanée de bassins néogènes en compression et en extension dans un coloir de décrochement Hinojar et Mazarrón (Sud-Esz Espagne) — *Bull. Centres Res Explor. Prod. Elf-Aquitane* **11**, pp. 23–38.
- LEHNER B.L. 1991: Neptunian dykes along a drowned carbonate platform margin: an indication for recurrent extensional tectonic activity? — *Terra Nova* **3**, pp. 593–602.
- LEUTENEGGER S. 1977: Reproduction cycles of larger Foraminifera depth distribution of generations. — *Bulletin of Utrecht Micropaleontology* **15**, pp. 27–34.
- LEWIS K. B. 1971: Slumping on a continental slope included 1° to 4°. — *Sedimentology* **22**, pp. 285–308.
- LOWE D.R. & LO PICOLLO R.D. 1974: The characteristic and origins of dish and pillar structures. — *Journal of Sedimentology and Petrology* **44** (2), pp. 484–501.
- LOWE D.R. 1975: Water escape structures in coarse grained sediments. — *Sedimentology* **22**, pp. 157–204.
- LOWE D.R. 1976: Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. — *Sedimentology* **23**, pp. 285–303.
- LOWE D.R. 1982: Sediment gravity flows: depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. — *Journal of Sedimentology and Petrology* **52** (1), pp. 279–297.
- MAGYARI Á. 1991: Késő-eocén üledékképződés és tektonika kapcsolata a Budaörsi hegyekben. *szakdolgozat* — kézirat, ELTE Ált. és Történelmi Földtani Tsz., Budapest, 66p.

- MAGYARI Á. 1994a: Késő-eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén. — *Földtani Közlöny* **124/1**, 89-107.
- MAGYARI Á. 1994b: Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi-hegységben. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 155-173.
- MAGYARI Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásai a Budai-hegységben. *PhD thesis*. — Kézirat, Eötvös Lóránd Tudomány Egyetem, Természettudományi Kar, Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest.
- MAGYARI Á. 1998: Törökugrató: késő-eocén szinszediment pozitív virágszerkezet a Budai-hegység DNY-i peremén. — *Földtani Közlöny* **128/4**, 555-572.
- MAROS GY. 1988: A Vértes-hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *A MÁFI Évi Jelentése*, 1986-ról, pp. 296–310.
- MAROS GY. 1989: A Gerecse- és a Vértes-hegység között elterülő vidék tektonikájához. *jelentés* — kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 30 p.
- MARTIRE L. 1996: Stratigraphy, facies and synsedimentary tectonics in the Jurassic Rosso Ammonitico Veronese (Altopiano di Asiago, NE Italy). — *Facies* **35**, pp. 209–236.
- MCCABE P. J. & PARRISH J. T. 1992: Tectonic and climatic controls on the distribution and quality of Cretaceous coals. — in: P. J. McCabe & J. T. Parrish (eds), Controls on the distribution and quality of Cretaceous coals. *Geological Society of America Special Paper* **267**, pp. 1–15.
- MONTENAT C. 1994: A szinszediment tektonika vizsgálati módszerei, *kézirat* — ELTE TTK, rövid kurzus, Budapest, 1994.
- MONTENAT C., BARRIER P. & DI GERONIMO I. 1978: The strait of Messina, past and present: a review. — *Doc. et Trav. IGAL, Paris*, 11, pp. 7–13.
- MONTENAT C., BARRIER P. & OTT`D`ESTEVOU P. 1991: Some aspects of recent tectonics in the Strait of Messina, Italy — *Tectonophysics* **194**, pp. 203–215.
- MONTENAT C., BARRIER P. & OTT`D`ESTEVOU P. 2002: The Vigny limestones: a record of Palaeocene (Danian) tectonic–sedimentary events in the Paris Basin. — *Sedimentology* **49**, pp. 421–440.
- MONTENAT C., OTT`D`ESTEVOU P. & MASSE P. 1987: Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). — *Bull. Centres Res. Expl. Prod. Elf-Aquitane* **11**, pp. 1–22.
- MONTENAT C., OTT`D`ESTEVOU P., RODRIGUEZ J.F. & GALDEANO S.P.C. (1990): Geodynamic evolution of the Betic Neogene Intramontane Basins (S and SE Spain) — *Pal. Evol. Mem. Spec. num.* **2**, Iberian Neogene Basins, pp. 5–59.
- MONTENAT J.L. 1988: Approche tectono-sédimentaire du plateau ibléen (Sud-Est Sicile, Italie) et caractérisation des stades de la structuration — *Mém. Géol. IGAL* **31**, pp. 1–138.

- MOUGENOT D., MONTEIRO J.M., DUPEUBLE P.A. & TIALOD J.A. (1979): La marge continentale sud-portugaise évolution structurale et sédimentaire — *Ciencias Terra* **5**, pp. 223–246.
- MURRAY J.W. 1973: Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. *handbook* — London, 274. p.
- NAGYMAROSY A. & BÁLDINÉ-BEKE M. 1988: The position of the Paleogene Formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* **28**, pp. 3–25.
- ODIN G. S. & MATTER A. 1981: De glauconiarum origine. — *Sedimentology* **28**, pp. 611–641.
- OTT D'ESTEVOU P., JARRIGE J.J., ICARI J.C., MONTENAT C., HENRY C. & CRAVETTE J. 1986: Observations structurales sur le secteur d'Abu Rudeis, Marge orientale du Golfe de Suez. — *Doc et Trav. IGAL* **15**, pp. 75–92.
- OTT D'ESTEVOU P., KANDEL D., MONTENAT C., HIBSCH C. & BARRIER P. 1991: Critères et méthodes d'analyse des objets tectono-sédimentaires. — in: „Les failles: analyse et menélisation” Réunion extraordinaire Soc. géol. France, Paris, 50 p.
- PÁLFALVI I. 1966b: Stenochlaena-maradvány a tatabányai eocénből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése 1964-ről*, pp. 349–353.
- PÁLFALVI I. 1980: Páfrányok a magyarországi harmadidőszakból. — *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése 1978. évről*, pp. 413–427.
- PÁLFALVY S. 2004: Paleoenvironments on a Middle Eocene carbonate ramp in the Vértes Mountains, Hungary. — *Hantkeniana* **4**, pp. 63–81.
- PETIT J.P. & LAVILLE E. 1987: Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. In: Deformation in sediments and sedimentary rocks. — *Geological Society Special Publication, Blackwell Scientific publications* **29**, pp. 107–121.
- PHILLIPS W.J. 1972: Hydraulic fracturing and mineralization. — *Journal of Geology Society London* **128**.
- PRICE N.J. & COSGROVE J.W. (1990): Analysis of geological structures, *handbook* — Cambridge University Press, 502 p.
- RACEY A. 1990: Nummulitid biostratigraphy and Paleogene paleoenvironments of the Sultanate of Oman. *PhD thesis*. — Manuscript, University of London.
- RÁKOSI L. 1973: A Dorogi-medence paleogén képződményeinek palinológiája. — *Földtani Intézeti Évkönyv* **55**, pp. 497–575.
- RÁKOSI L. 1977: A magyarországi eocén mangrove palinológiai adatai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése az 1976 évről*, pp. 357–371.
- READ J. F. (1985): Carbonate platform facies models. — *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin* **69**, pp.1–21.

- READING H. G. (ed.) 1978: Sedimentary environments and facies. *handbook* — Blackwell, Oxford, 557 p.
- READING H.G. (ed.) 1986: Sedimentary environments and facies 2nd.ed. *handbook* — Blackwell, Oxford, 615 p.
- RIEGL B. & PILLER W. E. 1999: Framework revisited: reefs and coral carpets of the northern Red Sea. — *Coral Reefs* **18**, pp. 305–316.
- ROYDEN L. & BÁLDI T. 1988: Early Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System. — In: L.H. ROYDEN & F. HORVÁTH (eds.), The Pannonian Basin — *American Association of Petrology Geologists Memoire* **45**. pp. 1–16.
- ROZLOZSNIK P. 1924: A Tatabányai-medence bányaföldtani térképe, M = 1:12 500. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, Budapest.
- ROZLOZSNIK P. 1928: Führer in Tatabánya. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, Budapest, pp. 33–41.
- SCHMID H.P., HARZHAUSER M., KROCH, A. (2001): Hypoxic events on a Middle Miocene carbonate platform of the central Paratethys (Austria, Badenian, 14 MA). — *Ann. Naturhist. Mus. In Wien* **102** (a), pp. 1–50.
- SENEŠ J. 1964: Az üledékképződéssel egyidejű kéregmozgások időbeli helyzete a szedimentációs ciklusokban. — *Földtani Kutatás* **7** (2–3), pp. 36–41.
- SHULTZ A. W. 1984: Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. — *Journal of Sedimentology and Petrology* **54** (3), pp. 759–772.
- SINCLAIR H. D., SAYER Z. R. & TUCKER M. E. 1998: Carbonate sedimentation during early foreland basin subsidence: the Eocene succession of the French Alps. — In: WRIGHT V. P. & BURCHETTE T. P. (eds.) Carbonate Ramps. Geological Society Special Publications **149**, pp. 205–227.
- SÓKI I., JÁKI R., SAS E., TASKA CS., BEREGI G., HEGEDŰSNÉ KISS A. & TÓSNÉ LUKÁCS J. 1992: Az új bányatörvény rendelkezéseinek várható hatása Tatabányai Bányák Vállalat jelenlegi és távlati szénvagyon-helyzetére. *előkészítő munka* — kézirat, Tatabányai Bányák Vállalat, 1992.
- SÓLYOM F. 1953: Az Északi – Vértes és a Déli – Gerecse földtani felvétele. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1950-ről*, pp. 221–230.
- SÓLYOM F. 1960: A tatabányai barnaköszén-medence földtani felépítése és fejlődésének története. *kandidátusi értekezés*. — Kézirat, Budapest 1960, 83. p.
- STOW D.A. 1986: Deep clastic seas. — in: READING H.G. (ed), Sedimentary environments and facies, *handbook*.
- SZATNÓ O. 1990: Durvatörmelékes üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsó-kréta tengeralatti csatornakitöltő konglomerátum példáján. — *Általános Földtani Szemle* **25**, pp. 337–360.
- SZÓTS E. 1948: Az Északi Bakony Eocén képződményei. — *Földtani Közöny* **78**, pp. 39–59.

- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — *Geologica Hungarica Series Geologica* **9**, 320 p.
- TAEGER H. 1909: A Vértes-hegység földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **17**, 256. p.
- TARI G. 1993a: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* **226**, pp. 433–455.
- TARI G. 1993b: A Magyar Paleogén Medence fejlődéstörténete és geodinamikai értelmezése, *kézirat*
- TARI G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. — In: Horváth F., Tari G., Bokor Cs. (Eds.), Extensional collapse of the Alpine orogen and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the Pannonian Basin, *Guidebook to Fieldtrip* **6**, Am. Ass. of Petr. Geol., International Conference and Exhibition, Nice, pp. 133–155.
- TARI G., BÁLDI T. & BÁLDI-BEKE M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* **226**, pp. 433–455.
- TELEGDI-ROTH K. 1927: Spuren einer Infraoligozänen Denudation am nordwestlichen Rande des Transdanubischen Mittelgebirge. — *Földtani Közlöny* **57**, pp. 117–128.
- TERZAGHI K. 1947: Shear characteristics of quicksand and soft clay. — *Proc. Tex. Conf. Soil Mech. Found. Eng. 7 th*, pp. 1–10.
- VACHARD D., BARRIER P., MONTENAT C. & OTT D'ESTEVOU P. 1987: Dykes neptuniens, brèches internes éboulis cimentés des escarpments de faille du Déroit de Messine au Plio–Quarternaire. — *Doc. Trav. Inst. Géol. A. de L'apparent* **11**, pp. 127–141.
- VADÁSZ E. 1940: Kőszénföldtani tanulmányok. — *Magyar Királyi Földtani Intézet gyakorlati, alkalmi és népszerű kiadványai*, 121 p.
- VADÁSZ E. 1948: A tatabányai medence földtani megismerése. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **81**, pp. 288–289
- VÉGH S.NÉ 1989: Alaphegység, *kézirat* — In: VÉGH S.NÉ (szerk.): A Gerecse-előtér földtani kutatása az új eredmények tükrében, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Földtani Tanszék, 34 p.
- VITÁLIS I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai, *kézikönyv* — A Magyar Királyi József Nádor Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Bánya-, Kohó-, és Erdőmérnöki Kara Könyvkiadó Alapja, Sopron, pp. 160–186.
- VÖRÖS A. 1989: Middle Eocene transgression and basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary: sedimentological contributions. — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **14**, pp. 63–72.
- WALKER R.G. 1975: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. — *Am. Ass. Petrol. Geol.* **86**, pp. 734–774.
- WALKER R.G. 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. — *Am. Ass. of Petr. Geol.* **62** (6), pp. 932–966.

WILCOX R.E., HARDING T.P. & SEELY D.R. 1973: Basin wrench tectonics — *Bulletin of American – American Association of Petrology Geologists Bulletin* **57**. pp. 74–96.

WILSON J. L. 1975: Carbonate facies in geologic history. *Handbook* — Springer, New York, 471. p.

A TATABÁNYAI EOCÉN MEDENCE FÖLDTANI FELÉPÍTÉSÉNEK ÉS
FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK ÚJABB KUTATÁSI EREDMÉNYEI,
ÜLEDÉKFÖLDTANI ÉS TEKTONO-SZEDIMENTOLÓGIAI
VIZSGÁLATOK ALAPJÁN

*Földtudományi Doktori Iskola
Földtan–Geofizika Doktori Program*

Doktori Iskola vezetője: MONOSTORI MIKLÓS
Programvezető: MONOSTORI MIKLÓS
Témavezető: MONOSTORI MIKLÓS

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar
Őslénytani Tanszék

ÖSSZEFOGLALÁS

A Tatabányai-medence földtani felépítésével kapcsolatban számos tanulmány született az elmúlt 110 év során. Sok kérdésre azonban a részletes közettani, őslénytani és rétegtani megfigyelések ellenére sem tudunk választ találni. A területen végzett és jelenleg is folyó földtani térképezés, tektono-szedimentológiai szemléletű szerkezetföldtani elemzés és réteg-, valamint faciéstani megfigyelések új adatokat szolgáltatottak a Tatabányai-medence földtani felépítésével és középső-eocén fejlődéstörténetével kapcsolatban. A rétegsorok korrelációja alapján, a medenceperemen megjelenő középső-eocén képződmények három főbb rétegtani szintre bonthatók. A késő-lutéciai vízszintnövekedéssel kialakult „alsó nummuliteszes mészkőszintet” vízszintesítéshez kötődő sziliciklasztos törmelékes esemény választja el az azt követő újabb vízszintemelkedés következtében kialakuló „felső nummuliteszes mészkőszinttől”. Az alsó mészkőszintbe apró nummuliteszes mészkő, mészmárga, agyagos mészmárga rétegek tartoznak, amelyek sekélyvízi heteropikus faciési a medencében, nagy vastagságban leülepedett operculinás márgának. Az alsó mészkőszint rétegeit sziliciklasztos törmelékes üledékek fedik le diszkordánsan. A medenceperemen található homokos, agyagos, szenesagyagos rétegsor a medence irányába homokkő, homokos márga, szénnyomos márga képződményekként jelentkezik. A sziliciklasztos rétegek feletti felső mészkőszint további három részre bontható. A felső mészkőszint alsó része karbonátos rámpa üledékekkel jellemezhető. A sziliciklasztos üledékekkel részben feltöltött medence területén kialakuló vízszintemelkedés során, kezdetben sziliciklasztban gazdag miliolinás, orbitoliteszes, vörösalgás, korallós, bioklasztos mészkő és mészmárga rétegek rakódtak le a rámpa belső és középső részén. A rámpaüledékeket korallzátony peremes karbonátplatform koralltelepes, nagy molluszkás, alveolinás, echinoideás, apró nummuliteszes, bioklasztos karbonátos üledékei váltották fel. A felső mészkőszint felső részében ismét nummuliteszes mészkő rétegek képződtek. A rétegsorban előbb apró nummuliteszes, majd a legtetején tömeges *Nummulites perforatus* és *Nummulites millecaput* vázából álló rétegek jelennek meg, amelyek a mélyebb medence felé discocyclinás és glaukonit szemcsés rétegekbe mennek át.

Eocén fűrókagylók által bioperforált triász aljzat az alsó-, és a felső mészkőszintben három különböző képződménycsoporthoz kötődve jelenik meg. Az első az alsó mészkőszint felső-triász aljzatához, a második a karbonátos rámpa faciések keleti partvidékéhez, a harmadik a perforatusos-millecaputos rétegek képződését megelőző, meredek szikláspartot létrehozó szerkezeti eseményhez kötődik.

A tektono-szedimentológiai vizsgálatok alapján a középső-eocén medencefejlődést mindvégig aktív szerkezeti események kísérték. A tektonikai szerkezetek szinszediment és szindiagenetikus működése mindkét karbonátos rétegtani szintben plasztikusan deformálta a különböző mértékben közzetvált üledékeket. Az alsó mészkőszintben flexurák és aszimmetrikus üledékvastagságok, valamint gravitációsán áthalmozott üledékek találhatóak. A felső mészkőszintben plasztikusan redőzött, szindiagenetikusan elnyírt, önmagukban gumósodott, plasztikusan átülepített képződmények jöttek létre. A felső mészkőszint legjelentősebb szinszediment tektonikai eseménye a normálvetődések és eltolódások mentén létrejött breccsaképződés, és az ezekhez a törésekhez tartozó tektonikus üledékdeformációk (neptúni telérek, injekciós telérek, szilárd-plasztikus nyírások). A breccsaképződést előidéző szerkezeti esemény két rétegtani szintben jelenik meg a sziliciklasztos törmelékes esemény fölött. Mindkettő sziklásparti faciéseket hozott létre. A perforatusos-millecaputos rétegek lerakódását közvetlenül megelőző szerkezeti esemény hatására kimélyült a medence és gravitációs üledékáthalmozódások jöttek létre.

A középső-eocén szerkezetek mikrotektonikai adatai alapján a szinszediment breccsaképződés (É)ÉNy–(D)DK-i és (É)ÉK–(D)DNy-i csapású normálvetődések mentén jött létre. A regionális (Ny)ÉNy–(K)DK-i kompressziós feszültségtérre merőleges ÉNy-ra dőlő normálvetődések és ezekkel párhuzamos neptúni telérek lokális extenziója a triász aljzat flexurális(?) deformációjának hajlításos húzására utalnak. Ezek a törések a perforatusos-millecaputos rétegeket még folyékony-plasztikus állapotukban deformálták, ugyanakkor az (É)ÉNy–(D)DK-i csapású törések menti jelentősebb deformáció ezek után, a rétegek közel szilárd állapotában következett be. A főfeszültség-irányok alapján ezek a szerkezetek jelentős normál komponenssel rendelkező balos oldaleltolódások voltak, amik irányuk szerint a medence déli peremére kifutva a terület fő szerkezeti vonalához, egy — a Tatabányai-medence ma már nem látható D-i partszegélyét meghatározó és a Vértessomlói-vonalhoz keleten csatlakozó — feltételeesen jobbos eltolódáshoz tartoztak.

Ezek alapján feltételezhető, hogy a Tatabányai-medence középső-eocén üledékképződését előbb kompressziós feszültségtérben létrejött flexurális extenzió szabályozta, ami alátámaszthatja mind a Magyar Paleogén Medence ívmögötti flexurális medenceként való értelmezését (TARI et al., 1993), mind az ívelőtti medence eredetét (KÁZMÉR et al. 2003) is. Ugyanakkor a kompresszióra merőleges extenziós szerkezeteket később a középső eocén legvégén vagy a felső-eocén legelején egyre inkább eltolódásos jellegű deformációk váltották fel. Ez a fajta deformációs térbeli váltás a Budai-hegység felső-eocén képződményeiben időben felfelé, térben ÉK-felé eltolódva (FODOR et al. 1992, 1994; MAGYARI 1996) jelentkezik.

Summary

Many studies have been carried out and lots of papers have been published on the geological build-up of the Tatabánya basin for the past 110 years. In spite of detailed lithological, palaeontological and stratigraphical data a lot of problems remained unsolved. Geological mappings of the area, still under work the tectono-sedimentological analysis of the structures as well as stratigraphical and facies analysis yielded new data concerning the geological build up and Middle Eocene evolution of the Tatabánya basin. Correlating the sections the Middle Eocene strata here can be divided into three main stratigraphic units. The so-called 'lower nummulitic limestone' horizon developing during the Late Lutetian transgression is separated by a siliciclastic event from the upper nummulitic limestone pointing to a second rise of sea level. The "lower nummulitic limestone" unit is build up of limestone with small Nummulites, marls, clayey marls. All these are heteropic facies of the basinal Operculina Marl of great thickness in the basin. The siliciclastic strata cover this unit with unconformity. The littoral sand, silt and clay together with coal stripes develop into sandstone, sandy marl and organic rich marls in the sublittoral realm. The so-called 'upper limestone' horizon can also be divided into three parts. The lower part of the upper limestone horizon is of carbonate ramp facies. In the middle and inner part of the ramp bioclastic limestone with Miliolina, Orbitolites, red algae and coral fragments was accumulated during the transgression. Capping the ramp sediments hermatypical coralline, large molluscal, alveolinid, echinoidal, small nummulitic bioclastic carbonate sediments of coral-rimmed platform origin were deposited. In the upper part of the upper limestone horizon nummulitic limestone beds were formed. At the base small Nummulites, near the top the bigger Nummulites perforatus and Nummulites millecaput in large numbers are characteristic. Toward the basin discocyclines and glauconite also appear together with *Nummulites millecaput*.

Bioperforated Triassic basement occurs in three horizons: one in the lower limestone unit and two in the upper limestone unit. The older horizon in the upper limestone unit is situated in the rocky Triassic shoreface of the carbonate ramp, while the younger one is in synchrony with the tectonic event preceding the deposition of perforatus-millecaput layers.

The Middle Eocene basin evolution was accompanied by active tectonism, according to tectono-sedimentary studies. The sediments of the two carbonate-dominated stratigraphic horizons, having been lithified in different degree, were plastically deformed by syndimentary and syndiagenetic processes. In the lower limestone unit flexures and asymmetric sediment thicknesses are common as well as gravitational redeposition. In the upper limestone unit soft sediment fold, syndiagenetically sheared, in situ nodulated layers have been formed. The most important tectonic event during the formation of the upper limestone unit is a breccia generation formed along normal and transcurrent faults and tectonic sediment deformations belonging to the same tectonic event such as neptunian dykes, injection dykes, solid-plastic state shears. Breccia-generating tectonic events occur in two stratigraphic horizons above the siliciclasts. Cliffed shore facies were developed by both of these events. The tectonic movements preceding the formation of the millecaputperforatus beds caused significant deepening of the basin together with gravitational redepositions.

On the basis of microtectonic data of the Middle Eocene structures the syndimentary breccia generation has been formed along (N)NW–(S)SE and (N)NE–(S)SW strike normal faults. The NW-dipping normal faults, perpendicular to (W)NW–(E)SE compressional stress field and the neptunian dykes parallel to them refer to local flexural(?) deformations. These faults deformed the perforatus-millecaput layers in a liquid-plastic state, while the more significant deformation along the (N)NW–(S)SE strike faults took place in an almost solid state of the layers. According to the main stress field directions these structures were sinistral transcurrent faults with major normal components. These belong to the transcurrent fault defining previously the southern rim of the Tatabánya basin and running eastward to Vértessomló line, which can't be seen in this time.

In conclusion, on the basis of the above mentioned data the Middle Eocene sediment accumulation of the Tatabánya basin was first controlled by a flexural extension perpendicular to a compressional stress field, which has been followed by transcurrent deformations. The first flexural deformation in the current stress field is characteristic for a retroarc flexural basin (TARI et al. 2003) or a forearc basin (KÁZMÉR et al. 2003) behind the Alpine–Carpathian subduction zone, which has been changed transcurrent deformational field. However this stress-field change is characteristic also for the Upper Eocene of the Buda Mts. (FODOR et al. 1992, 1994; MAGYARI 1996), which suggest the shifted of the deformational field to young in time, and to NE in the terrain of the Hungarian Palaeogene Basin.