

XXXII. Országos Tudományos Diákköri Konferencia (OTDK)
Fizika, Földtudományok és Matematika Szekció (FiFöMa)
Kolozsvár, 2015. április 15-18.

A Sós-patak (Pata-rét) miocén rétegsorának mikropaleontológiai vizsgálata

Szerző:

Nagy Orsolya - Réka

Babeş–Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár, Biológia és Geológia Kar, mérnökgeológia szak,
alapképzés, IV. év

Témavezetők:

dr. Silye Lóránd ¹egyetemi adjunktus, Babeş–Bolyai Tudományegyetem, Kolozsvár, Biológia
és Geológia Kar, Földtani Intézet; ²posztgraduális, MARUM, Bremer Universität, Bréma

Wanek Ferenc egyetemi adjunktus, Sapientia Erdélyi Magyar Tudományegyetem,
Természettudományi és Művészeti Kar – Kolozsvár, Környezettudományi tanszék

TARTALOMJEGYZÉK:

1. Bevezetés	3
2. A kutatott terület földrajzi behatárolása.....	4
3. Kutatástörténet	6
4. Földtani háttér	7
5. Mintavételezés és vizsgálati módszerek	13
5.1. Terepi megfigyelések, a minták begyűjtése	13
5.2. A minták feldolgozása	14
5.3. Meghatározás és értelmezési lehetőségek.....	15
5.4. A pásztázó elektronmikroszkóp (Scanning Electron Microscope; SEM).....	16
5.4.1. A SEM fizikai alapjai és működési elve	17
5.4.2. Mintaelőkészítés és feldolgozás.....	18
5.4.3. A SEM mikropaleontológiai alkalmazásai	20
6. Középső- és késő-miocéni rétegtan a Paratethys-i térségben	21
7. A feldolgozott minták parányöslénytartalma és közettani összetétele	25
8. Eredmények kiértékelése	31
8.2. Biosztratigráfiai eredmények. Őskörnyezeti megfigyelések	31
8.3. A bentosz foraminiferák paleoökológiai jellemzői.....	33
8.3.1. Epibentosz és inbentosz közösségek.....	33
8.3.2. Oxigénellátottság és produktivitás (nutriensek).....	33
9. A vizsgált mikrofauna-együttes rendszertani besorolása.....	35
9.1. Foraminiferák rendszertana	35
9.2. Kagylósrákok rendszertana	40
10. Következtetések	41
11. Köszönetnyilvánítás	42
12. Irodalomjegyzék	43
13. Függelék.....	48

1. Bevezetés

A foraminiferák rétegtani jelentősége Erdély harmadkori földtanának kutatásában már Koch Antal korában ismert és elfogadott volt, napjainkban pedig szinte nélkülözhetetlenek a biosztratigráfiában, a paleoóceanográfiai tudományokban és nem utolsósorban a szénhidrogén-kutatásban is alapvető szerep tulajdonítható nekik.

A sós-pataki rétegeket a késő-badeni Mezőségi Formációcsoporthoz tagjaiként, míg más forrásokban a koraszarmata-kori Irisz-telepi Formáció részeként kezeli a szakirodalom. A területre vonatkozó régi földtani térképeink késő-badeniről árulkodnak, de ez nem teljességgel elfogadható koradat, hiszen csak litológiai jellegeken alapszik a meghatározása. A késő-badeni–szarmata összletek javarészt márgás agyagokból, homokkövekből és tufás beékelődésekből állnak, amelyeket nagy biztonsággal mikrofaunisztikai jellegek alapján tudunk elkülöníteni egymástól. Dolgozatunk fő célja a rétegtani helyzet pontosítása, melyekhez a foraminiferák – egysejtű plankton és bentoszlakó életmódot folytató állatcsoport – megkövült közösségeit vizsgáljuk, a társult mikrofaunával együttesen. A különböző nemzetségek és fajok mintabeli eloszlása és morfológiája segít megérteni a miocénben uralkodó klíma viszonyokat, a tengeraljzat oxigénellátottságának változását, valamint az üledékesedési környezet jellegét is.

2. A kutatott terület földrajzi behatárolása

Kolozsvár az Erdélyi-medence nyugati peremvidékét képezi, a Kis-Szamos és Nádas völgyeiben és összefolyásának völgytalpán terül el (1. ábra). A vizsgált feltárás a város központjától D–DK irányban, a Szamosfalvi negyed és Dezmér falu határaiban található, az Apahidát Bányabükkel (Vâlcele) összekötő útszakasz mentén (2. és 3. ábra). Földrajzi koordinátái: É 46°46'0.55", K 23°41'31.15"



1. ábra. Kolozsvár elhelyezkedése az Erdélyi-medencében, a sárga csillag a feltárás viszonyított földrajzi helyzetét szemlélteti.



2. ábra. A feltárás közeli műholdfelvételes képe, tőle É-ra a Szamosfalvi negyed látható. A fekete vonal az É fele dőlő rétegek megmintázott szelvényét jelöli.



3. ábra. Panorámakép a tanulmányozott feltárásról. Fotó: Ambrus Eduárd

2. Kutatástörténet

Az első kiemelkedő jelentőségű, erdélyi származású foraminifera-kutató Leopold FICHTEL volt, akinek a feldolgozásai ma is alapismeretként szolgálnak és rendszertanilag helytállóak (WANEK, 2014). A szakirodalomban mára közzismertté vált monográfiájában, szerzőtársával Paul Carl VON MOLL-al együtt a korabeli foraminifera-kutatások legjobb minőségű és részletességű ábrázolásait, leírásait tették közzé (FICHTEL ÉS MOLL, 1803).

A HAUER és STACHE (1863) által közölt „Geologia Siebenbürgens” című monográfia a nummuliteszek kolozsvári előfordulásait és fajait említi.

PÁVAY (1871) az első, aki Kolozsvár földtanával részleteiben foglalkozik, ezt teljesíti ki később KOCH (1894; 1900) a geológiai szakirodalomban ma is alpműnek tekintett kétkötetes monográfiájában, amelyben hangsúlyozza a foraminiferák biosztratigráfiai jelentőségét és helyenként alkalmazza is őket a rétegek korának meghatározására, pontosítására. Később éppen KOCH tanítványa, MÁRTONFI Lajos (1880) az, aki Kolozsvár harmadkori foraminiferáinak behatóbb kutatásában érdemileg is maradandót alkotott.

A mezőségi rétegekben előforduló tufák tanulmányozásának tekintetében ki kell emelnünk SZÁDECZKY-KARDOSS Gyula, a Földtani Intézet volt tanszékvezető ásványtan professzorának munkásságát, aki elsők között ismerte fel ezen vékony tufarétegek szintjelző szerepét a monoton litológiájú márgás–agyagos összletekben. A Kolozsvár–Kolozs–Köteland–Apahida tufavonulatainak vizsgálatai során (SZÁDECZKY-KARDOSS, 1914) felfigyel a márgás–homokos rétegek közötti gipszek réteges megjelenéseire, amelyeket utólagos származásúnak tart, a rétegződésre merőleges, elválásos megjelenéseik miatt.

Kolozsvár geomorfológiai viszonyairól TULOGDY (1931) nyújt részletesebb tudósítást, beleértve az ős-Szamos- és a Nádas-folyó teraszrendszereinek kialakulását. A kutatott terület aktuálisabb, főként földfelszín-alaktani és tektonikai vonatkozásait WANEK és mtsai. (2011a; 2011b) közlik konferencia-sorozatban megjelent tanulmányaikban.

A mai szakirodalmi követelményeknek megfelelően, az erdélyi harmadkori foraminifera-kutatás terén történt jelentős előrelépések Gheorghe POPESCU és Sorin FILIPESCU neveihez fűződnek, akik részletes területi és összesítő munkáik révén, illetőleg a mikropaleontológia üledékföldtani és szekvenciaretegtani alapokra való helyezésével, egy átfogóbb keretet tudnak nyújtani Erdély földtanának teljesebb megismeréséhez.

4. Földtani háttér

Az Erdélyi-medence aljzata közvetlenül csak néhány fúrásból ismert, melyekből kiderül, hogy a Tisza-Dácia térség kora/késő-kréta tektonogenetikai fázisaiban kialakult gyűrt-takarós egységek, óceáni és szigetív eredetű magmatitok (a Transzilvanidák takarós egységei) képezik a későbbi üledékgyűjtőként működő medence alapi képződményeit (SĂNDULESCU, 1984; KRÉZSEK és BALLY, 2006), melyet felső-kréta fedőüledékek borítanak.

Az Erdélyi-medence késő-kréta–tercier üledékösszlete KRÉZSEK és BALLY (2006) szerint négy tektonosztratigráfiai megaszekvenciára bontható: felső-kréta (riftesedés, gravitációs süllyedés), paleogén („zsák”, sag), alsó-miocén (flexurális-medence) és középső- és felső-miocén (ív-mögötti szekvencia, melyben a gravitációs sótektonika dominál).

Kolozsvár környékén (5. ábra) a felső-kréta üledéksorok diszkordánsan települnek a Gyalui-hegység kristályos paláira és közvetlenül az alsó részen Gosau-típusú fácies dominál (senon-kori konglomerátumok, homokkövek, agyagok és mészkövek), melyet turbidites összletek követnek (flis=sziltes agyagok, homokkövek és konglomerátumok váltakozásai) (BACIU és FILIPESCU, 2002). A paleogén üledékes összletet teljes kifejlődésében egyedül a medence peremibb, észak-nyugati részein találhatjuk meg, egy enyhe 2–3 foknyi dőlésű monoklin szerkezetként rakódva egymásra és amelyben függőlegesen váltakoznak a kontinentális fáciesek a tengeri eredetű üledékekkel, egyre erőteljesebb kontinentális jelleget mutatva.

Az Erdélyi-medence északnyugati peremvidékén a paleogén üledéksor a Zsibói Formációval (Formațiunea de Jibou) [HOFMANN, 1879] kezdődik, melynek kora: maastrichti–lutetiai. Ez a kontinentális vöröses sziltes–agyagból álló, néha durva törmelékekkel váltakozó üledéksor jó folytonossággal rendelkezik (akár 100 km²-en át követhető) (FILIPESCU, 2001).

Kolozsvár környékén a legrégebbi feltárásban is látható formáció a Nádasmenti Formáció (Formațiunea de Valea Nadășului) [POPESCU, 1978], mely az első tengeri összlet, a Nagykalotai Formációcsoport (Grupul de Călata) [RUSU, 1995] fedőképződményeként jelenik meg. Ez a tavi-folyami kontinentális üledéksor két, szemmel láthatóan elkülönülő szekvenciában mutatkozik meg, alul homokos, míg e fölött inkább vörös sziltes–agyagos rétegeket képez. (MÉSZÁROS 1976; BACIU és FILIPESCU, 2002).

A második tengeri összlet, a Türeai Formációcsoporth (Grupul de Turea) [RUSU, 1995], amelynek első tagja a Zsoboki Formáció (Formațiunea de Jebucu) [BOMBIȚĂ, 1984], melynek kora: középső–késő-priaboniai – kora-rupeli. KOCH (1884) elsőként „felső gipszes rétegek”-ként említi. A kolozsvári részen a formáció mindinkább mészköves fáciesbe vált át (Plecska-, Gorbó-völgye), mely kövületszegény (MÉSZÁROS és CLICHICI, 1976), normál sótartalmú jellegét csak néhány kagylómaradvány, kagylósrákok, foraminiferák és zöld algák igazolják.

A város nevét viselő, felső-priaboniai Kolozsvári Mészkő Formáció (Formațiunea Calcarulului de Cluj) [HOFMANN, 1879] lumasella szinttel indít, amelyet szerves anyagban gazdag, durva mészkő követ nagy *Cerithium* fajokkal, melyből legjellegzetesebbnek a *Campanile parisiense clujensis* DESHAYES mondható. A formáció tetejét egy regionális jelentőségű rétegtani markerszint képviseli *Nummulites fabianii* PREVER kövületekkel, mely határt képez a Kolozsvári Mészkő Formáció és a fölé települő Berédi Márga Formáció (Formațiunea de Brebi) [HOFMANN, 1879] között.

A priaboniai emelet legfelsőbb szintjét a már említett Berédi Márga Formáció képezi, mely régi nevén, mint „bryozoás márga” [PÁVAY, 1872] ismert, lévén, hogy változatos és számottevő mennyiségű mohaállat-faunával rendelkezik, összesen mintegy 133 fajt említ a szakirodalom [GHIURCĂ, 1962]. Ez az agyagos–karbonátos összlet tartalmaz még foraminiferákat, tengeri sün maradványokat, gastropodákat is. A rétegösszlet felső részén megjelenő *Pycnodonte gigantica* SOLANDER szinten húzható meg az eocén/oligocén korok közti határ, melyet mikrofaunisztikailag nanoplankton és ostracoda társulások alapján bizonyítottak.

A homokköves-márgás Mérai Formáció (Formațiunea de Mera) [KOCH, 1880] két, *Scutella subtrigona* KOCH kövületben gazdag szintet tartalmaz, melyek litosztratigráfiai markereket képeznek a medence teljes ÉNy-i zónájában. E két szint között márgákat, laza homokot és homokkövet találhatunk gazdag oligocéni csiga- és kagylófaunával.

A formáció alegységét képezi a rupeli kori Hójai Mészkő Tagozat (Calcarul de Hoia) [HOFMANN, 1879], amely litológiáját tekintve arenites–mészköves típusú és az Erdélyi-medence egyik leggazdagabb paleogén fosszilis faunájával rendelkezik: algák, mohaállatkák, puhatestűek, tüskésbőrűek, halak, emlősök (BACIU és FILIPESCU, 2002).

A Mojgrádi Formáció (Formațiunea de Moigrad) [RUSU 1970] tipikus kontinentális jellegű üledékes összlettel rendelkezik, kövületekben szegényes sorozat, míg az ezt fedő Danki Formáció (Formațiunea de Dâncu) [RUSU, 1972] egy agyagos–márgás rétegösszlet. Az utóbbi

formációban szénbeékelődéseket is találunk, amelyek a rétegek mocsári környezetbeli lerakódására utalnak (FILIPESCU, 2001; BACIU ÉS FILIPESCU, 2002).

Az oligocén rétegsort Kolozsvár környékén a Fellegvári Formáció (Formațiunea de Gruia) [RUSU 1989] zárja, mely a „Fellegvári-rétegek”-nek [KOCH, 1884] a rétegtani hierarchiát előíró szabvány értelmében ma érvényes megfelelője. Ez a kora-rupeli formáció vastagpados homokkövekből, homokból és édesvízi kagylókból általában lencsésen összemosott lumasella rétegek váltakozásából áll (MÉSZÁROS ÉS CLICHICI, 1976).

Kolozsvár területén a neogén rétegsor diszkordánsan települ a paleogénre. A burdigaliai/eggenburgi transzgresszió – a miocén üledékesedési ciklus kezdetét jelöli – konglomerátumokkal és homokkövekkel indít, melyet a Nádaskóródi Formáció (Formațiunea de Coruș) [HAUER ÉS STACHE, 1863] képvisel, a márgás-agyagos összletek pedig a Kettősmezei Formációnak (Formațiunea de Chechiș) [HOFMANN, 1879] tulajdoníthatóak. E két formáció heteropikusnak mondható, tehát oldalirányban összefogazódóak, egyidejűek (szinkronok), viszont fáciesben eltérőek. Kolozsvár déli részén, a Róka-dombon, mindkét formáció azonosítható (WANEK ÉS POSZET, 2011a). A Nádaskóródi Formáció sekélyebb vízi összleteihez képest a Kettősmezei Formáció egy mélytengeri üledéksor, melynek mikrofaunisztikai bizonyítékeként a rétegekben megőrződött, gazdag foraminifera együttese szolgál, a *Globigerinoides triloba* REUSS biozóna képviselőjében (FILIPESCU, 2001).

A Mezőségi Formációcsoportba (Grupul de Câmpie) [KOCH, 1884] összességébe véve a badeni korban képződött üledékösszletek tartoznak, melyek transzgreszíven települnek a kora-miocéni, illetve oligocén, eocén kori rétegekre (KRÉZSEK ÉS FILIPESCU, 2005; TILIȚĂ és mtsai., 2013). A több szinten is előforduló, riolitos–dacitos összetételű tufák jelenléte könnyen felismerhetővé és elkülöníthetővé teszi ezen rétegsorokat a korábbi paleogén–alsó-miocén összletektől. A kora-badenitől a pannóniaiig előforduló különböző tufaszintek jelenléte, a Keleti-Kárpátok, illetőleg az Erdélyi-Szigethegység neogén, mészkáliai jellegű, szubdukcióhoz kapcsolódó magmás aktivitásához köthető, melynek fokozatos előrehaladtával a tufák kémiai összetétele is a riolitos jellegtől egészen az andezites összetételig változik (KRÉZSEK ÉS FILIPESCU, 2005). A Mezőségi formációcsoportot alkotó első rétegösszlet (4. ábra), a Dési Formáció (Formațiunea de Dej) [POPESCU, 1970], a második neogén üledékesedési ciklus nyitó tagjaként ismert, melynek alkotásában három különböző litológiájú szint vesz részt: az alapi rész tehát transzgreszíven települő, durva törmelékes üledékes kőzetekből áll, melyet egy

globigerinás márgás–agyagos rétegsor követ, végül pedig a már említett riocitós tufa megjelenése zár (ez utóbbi agyagos–márgákkal, globigerinás márgás–tufákkal váltakozva) (MÉSZÁROS és CLICHICI, 1976). A váltakozó agyagos–márgás összletekben, a tufás szintekkel ellentétben mennyiségileg számottevően megnövekszik az *Orbulina suturalis* BROENNIMANN (kora-badeni) fajok száma (KRÉZSEK és FILIPESCU, 2005). Az alsó-badeni tufaszint regionális jelentőségű unkonformitást képez, a medence központi részein a mezozoós és kristályos aljzat gyúrt rétegsorára települése révén (CIUPAGEA és mtsai., 1970; SANDERS, 2002).

A középső-badeni Désaknai Formáció (Formațiunea de Ocna Dejului) [MÉSZÁROS, 1991] regressziós feltételek mellett rakódott le, melyet az időszakosan megjelenő lagunáris események is alátámasztanak, melynek során só és szabvány-típusú gipsz csapódott ki (KRÉZSEK és BALLY, 2006). A Désaknai Formáció mikrofaunisztikai jellemzőiben is eltér az alatta levő „Dési Tufa Komplexum”-tól, amely a plankton és bentosz foraminiferák egymáshoz viszonyított arányában nyilvánul meg. Az agyagos szintekből ismert közösségekre ez esetben a Miliolida, a Buliminida és a Rotaliida rendek egyes bentosz csoportjainak elterjedése jellemző (MÉSZÁROS és CLICHICI, 1976; POPESCU és mtsai., 2001; 2005; 2008).

A medence peremvidékein elterjedő gipszek, a kősóhoz képest alárendeltebb szerepet játszanak. A kősónak az Erdélyi-medencében való folytonos kiterjedését szeizmikus szelvények is igazolják, Kolozsvár környékén leginkább sóforrásokból, sókivirágzásokból tudunk következtetni a jelenlétére (PÁVAY, 1871; KOCH, 1885), egyes helyeken pedig felszíni sóval (=diapír szerkezetekkel) is találkozhatunk (Szamosfalva, Dezmér, Pata). A Mezőségi csoport egy pteropodás szinttel zárul (*Limacina* sp.), mely a régi szakirodalomban „*Spirialisos márga*” néven ismert (KOCH, 1900).

A badeni fölé települő szarmata kori rétegeket erős tektonikai instabilitás jellemzi, mely a Keleti-Kárpátokban zajló kollíziós eseménynek, a medence gyors süllyedésének és a vele járó magas szedimentációs rátának köszönhető (KRÉZSEK és BALLY, 2006; TILIȚĂ és mtsai., 2013).

A kora-szarmatát (felső-volhyniai – alsó besszarábiai) az Irisz-telepi Formáció (Formațiunea de Iris) [FILIPESCU, 1991] finomtörmelékes üledékeinek, vékony andezites összetételű tufával való váltakozásai képviselik. A badeni/szarmata határon bekövetkező újabb transzgresszív fázis során márgák, ritkán homokköves rétegek települnek, melyet a badeni tengerszint emelkedés okozta fokozatos faunaváltás ez esetben is jellemez, illetve tükrözi a vizek kemizmusának progresszív változását, mely a tengeri környezettől való izoláció során csökkent-

sósvízi jellegűvé válik (KRÉZSEK és FILIPESCU, 2005). A szarmata kezdetét az endemikus *Anomalinoides dividens* ŁUCZKOWSKA tömeges elterjedése jellemzi, mely ezáltal biosztratigráfiai jelentőséggel bíró indexfosszília (FILIPESCU, 2004b).

Az Irisz-telepi Formáció rétegösszlete litológiailag korrelálható a Dél-Erdélyben (Nagyszeben környékén) feltáruló Doborkai Formáció (Formațiunea de Dobârca) [LUBENESCU, 1981] sekélyvízi üledékfáciesével, mely az Irisz-telepi alsó-szarmata előfordulásához hasonlóan, jó megtartású foraminifera faunaegyüttessel rendelkezik, ritkán szarmata kagylósrákokat, áthalmazott badeni foraminifera vázakat tartalmazhat. Az autochton faunát kizárólag mészvázú bentoszfajok, ezeknek főként a juvenilis egyedei alkotják (SILYE, 2010).

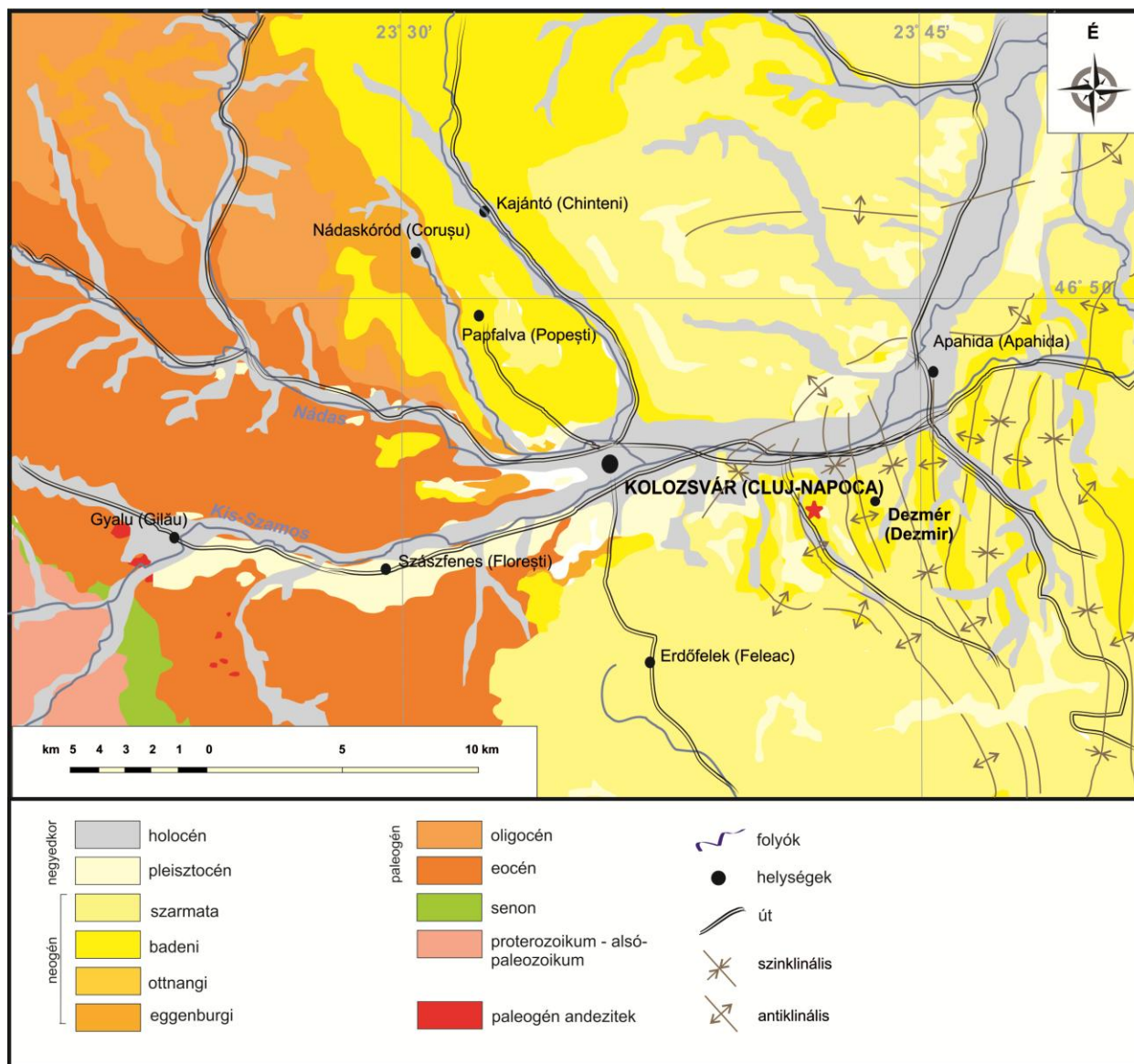
Mé	Kor	Standard korszakok	Regionális korszakok	Litosztratigráfiai egységek
10	KÖZÉPSŐ - ÉS KÉSŐ - MIOCÉN	tortonai	pannóniai kora	
11				
12		serravallei	szarmata késő	Feleki Formáció
13			kora	Irisz-telepi Formáció
14				
15	KÖZÉPSŐ - ÉS KÉSŐ - MIOCÉN	langhei	badeni középső	Mezőségi Formációcsoport
16			kora	
				<i>Spiralis</i> os márga, radioláriás agyagok
				Désaknai Formáció
				Dési Formáció

A neogén üledéksort a Feleki Formáció (Formațiunea de Feleac) [KOCH, 1884] (felső-besszarábiai) zárja, melynek masszív előfordulását Kolozsvár déli zónájában, a Feleki-dombon követhetjük végig. A Kolozsvár környéki geológiai képződmények egyik legjellegzetesebb példáját ez a formáció tartalmazza, amelyek Feleki-gömbkövek (mészkiválásos konkréciók) néven kerültek úgy a geológiai szakirodalomba, mint a köztudatba. A badeni és szarmata rétegek leginkább Kolozsvár keletibb részein lelhetőek fel.

A medence északnyugati peremvidékén – így Kolozsvár területét is beleértve – nem őrződtek meg pannóniai üledékek, a felső-szarmata rétegsorra üledékhézaggal negyedkori folyami üledékek és a Kis-Szamos teraszüledékei települnek (MÉSZÁROS és CLICHICI, 1976), illetve periglaciális képződmények jelenléte által képviseltek.

4. ábra. Középső- és késő-miocéni litosztratigráfiai

egységek FILIPESCU (2001), valamint KRÉZSEK és FILIPESCU (2005) munkái alapján



5. ábra. Kolozsvár területének leegyszerűsített földtani térképe RĂILEANU és mtsai. (1968) után módosítva. Piros csillaggal jelölve a tanulmányozott feltárás helye látható.

5. Mintavételezés és vizsgálati módszerek

5.1. Terepi megfigyelések, a minták begyűjtése

A parányóslénytani feldolgozáshoz szükséges mintavételezés lentről–felfele, átlagosan 40 cm-es távolságokban történt (6. ábra), egy – a rétegdőlés irányára közel merőleges szelvény mentén. Összesen 24 mintát vettünk, amelyből 10 került teljes feldolgozásra, a többi az iszapolási fázis utáni állapotban maradt. Az M19–M24 mintákat nagyobb távolságokban vettük, elsősorban a már előzőleg feldolgozott anyag minőségi ismeretéből kifolyólag, valamint a felmerülő litológiai akadályok (pl. gyakori tufabetelepülések) és a korlátozott terepi bejárás, a fal meredeksége miatt.



6. ábra. A terepi munka folyamata, a sárga körök a mintavételezési pontok helyeit jelölik.

Fotó: Wanek Ferenc

A megfigyeléseink alapján felmerülő újabb kérdések részleges megválaszolása céljából az elérhető legfelső szintekből is vettünk 3 mintát, amelyek csupán viszonyítási alapként szolgálnak és a rétegekben való jobb tájékozódást segítik. Az említett minták nem az általunk vizsgált szelvényen helyezkednek el, ezért nem is kerültek statisztikai feldolgozásra.

5.2. A minták feldolgozása

A taxonómiailag vizsgálandó, reprezentatív minták kiválasztása az üledékben megőrződött parányóslények vázmegtartási minőségének függvényében és a minták mikroszkóppal való átnézése során rendszertanilag beazonosítható csoportok változékonysága alapján történt.

A parányóslények kinyeréséhez a standard szárításos-iszapolásos eljárást alkalmaztuk (7. ábra), amelynek során az előzőleg kiszárított mintákból egyenként 300 g anyagmennyiséget kimértünk. Ezeket 63 μm -es lyukbőségű szitán, állandó vízszög alatt átmostuk, ezzel eltávolítván az agyagos frakciót. A mintaelőkészítés utolsó fázisaként, az iszapolási maradékokat (=agyag frakció fölötti rész) 90–95 °C fokon kiszárítottuk, majd 63 μm –1 mm és >1 mm frakciókra bontva, kis üvegcsékben tároltuk.

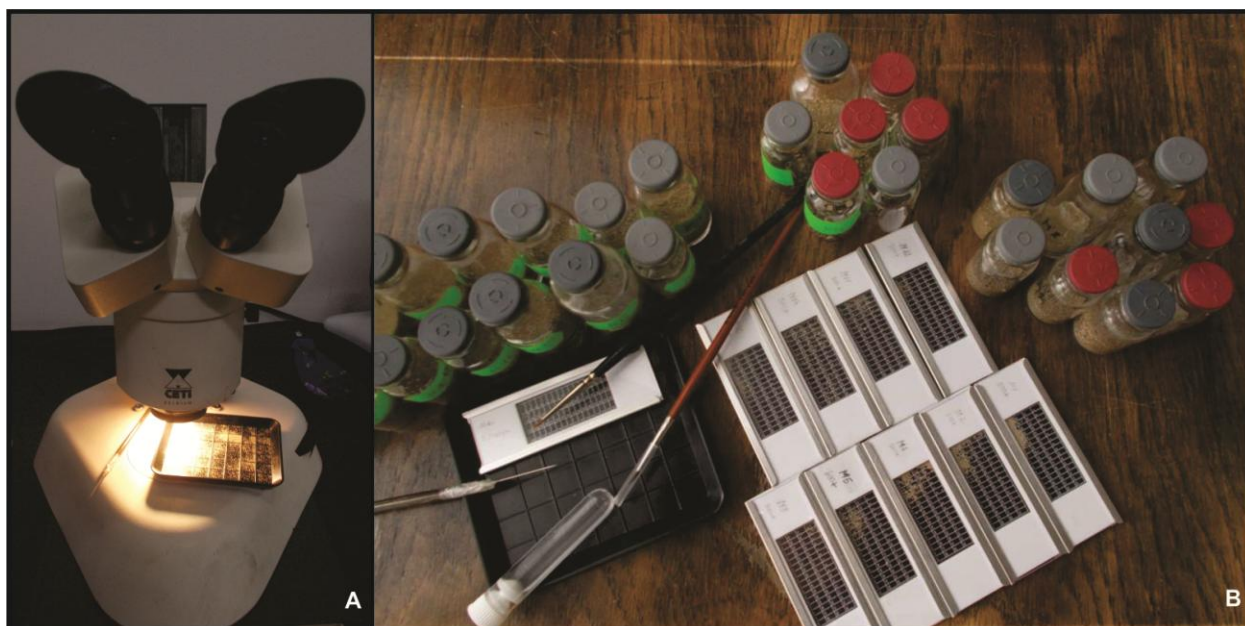


7. ábra. A mintafeldolgozás lépései: A – a kimérendő anyagmennyiség 90–95 °C fokon való kiszárítása; B – a minta kifőzése a közet kompaktációjának megszüntetése céljából, NaHCO_3 (nátrium-hidrogénkarbonát; szóda-bikarbóna) hozzáadásával; C – az agyag frakció eltávolítása, a nedves szitálás módszerével; D – az iszapolási maradékok kiszárítása.

5.3. Meghatározás és értelmezési lehetőségek

A feldolgozott minták statisztikai szempontból való véletlenszerű eloszlásához mintaosztóval (=splitterrel) egyenlő részekre bontottuk a kiválogatandó anyagmennyiséget. Vékonyszálú ecset és tű segítségével, mintánként, a gyakoriság függvényében minimum 300 darab foraminiferát választottuk ki, amelyeket később sztereomikroszkóppal vizsgáltunk és faji szinten meghatároztunk (8. ábra). A meghatározásokat főként BUCUR és FILIPESCU (1999), CICHA és mtsai. (1998), FILIPESCU (2004a), PAPP és mtsai. (1985), valamint POPESCU és mtsai. (1979; 2001; 2008; 2011) munkáira támaszkodva végeztük el, amelyek egy biosztratigráfiai

keretet biztosítottak a rétegek relatív kormeghatározásához. A fotók elkészítése Olympus SZ61 típusú mikroszkópra szerelt, Olympus SP-350 digitális fényképezőgéppel történt, a fotótáblák a CorelDrawX5 grafikai program segítségével készültek. Az egyes plankton foraminifera fajok esetében felmerülő bizonytalanságok kiküszöbölése érdekében, valamint a kagylósrákok meghatározásához a kolozsvári Babeş-Bolyai Tudományegyetem Biológia és Geológia karának JSM-JEOL 5510 LV SEM típusú pásztázó elektronmikroszkópjával készítettünk nagy felbontású felvételeket.



8. ábra. Az egyedek sztereomikroszkóp alatti kiválogatása (A) és cellákba való rendezése (B).

5.4. A pásztázó elektronmikroszkóp (Scanning Electron Microscope; SEM)

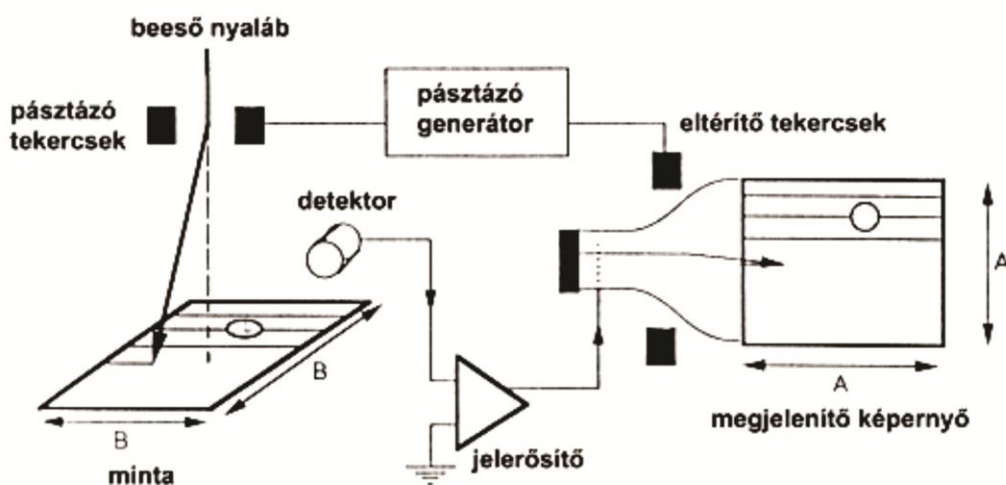
Az egyes esetekben nehézkes faji szintű meghatározásokat a pásztázó elektronmikroszkóp (a továbbiakban SEM) segítségével végeztük el. A hagyományos optikai mikroszkópokkal szemben, a pásztázó technika az elektronbombázás általi, pontról-pontra való képképzésen alapszik. Az első pásztázó elektronmikroszkóp létrehozása Max KNOLL (1935) nevéhez fűződik (HAVANCSÁK és DANKHÁZI, 2010)

A hagyományos mikroszkópokkal szemben, a SEM legfőbb előnyei közé tartozik a nagy mélységélesség beállíthatósága, ami lehetővé teszi, hogy egyidőben akár több, nem egyforma méretekkel rendelkező szilárd anyag felszínére (esetünkben egyedre) fókuszálhassunk. Másrészt, a nagy felbontóképességének köszönhetően, az egymáshoz közeleső egyedek különálló képi

megfigyelésére nyújt lehetőséget, azáltal, hogy a nagyítást a vizsgálandó tárgy több ezerszeresére, akár tízezerszeresére fokozhatjuk. Főként a nagyon tiszta képminőség az oka annak, hogy a jelen kutatások egyik leghasznosabb eszközeként tartják számon.

5.4.1. A SEM fizikai alapjai és működési elve

A képképzésben szerepet játszó elektronok kibocsátását az elektronágyú végzi, a katódból kilépő elektronok gyorsítását elektromos tér biztosítja. A vákuummal telített, elektromágneses térben az elektronnyaláb (átmérője tipikusan 10 nm, minimálisan pedig 1 nm) függőleges utat tesz meg, amelynek során a mintára való fókuszálást szabályozó, tengelyszimmetrikus lencsékkel (kondenzor- és objektív lencse) ütközik, majd a pásztázó tekercsek segítségével végigjárja a vizsgálandó minta felületét (9. ábra). A nyaláb mintával való ütközése során további elektronok, illetve röntgensugarak bocsátódnak ki (EGERTON, 2005).



9. ábra. A pásztázó elektronmikroszkóp működési elvének vázlata. (HAVANCSÁK és DANKHÁZI, 2010)

A képképzésben leggyakrabban a szekunder elektronok (=secondary electron; SE) emisszióját használják fel (gyengén kötött, külső héjon lévő elektronok, amelyek a minta felületéről érkeznek vissza, a rugalmatlan szóródás eredményeképpen). A szekunder elektronok (energiájuk 5 eV – 10 eV között mozog) képképzésben való szerepe az egyed morfológiai, felszínszerkezeti leképezésében rejlik, a folyamatot a topográfiai kontraszt kimutatásának is szokták nevezni (Secondary Electron Image; SEI felvétel).

A visszaszórt elektronok (=backscattered electron; BSE) által kibocsátott jel szintén használatos (90 foknál nagyobb szögben rugalmasan és rugalmatlanul szóródó elektronok, amelyek az atommaggal való elektrosztatikus interakció révén jönnek létre). A visszaszórt elektronok energiája szinte megegyező az elsődleges – elektronágyú által kibocsátott – elektronnyaláb energiájával. Ennélfogva tehát a két visszaverődött elektrontípus (SE és BSE) könnyen megkülönböztethető egymástól a kinetikus energiája alapján (EGERTON, 2005). A visszaszórt elektronok nagy energiájuk révén mélyebbről is hoznak információt, ezáltal ki tudják mutatni az (ásvány)egyed kémiai összetételében való kontrasztváltozásokat is, árnyékolt felvételt létesítve.

A röntgen-fotonok megjelenése az elsődleges elektronnyaláb belső héjról kiütött elektronjának következtében kialakult vakancia (=üresedés) betöltődési folyamatának eredménye (→ karakterisztikus röntgensugárzás). Ezt elemtérképek készítésére alkalmazzák (HAVANCSÁK és DANKHÁZI, 2010).

A pásztázó elektronmikroszkópban vastag mintát használunk, így a mintán áthaladó, megtört részecskék megjelenésére nem kell számítanunk.

A mikroszkópra szerelt detektor érzékeli, valamint összegyűjti az elektron–minta interakció révén visszaverődött elektronokat és röntgensugarakat, amelyeket a rendszerhez kapcsolt képernyőn észlelhető jellé konvertál. A keletkező kép világossága, a detektorba érkező jelek minőségétől függ, amelynek meghatározó tényezői a leképezendő anyag elektronbombázásra adott válaszreakciójában keresendők.

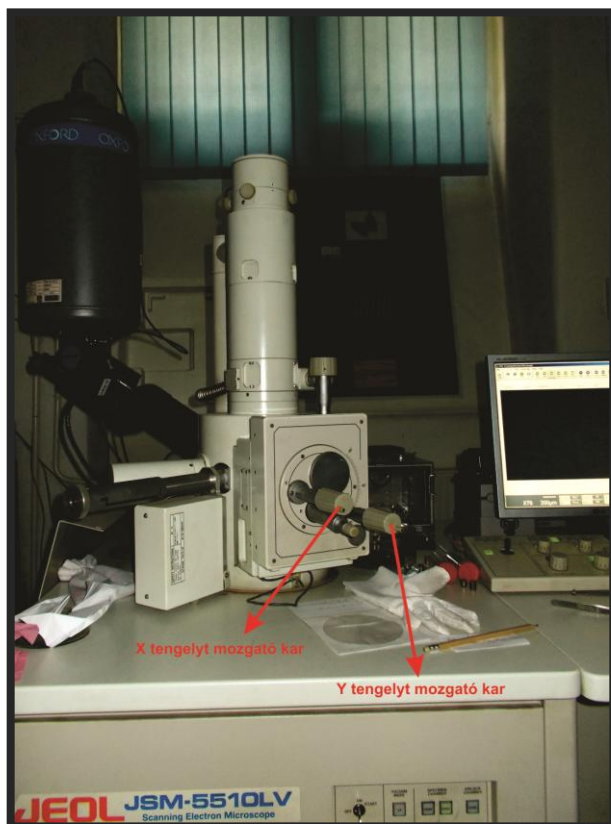
5.4.2. Mintaelőkészítés és feldolgozás

Az alaposabb vizsgálat céljából, főként a plankton csoportok képviselőit és a kagylósrákokat jelöltük ki, amelyeknek meghatározása nagyobb nagyítást követelt a részletek megfigyelésének fontossága miatt. Különösen előnyösnek mondható, hogy magának a mintának a pásztázó elektronmikroszkópos felvételekhez való előkészítése nem igényel komolyabb energia- és időbefektetést, ami annak köszönhető, hogy a vizsgálandó anyagot eredeti méretében, csiszolás nélkül felhasználhatjuk.

Azonban az elektronbombázás során a minta és a rá érkező nyaláb közötti esetleges töltésegyezés miatt (negatív töltés felhalmozódása) a keletkező kép disztorziót szenvedhet vagy fluktuációk jöhetnek létre a felvétel intenzitásában. Ennek elkerülése végett, szükséges az

egyedeket – a párologtatás vagy szublimáció technikáját alkalmazva – vákum alatt egy vékony fémlemezzel (arany, platina, króm) vagy vezető szénréteggel bevonni, amelynek vastagsága 10-20 nm között változik (ez elegendő a minta elektromos feltöltődésének megelőzéséhez). Ezen vastagság miatt van az is, hogy a szekunder elektronok kis behatolási mélységükből adódóan, csak a bevonat felületét pásztázzák végig, a minta anyagát nem érintik. A bevonat felvitelének másik előnye, hogy megnöveli a szekunder elektronok hozamát, ami a kép fényességének, egyúttal pedig a felbontás növekedésének is kedvez (HAVANCSÁK és DANKHÁZI, 2010).

Az elektronmikroszkópos vizsgálatokra kijelölt egyedeket sztereomikroszkóp alatt választottuk ki, majd helyeztük a ragasztóval ellátott mintatartóra, minekutána esetünkben arany bevonat került rájuk. A SEM mintatartó egységébe illesztve, az X és Y tengelyek mozgatásával, egyedenként végigpásztáztuk a mintát, majd külön-külön megadtuk a megfelelő mélységélesség, fókusz távolság és felbontás paramétereit (10. ábra). Az elektronmikroszkópos képek utólagos módosítását a GIMP 2.8. 10. nevezetű képszerkesztő program segítségével végeztük el.



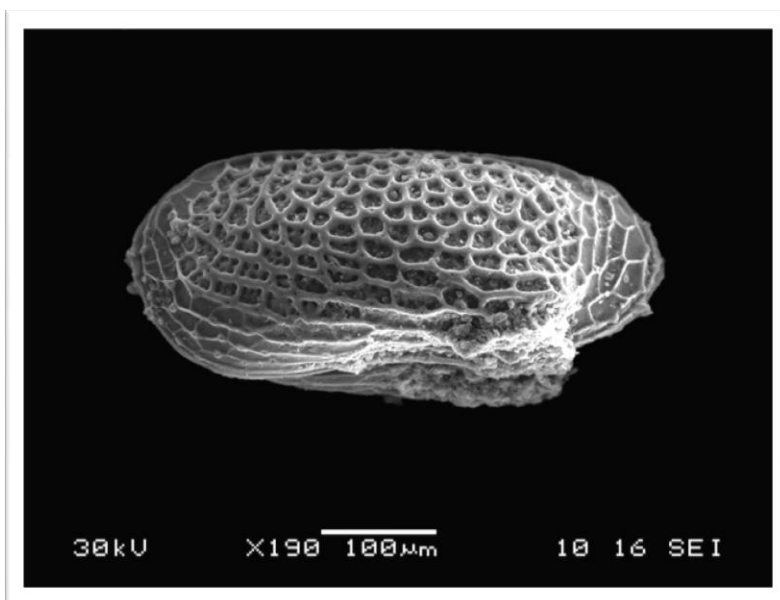
10. ábra. A JSM-JEOL 5510 LV SEM típusú elektronmikroszkóp a mintafeldolgozás folyamatában (Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Biológia és Geológia kar)

5.4.3. A SEM mikropaleontológiai alkalmazásai

A SEM által alkotott kép minőségi paramétereinek ismeretében, tanulmányozható a mikrofosszíliák felszíni topográfiája, amelynek vizsgálata elsősorban taxonómiai problémák megoldásához nyújthat segítséget. A morfológiai tulajdonságok alapján, megvalósítható a különböző csoportok rendszertani kategorizálása, hiszen a SEM nagy felbontásának köszönhetően az apró vázszerkezeti részletek is jól megfigyelhetők – ilyen például a Cytheridae család (Ostracodák osztálya) zárszerkezetének és az izombenyomatok tanulmányozásának a lehetősége, a foraminiferák közül a Lagenida rendre jellemző sugaras típusú szájadék vagy egyéb mikroszerkezeti tulajdonságok, a díszítettség tanulmányozása (11. ábra).

A plankton foraminiferák elkülönítésénél szintén hatékonyan alkalmazható módszer, amely a Globigerina nemzetség esetében a szájadék kamrákhoz képesti elrendeződésének, az utolsó kanyarulat mértékének, valamint az utolsó kamra méretének és térbeli helyzetének az osztályozási kritériumain alapszik (HONJO és BERGGREN, 1967)

A pásztázó elektronmikroszkópi felvételekre alapozott vizsgálatok átláthatóbbá tehetik a mikrofosszíliák filogenetikai alakulását, funkcionális morfológiai adatokkal szolgálhatnak, illetve a rendszertani kategorizálás révén egyben hasznos biosztratigráfiai segédeszköz.



11. ábra. *Loxoconcha* sp. díszített teknőjű kagylósrák, adatokkal ellátott pásztázó elektronmikroszkópos felvétele.

6. Középső- és késő-miocéni rétegtan a Paratethys-i térségben

A Paratethys elkülönülése a kora-oligocéntól kezdődik el (RÖGL, 1999), melynek során a térség Tethys-óceánnal való kapcsolata epizódikussá válik. Ez a Kárpáti- és a Kaspi területek a nyílt-óceántól való időszakos elszigetelődésében nyilvánul meg. Az elszigetelődések sorai biotikus események által követhetővé válnak, így a térség környezetében eltérést mutat a Közép-Európán kívüleső területektől, amely tehát az oligo–miocén üledékeknek a különböző rétegtani – kronosztratigráfiai és geokronológiai értelemben vett – ciklusokra való felosztását követeli meg (POPESCU és Despina BROTEA, 1994; HAUZHAUSER és PILLER, 2007).

Az ősföldrajzi rekonstrukciók szempontjából a legproblémásabbnak a középső- és felső-miocéni korszakok mondhatóak, ami a gyorsan változó paleobiogeográfiai feltételeknek, az erős tektonikai aktivitásnak és vulkanizmusnak tudható be.

Az Erdélyi-medence középső–késő-miocénjére vonatkozó rétegtani, üledékföldtani és mikrofaunisztikai adatokon alapuló összefoglaló táblázatát KRÉZSEK és FILIPESCU (2005) közli (12. ábra).

Mé	Kor	Standard korszakok	Regionális korszakok	Foraminifera biozónák (Popescu, 1995, 2000)		Mikropaleontológiai faunaegyüttesek	Átl. vastagság (m)	
10	KÖZÉPSŐ - ÉS KÉSŐ - MIOCÉN	tortonai	pannóniai kora	ostracodák			300	
11						Ammonia virágkor-zóna		
		ritkán foraminiferák (Miliammina), ostracodák						
12		serravallei	szarmata kora	késő	Porosonion aragviensis	bentosz foraminifera diverzifikáció	500	
					Dogielina sarmatica	bentosz foraminiferák, mysidák		
					Elphidium reginum	Articulina sarmatica		bentosz foraminifera diverzifikáció
					Varientella reussi			bentosz foraminifera (miliolidák)
13					Anomalinoides dividens	ritkán bentosz (csökkent sósvízi) foraminiferák	500	
						Anomalinoides virágkor-zóna, ritkán planktonok		
						Velapertina		plankton és ritkán bentosz élőlények, foraminiferák
Bogdanowiczia virágkor-zóna, plankton foraminiferák								
plankton foraminiferák, radioláriák, pteropodák								
14		langhei	badeni középső		Globoturborotalita drury / Globigerinopsis grilli	plankton és mélyvízi bentosz foraminiferák	300	
					Orbulina suturalis / Globorotalia bykovae	ritkán bentosz foraminiferák	100	
plankton és bentosz foraminiferák								
plankton és ritkán bentosz foraminiferák								
16				Praeorbulina glomerata	plankton foraminiferák			

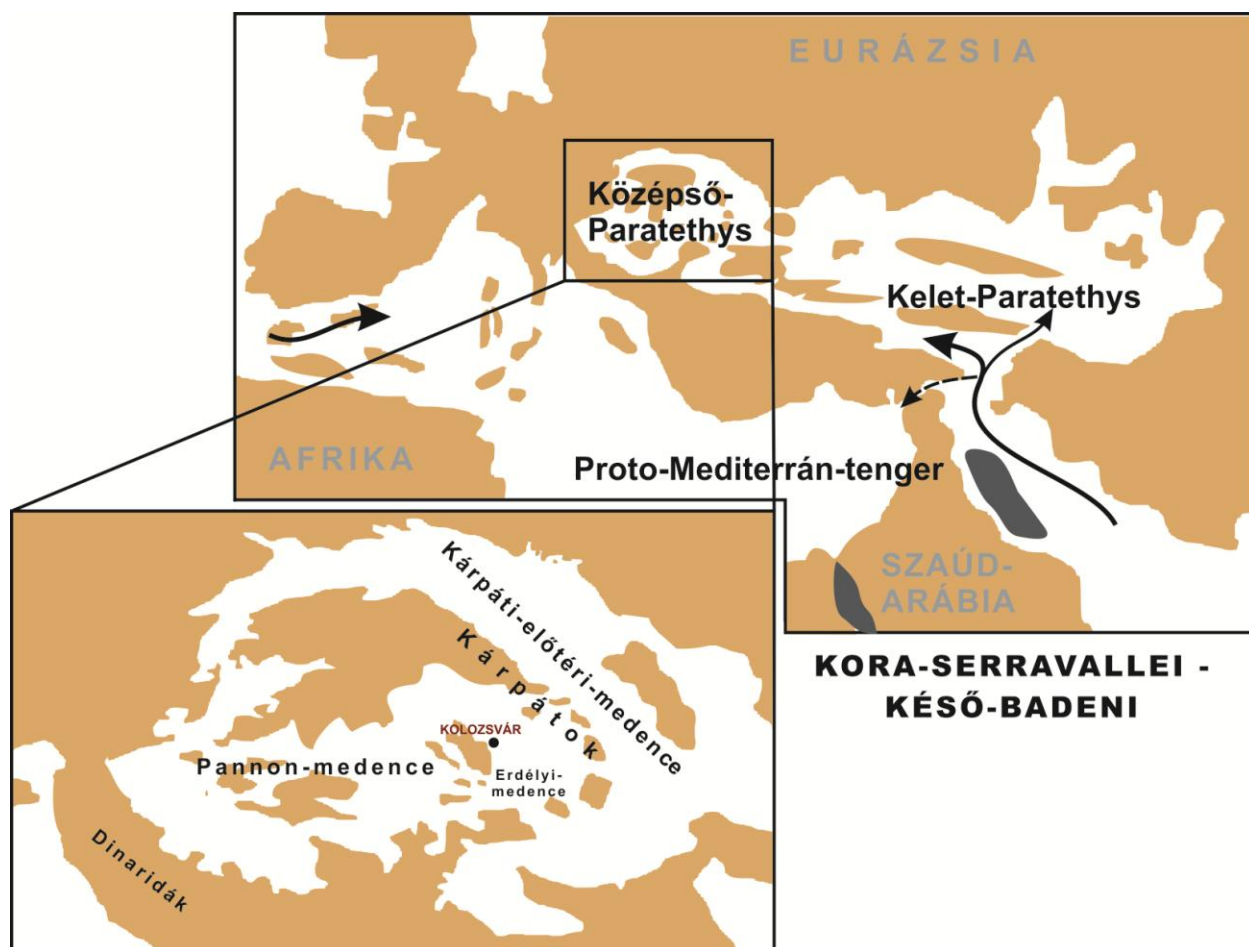
12. ábra. Az Erdélyi-medence szintetikus rétegtani táblázata Krézsek és Filipescu (2005) alapján.

A kora-badeni (moravi) transzgresszív események (TB 2.3 globális ciklus) az Erdélyi-medence ÉNy-i részén egy biosztratigráfiai szempontból fontos plankton inváziót eredményeznek, amely a *Praeorbulina glomerosa* biozóna jelenlétében nyilvánul meg. Ezt követően, egy későbbi fázisú, szintén kora-badeni tengeri elöntés eredményeképpen, az *Orbulina suturalis* biozónát is dokumentálták az egész Középső-Paratethys-i térségben (RÖGL, 1999; KRÉZSEK és FILIPESCU, 2005; HAUZHAUSER és PILLER, 2007).

A középső-badeni (wieliciai) korszakban (TB 2.4 globális ciklus) a plankton foraminifera közösségek a *Globoturborotalita druryi*/*Globigerinopsis grilli* biozóna megjelenéséhez köthetők, amely mellett nagy számban előfordulnak a díszített vázú, *Uvigerina* nemzetséghez tartozó bentosz foraminiferák képviselői is, ami egyértelműen nagyobb vízmélységre enged következtetni az alsó-badeni üledékes összletek faunaegyüttesének környezetéhez képest.

A középső-badeni sekélyvízi, tengerszint-csökkenéshez kötött sókrízis faunamentes üledékei után (TB 2.4/TB 2.5), a késő-badeni (kora-serravallei; kossovi) korai fázisa a Paratethys utolsó nagy tengeri elárasztását (TB 2.5) képezi (biosztratigráfiailag az NN6 nanozóna jelzi, amely a langhei/serravallei határnak felel meg), amely a Kelet-Anatóliai gát megnyílásához, tehát az Indo-Pacifikus kapcsolat újraaktiválódásához köthető (13. ábra). A mélyvízi üledékeket anoxikus–szuboxikus jellegű kondenzált, valamint pelágikus összletek képviselik. Ez az egyre mélyülő tendencia lehetővé teszi a különféle plankton közösségek – diatómák, radioláriák, silicoflagelláták, plankton foraminiferák (*Velapertina* biozóna) és pteropodák – rohamos megjelenését (KRÉZSEK és FILIPESCU, 2005). A függőleges áramlatok hiánya a vizekben anoxikus aljzati környezetűhöz vezet, amely megszünteti a bentosz közösségek élettereit. A késő-badeni korszak középső fázisában – üledékföldtani bélyegek alapján – egy külső rámpás környezettől–mélyvízibe való átmenetet dokumentáltak. Ez az agyagos jellegűből homok-dominálta fáciesbe való átmenet, a felső-badeni nagyvízi rendszeregység progradáló törmelékkúpjához és az ezzel egyidejű *Bogdanowiczia pocutica* PISHVANOVÁ agglutinált bentosz foraminifera közösségek robbanásszerű elterjedéséhez kötődik. Ez az esemény egyben a tengerfenéki áramlatok újraaktiválódását eredményezi. A *Bogdanowiczia pocutica* alzóna jelenléte potenciális marker lehet a Középső-Paratethys szekvenciasztratigráfián alapuló, regionális skálán való korrelációjának (FILIPESCU, 2004a). A késő-badeni végső fázisa – ugyancsak a *Velapertina* biozóna részeként – proximális rámpa és mélyvízi környezetet tükröz. A progradáló sekélytengeri összletek (kiszáradó rendszeregység) környezete kedvez a *Borelis-*

típusú fauna kialakulásának (POPESCU, 1979; FILIPESCU, 2004a). Az aktív kárpáti szubdukció folyamata miatti magas üledékbehordás és az erőteljes medencesüllyedés az egyik oka annak, hogy a terhelés hatására a középső-badeniben lerakódott só migrálni kezd és diapírokat hoz létre a kevésbé túlnyomásos közettömegek mentén.



13. ábra. A Paratethys utolsó nagy tengeri elöntése a késő-badeniben. A fekete részek az evaporitok elterjedését mutatják (RÖGL (1999), valamint VRSALJKO és mtsai. (2006) nyomán, módosítva).

A Kárpátok tektonikai kiemelkedésének következtében, a medence nyílt tengerrel való kapcsolata egyre kisebbé válik (RÖGL, 1999), a függőleges áramlatok hiánya pedig a vizek rétegződéséhez vezet. A kontinentális vizekkel való folyamatos érintkezésből fakadó csökkent-sósvízi környezet és az egyirányú áramlat visszاسzorítja a planktonok elterjedését, csak néhány apró Globigerina faj éli túl a badeni–szarmata határt, amely abszolút kora – az MSi-3

glacioeusztatikus izotópos esemény alapján – 12.7 millió évre tehető (HAUZHAUSER és PILLER, 2007).

A kora-szarmatában egy újabb transzgresszív esemény során bekövetkezik az *Anomalinoides dividens* ŁUCZKOWSKA robbanásszerű elterjedése az egész Középső-Paratethys-i térségben (FILIPESCU, 2004b), amely folyamat egyúttal az üledékek áthalmozódottságáért is felelős (KRÉZSEK és FILIPESCU, 2005).

A foraminiferák újra diverzifikálódnak a kora-szarmata kései fázisában, főként az Elphidiidae és Nonionidae családok képviselői jelzik a mélyülő környezetet. A Kárpátok késő-szarmata kori tektogenézise – beleértve az Erdélyi-Szigethegység kései kiemelkedését is – a környező területektől való teljes izolációt, illetve ezzel egyidejűleg a sótartalom drasztikus csökkenését, illetve az alkalinitás megnövekedését vonja maga után, ezáltal megszüntetve a sztenohalin szervezetek életkörülményeit és megteremtve a Pannon-tó és endemikus faunájának fejlődési feltételeit. A pannóniai korszakra jellemző fauna- és fáciesegyüttesek nagyon eltérőek a Paratethys-i területeken, egymással való korrelációjuk tehát nehézségekbe ütközik.

A pannóniai és a fiatalabb rétegek már nem tartalmaznak foraminiferákat, csak egyetlen rövid periódus ismert a meoti korszak ideje alatt, amikor egy *Ammonia* közösség – amely a hiposzalin vizeket kedveli – nagy elterjedésnek örvend. A Paratethys-térségbeli felső-miocén–pliocén biosztratigráfia az édesvízi vagy csökkent-sósvízi makrofauna és ostracoda közösségeken alapszik (POPESCU és Despina BROTEA, 1994; KRÉZSEK és FILIPESCU, 2005).

7. A feldolgozott minták parányóslénytartalma és közettani összetétele

M1. A barnás–sárga színű iszapolási maradék legnagyobb hányadát nagyméretű, viszonylag jó megtartású, mészvázú plankton foraminiferák alkotják, a kimosott anyagban maradt közetszemcsék csak alárendelt mennyiségben vesznek részt, szögletes kvarc szemcsék és fehér csillámok képviselőiben. A plankton formákat mintabeli gyakoriságuk csökkenő sorrendjében *Velapertina indigena* ŁUCZKOWSKA (~80–85%), *V. luczkowskae* POPESCU, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, ritkán *G. coeinctina* REUSS fajok képezik (ld. 2. Függelék – A vizsgált foraminifera fajok gyakorisági táblázata).

M2. A mintában jelenlévő plankton foraminiferák fajok szerinti eloszlása közel azonos az M1-es minta anyagában előforduló fauna-együttesével. Szintén a *Velapertina indigena* dominanciája észlelhető, a *Globigerina coeinctina* száma néhány egyeddel növekszik. Ezen kívül rengeteg az apró, juvenilis plankton, melyek valószínűleg a Praeorbulina–Orbulina és Velapertina leszármazási vonalak valamely csoportjai. Hematitos, átitatódott biogén részeket, váztöredékeket figyelhetünk meg, a közettörmelékek és szerves maradványok sötét, feketés színt kölcsönöznek a leiszapolt mintának (14. ábra).



14. ábra. Az M2 mintavételezési pont litológiája. Az agyagos–márgás rétegek különböző vastagságú tufás szintekkel való váltakozásai. Fotó: Ambrus Eduárd

M3 és M4. A megmaradt anyagmennyiség összetételében alig találunk közettörmelék (karbonátos részek, kvarc), az anyag legalább 85%-át plankton foraminiferák képezik.

Szembevetően felszaporodik a *Globigerina bulloides* fajok száma, viszont a legnagyobb egyedszámú részvétel még mindig a *Velapertina indigena* és *V. luczkowskiae* plankton formáknak tulajdonítható.

M5. A plankton foraminiferákban gazdag mintában a *Velapertina indigena* visszaszorulása, míg a *V. luczkowskiae* teljes eltűnése észlelhető. Ezzel szemben a *Globigerina* nemzetség szerepe megnövekszik, amely a *Globigerina bulloides* számának uralkodó mennyiségűvé válásában és a *G. coincinna* jelenlétében nyilvánul meg. Nem elhanyagolható a pteropodák számbeli előfordulása sem. Ásványtani összetételét tekintve karbonátszemcsék dominálják, kevesebb fehér csillám és kvarc jelenlétében.

M6. Fekete, oxigénszegény viszonyokra utaló szerves maradványok, illetve kizárólag nagyon apró plankton foraminiferák uralják, ritkán pedig halcsont töredékek is megfigyelhetők. Kevés az 1 mm fölötti iszapolási maradék, ami van az szintén szerves anyag tartalmú, ez esetben erősen diagenizálódott, éles törésű törmelék.

M7. Kőzettani összetételében az M2 mintához áll közel, viszont itt a plankton egyedeket a *Globigerina* csoport nem túl jó megtartású, meszes kötőanyaggal kitöltött vázú képviselői alkotják.

M8. Viszonylag nagy mennyiségű iszapolási maradék, csillámokban gazdag, magas kvarctartalmú ásványos összetétellel. Vázelemekkel igen ritkán találkozhatunk.

M9. Az iszapolási maradékot mikrofaunisztikai szempontból teljes mértékben a *Globigerina* nemzetség képviselői uralják. A már ismert *Globigerina bulloides* mellett, a *Globigerina tarchanensis* SUBBOTINA & CHUTZIEVA robbanásszerű megjelenése figyelhető meg, illetve feltűnik egy *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN is. A plankton foraminiferák kivétel nélkül nagyon aprók, a válogatás során a juvenilis egyedek mutatkoztak mennyiségileg számottevőbbnek. A vázak sok esetben közetszemcsékkel, szerves maradványokkal összetapadva fordulnak elő, illetve gyakoriak az epigén eredetű (=kőzettéválás után képződött) szálas gipszkristályok, amelyek makroszkóposan is megfigyelhetők, hiszen a nagyobb frakciót kizárólag ezek alkotják.

M10. Az előző mintához hasonlóan, szervesanyag tartalmú és rossz megtartású, idegen szemcsékkel összeragasztódott apró plankton foraminiferák vesznek részt az iszapolási maradék összetételében. Ritkán áttetsző, narancssárgás sztaurolit szemcsék figyelhetők meg, amelyek

habitusuk alapján fogszerű töredéknek tűnnek. Ezek a szemcsék gyakorta megőrződnek a homok frakcióban, nehézasványokként.

M11. Az iszapolási maradék sokkal több ásványszemcsét (gipsz, kalcit, szerves törmelék) tartalmaz, mint amennyi parányöslényt. A *Globigerina bulloides*, itt a *G. tarchanesis* és *Globigerinella regularis* D'ORBIGNY egyedeivel együttesen mutat nagy elterjedést, illetve ritkábban, de újra feltűnnek a *Velapertina indigena* példányai. Szórványosan megjelennek bentosz foraminiferák is: 9 db *Melonis pompiloides* FICHTEL & MOLL, 3 db *Gyroidina soldanii* D'ORBIGNY, 3 db deformált *Alveolophragmium crassum* REUSS, 2 db *Uvigerina bellicostata* ŁUCZKOWSKA. Egyetlen egyed képviseletében az *Ammodiscus miocenicus* KARRER, *Bolivina dilatata* REUSS, *Eponides repandus* FICHTEL & MOLL, *Glandulina laevigata* D'ORBIGNY, *Martinottiella communis* D'ORBIGNY, *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Quinqueloculina* cf. *akneriana* D'ORBIGNY is részt vesz a minta parányöslénytani összetételében. Jelen van egy apró méretű és díszített teknőjű *Loxoconcha* sp. kagylósrák is, valamint pteropodák.

M12. A mintában szintén a plankton foraminiferák túlsúlya érzékelhető, a meghatározó szerep úgyszintén a *Globigerina*-féléké. A vázmegtartási állapot gyengébb az előbbi mintához képest, az egyedek aprók. Az iszapolási maradék összetételében nagy mennyiségben találhatunk pteropodákat, juvenilis csigákat. Elvértve bentosz foraminiferák is előbukkannak: 2 db *Quinqueloculina* sp. és egy-egy *Eponides repandus*, *Gyroidina soldanii*, *Sphaeroidina bulloides*.

M13. Fémes hatású, kékes színű törmelék, kevés parányöslény tartalommal. A gyér mikrofauna-együttest az agglutinált vázú *Bogdanowiczia pocutica* PISHVANOVÁ egyedei, valamint *Globigerina* csoportok alkotják.

M14. Kisebb gyakorisággal előforduló, de mikrofaunisztikailag változatos közösség jellemzi. Erőteljesen megnövekszik a bentosz foraminiferák száma, amelyet több rendszertani csoport tagjai képviselnek. A plankton formákat továbbra is a *Globigerina* nemzetség tagjai (*Globigerina bulloides*, *G. tarchanesis*), illetve néhány *Velapertina indigena* alkotják, viszont arányukban ezek nem haladják meg a 33%-ot. Az aljzatlakó (=bentosz) foraminiferák a fajsza szám csökkentő sorrendjében a következő mintabeli eloszlást mutatják: 36 db *Spiroloculina canaliculata* D'ORBIGNY, 31 db *Melonis pompiloides*, 23 db *Sphaeroidina bulloides*, 20 db *Martinottiella communis*, 19 db *Eponides repandus*, 16 db *Quinqueloculina* cf. *akneriana*, 15 db *Gyroidina soldanii*, 12 db *Bogdanowiczia pocutica*, 10 db *Ammodiscus miocenicus*, 4 db *Uvigerina romaniaca* PAPP, 3 db *Alveolophragmium crassum*, két-két db *Bolivina dilatata*

REUSS, *Dentalina* aff. *globifera* RISSO, *Glandulina laevigata* és *Procerolagena distoma* PARKER & JONES, egy-egy db *Hyperammina granulosa* VENGLINSKI és *Hoeglundina partschiana* D'ORBIGNY. A mintában fellelhető 4 db sima héjú ostracoda mindegyike kissé sérült, emiatt meghatározásuk esetenként pontatlan lehet: *Argilloecia* sp., ?*Parakrithe dactylomorpha* REUSS, ?*Krithe* sp.. Az iszapolási eljárás után maradt közetanyag szürkés–fehér, ásványi összetételében sok kvarc szemcse és földpát vesz részt, a szerves anyag mennyisége alárendelt, átitatódás, másodlagos átalakulások nem jellemzik. A homok frakciót alkotó szemcsék viszonylag kis méretűek és szögletesek.

M15. Epigén elegyrészek, rozsdás–barna megjelenésű oxidálódott közetszemcsék, amelyek a vázak elszíneződéséért is felelősek. Nehezen meghatározható plankton- és bentosz formákat is találunk, az utóbbit nagyrészt agglutinált alakok képviselik. Gyakran halcsont töredékeket is megfigyelhetünk.

M16. Viszonylag jó megtartású, többnyire plankton foraminiferákból (*Globigerina bulloides*, *G. coeinctina*) álló együttes. Elvértve néhány bentosz forma is előfordul: *Eponides repandus*, *Melonis pompilioides*, *Quinqueloculina* sp., *Glandulina laevigata*, *Gyroidina soldanii*, *Sphaeroidina bulloides*, illetve egy *Nonionella* sp. és egy *Cornuspira foliacea* PHILIPPI is. Kagylósrákokat is találhatunk, amelyet a már korábban is előforduló *Loxoconcha* nemzetség egyedei képeznek. A szemcséket illetően a kvarc dominál. Előfordul halcsontmaradvány, az 1 mm fölötti frakciót pedig részben mészvázú makrofosszília töredékek alkotják.

M17 és M18. Az iszapolási maradék tömege nagy mennyiségű, összességében a feldolgozásra szánt anyagmennyiség felét képezi (sok a finomtól–durva homokig terjedő frakció). A halvány szürkés–sárgás szemcsék viszonylag homogének, kvarc- és kevés fehér csillámtartalommal, alakjukat tekintve kivétel nélkül mind laposak és megnyúltak. Mikrofaunisztikai szempontból szegényes minta.

M19. Sok vékony makrofosszília váztöredék és kvarc szemcse alkotja, a parányóslények jó megtartásúak, de csak szórványos megjelenést mutatnak. Plankton foraminiferák közül egy-egy *Globigerina*, míg ennél arányaiban több bentosz egyed képviseli a fosszilis mikrofauna-együttest. A Miliolida rend felszaporodása észlelhető, amely főként a *Spiroloculina canaliculata* fajok gyarapodásában mutatkozik meg. Az agglutinált vázú foraminiferák is nagy számban vannak jelen, köztük a *Bogdanowiczia pocutica* játsza a domináns szerepet, de találkozhatunk új

csoportokkal is, a *Glomospira charoides* JONES & PARKER képében. Újdonságnak, a *Cibicidoides ornatus* CÍCHA & ZAPLETALOVA megjelenése számít.

M20. A rengeteg apró Globigerina és juvenilis csiga alkotta vázhalmaz, világos, szinte fehér színt kölcsönöz a mintának.

M21. Sok vékony vázú plankton egyed, juvenilis csiga és egyéb váztöredék található az iszapolási maradékban, a nagyobb szemcséket kékes–fekete litoklasztok alkotják, a bentoszlakó foraminifera hiánya észlelhető.

M22. Sok iszapolási maradékkal állunk szemben, meszes–homokos szemcsék, amiben az egyedek rossz megtartásúak, a vázak sok esetben kioldódott állapotban vannak. Pteropodák és miliolidák előfordulása jellemzi.

M23. Minimális, sötétbarnás színű maradék anyagmennyiség, apró és középszemcsés homok, valamint szálas gipsz alkotja. Halfogakra, apró Globigerina fajokra, néhol pedig az Elphidium nemzetség egyes képviselőire lehetünk figyelmesek.

M24. A durvább frakciót nagyobb litoklasztok alkotják, illetve homokos, szerves maradványok. Az 1 mm alatti szemcsék alkotásában porszerű gipszes–márgás anyag vesz részt, valamint apró kvarcok, fehér csillámlemezek. Parányöslénytani összetételét tekintve szegényes mintának mondható.

A szelvényunktől kívüleső mintáink a vizsgált feltárás legfelső szintjéből származnak, a talaj alatti rétegekben található vastag tufabetelepülés alsó- és felső határait képező agyagos–márgás összletekből (15. ábra)

A tufa alatti (**FTf_A**) minta csillámgazdag, homokos közetösszetételt mutat, parányöslények nagyon ritkán találhatóak benne (1 db *Spiroloculina canaliculata*).

A viszonyításként vett tufa fölötti részből származó minta (**FTf_B**) iszapolási maradéka vöröses homok, sok színes csillám jelenlétében. A nagyobb frakciót kompakt, éles törésű közettörmelék alkotja. Ritkán, de találunk benne apró Globigerina-féléket, valamint az *Elphidium hauerinum* D'ORBIGNY és az *Cibicidoides* nemzetség néhány képviselőjét.

A feltárás talaj alatti összleteiben durvább szemcsés homokokat, homokköveket találunk, amelyek gyakran sziderites bekérgeződéseket, konkréciót is tartalmaznak (16. ábra). Ezek a konkréciók nem párhuzamosíthatók a jól ismert Feleki gömbkövekkel, hiszen korukban eltérők.



15. ábra. A talaj alatti rétegek megmintázása. A – a tufabetelepülés aljáról vett minta; B – a felső szintről begyűjtött anyag feltárásbeli helye.



16. ábra. Éles törésű, koncentrikus köröket tartalmazó tufa (A); a talaj alatti homokos összletekben található konkréciók (B).

Az utolsó, agyag–homok átmenet alól vett minta kvarc és csillám törmeléket tartalmaz, sok apró csigamaradvánnyal. A parányöslények szórványos megjelenésűek, melyek közül néhány kis méretű *Bolivina moldavica* DIDKOWSKI, *Anomalinoidea dividens* LUCKOWSKA, 1 db *Asterigerinata planorbis* D'ORBIGNY, 1 *Nodosaria* sp., valamint 1 vékonyvázú és simateknőjű-, illetve 1 díszített teknőjű ostracoda képezi a gyér parányöslény-társulást.

8. Eredmények kiértékelése

8.1. Biosztratigráfiai eredmények. Őskörnyezeti megfigyelések.

Az alsóbb szintekről vett mintákban (**M1, M2, M4**) kizárólag plankton foraminiferákkal találkozunk, a domináns szerepet a melegvízi környezetet kedvelő *Velapertina* nemzetség *V. indigena* és *V. luczkowskae* fajai képviselik. Ennek fontos rétegtani jelentősége van, hiszen ezeknek a fajoknak az elterjedése az egész Paratethys-i térségben kizárólag a középső–felső-kossovi (felső-badeni) korszakra szorítkozik. Ebből kifolyólag egy regionális jellegű marker foraminifera, amely egyértelműen bizonyítja a rétegek korát (ŁUCZKOWSKA, 1971; PAPP és SCHMID, 1985; KOVÁČ és mtsai., 2007; POPESCU, 2011). A mintákban követhetően óriási egyedszám uralkodik, az iszapolási maradékban tömegesen vannak jelen a *Velapertina* indexfajai, a felsőbb szintek fele pedig fokozatosan egyre inkább megnövekszik a *Globigerina* fajok száma is.

Az **M5** minta parányóslénytani összetétele a plankton fajok egymáshoz viszonyított arányát tekintve megváltozik, a *Velapertina* domináns szerepét a *Globigerina bulloides*-ek veszik át. A *G. bulloides* fajok ma élő közösségei a mérsékelt, szubartikus és arktikus vizekben mutatnak relatív nagy gyakoriságot, üledékes környezetüket tekintve a mélyebb self-területeket kedvelik. A hőmérséklet csökkenésével szembeni toleranciájuk által (3–19 °C) versenyképességük nagymértékben megnövekszik a többi plankton életmódot folytató szervezetek rovására (BÉ és mtsai., 1971). A mintáinkban való elterjedésük, ugyanakkor viszonylag kis méretük által utalhatnak egy hirtelen stresszhelyzetre, amit valamilyen fizikai paraméter változása okozhatott. Esetünkben valószínűleg a hőmérséklet lehülése (KOVÁČ és mtsai., 2007) tehető felelőssé e plankton közösségek megjelenéséért. A felső-badeni (kossovi) korszak plankton foraminiferáira vonatkozó szakirodalom is kiemeli egy bizonyos mértékű fauna-módosulást a középső-badeni jellemző társulásaihoz képest, ami a meleg vizet kedvelő plankton közösségek viaszorulásában nyilvánul meg. Ezt a kossovi lehüléssel párhuzamosítják (KOVÁČ és mtsai., 2007).

A meglévő monoton plankton közösségek alapján tehát egy mérsékelt mélyvízi, batiális környezetre következtethetünk (SZCZETCHURA, 1984). Mélyvízi fáciest sugall a minták preparálása során a szemcseösszetételre vonatkozó megfigyelés is, hiszen szinte teljességében a leiszapolt, finomszemcsés disztális jellegű agyag frakció mennyisége képezte az eredetileg

kimért anyagmennyiséget, a megmaradt nagyobb szemcseméretű anyag ehhez képest jelentéktelen mértékűnek bizonyult.

Az **M9** mintában ritkábban előforduló bentoszfajok, ökológiailag a *Quinqueloculina* sp. kivételével a külső self-batiális környezet relatív mélységeiben mutatnak nagyobb elterjedést, ahogyan a *Loxoconcha* sp. díszített teknőjű kagylósrák jelenléte is nagy vízmélységhez kötött.

Az **M14** mintában már egyértelműen a bentosz foraminiferák dominálnak. Az agglutinált vázú *Bogdanowiczia pocutica* – amint a szakirodalmi források is alátámasztják (FILIPESCU, 2004a) – szekvenciaregétanilag maximális elöntési felszínhez és az azt követő progradáló nagyvízi rendszeregységhez köthető. A tubuláris alakok a legtöbb esetben a hosszanti tengelyeik mentén csavarodottak vagy szögben elhajló vázfelépítéssel rendelkeznek. Az említett sajátosságok mind növekedési deformációk eredményei, amelyek a nem megfelelő, stresszhatásoknak kitett élettérre utalnak. Az esetleges nagyvízi rendszeregység (kezdődő regresszió) a kontinentális lejtőn lezúduló zagyarak által a sekélyvízi fajok behordásához, a fauna áthalmozódásához vezethet. Ezt a belső-self környezetben élő, ez esetben zagyarak által behordott, áthalmozott Miliolida rend képviselőinek nagy arányban való előfordulása is jelzi, ami egyébként nemigen illene bele a mélyvízi környezetbe, hiszen a mérsékelt-meleg vízhőmérsékletet kedvelik és általában érzékenyen reagálnak a fáciesbeli változásokra.

A felsőbb mintázási szintekben egyre szórványosabban jelennek meg egyedek, amelyek közül legtöbbször bentosz foraminiferákkal találkozunk. Az egyes mintákban előforduló planktonok aprók, vékony vázúak és nehezen meghatározhatóak, ami utalhat a sekélyebb vizek beáramlásához való nehezebb alkalmazkodásra, a relatív tengerszint változásai okozta zavart környezetre.

A szelvényeinken kívül eső részből vett minták litológiai és parányóslények szempontjából már egyértelműen más jelleget mutatnak. A vöröses homokos és kissé másnemű tufákkal váltakozó üledékben szinte alig találunk vázakat. De a néha előforduló egyedekről elmondható, hogy méreteikben sokkal kisebbek és szinte kizárólag bentosz – ezen belül is az aljzat felszínén lakó közösségek. Az 1-1 feltűnő *Elphidium* sp., *Cibicidoides ornatus*, *Bolivina* sp., *Asterigerinata planorbis* és *Anomalinoides dividens* kimondottan szarmata elemekként könyvelhetőek el.

8.2. A bentosz foraminiferák paleoökológiai jellemzői

8.2.1. Epibentosz és inbentosz közösségek

A meglévő mikrofauna-társulás alapján kiderül, hogy az aljzatlakó közösségeken belül, tipikusan az aljzat felszínén élő (=epibentosz) nemzetségek jelennek meg uralkodó számban. Ez a megállapítás a bentosz foraminiferákat tartalmazó minták fajszámának és egyedszámának mennyiségére is érvényes. MURRAY (1991) összefoglaló munkája alapján, a miáltalunk vizsgált mintákban fellelhető epibentosz életmódot folytató nemzetségek: *Alveolophragmium*, *Ammodiscus*, *Asterigerinata*, *Bogdanowiczia*, *Bolivina*, *Cibicidoides*, *Cornuspira*, *Dentalina*, *Elphidium*, *Eponides*, *Glandulina*, *Gyroidina*, *Procerolagena*, *Martinottiella*, *Spiroloculina*, *Triloculina*, és *Quinqueloculina*.

Az üledék felső rétegében élő (=inbentosz) fajok előfordulása már nem ennyire jelentős, nemzetség szintjén kevesebb, míg az egyedszámot tekintve szintén csekély mértékben (1–4 darab) képviseltek. Ez értelemben a *Melonis pompiloides* kivételt képezhet, hiszen az M14 mintában egyedszámban meghaladják a 30-at. Inbentosz életmódot folytató nemzetségek: *Bolivina*, *Fursenkoina*, *Haplophragmoides*, *Hyperammina*, *Hoeglundina*, *Melonis*, *Nonionella*, *Sphaeroidina* és *Uvigerina*. Nemzetség szintjén, az epibentosz és inbentosz közösségek mennyiségbeli egymáshoz való viszonya a 2:1 aránnyal írható le.

8.2.2. Oxigénellátottság és produktivitás (nutriensek)

A bentosz foraminifera-csoportok társulása alapján néhol fenntartásokkal, de az életterüknek számított aljzat minőségét, az őstenger elsődleges produktivitását, valamint az oxigénellátottság relatív szintjét is megbecsülhetjük, hiszen ezek a paraméterek sok esetben jelentősen visszatükröződnek a meglévő aljzatlakó közösségek összetételében és azok gyakoriságában (MURRAY, 2006).

A bentosz foraminiferák oxigénindikátorait KAIHO (1994; 1999) több kategóriában tárgyalja: a szuboxikus (=oxigénhiányos) jelleg indikátoraiként két típusú környezetet vizsgál – egyrészt a kontinentális peremek magas produktivitású területeit (esetünkben a *Bolivina* és *Fursenkoina* előfordulása utalhat rá), másrészt pedig a mély óceáni környezetek alacsony termelékenységű zónáit vizsgálja. Az időnkénti oxigéndús vizek jelenlétének elsődleges jelzői lehetnek a viszonylag méretes- (>350 µm) és vastag vázzal rendelkező egyedek, valamint a

miliolidák (Spiroloculina, Quinqueloculina) felszaporodása is utalás lehet a javuló oxigénellátottságra.

Az aljzati vizek oldott oxigéntartalmának a szintje tehát az aljzaton élő egyedek méretében, morfológiájában, de vázaik vastagságában is megmutatkozik. Azoknál a társulásoknál, ahol az egyedek mérete nem haladja meg a 350 μm -t, nagy valószínűséggel az alacsony mennyiségű oldott oxigéntartalom tehető felelőssé. Az általunk megvizsgált bentosz fajoknál ez a tendencia kevésbé érzékelhető, annál inkább az inbentosz életmódot folytató Gyroidina, Hoeglundina, Melonis, Sphaeroidina és Uvigerina nemzetségek mutathatják az oxigénhiányos állapotot. Az aljzat felső rétegében élő inbentosz fajok azok, amelyek esetenként nagyobb toleranciát mutathatnak az oxigén mennyiségének csökkenésére (CORLISS és CHEN, 1988; KAIHO, 1994; VAN DER ZWAAN és mtsai., 1999).

Általánosságban elmondható, hogy a felsőbb szintek mintáiban, a bentosz foraminiferák megléte nagy eséllyel némi javulásra utal az aljzat oxigénellátottságát illetően.

9. A vizsgált mikrofauna-együttes rendszertani besorolása

A fajok magasabb rendszertani kategóriákba való rendezését CICHA és mtsai. (1988), valamint BUCUR és FILIPESCU (1999) munkáit követve végeztük el. A plankton foraminiferák esetén BOUDAGHER és FADEL (2012), POPESCU és mtsai. (2008; 2011) míg a kagylósrákoknál MARTIN és DAVIS (2001), BRANDAO (2014), valamint a BOWMAN és mtsai. (1982) által kiadott szakirodalmat használtuk. A fajok besorolásánál főként CICHA és mtsai. (1988), PAPP & SCHMID (1985), POPESCU (1979) tanulmányaira támaszkodtunk.

9.1. Foraminiferák rendszertana

Classis Foraminifera LEE, 1990

Ordo Astrorhizida LANKESTER, 1885

Subordo Hippocrepinina RHUMBLER, 1895

Superfamilia Hippocrepinacea RHUMBLER, 1895

Familia Hyperamminidae EIMER & FICKERT, 1899

Subfamilia Hyperammininae EIMER & FICKERT, 1899

Genus Hyperammina BRADY, 1878

Hyperammina granulosa VENGLINSKI, 1958 (3. tábla: 6)

Subordo Textulariina DELAGE & HÉROUARD, 1896

Superfamilia Astrorhizacea BRADY, 1881

Familia Bathysiphonidae AVNIMELECH, 1952

Genus Bogdanowiczia VIALOV & PISHVANOVA, 1957

Bogdanowiczia pocutica PISHVANOVA, 1957 (3. tábla: 1–4)

Ordo Lituolida LANKESTER, 1885

Superfamilia Ammodiscacea REUSS, 1862

Familia Ammodiscidae REUSS, 1862

Subfamilia Ammodiscinae REUSS, 1862

Genus Ammodiscus REUSS, 1862

Ammodiscus miocenicus KARRER, 1877 (3. tábla: 5)

Subfamilia Usbekistaniinae VYALOV, 1968

Genus Glomospira RZEHAKE, 1885

Glomospira charoides JONES & PARKER, 1860 (5. tábla: 13–14)

Superfamilia Loftusiacea BRADY, 1884

Familia Cyclamminidae MARIE, 1941

Subfamilia Alveolophragmiinae SAIDOVA, 1981

Genus Alveolophragmium SHCHEDRINA, 1936

Alveolophragmium crassum REUSS, 1867 (3. tábla: 8)

Ordo Textulariida LANKESTER, 1885

Superfamilia Textulariacea, EHRENBERG, 1938

Familia Eggerellidae CUSHMAN, 1937

Subfamilia Eggerellinae CUSHMAN, 1937

Genus Martinottiella CUSHMAN, 1933

Martinottiella communis D'ORBIGNY, 1826 (3. tábla: 7)

Ordo Miliolida LANKESTER, 1885

Subordo Miliolina DELAGE & HÉROUARD, 1896

Superfamilia Cornuspiracea SCHULTZE, 1954

Familia Cornuspiridae SCHULTZE, 1954

Subfamilia Cornuspirinae SCHULTZE, 1954

Genus Cornuspira SCHULTZE, 1854

Cornuspira foliacea PHILIPPI, 1844 (2. tábla: 9)

Superfamilia Miliolacea EHRENBERG, 1893

Familia Spiroloculinidae WIESNER, 1920

Subfamilia Spiroloculininae WIESNER, 1920

Genus Spiroloculina D'ORBIGNY, 1826

Spiroloculina canaliculata D'ORBIGNY, 1846 (2. tábla: 1–3, 5. tábla: 8)

Familia Hauerinidae SCHWAGER, 1876

Subfamilia Hauerininae SCHWAGER, 1876

Genus Quinqueloculina D'ORBIGNY, 1826

Quinqueloculina cf. *akneriana* D'ORBIGNY, 1950 (2. tábla: 4–5)

Quinqueloculina hauerina PAPP & SCHMID, 1985 (5. tábla: 9)

Ordo Lagenida LANKESTER, 1885

Subordo Lagenina DELAGE & HÉROUARD, 1896

Superfamilia Nodosariacea EHRENBERG, 1838

Familia Lagenidae REUSS, 1862

Genus Procerolagena PURI, 1954

Procerolagena distoma PARKER & JONES, 1864 (2. tábla: 8, 5. tábla: 6–7)

Familia Nodosariidae EHRENBERG, 1838

Subfamilia Nodosariinae EHRENBERG, 1838

Genus Dentalina RISSO, 1826

Dentalina aff. *globifera* REUSS, 1855 (2. tábla: 6)

Superfamilia Polymorphynacea D'ORBIGNY, 1839

Familia Glandulinidae REUSS, 1860

Subfamilia Glandulininae REUSS, 1860

Genus Glandulina D'ORBIGNY, 1839

Glandulina laevigata D'ORBIGNY, 1946 (2. tábla: 7, 5. tábla: 5)

Ordo Robertinida MICHALEVICH, 1980

Superfamilia Ceratobuliminacea CUSHMAN, 1927

Familia Epistominidae WEDEKIND, 1937

Subfamilia Epistomininae WEDEKIND, 1937

Genus Hoeglundina BROTZEN, 1948

Hoeglundina partschiana D'ORBIGNY, 1846 (4. tábla: 1–2, 5. tábla: 15)

Ordo Globigerinida LANKESTER, 1885

Superfamilia Globigerinacea CARPENTER, PARKER & JONES, 1862

Familia Globigerinidae CARPENTER, PARKER & JONES, 1862

Subfamilia Globigerininae CARPENTER, PARKER & JONES, 1862

Genus Globigerina D'ORBIGNY, 1826

Globigerina bulloides D'ORBIGNY, 1826 (1. tábla: 5)

Globigerina coicinnina REUSS, 1850 (1. tábla: 8–9, 5. tábla: 3)

Globigerina tarchanesis SUBBOTINA & CHUTZIEVA, 1950 (1. t.: 6–7, 5.t. 4)

Genus Globigerinella CUSHMAN, 1927

Globigerinella regularis D'ORBIGNY, 1846 (1. tábla: 10–11)

Subfamilia Orbulininae SCHULTZE, 1854

Genus Orbulina D'ORBIGNY, 1839

Orbulina suturalis BRÖNNIMANN, 1951

Genus Velapertina POPESCU, 1969

Velapertina indigena ŁUCZKOWSKA, 1955 (1. tábla: 1 és 4, 5. tábla: 1)

Velapertina luczkowskiae POPESCU, 1973 (1. tábla: 2 és 3, 5. tábla: 2)

Ordo Buliminida FURSENKO, 1958

Superfamilia Bolivinae GLASSNER, 1937

Familia Bolivinidae GLASSNER, 1937

Genus Bolivina D'ORBIGNY, 1839

Bolivina dilatata REUSS, 1850 (5. tábla: 10)

Bolivina moldavica DIDKOWSKI, 1959 (5. tábla: 11)

Superfamilia Fursenkoinae LOEBLICH & TAPPAN, 1961

Familia Fursenkoinidae LOEBLICH & TAPPAN, 1961

Genus Fursenkoina LOEBLICH & TAPPAN, 1961

Fursenkoina sp. (5. tábla: 12)

Superfamilia Buliminacea JONES, 1875

Familia Uvigerinidae HAECKEL, 1894

Subfamilia Uvigerininae HAECKEL, 1894

Genus Uvigerina D'ORBIGNY, 1826

Uvigerina bellicostata ŁUCZKOWSKA, 1955 (2. tábla: 11)

Uvigerina romaniaca PAPP, 1978 (2. tábla: 12–13)

Ordo Rotaliida LANKESTER, 1885

Subordo Rotaliina DELAGE & HÉROUARD, 1896

Superfamilia Discorbacea EHRENBERG, 1838

Familia Sphaeroidinidae CUSHMAN, 1927

Genus Sphaeroidina D'ORBIGNY, 1826

Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY, 1826 (2. tábla: 10)

Familia Eponididae HOFKER, 1951

Subfamilia Eponidinae HOFKER, 1951

Genus Eponides DE MONTFORT, 1808

- Eponides repandus* FICHTEL & MOLL, 1798 (2. tábla: 14)
- Superfamilia Nonionacea SCHULTZE, 1854
- Familia Nonionidae SCHULTZE, 1854
- Subfamilia Nonioninae SCHULTZE, 1854
- Genus Nonionella** CUSHMAN, 1926
- Nonionella* sp.
- Subfamilia Pulleniinae SCHWAGER, 1877
- Genus Melonis** DE MONTFORT, 1808
- Melonis pompiloides* FICHTEL & MOLL, 1798 (2. tábla: 18–19)
- Superfamilia Discorbinellacea SIGAL, 1952
- Familia Parrelloididae HOFKER, 1956
- Genus Cibicidoides** THALMANN, 1939
- Cibicidoides ornatus* CÍCHA & ZAPLETALOVA, 1960 (5. tábla: 16)
- Superfamilia Chilostomellacea BRADY, 1881
- Familia Gavelinellidae HOFKER, 1956
- Subfamilia Gavelinellinae HOFKER, 1956
- Genus Gyroidyna** D'ORBIGNY, 1826
- Gyroidyna soldanii* D'ORBIGNY, 1826 (2. tábla: 15–17)
- Familia Heterolepidae GONZALES-DONOSO, 1969
- Genus Anomalinoides** BROTZEN, 1942
- Anomalinoides dividens* ŁUCZKOWSKA, 1967 (5. tábla: 17–18)
- Superfamilia Rotaliacea EHRENBERG, 1839
- Familia Elphidiidae GALLOWAY, 1933
- Subfamilia Elphidiinae GALLOWAY, 1933
- Genus Elphidium** DE MONTFORT, 1808
- Elphidium hauerinum* D'ORBIGNY, 1846 (5. tábla: 19)

9.2. Kagylósrákok rendszertana

Classis Ostracoda LATREILLE, 1802

Subclassis Podocopa SARS, 1866

Ordo Podocopida SARS, 1866

Subordo Cytherocopina, BAIRD, 1850

Superfamilia Cytheroidea BAIRD, 1850

Familia Loxoconchidae SARS, 1925

Genus Loxoconcha SARS, 1866

Loxoconcha sp. (4. tábla: 7–8, 5. tábla: 21)

Familia Krithidae MANDELSTAM, 1958

Genus Parakrithe BOLD, 1958

?*Parakrithe dactyllomorpha* REUSS 1850

Genus Krithe BRADY, CROSSKEY & ROBERTSON, 1874

?*Krithe* sp.

Subordo Cypridocopina JONES, 1901

Superfamilia Pontocypridoidea MÜLLER, 1894

Familia Pontocyprididae MÜLLER, 1894

Genus Argilloecia SARS, 1866

Argilloecia sp. (5. tábla: 20)

10. Következtetések

A sós-pataki rétegösszletek parányöslénytani vizsgálatai során, nagy biztonsággal sikerült meghatároznunk a feltárás korát, ami a meglévő faunatársulások alapján egyértelműen felső-badeninek (kossovi) bizonyult. Mivel a területen – az elmúlt években való feltárulása miatt – még nem folyt mikropaleontológiai kutatás elmondhatjuk, hogy jelen tanulmány az első leíró jellegű közlemény az itt fellelhető faunaközösséget illetően. Másrészt, egy kivételes zónával állunk szemben, hiszen a Kolozsvár környéki késő-badeni összlet mindezidáig kizárólag fúrási adatok alapján volt nyomon követhető, tanulmányozható feltárása a dolgozatban bemutatottan kívül nem ismeretes. Az öskörnyezeti viszonyokhoz és üledékesedési folyamatokhoz kapcsolódó értelmezési lehetőségek egyelőre korlátozottak, lévén, hogy a mezőségi márgák többnyire zagyarak által áthalmazott üledéksoraival találkozunk. Azonban, az ez idáig megvizsgált anyag alapján a mélyvízi jelleg érvényesülését tarthatjuk számon, amelynek közösségei viszonylag nagy toleranciával rendelkezettek az aljzati oxigénszint esetleges csökkenésével szemben.

Konklúzióként leszögezhetjük, hogy a terület további kutatásra érdemes, hiszen értékes információkhoz juttathat a késő-badeni korszak jelenlegi rétegtani ismereteinek finomítását illetően. A mélyvízi foraminifera közösségek morfológiai és életmódbeli pontosabb megfigyelései támpontok lehetnek az üledékesedési viszonyok, a tenger tápanyag- és oxigénellátottságának, valamint e paraméterekhez kötődő esetleges ciklicitások és azoknak megértése szempontjából.

A fent említett események nyomon követéséhez szükséges lehet további, nagyobb sűrűségű mintavételezést végrehajtani, a feltárás felsőbb szintjének anyagát behatóbban megvizsgálni és összevetni a már ismert kutatások eredményeivel.

11. Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőimnek dr. Silye Lórándnak, valamint Wanek Ferencnek a szakmai irányításukért, hogy mindvégig támogattak a kutatásomban és a dolgozat megírásában.

György Csabának és Ambrus Eduárdnak köszönöm a rendelkezésemre bocsátott mintákat. Úgyszintén kollegáimnak György Csabának, valamint Dénes Szilárdnak köszönöm a terepi munkában nyújtott fáradhatatlan segítségüket.

Dr. Sorin Filipescu professzor úrnak külön megköszönöm a fotók elkészítésénél nyújtott műszaki segítségét, továbbá hálás vagyok dr. Lucian Barbu - Tudoran laborfelelős úrnak a pásztázó elektronmikroszkópos felvételek elkészítésénél nyújtott útbaigazításaiért.

Sajgó Mónikának köszönöm a minták feldolgozási módszereinek helyes kivitelezéséhez adott hasznos tanácsait, nem utolsósorban pedig Székely Szabolcs Flaviusnak a szükséges eszközök rendelkezésemre bocsátását és az általam meghatározott fajok helyességének ellenőzését.

12. Irodalomjegyzék

- BACIU, C., FILIPESCU, S. 2002. Structura geologică. in CRISTEA, V., BACIU, C., and GAFTA, D., [eds.]: *Municipiul Cluj-Napoca și zona periurbană. Studii ambientale*, Ed. Accent. 25–36, Cluj-Napoca.
- BÉ, A. W.H., TOLDERLUND, D.S. 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: Funell, B.M. & Riedel, W.R. (eds.) – *The micropaleontology of the oceans*. Cambridge University Press, p. 105–149.
- BRANDÃO, S. 2014. Cytherocopina. In: BRANDÃO, S. N.; ANGEL, M. V.; KARANOVIC, I. 2014. World Ostracoda Database. Accessed through: World Register of Marine Species at <http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=155965>
- BOWMAN, T. E., ABELE, L. G., Dorothy E. BLISS. 1982. Classification of the Recent Crustacea. *The Biology of Crustacea. Systematics, the Fossil Record and Biogeography*, **1**, 1-27.
- BOUDAGHER-FADEL, M. K. 2012. Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, **22**, Elsevier: Amsterdam.
- BUCUR, I., FILIPESCU, S. 1999. Micropaleontologia foraminiferelor, Presa Universitară Clujeană, 175, Cluj-Napoca.
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, C., and CTYROKA, J. 1998. Oligocene - Miocene foraminifera of the Central Paratethys. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, Volume **549**: Frankfurt am Main, Verlag Waldemar Kramer, 1–325.
- CIUPAGEA, D., PAUCĂ, M., ICHIM, T. 1970. Geologia Depresiunii Transilvaniei. Editura Academiei București, 256, București.
- CORLISS, B.H., and CHEN, C. 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, **16**, **8**, 716-719.
- EGERTON, R. F. 2005. Physical principles of electron microscopy : an introduction to TEM, SEM, and AEM. Springer, 202.
- FICHTEL, L. v., MOLL, P. C. v. 1803. Testacea microscopica aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus ad naturam delineata et descripta, Camesinischen Buchhandlung, 124 (209), Wien.

- FILIPESCU, S. 2001. Cenozoic stratigraphic units in Transylvania. in: BUCUR, I.I., FILIPESCU, S., SĂSĂRAN, E. – *Algae and carbonate platforms in western part of Romania. Regional Meeting of IFAA Cluj-Napoca 2001 – Field Trip Guidebook*, 75–92, Cluj University Press.
- FILIPESCU, S. 2004a. Bogdanowiczia pocutica Pishvanova in the Middle Miocene of Transylvania – paleoenvironmental and stratigraphic implications. in Codrea, V., Petrescu, I., and Dica, P.E., eds. Volume 4: *Acta Palaeontologica Romaniaae: Cluj-Napoca, Supergraph*, 113–117.
- FILIPESCU, S. 2004b. Anomalinoidea dividens bioevent at the Badenian/Sarmatian boundary – a response to paleogeographic and paleoenvironmental changes. *Studia Universitatis Babes-Bolyai. Geologia*, **XLIX**, 2. 21–26, Cluj-Napoca.
- HARZHAUSER, M., and PILLER, W.E. 2007. Benchmark data of a changing sea: palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **253**, 1-4, 8–31.
- HAUER, F.R.v., STACHE, G. 1863. Geologie Siebenbürgens. Verein für Siebenbürgische Landeskunde, W. Braumüller, 636, Wien.
- HAVANCSÁK K., DANKHÁZI Z. 2010. Pásztázó elektronmikroszkópia, ELTE Anyagfizikai Tanszék (oktatási segédlet), 17, Budapest.
- HONJO, S., BERGGREN, W.A. 1967. Scanning electron microscope studies of planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, **13**, 393–406.
- KAIHO, K. 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, **22**, 8, 719–722.
- KAIHO, K., 1999. Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, **37**, 1, 67–76.
- KOCH A. 1885. Erdély ásványainak kritikai átnézete, *Orvosi és Természettudományi Társulat*, 211, Kolozsvár.
- KOCH A. 1900. Az erdélyrészi medencze harmadkori képződményei. II. Neogen csoport. *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **X suppl.**, 300, Budapest.
- KOVÁČ, M., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A., BAJRAKTAREVIĆ, Z., BRZOBOHATÝ, R., FILIPESCU, S., FODOR, L., HARZHAUSER, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., PAVELIĆ, D., RÖGL, F., SAFTIĆ, B., SLIVA, L., and STUDENCKA, B. 2007. Badenian evolution of the Central

- Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. *Geologica Carpathica*, **58**, **6**, 579–606.
- KRÉZSEK Cs., and FILIPESCU, S. 2005. Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). *Tectonophysics*, v. **410**, **1–4**, 437–463.
- KRÉZSEK Cs., and BALLY, A.W. 2006. The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. *Marine and Petroleum Geology*, v. **23**, **4**, 405–442.
- ŁUCZKOWSKA, E. 1971. A new zone with *Praeorbulina indigena* (Foraminiferida, Globigerinidae) in the Upper Badenian (Tortonian s.s.) of Central Paratethys. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **40**, **3–4**, 445–448.
- MARTIN, J. W., DAVIS, G. E. 2001. An Updated Classification of the Recent Crustacea. *Natural History Museum of Los Angeles*, Science Series, **39**, 124.
- MÁRTONFY L. 1880. A Kolozsvár-vidéki harmadkori rétegek foraminiferái. *Orvos–Természettudományi Értesítő II. szak*, **V(IX)/I.**, 5–24. Kolozsvár.
- MÉSZÁROS, N., CLICHICI, O. 1976. Pe poteci cu bănuți de piatră : ghid geologic al zonei Cluj. Sport-Turism, 16–38, București.
- MURRAY, J.W. 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. *Longman Scientific & Technical*, Harlow, 350.
- MURRAY, J.W. 2006. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press, 426, Cambridge.
- PAPP, A., and SCHMID, M.E. 1985. Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **37**, 1–311.
- PÁVAY E. 1871. Kolozsvár környékének földtani viszonyai. *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve I.*, 327–460, Budapest.
- POPESCU, Gh. 1979. Kossovian foraminifera in Romania. *Mémoires, Institut de Géologie et de Géophysique*, **29**, 5–64.
- POPESCU, Gh., BROTEA, Despina 1994. Evolution of the Transylvanian foraminiferal assemblages during Late Oligocene and Middle Miocene. in Nicorici, E., Bedelea, I., Mészáros, N., and Petrescu, I., eds., *The Miocene from the Transylvanian Basin, Romania: Cluj-Napoca, Carpatica*, 119–124.

- POPESCU, Gh., CRIHAN, Ileana Monica 2001. Contributions to the knowledge of the marine Middle Miocene Miliolida from Romania. in OLARU, L., ed. Volume 3: *Acta Palaeontologica Romaniaae: Iași, Vasiliana '98*, 371–397.
- POPESCU, Gh., CRIHAN, Ileana Monica 2005. Middle Miocene Foraminifera from Romania: Order Buliminida, Part I. in CSÍKI, Z., GRIGORESCU, D., and LAZĂR, I., eds. Volume 5: *Acta Palaeontologica Romaniaae: București, Ars Docendi*, 379–396.
- POPESCU, Gh., CRIHAN, Ileana Monica 2008. Contributions to the knowledge of the rotaliiform foraminifera from the marine Middle Miocene deposits from Romania. in ȚABĂRĂ, D., and OLARU, D., eds. Volume 6: *Acta Palaeontologica Romaniaae: Iași, Editura Universității "Alexandru Ioan Cuza"*, 287–324.
- POPESCU, Gh., and Crihan, I.-M. 2011. Middle Miocene Globigerinas of Romania. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 7., 291–314.
- RĂILEANU, Gr., SAULEA, Emilia, DUMITRESCU, I., BOMBIȚĂ, Gh., MARINESCU, Fl., BORCOȘ, M., STANCU, Iosefina 1968. Harta geologică a Republicii Socialiste România. Nr. 10: Cluj. Institutul Geologic, București.
- RÖGL, F. 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica*, 50, 4, 339–349.
- SANDERS, C.A.E., HUISMANS, R.S., WEES, J.D., and ANDRIESSEN, P. 2002. The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 121–133.
- SĂNDULESCU, M. 1984. Geotectonics of Romania. Romanian Academy Publishing House, 334, Bucharest (in Romanian).
- SILYE L. 2010. Sarmatian foraminiferal assemblages from southern Transylvanian Basin and their significance for the reconstruction of depositional environments. PhD Thesis, Babeș-Bolyai University, Cluj-Napoca : [s.n.].
- SZÁDECZKY-KARDOSS Gy. 1914. Tufatanulmányok Erdélyben. I. rész. Kolozs tufavonulatai. *Múzeumi Füzetek*, II., Kolozsvár.
- SZCZECHURA, J. 1984. Morphologic variability in the *Globigerinoides-Orbulina* group from the Middle Miocene of Central Paratethys. *Acta Palaeontologica Polonica*, 29, 1-2, 3–27.

- TILIȚĂ, M., MATENCO, L., DINU, C., IONESCU, L., CLOETINGH, S. 2013. Understanding the kinematic evolution and genesis of a back-arc continental “sag” basin: The Neogene evolution of the Transylvanian Basin. *Tectonophysics*, **602**, 0, 237–258.
- VAN DER ZWAAN, G.J., DUIJNSTEE, I.A.P., DEN DULK, M., ERNST, S.R., JANNINK, N.T., KOUWENHOVEN, T.J. 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews*, **46**, 1–4, 213–236.
- VRSALJKO, D., PAVELIĆ, D., MIKNIĆ, M., BRKIĆ, M., KOVAČIĆ, M., HEĆIMOVIĆ, I., HAJEK-TADESSE, V., AVANIĆ, R., KURTANJEK, N. 2006. Middle Miocene (Upper Badenian/Sarmatian) Palaeoecology and Evolution of the Environments in the Area of Medvednica Mt. (North Croatia). *Geologia Croatica*, **59**, 51-63.
- WANEK F., POSZET Sz. 2011a. A Kis-Szamos jobb oldali lejtőinek földtani felépítéséből és morfológiájából adódó lejtőveszélyeztetettség Kolozsvár területén (a Papok- és a Békás-völgye között). VII. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Kolozsvár 2011. március 24–27., **II.**, 687–691.
- WANEK F., POSZET Sz., KORODI Enikő 2011b. Új tektonikai elem Kolozsvár város területének földtanában. in: XIII. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Gyergyószentmiklós, 2011. március 31–április 3. EMT, 280–283, 1 á. Kolozsvár.
- WANEK, F. 2014. Foraminifera-kutatás a Koch Antal vezette kolozsvári Ásvány-földtani Tanszéken. in. XVI. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Székelyudvarhely, 2014. április 3-6. EMT, 296-300, Kolozsvár.

Függelék

1. Összefoglaló

Kolozsvár keleti részét jellemzően középső-miocéni (badeni és szarmata) tengeri üledékek alkotják. A sós-pataki (Pata-rét) rétegeket vitatottan badeni korúnak tekinti a régi szakirodalom, a földtani térképek is ezeket az adatokat felhasználva jelenítik meg a területet. Viszont behatóbb vizsgálatára a feltártság hiánya miatt ezidáig még nem került sor. Az elmúlt években, az Apahidát (Apahida) Bányabükkel (Válcele) összekötő útszakasz építése során felszínre került rétegek lehetővé tették, hogy részleteiben kielemezhezzük az általunk felállított hipotézist, amelynek alapján – főként litológiai megfigyelésekre támaszkodva – a feltárást elsőre szarmata korinak feltételeztük.

A kérdőjeles rétegtani helyzet pontosítása végett, parányöslénytani vizsgálatokat végeztünk. A feldolgozásra szánt minták begyűjtése 40 cm-es mintavételezési sűrűséggel történt, amely elegendő volt a mikrofauna-közösségben történt nagyobb változások lényegbeli kimutatásához. A vizsgálatokhoz szükséges reprezentatív, mintánkénti 300 g száraz anyagmennyiséget kimértük és a standard iszapolási eljárás segítségével dolgoztuk fel, eltávolítva a 63 μm szitaátmérő alatti agyagos frakciót. Az összesen 24 minta alapos megfigyelése során, 10 reprezentatív mintát választottunk ki és vetettünk részletes, számszerű meghatározás alá, amelynek során mintánként – a statisztikai értékeléshez szükséges – 300 fölötti egyedszámmal dolgoztunk. A parányöslények vizsgálata és rendszertani besorolása sztereomikroszkóppal – a szükséges esetekben pedig pásztázó elektronmikroszkóppal – a megfelelő szakirodalmi dokumentációkra hivatkozva történt.

A különböző szemcseösszetelű iszapolási maradékot javarészt plankton foraminiferák alkotják, míg a felsőbb szinteken a bentosz csoportok képviselői, ritkán pedig kagylósrákok is előfordulnak. A megvizsgált mintáink értékelése során, biosztratigráfiai következtetéseket vontunk le, amelynek eredményeképpen a felső-badeni korszakra jellemző mikrofauna-társulást mutattuk ki (*Velapertina* biozóna), ezen belül pedig főként ennek az alsó- és középső részét érintettük. Az üledékképződési környezetet tekintve mélymedencei viszonyokkal állunk szemben, amelyet felfele viszonylag javuló oxigénellátottság jellemez, ami elsősorban a plankton- és bentosz foraminiferák csökkenő arányában mutatkozik meg.

Kulcsszavak: miocén, Középső-Paratethys, foraminifera, biosztratigráfia, paleoökológia.

2. A vizsgált foraminifera fajok gyakorisági táblázata

	<i>Alveolophragmium crassum</i>	<i>Ammodiscus miocenicus</i>	<i>Bogdanowiczia pocutica</i>	<i>Bolivina dilatata</i>	<i>Bolivina moldavica</i>	<i>Cibicides ornatus</i>	<i>Cornuspira foliacea</i>	<i>Dentalina</i> aff. <i>globifera</i>	<i>Eponides repandus</i>	<i>Glandulina laevigata</i>	<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globigerina coilexina</i>	<i>Globigerina tarchanesis</i>	<i>Globigerinella regularis</i>	<i>Glomospira charoides</i>	<i>Gyroldyna soldanii</i>	<i>Hyperammia granulosa</i>	<i>Hoeglundina partschiana</i>	<i>Martinitella communis</i>	<i>Melonis pompilioides</i>	<i>Nonionella</i> sp.	<i>Orbulina suturalis</i>	<i>Procerolagena distoma</i>	<i>Sphaeroidina bulloides</i>	<i>Spiroloculina canaliculata</i>	<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>akneriana</i>	<i>Uvigerina bellicostata</i>	<i>Uvigerina romaniaca</i>	<i>Velapertina indigena</i>	<i>Velapertina luczkowskiae</i>	
M19	22		75	4	2	19				5	12	6			9	1		4	7				5	29	98	23					
M16							1		4	1	+	+				15	1			2	1			1	36	16	2				
M14	3	10	12	2				2	19	2	>30		>30			1	1	1	1	20	31		2	23	36	16	2		4	10	
M12									1		+		+	+		1								1		2					
M11	3	1		1					1	1	+		+	+		3			1	9				1	1	1	1	2		30	
M9											+		+									1									
M5											+	10																		4	
M4											70																			+	>30
M2											25	6																		+	>30
M1											25	2																		+	>30

+ domináns

1. Tábla (lépték: 100 μ)

1, 4 – *Velapertina indigena* ŁUCZKOWSKA, 1955

2, 3 – *Velapertina luczkowskae* POPESCU, 1973

5 – *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, 1826

6, 7 – *Globigerina tarchanesis* SUBBOTINA&CHUTZIEVA, 1950

8, 9 – *Globigerina coicinnina* REUSS, 1850

10, 11 – *Globigerinella regularis* D'ORBIGNY, 1846

1. Tábla



2. Tábla (lépték: 100 μ)

- 1, 2, 3 – *Spiroloculina canaliculata* D'ORBIGNY, 1846
- 4, 5 – *Quinqueloculina* cf. *akneriana* D'ORBIGNY, 1950
- 6 – *Dentalina* aff. *globifera* REUSS, 1855
- 7 – *Glandulina laevigata* D'ORBIGNY, 1946
- 8 – *Procerolagena distoma* PARKER & JONES, 1864
- 9 – *Cornuspira foliacea* PHILIPPI, 1844
- 10 – *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, 1826
- 11 – *Uvigerina bellicostata* ŁUCZKOWSKA, 1955
- 12, 13 – *Uvigerina romaniaca* PAPP, 1978
- 14 – *Eponides repandus* FICHTEL&MOLL, 1798
- 15, 16, 17 – *Gyroidyna soldanii* D'ORBIGNY, 1826
- 18, 19 – *Melonis pompiloides* FICHTEL&MOLL, 1798

2. Tábla



3. Tábla (lépték: 100 μ)

1, 2, 3, 4 – *Bogdanowiczia pocutica* PISHVANOVÁ, 1957

5 – *Ammodiscus miocenicus* KARRER, 1877

6 – *Hyperammia granulosa* VENGLINSKI, 1958

7 – *Martinottiella communis* D'ORBIGNY, 1826

8 – *Alveolophragmium crassum* REUSS, 1867

3. Tábla



4. Tábla (lépték: 100 μ)

1, 2 – *Hoeglundina partschiana* D'ORBIGNY, 1846

3, 4, 5, 6 – Juvenilis gastropoda vázak

7, 8 – *Loxoconcha* sp.

4. Tábla



5. Tábla (SEM, lépték: 50 μ és 100 μ)

- 1** – *Velapertina indigena* ŁUCZKOWSKA, 1955
- 2** – *Velapertina luczkowskae* POPESCU, 1973
- 3** – *Globigerina coincinna* REUSS, 1850
- 4** – *Globigerina tarchanesis* SUBBOTINA & CHUTZIEVA, 1950
- 5** – *Glandulina laevigata* D'ORBIGNY, 1946
- 6, 7** – *Procerolagena distoma* PARKER & JONES, 1864
- 8** – *Spiroloculina canaliculata* D'ORBIGNY, 1846
- 9** – *Quinqueloculina hauerina* PAPP & SCHMID, 1985
- 10** – *Bolivina dilatata* REUSS, 1850
- 11** – *Bolivina moldavica* DIDKOWSKI, 1959
- 12** – *Fursenkoina* sp.
- 13, 14** – *Glomospira charoides* JONES & PARKER, 1860
- 15** – *Hoeglundina partschiana* D'ORBIGNY, 1846
- 16** – *Cibicidoides ornatus* CÍCHA & ZAPLETALOVA, 1960
- 17, 18** – *Anomalinoides dividens* ŁUCZKOWSKA, 1967
- 19** – *Elphidium hauerinum* D'ORBIGNY, 1846
- 20** – *Argilloecia* sp.
- 21** – *Loxoconcha* sp.
- 22** – *Limacina valvatina* REUSS, 1867

5. Tábla

