

Cuprins

Introducere	2
Capitolul. 1. Încadrarea geografică	5
Capitolul 2. Geologia regiunii	7
2.1. Stratigrafie	11
2.2. Cadrul geologic structural	14
Capitolul 3. Materiale și metode de lucru	16
3.1 Analiza micropaleontologică	16
3.2 Analiza nannoplanctonului calcaros	23
3.3 Analiza faciesurilor sedimentare	23
Capitolul 4. Analiza sedimentologică și micropaleontologică a unor succesiuni sedimentare din partea centrală a Platformei Moldovenești	25
Domenii depozitionale și asociații de faună	25
Pârâul Muscalu	28
Pârâul lui Gheorghe	36
Pârâul Logofătu	44
Pârâul Ciofoaia	49
Aflorimentele Hârtop A, și Hârtop B	57
Dealul Rădășeni – Afloriment la Ruptură	65
Pârâul Seaca	70
Pârâul Bogata	73
Forajul Șipote	80
Forajul Bivolari	83
Concluzii	84
Bibliografie	90

Introducere

Aşa cum reiese şi din titlu, obiectivul principal al acestei teze de doctorat este să evidenţieze evoluţia domeniilor depoziţionale din partea centrală a Platformei Moldoveneşti punând în relaţie datele obţinute prin analiza sedimentologică a depozitelor cu asociaţiile de microfaună identificate.

Cercetările s-au desfăşurat pe un areal ce se încadrează între localităţile Mălini, Boroaia (jud. Suceava), Bivolari şi Țigănaşi (jud. Iaşi), perimetru care, din punct de vedere geomorfologic, se încadrează în Podișul Moldovei. Deşi acest areal a fost studiat anterior din punct de vedere geologic de către o serie de cercetători, până în prezent nu a mai fost aplicată asupra aflorimentelor analiza faciesurilor sedimentare ca indicator paleoambiental.

Pentru analizele sedimentologică şi micropaleontologică, într-o primă fază au fost cercetate 8 aflorimente mari din partea vestică a perimetrului studiat (din Podișul Fălticenilor, subunitate a Podișului Moldovei). În aflorimentele volhinieni analizate, au fost identificate faciesurile sedimentare cărora li s-au determinat, pe baza literaturii de specialitate, procesele acumulative care au dus la formarea lor. Utilizând criteriile genetice şi litologice, faciesurile sedimentare au fost grupate în asociaţii de faciesuri specifice anumitor domenii sau subdomenii depoziţionale. Din dispunerea pe verticală a acestor

asociații de faciesuri s-a determinat comportamentul liniei țărmului în bazinele de sedimentare care au funcționat în timpul Volhinianului.

Depozitele sarmațiene din Podișul Fălticeniilor s-au acumulat în zona costieră a Bazinului Euxinic, în marginea vestică a acestuia. Acest areal a fost intens afectat în timpul Miocenului mediu de subducția fundamentului părții vestice a Platformei Est Europene sub catena de orogen a Carpaților Orientali, fiind acceptată ideea postulată de Grasu et al. (1999, 2002) care susține evoluția Platformei Moldovenești în timpul Sarmațianului ca un sistem de bazine de foreland dezvoltat în fața Carpaților Orientali, cu 4 depozite distincte: wedge-top, avanfosă, forebulge și backbulge. Acest lucru se reflectă și în natura depozitelor acumulate în acest bazin precum și în asociațiile de macro-și microfosile identificate în aceste zone.

Dat fiind faptul că intervalul stratigrafic cuprins în depozitele din zona vestică (Preutești-Fălticeni-Boroaia) este destul de scurt, vârsta acestuia fiind atribuită Sarmațianului inferior (Volhinian), ne-am îndreptat atenția și asupra a probelor recoltate din 2 foraje de la Șipote și Bivolari, din estul perimetrului studiat (din Câmpia Jijiei, subunitate a Câmpiei Moldovei), secțiuni unde au fost interceptate și depozite badeniene. Astfel, analizând o serie de probe din intervalul de limită Badenian/Sarmațian am observat, pe baza asociațiilor de foraminifere, ostracode și nannoplanton calcaros, schimbările ecologice care au avut loc între aceste două etaje ale Miocenului mediu.

În studiile anterioare din zona cercetată, ostracodele au fost doar menționate uneori, fără a fi încadrate în scheme paleoecologice, mai cunoscute fiind monografiile: Ionesi, 1968; Ionesi, 2006; Brânzilă, 1999; Țibuleac, 2009, sau au fost studiate independent în anumite areale: Ionesi și Chintăuan (1975). În lucrarea de față ne-am propus o analiză micropaleontologică integrată pe bază de foraminifere, ostracode și nannoplancton calcaros în care să determinăm parametrii paleoecologici (adâncime, salinitate, grad de oxigenare a apei). Acești parametri au fost corelați cu cei indicați de subsistemele depozitionale deduse în urma analizei sedimentologice.

Deși prezintă în aproape toate probele micropaleontologice, fauna de ostracode a fost mai puțin evidențiată în depozitele studiate anterior, lucru pe care l-am realizat în cuprinsul acestei teze.

Alte obiective cu rol oarecum secundar în cadrul tezei de doctorat se referă la evidențierea dinamicii paleogeografiei Paratethysului și la efectele pe care comunicările cu alte bazine de sedimentare le-au avut asupra faunei de ostracode și foraminifere (paleoambianța).

Capitolul. 1. Încadrarea geografică

Zona de studiu formează un perimetru cuprins între localitățile Mălini – Bivolari – Țigănași – Boroaia în Podișul Moldovei (fig. 1). Acest perimetru a fost divizat în trei areale de cercetare. Primul acoperă bazinul pârâului Șomuzul Mare din Podișul Fălticenilor cu numeroase aflorimente, cel de-al doilea este delimitat de văile pâraielor Bogata și Seaca, afluate de dreapta ale râului Moldova. Cel de-al treilea perimetru este situat între valea Jijiei și valea Prutului, datele provenind din două foraje hidrogeologice cu carotaj continuu situate în localitățile Șipote și Bivolari.

Bazinul hidrografic al Șomuzului, din punct de vedere geomorfologic, are un pronunțat caracter structural dat de nivelurile calcaro-grezoase volhiniene secționate pe direcția V-E de Râul Șomuz și afluenții acestuia (Băcăuanu et al., 1980). Din punct de vedere administrativ teritorial, aflorimentele studiate se află în arealul comunelor Preutești și Hârtop din județul Suceava.

Sucesiunile sedimentare analizate în bazinul Șomuzului Mare au fost studiate de la est la vest pe următoarele pâraie, afluate de dreapta ale râului cu același nume: Muscalu, pârâul lui Gheorghe, pârâul Logofătu și pârâul Ciofoaia.

Între văile râurilor Șomuzul Mare și Șomuzul Mic au mai fost analizate 2 aflorimente de pe arealul comunei Hârtop, din dealul Pietrelor.

Zona cuprinsă între pâraiele Bogata și Seaca este situată în bazinul hidrografic al Râului Moldova și aparține Podișului Piemontan Ciungi-Corni, o subunitate a Podișului Sucevei, care la rândul ei face parte din Podișul Moldovei (Băcăuanu et al., 1980). Ionesi et al. (2005), denumesc această zonă Depresiunea Baia, ca parte a unităților de relief mai sus menționate.

Caracteristica principală a reliefului este dată de larga dezvoltare a formelor structurale generate de poziția monoclinală a stratelor și de prezența unor niveluri cu grad mai ridicat de rezistență la eroziune (Ionesi, 2006). Astfel, relieful este puternic influențat de procesele geomorfologice și rețeaua hidrografică, factori care au determinat fragmentarea formațiunilor volhiniene, reprezentate predominant prin argile, argile nisipoase și nisipuri, în care se regăsesc și unele niveluri lentiliforme de gresii calcaroase.

Zona în care au fost executate forajele Șipote și Bivolari, este localizată în Câmpia Moldovei (Băcăuanu, 1980) sau Câmpia colinară a Jijiei (Ungureanu, 1993), o subunitate a Podișului Moldovei. Din punct de vedere geomorfologic, Câmpia Moldovei este caracterizată de predominanța colinelor, acestea atingând altitudini de până la 150 m (Brânzilă, 1999).

Capitolul 2. Geologia regiunii

Platforma Moldovenească reprezintă cea mai veche platformă de pe teritoriul României, fundamentul acesteia fiind consolidat în Proterozoicul mediu (Ionesi, 1994).

Înspre sud este delimitată de falia Fălciu – Munteni – Plopana, care separă Platforma Moldovenească de Platforma Bârladului. În părțile nordică și estică, Platforma Moldovenească se continuă cu Platforma Est Europeană iar spre vest aceasta este subdusă sub orogenul carpatic (Ionesi, 1994).

Cuvertura sedimentară a Platformei Moldovenești a fost acumulată în trei mega cicluri de sedimentare după cum urmează:

I – Ciclul Vendian superior – Devonian;

II- Ciclul Cretacic – Paleogen – Eocen mediu;

III – Badenian Superior – Meoțian.

Depozitele studiate aparțin, din punct de vedere geologic, cuverturii sedimentare a Platformei Moldovenești, mai precis celui de-al treilea ciclu de sedimentare și anume cel desfășurat între Badenian superior – Meoțian (Ionesi, 1994; fig. 3).

Grasu *et al.* (1999, 2002) tratează depozitele sarmațiene ale Platformei Moldovenești în contextul unui sistem de bazine de foreland dezvoltat în fața Carpaților Orientali în urma tectogenezelor Stiriță

nouă și Moldavă când pânzele carpatice au fost șariate peste marginea Platformei Est-Europene.

Acumularea depozitelor din succesiunile sedimentare studiate a avut loc în Sistemul Bazinelor de Foreland din fața Carpaților Orientali (fig. 1). Acesta este încadrat în categoria ariilor de acumulare perisuturale, fiind dezvoltat pe litosfera continentală a plăcii subduse. În evoluția acestuia, Grasu *et al.* (1999) au separat două etape distincte: una a bazinului vechi de foreland – consecință a fenomenelor de convergență de la nivelul Cretacicului – și o etapă a bazinului nou de foreland dezvoltată în timpul tectogenezelor moldavice (miocene).

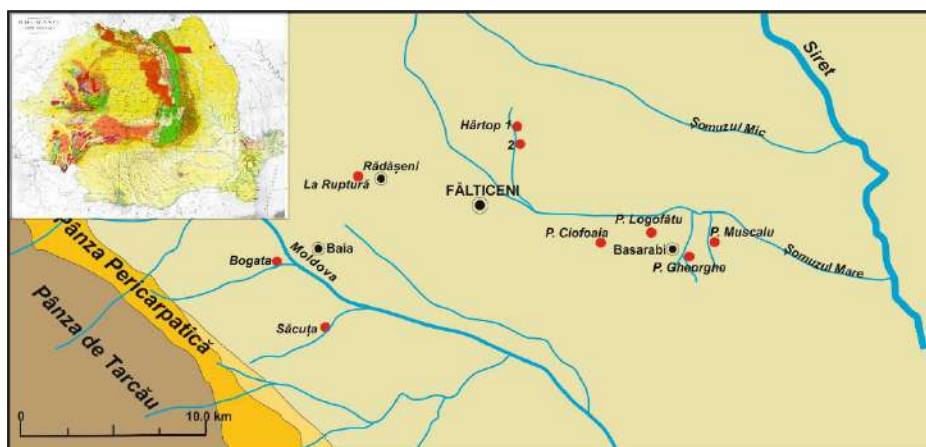


Figura 1. Harta geologică a zonei studiate cu poziția punctelor în care s-au ridicat coloane litologice sau au fost prelevate probe pentru analiza micropaleontologică (Macarovici, 1955).

Un sistem de bazine de foreland reprezintă o regiune depozițională localizată pe crusta continentală din fața unei catene orogene majore (DeCelles și Giles, 1996). Un asemenea sistem, în mod

ideal, constă din patru depozite distincte formate în condiții cinematice și de subsidență specifice (fig. 2).

Depozona wedge-top – cuprinde formațiunile sedimentare acumulate pe prisma orogenică în avansare, având o lățime de câteva zeci de kilometri. Este caracterizată de depozite aluviale sau fluviale din domeniul subaerian sau de depozite de șelf în amestec cu debrite în domeniul marin.

Depozona foredeep (avanfosă) – este acumulată pe distanțe de zeci sau sute de kilometri lățime, fiind constituită atât din depozite subaeriane (aluviale, fluviale) cât și acvatic (lacustre, deltaice, marine). Sursa sedimentelor o constituie în principal centura orogenică, dar și cratonul. Succesiunea sedimentară poate debuta cu depozite acumulate la adâncimi mari („flișuri”), trecând prin depozite acumulate la adâncimi mici („molase”) și finalizându-se cu depozite acumulate subaerian. Depozitele avanfosei proximale trec lateral în depozitele de wedge top.

Depozona forebulge – reprezintă arealul de potențială boltire dispus în lungul limitei cratonice a avanfosei. Clevis (2004) descrie zona de forebulge ca fiind, din punct de vedere morfologic, un dom asociat proceselor de flexurare ce se deplasează atât spre catena orogenică, cât și vertical ascendent în timpul șariajului activ, apoi deplasându-se spre craton și vertical descendent datorită reajustării izostatice după încetarea procesului de șariaj. Această depozonă este dificil de stabilit în bazinele fosile, însă unii autori au propus criterii de

stabilire a acestora pe baza depozitelor acumulate în condiții de mică adâncime. Galewsky (1998), propune un asemenea model în care primele stadii de dezvoltare ale bazinelor de foreland submarine, subcolmatate, sunt caracterizate de instalarea platformelor carbonatice.

În contextul evoluției procesului de flexurare, soldat cu încălecare orogenului peste craton, se produce migrarea platformelor carbonatice și retragerea domului flexural în același sens. Pe măsură ce potențialul de acumulare pe verticală a carbonaților este depășit de rata subsidenței și de cea a creșterii nivelului mării, depunerea carbonaților va fi sistată, iar platformele abandonate vor fi înlocuite de altele nou inițiate, în zona de forebulge strămutată lateral.

Depozona backbulge – este localizată în spatele bolții flexurale (forebulge), unde rata subsidenței are valori mult mai mici. Bazinele acestei depozone sunt caracterizate de adâncimi de până la 200 de metri. Acumularea în această zonă depinde de cantitatea materialului detritic ce trebuie să fie suficient pentru colmatarea avanfosei și îngroparea domului flexural.

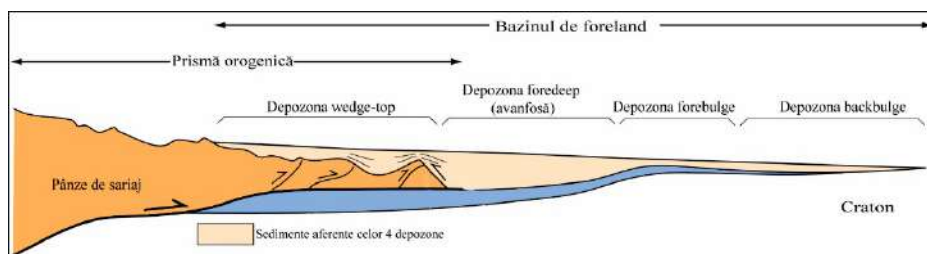


Figura 2. Secțiune schematică ce indică elementele structurale și depozitele aferente unui bazin de foreland (după DeCelles și Gilles, 1996).

2.1. Stratigrafie

Din punct de vedere chronostratigrafic, succesiunile sedimentare studiate cuprind un interval de timp începând din Badenianul superior până la Sarmatian superior (Basarabian inferior). Înregistrarea stratigrafică cea mai extinsă se găsește în forajele Șipote și Bivolari. În cazul forajului Șipote, acesta atinge la adâncimea de 217 metri depozite formate din marne cenușii de vârstă Badenian superior (Kossovian) cu o faună specifică de *Chlamys elegans*, *Bolivina dilatata*, *Uvigerina graciliformis* etc. (Brânzilă, 1999; fig. 51). În forajul Bivolari această limită este interceptată la aproximativ 140 m.

Din punct de vedere chronostratigrafic, succesiunile sedimentare ce aflurează în Podișul Fălticeniilor sunt de vârstă volhiniană (Macarovici, 1964; Ionesi, 1968; Ionesi, 2006).

Aflorimentele studiate aparțin, din punct de vedere litostratigrafic Formațiunii de Șomuz (după Ionesi, 2006) care cuprinde și unitățile calcaro-grezoase Arghira I, Arghira II, Hârtop I, Hârtop II (fig. 7) definite de Ionesi (1968). Succesiunea sedimentară analizată este predominant nisipoasă în aflorimentele deschise pe pârâul Muscalu, pârâul lui Gheorghe, și în deschiderile de la Hârtop și Rădășeni. În schimb, pe pâraiele Logofătu și Ciofoaia, litologia depozitelor este predominant silto-argiloasă și argiloasă cu o abundență faună fosilă de bivalve, gastropode și foraminifere.

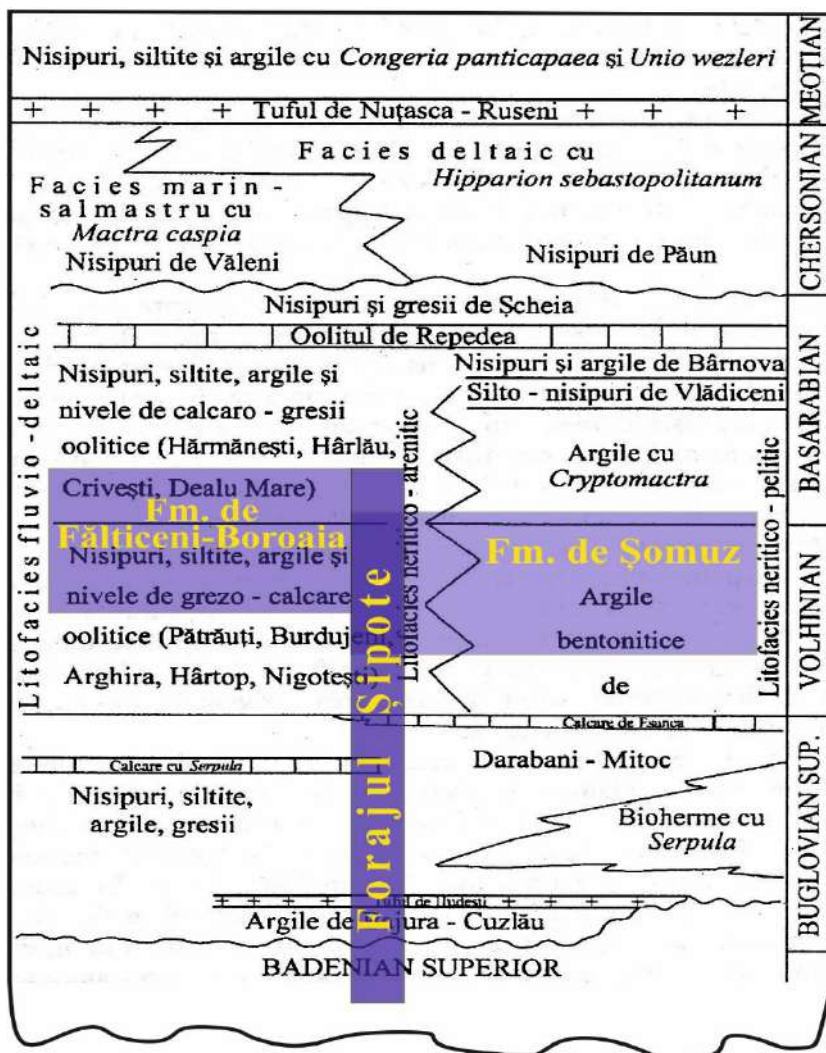


Figura 3. Unități litostratigrafice din Miocenul Platformei Moldovenești (după Ionesi, 1994).

Volhinianul inferior interval stratigrafic în care aceste depozite au fost încadrate este argumentat de taxonii index identificați până în prezent într-o serie de probe analizate. Astfel am determinat taxonii de

moluște: *Potamides nimpha* (Eichw.) și *Plicatiforma plicata plicata* (Eichw.), (fig. 35, p. Logofătu), *P. Mitralis* (Eichw.) și din taxonii de foraminifere am determinat *Elphidium rugosum* (d'Orb.), *Porosononion subgranosus* (Egger), *Ammonia beccarii* (L.), *Varidentela reussi* (Bogd.). Aceeași asociație microfaunistică a fost descrisă de autori anteriori (Ionesi, 1968, 1991; Ionesi 2006). De asemenea, după speciile de ostracode pe care le-am identificat putem afirma că succesiunile sedimentare analizate se încadrează în biozona NO-12 *Neocyprideis kollmani* – *Aurila notata*, sensu Jiříček și Říha (1991).

În ceea ce privește depozitele care afloră la Rădășeni și pe pâraiele Bogata și Seaca, acestea au fost încadrate de Țibuleac (2009) în Formațiunea de Fălticeni-Boroaia. Aceasta a fost atribuită Volhinianului superior pe baza asociației de moluște cu *Abra reflexa* (Eichw.), *Obsoletiforma lithopodolica* (Mont.), *Plicatiforma plicata* (Eichw.), *Macra eichwaldi* (Lask.), *M. vitaliana* (d'Orb.), *Potamides* div. sp.

În cuprinsul acestei teze depozitele de pe pâraiele Bogata și Seaca au fost datate și de către noi din punct de vedere micropaleontologic fiind atribuite Biozonei cu *Elphidium rugosum* și *Pseudotriloculina consobrina* (Ionesi, 1991), care reconfirmă vârsta volhinian superioară a formațiunii.

2.2. Cadrul geologic structural

În soclul Platformei Moldovenești s-au observat două etape distincte (Ionesi, 1994):

- o etapă labilă, de geosinclinal, în care formațiunile metamorfice constituate au fost intens cutate și străbătute de intruziuni magmatice. Ultimele mișcări s-au produs în Proterozoicul mediu, rezultând un orogen;
- o etapă stabilă în care orogenul a devenit rigid și a fost exondat până în Vendianul superior, fiind peneplenizat.

Datele din foraje indică o coborâre spre vest și sud a fundamentului și cuverturii Platformei Moldovenești, grosimea cea mai mare a depozitelor sedimentare (Silurian, Cretacic, Badenian, Sarmațian) fiind pe latura vestică a acesteia lucru care denotă că în fiecare dintre cele 3 cicluri sedimentarea a fost mai activă sau a avut loc numai pe această latură, de exemplu în intervalul Cretacic – Eocen (Ionesi, 1994).

Înclinarea depozitelor dintre Siret și Moldova, areal care surprinde și succesiunile sedimentare de pe valea Șomuzului Mare, a fost măsurată de mai mulți autori (Ionesi, 1968; Ionesi, 2006), utilizând repere precum limitele dintre subetajele Sarmațianului, respectiv limita Buglovian/Volhinian și limita Volhinian/Basarabian (Ionesi, 2006) ca și unele niveluri litologice, în special grezoase, care își păstrează caracteristicile relativ constante.

Având ca reper limita dintre Buglovian și Volhinian identificată în forajul Lespezi și de la Dornești-Siret, Ionesi (2006) observă o înclinare de 4,7 m/km pe direcția NV-SE, valoare similară cu cea calculată și de Ionesi, (1968), 4-5 m/km.

Limita dintre Volhinian și Basarabian a fost identificată în mai multe puncte, fapt care a permis generarea unei suprafețe de contact între aceste subetaje. Și în acest caz a fost observată o înclinare generală a stratelor pe direcția NV-SE, suprafața prezentând unele denivelări ușoare datorate variației valorilor obținute. În cazul acestei suprafețe limită, înclinarea stratelor variază între 5-10 m/km (Ionesi. 2006).

Utilizând ca reper nivelurile grezoase care prezintă continuitate laterală, Ionesi (2006) menționează valori similare cu cele obținute utilizând ca reper limitele dintre subetajele Sarmațianului (înclinări ce variază de la 5 la 10 m/km pe direcția NV-SE), ceva mai mici la nivelul depozitelor bugloviene.

Grosimea mai mare a depozitelor cuverturii sedimentare în partea vestică a bazinului de foreland și subducția Platformei Moldovenești sub orogenul carpatic a fost dovedită și prin forajele de la Frasin care au interceptat la adâncimi de 4000 m depozite sarmațiene. Ionesi (1994) menționează că fundamentul și cuvertura Platformei Moldovenești coboară spre vest în lungul unor fracturi (fig. 4) depozitele paleozoice apărând la zi în malul Nistrului iar la vest în apropiere de orogen la 1734 m.

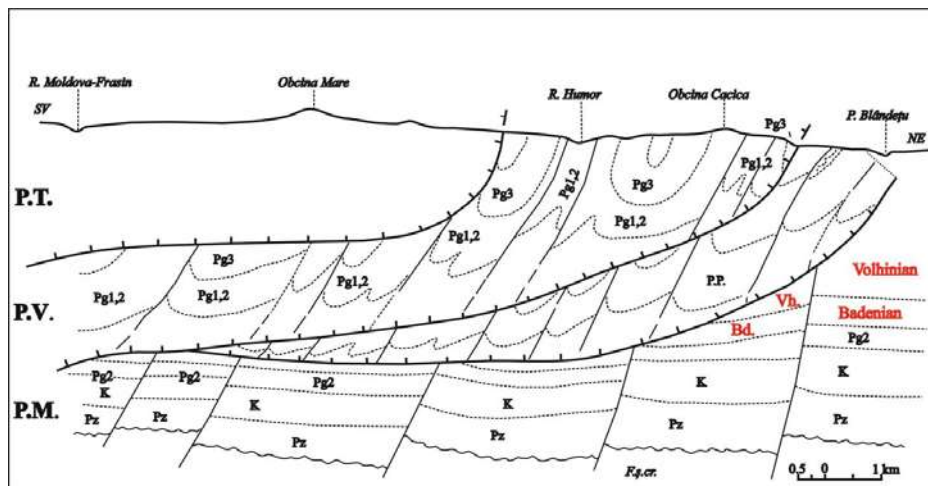


Figura.4. Relația pânzelor carpatice cu Platforma Moldovenească între Frasin și Cacica. (după Ionesi, 1994). **PM- Platforma Moldovenească**; **F.ș.cr.** – șisturi cristaline (fundament); **Pz** – Vendian superior și Paleozoic; **K** – Cretacic; **Pg2** – Eocen inferior și mediu; **bd** – Badenian superior; **bg-vh** – Buglovian – Volhinian; **PP** – **Pânza Pericarpatică**; **m_{1,2}** – Aquitanian, Burdigalian, Badenian; **PV** – **Pânza de Vrancea**; **PT** – **Pânza de Tarcău**; **sn** – Senonian; **Pg_{1,2}** – Paleocen și Eocen; **Pg₃** – Oligocen; **m₁** – Burdigalian inferior (Formațiunea de Gura Șoimului).

Capitolul 3. Materiale și metode de lucru

3.1 Analiza micropaleontologică

Pentru realizarea acestei lucrări au fost prelevate 141 de probe din aflorimente și 25 de probe de carotă provenite din foraje. O parte din probele de afloriment, în special cele nisipoase au fost prelevate în vederea stabilirii granulometriei depozitelor. Probele argiloase au fost prelevate pentru analiza conținutului microfossil. Probele au fost

prelucrate prin metode standard de preparare a probelor micropaleontologice. Astfel, o parte din fiecare probă (aproximativ 100 g de sediment) s-a uscat la etuvă, după care a fost mărunțită în fragmente mai mici de 2 cm. Restul de probă s-a depozitat ca probă martor. Probele martor sunt depozitate în Departamentul de Geologie al Universității „Alexandru Ioan Cuza” din Iași. Proba de lucru a fost lăsată circa 2 ore la înmuiat în apă. Materialul argilos a fost ulterior îndepărtat prin metoda spălărilor și decantărilor succesive. Reziduul rămas în urma spălării a fost sortat prin 3 site (0,466 mm, 0,263 mm, 0,122 mm) separându-se 4 fracții, fiecare analizată ulterior. Determinarea primară a microfosilelor s-a realizat cu ajutorul unor lupe binoculare, în timp ce examinarea în detaliu și fotografiile pentru realizarea planșelor au fost efectuate la microscopul electronic (fig. 5).

Pentru determinarea exemplarelor de microfosile s-a utilizat lupa binoculară Carl Zeiss Jena SM XX. În vederea realizării planșelor, exemplarele cel mai bine conservate au fost fixate pe suporturi acoperite de o bandă dublu adezivă din carbon și apoi metalizate cu peliculă de Au de 15 nm, apoi fotografiate cu microscopul SEM Hitachi S-3400N în cadrul Laboratorului de caracterizare microstructurală RAMTECH al UAIC, iar o parte la microscopul electronic Vega/Tescan din cadrul Facultății de Biologie al UAIC.

Asociațiile microfaunistice determinate au fost utilizate pentru datarea biostratigrafică a depozitelor studiate și de asemenea comparate cu asociații din alte zone de referință ale Paratethysului Central

(Bazinul Transilvaniei, Bazinul Vienei, Avanfosa Carpaților de Vest din Polonia).

De asemenea, asociațiile de foraminifere și ostracode au fost utilizate și pentru determinarea condițiilor paleoecologice în secțiunile studiate.

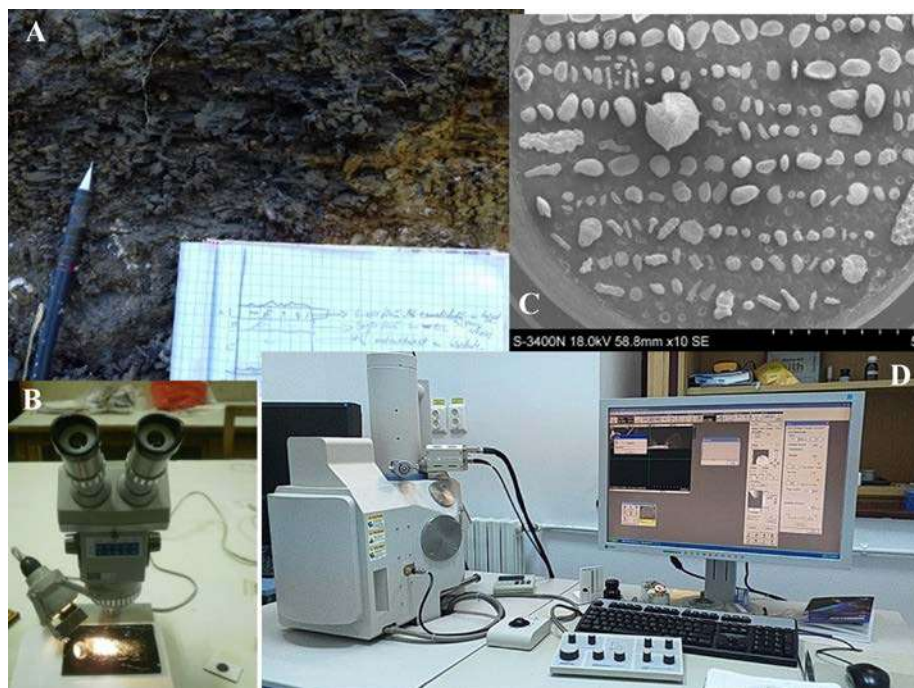


Figura 5. Aparatura și materialele utilizate în analiza micropaleontologică; A – Prelevarea materialului din teren (aprox. 0.5 kg probă); B – Analiza reziduului spălat la lupa binoculară; C – Fixarea microfosilelor pe suporturi metalice cu bandă dublu adezivă din carbon; D – Captarea fotografiilor la microscopul electronic cu baleiaj (laboratorul RamTech – Facultatea de Fizică, UAIC).

Morfogrupuri de foraminifere

Foraminiferele sunt organisme sensibile la schimbările de mediu, constituind indicatori ai schimbărilor climatice sau ai chimismului apelor dintr-un bazin de sedimentare. Răspândirea acestora depinde, pe lângă alți factori, de luminozitate și nutrienți – factorii ce controlează în mare parte productivitatea. În ceea ce privește salinitatea, multe organisme au capacitatea de a tolera fluctuații ale salinității între 30 – 40‰.

În vederea reconstituirilor paleoecologice din avanfosa Carpaților Orientali, am utilizat metoda morfogrupurilor de foraminifere bentonice (Murray, 2006; Chan et al., 2017), aceasta fiind una dintre cele mai eficiente și frecvent utilizate (figura 6, tabelul 1).

Principalul motiv pentru care se determină morfotipurile și morfogrupurile de foraminifere este identificarea schimbărilor paleoambientale indicate de asociațiile de foraminifere din fiecare facies sedimentar. Modul de utilizare al morfogrupurilor și morfotipurilor de foraminifere a fost stabilit pentru speciile bentonice, atât cele calcaroase, cât și cele aglutinate de către numeroși autori (Jones et Charnock, 1985; Corliss et Chen, 1988; Nagy, 1992; Nagy et al., 1995; Van der Akker et al., 2000; Cetean et al., 2011; Setoyama et al., 2011; Murray et al., 2011) care analizau depozite mai vechi (Jurasic – Oligocen). Pentru depozitele miocene Kender et al. (2008) au aplicat metoda analizei morfogrupurilor de foraminifere asupra unor depozite din delta râului Congo și zona de offshore a Angolei. Deși genurile prezente în succesiunile sedimentare din zona Fălticeni sunt ușor

diferite, ideea principală de stabilire a acestora poate fi utilizată și pentru speciile și genurile miocen medii din avanfosa Carpaților Orientali.

O altă modalitate de interpretare a parametrilor paleoecologici o constituie observațiile directe asupra exemplarelor de foraminifere bentonice și ostracode actuale. Kitazato (1988) a urmărit în laborator comportamentul foraminiferelor și modul de deplasare al acestora în sedimente, la suprafața sedimentelor și pe suprafața vaselor Petri. Observațiile se referă la genuri pe care le-am identificat și în probele prelevate din aflorimentele din avanfosa Carpaților Orientali, ex: *Bolivina*, *Elphidium adventum*, *E. sp. Fissurina*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Uvigerina*. Conform acestor observații, foraminiferele se deplasează cu viteze de la 20 – 100 $\mu\text{m}/\text{min}$ în sedimente și cu până la 300 $\mu\text{m}/\text{min}$ în cazul vaselor Petri. Autorul menționează în cazul specimenelor infaunale că exemplarele care au apertură unică terminală se deplasau în direcția deschiderii aperturii. Speciile cu aperturi multiple au direcție de deplasare neregulată. Specimenele epifaunale, au la rândul lor, moduri diferite de deplasare: fie prin târâre pe suprafața substratului, caz în care direcția de deplasare coincide cu cea a aperturii, fie prin ridicarea testului de pe suprafață și deplasare cu ajutorul pseudopodelor în varii direcții, caz în care se pot observa pe suprafața sedimentului urme de deplasare. Comparând vitezele de deplasare ale foraminiferelor prin sediment cu viteza de deplasare pe suprafața vaselor Petri s-a constatat că cea din urmă poate fi de 5 ori mai mare.

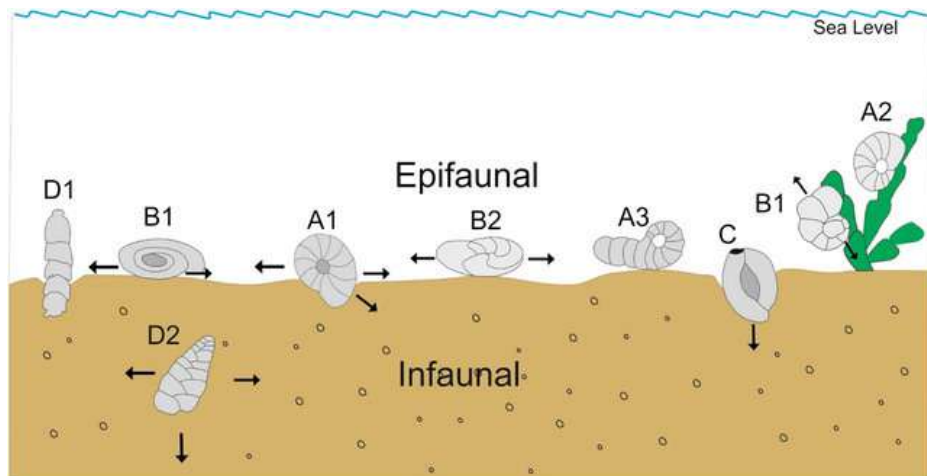













Figura 6. Modul de viață și poziția pe substrat a morfogrupurilor de foraminifere bentonice calcaroase (după Chan et al., 2017).

Distribuția în sediment a foraminiferelor a fost analizată de Corliss (1985). În urma observațiilor din teren și laborator, rezultă că în primii 15 cm sub interfața apă/sediment sunt organizate microhabitate caracteristice diferitelor categorii de specii. Primii 2 cm de la interfața apă/sediment sunt totuși cei mai populați de microfaună.

Ostracodele sunt la rândul lor instrumente clasice de studiu în micropaleontologie prezentând o diversitate mai mare în comparație cu alte grupuri taxonomice având o abundență ridicată atât în ape marin normale, cât și în cele salmastre și dulci (Van Morkoven, 1963; Frenzel et al., 2005; Toth et al., 2010). De asemenea, foraminiferele și ostracodele, prin dimensiunea lor redusă, au șanse mai mari de conservare în stare fosilă și reprezintă organisme foarte utile în reconstituirea mediului atât actual, cât și în perioade anterioare (Murray, 2006). Morfologia carapacei, gradul de conservare, prezența ambelor

valve în probe, precum și ocurența sau absența exemplarelor juvenile sunt, de asemenea, indicatori paleoambientali foarte importanți, precizând natura substratului sau energia curenților la interfața apă/sediment (Van Morkoven, 1962).

Tabelul 1. Morfogrupuri de foraminifere calcaroase în asociație cu foraminiferele aglutinate

Morfo-grup	Morfotip	Forma testului	Poziția în timpul vieții	Genuri principale	Referințe ale exemplarelor actuale
A	A1	 Biconvex Planspiral	Epifaunal infaunal superior	<i>Elphidium</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock et Murray (1981) Corliss et Chen (1988)
	A2	 Aplatizat Planspiral	Epifaunal	<i>Peneroplis</i> <i>Operculina</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock et Murray (1981)
	A3	 Nerulat Planspiral	Epifaunal	<i>Spirolina</i> <i>Cosconospira</i>	Murray (1991)
	A4	 Tubular Planspiral	Epifaunal	<i>Cornuspira</i>	Murray (2006)
B	B1	 Biconvex Trochospiral	Epifaunal	<i>Cibicides</i> <i>Rotalia</i> <i>Ammonia</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock et Murray (1981)
	B2	 Planconvex Trochospiral	Epifaunal	<i>Discorbinella</i>	
C	C1	 Miliolid – quinqueloculin	Epifaunal Infaunal superior	<i>Quinqueloculina</i> <i>Triloculina</i> <i>Sigmoilinita</i>	Corliss et Chen (1988) Corliss et Fois (1990) Murray (2006)
	C2	 Miliolid – pyrgo (biloculin)	Epifaunal Infaunal superior	<i>Pyrgo</i>	
	C3	 Miliolid fusiform la sferic	Epifaunal	<i>Borelis</i>	
D	D1	 Cilindric uniserial	Epifaună erectă Infaunal superior	<i>Stilostomella</i> <i>Nodosaria</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock et Murray (1981) Murray (1991)
	D2	 Aglutinat biseriat	Infaunal	<i>Textularia</i>	

În ceea ce privește modul de viață al ostracodelor, în vara anului 2019 am efectuat câteva observații proprii asupra unor specimene vii de *Xestoleberis* sp. colectate din Marea Neagră. În urma studiului comportamentului acestora am constatat că ostracodele se deplasează cu viteze mai mari decât foraminiferele. În ceea ce privește relația cu substratul sedimentar, exemplarele observate se îngroapă în nisip sau se adăpostesc între alge atunci când sunt amenințate, în restul timpului căutând hrană (alge sau resturi animale).

3.2 Analiza nannoplanctonului calcaros

Câteva probe prelevate din aflorimentele studiate au fost supuse analizei conținutului de nannoplancton calcaros, în vederea corelării stratigrafice cât mai precise cu celelalte bazine de sedimentare. Nannofosilele calcaroase au fost studiate din fracția de 2-30 μm care a fost obținută prin decantare din suspensie utilizând H_2O_2 7% concentrație. Materialul obținut a fost transferat pe lamele care au fost analizate în ulei de imersie la o mărire de 1200X atât în lumină transmisă cât și în lumină polarizată, cu un microscop Olympus SMZ 61.

3.3 Analiza faciesurilor sedimentare

Pentru determinarea condițiilor de sedimentare și a domeniilor depoziționale, precum și pentru stabilirea ierarhiei evenimentelor ce au

dus la acumularea depozitelor din zona Fălticeni, am utilizat metoda analizei faciesurilor sedimentare. În vederea aplicării acestei metode s-a trecut prin mai multe etape ce au dus la recunoașterea și diferențierea faciesurilor sedimentare și respectiv a asociațiilor de faciesuri.

Nemec (1995) propune parcurgerea a trei etape de lucru în analiza faciesurilor sedimentare, etape parcurse și în studiul de față:

În prima etapă cu ajutorul informațiilor obținute prin observarea directă în teren a depozitelor, s-au realizat coloanele litologice ale aflorimentelor. În cadrul acestor coloane, începând din bază și până în top au fost identificate și reprezentate grafic faciesurile sedimentare.

Din punct de vedere geometric, un facies sedimentar este limitat atât pe verticală, cât și pe orizontală în coloana litologică, prezența sa recurentă fiind normală în succesiunile sedimentare.

A doua etapă a analizei faciesurilor sedimentare o constituie identificarea asociațiilor de faciesuri, mai exact, gruparea faciesurilor din punct de vedere genetic, spațial și în concordanță unele față de celelalte. Scopul acestei etape este de a ierarhiza unitățile stratigrafice din succesiunile sedimentare punând în evidență mai apoi procese sedimentare specifice anumitor domenii sau subdomenii depoziționale (fluvial, deltaic, shoreface, shelf, etc.).

Ultima etapă a analizei faciesurilor sedimentare este reprezentată de interpretarea succesiunii pe verticală a asociațiilor de faciesuri. Modul de stivuire al acestora va indica dacă sistemele depoziționale au un caracter progradațional sau retrogradațional.

Capitolul 4. Analiza sedimentologică și micropaleontologică a unor succesiuni sedimentare din partea centrală a Platformei Moldovenești

Domenii depozitionale și asociații de faună

În cuprinsul acestei teze au fost analizate din punct de vedere sedimentologic și micropaleontologic 10 succesiuni sedimentare din Platforma Moldovenească.

Depozitele studiate sunt de vârstă Badenian superior și Sarmațian inferior (Volhinian și Basarabian inferior), aceasta fiind stabilită pe baza faunei fosile de moluște și foraminifere (Ionesi, 1968; Ionesi, 1994; Brânzilă, 1999; Ionesi, 2006; Țibuleac, 2009; Miclăuș et al., 2015).

Succesiunile sedimentare studiate sunt reprezentate de aflorimente deschise de pâraie afluate ale râurilor Moldova și Șomuzul Mare, precum și de două foraje: Bivolari și Șipote.

Unele rezultate preliminare ce tratează paleoambianța din bazinul de sedimentare și biostratigrafia depozitelor au fost prezentate la simpozioane științifice și publicate în volume de rezumate (Loghin, 2014; Miclăuș et al., 2015; Loghin et al., 2019; Loghin, 2020).

Succesiunile sedimentare care fac obiectul studiului de detaliu sunt (fig. 1):

1. Pârâul Muscalu – 45 m;
2. Pârâul lui Gheorghe – 24 m;
3. Pârâul Logofătu – 6,5 m;

4. Pârâul Ciofoaia – 26 m;
5. Aflorimentul Hârtop A – 9,5 m și Hârtop B – 6,8 m;
6. Aflorimentul Rădășeni – 14,8 m;
7. Pârâul Bogata – pe cursul căruia am analizat 6 deschideri;
8. Pârâul Seaca – pe cursul căruia am analizat 3 deschideri.

În lipsa unor secțiuni la zi care să surprindă evoluția bazinului de sedimentare pe un interval de timp mai îndelungat am analizat și probe de carotă prelevate din două foraje din apropierea Râului Prut, foraje care au interceptat și depozite de vârstă Badenian superior:

9. Forajul Șipote;
10. Forajul Bivolari.

Dintre aceste depozite, deschiderile de pe pâraiele lui Gheorghe, Muscalu, Logofătu, Ciofoaia, Hârtop, Bogata și Seaca se încadrează, după Grasu *et al.* (1999, 2002) în zona de tranziție dintre avanfosă și forebulge a sistemului de bazine de foreland ale Carpaților Orientali.

În urma studiilor sedimentologice, petrografice și tectonice, autorii identifică cele 4 depozite ale unui bazin de foreland de la est la vest, încadrând depozitele de pe valea Șomuzului în depozona forebulge. Autorii au folosit nivelurile calcaro-grezoase definite de Ionesi (1968) drept argument pentru justificarea prezenței domului de flexurare format ca urmare a șariajului Platformei Moldovenești sub orogenul Carpaților Orientali. Totuși, în urma observațiilor recente din teren reiese că nivelurile calcaro-grezoase Arghira I – II, respectiv

Hârtop I – II au o componentă carbonatică ne semnificativă, acestea fiind, din punct de vedere petrografic, mai aproape de gresii calcaroase și prezintă oolite rare în masa lor. Natura acestor gresii, precum și asocierea lor cu strate masive de argile și siltite ne determină să interpretăm aceste depozite ca fiind acumulate în depozona de avanfosă (foredeep) a bazinului de foreland dezvoltat în fața Carpaților Orientali, probabil în zona distală, a acesteia.

Forajele Șipote și Bivolari, în schimb, cuprind depozite specifice depozonei de backbulge ale aceluiași bazin de sedimentare fiind caracterizate de stive de sedimente predominant pelitice care descriu o sedimentare pelagică și pe alocuri intervale calcaroase, chiar de tip recifal care s-ar fi putut forma la adâncimi mici în apropierea marginii dinspre carton a bazinului de sedimentare.

Unele metode de lucru des întâlnite în reconstituirile de paleomediul pe baza microfosilelor (în special foraminifere) se bazează pe utilizarea de parametri statistici. Un astfel de parametru este raportul dintre foraminiferele planctonice și cele bentonice - P/B (Murray, 1991; Schiebel et al., 1997; Van der Zwaan et al., 1999) adesea utilizat în estimarea variației paleo-adâncimii din bazinele de sedimentare. Din punctul nostru de vedere, este necesar ca acești parametri să fie utilizați cu precauție, mai ales în depozitele acumulate în marginile de bazin, unde pot avea loc destul de frecvent exondări ale depozitelor mai vechi și remanieri ale asociațiilor faunistice. De asemenea, în zonele costiere ale bazinelor de sedimentare acțiunea curenților subacvatici este foarte

intensă, remobilizând deseori stivele neconsolidate de sediment și transportându-le, împreună cu fauna pe care o conțin, înspre mediile de adâncimi mai mari.

Un mod de abordare mai potrivit pentru a determina paleo-adâncimea bazinelor de sedimentare este **analiza morfogrupurilor de foraminifere** (Kitazato, 1981, 1988; Sturrock et Murray, 1981; Corliss et Chen, 1988; Murray, 2006), precum și observațiile directe asupra genurilor de foraminifere actuale sau a faunei de ostracode (vezi Capitolul 4.1).

Conținutul microfaunistic a fost sintetizat într-o serie de tabele unde este redat numărul de exemplare identificate în fiecare probă. Cele mai bine conservate exemplare din probe au fost fotografiate și expuse pe 12 planșe (anexa A).

Aflorimentele vor fi descrise de la est spre vest, iar asociațiile de faciesuri vor fi numerotate în concordanță cu ordinea apariției lor în succesiunile sedimentare.

Pârâul Muscalu

Aflorimentul de pe pârâul Muscalu se află pe teritoriul satului Arghira, comuna Preutești, coordonate GPS: N 47°27'0.87", E 26°28'25.19" în sistem WGS 84. Deschiderea măsoară 45 de metri din care au fost cartăți sedimentologic 43 (fig. 8).

În bază depozitele sunt din punct de vedere litologic argiloase iar spre partea superioară a aflorimentului predominant nisipoase, cu unele intercalații grezoase.

În urma analizei sedimentologice au fost definite 12 faciesuri sedimentare: (1) argilă, (2) mudstone nestructurat, (3) nisip argilos cu lăminație oblică, (4) nisip foarte fin cu ondulații simetrice, (5) nisip foarte fin cu lăminație oblică, (6) nisipuri foarte fine la medii cu stratificație larg convexă (hummocky), (7) nisipuri foarte fine cu stratificație larg concavă (swalley), (8) nisipuri cu stratificație oblică tangențială la stratificație concoid festonată, (9) nisipuri cu stratificație oblică la unghi mic, (10) nisipuri cu stratificație plan-paralelă, (11) nisipuri masive cu bioclaste, (12) nisipuri cu stratificație convolută, Acestea li se adaugă și o formă erozivă de tip *guttercast* care incizează un set de nisipuri cu mudstone și lăminație oblică.

Faciesurile sedimentare au fost grupate pe criterii genetice, litologice și geometrice în trei asociații de faciesuri care au fost interpretate în termenii unor subsisteme depozitionale.

Asociația de faciesuri 1 (AF 1)

Descriere: Asociația de faciesuri 1 a fost definită în baza aflorimentului de pe pârâul Muscalu și se extinde pe 9 m în succesiunea stratigrafică. AF 1 este constituită din 5 faciesuri sedimentare: argile cu bioclaste disperse, mudstone cu lentile nisipoase, nisipuri argiloase cu lăminație oblică și unele lentile de nisip fin cu lăminație oblică. Sporadic în AF 1 apar nisipuri foarte fine cu stratificație larg concavă (swalley; SCS) și stratificație larg convexă (hummocky; HCS) la scară mică.

Interpretare: Procesele sedimentare care duc la acumularea argilelor sunt cel mai adesea acumularea din suspensie în ape liniștite (Collinson, 2017). Un alt indicator al acumulării argilelor în condiții de sedimentare calme îl constituie prezența bioclastelor în masa argilelor, acestea fiind în poziție de viață. Totuși, prezența în AF 1a lentilelor nisipoase și a nisipurilor cu laminație oblică demonstrează un aport de material mai grosier ca urmare a acțiunii unor curenți unidirecționali. Faciesurile cu HSC și SCS cu ocurență sporadică sunt, de asemenea, martorii unor evenimente cu energie mai ridicată în bazinul de sedimentare, stratificația hummocky fiind un facies diagnostic pentru stratele de furtună (Harms, 1979; Cheel și Leckie, 1993).

În urma analizei structurilor sedimentare, a litologiei și faunei fosile identificate, AF 1 a fost acumulată în ape în general liniștite deasupra bazei medii a valurilor de vreme bună. În timpul furtunilor, sedimente grosiere sunt introduse în această zonă de sedimentare sub acțiunea curenților de tip turbiditic (Hamblin și Walker, 1979) inițiați în timpul eroziunii majore a sedimentelor în perioadele cu furtuni (Hamblin și Walker, 1979). Pe baza trăsăturilor menționate mai sus, considerăm că succesiunea sedimentară a AF 1 s-a acumulat în subsistemul depozițional. de **tranziție către offshore** (Reading, 1996).

Asociația de faciesuri 2 (AF 2)

Descriere: Asociația de faciesuri 2 a fost identificată de două ori în succesiunea sedimentară de pe pârâul Muscalu. În partea inferioară a aflorimentului aceasta are 11 metri și 6 faciesuri sedimentare: nisipuri

foarte fine cu laminație oblică, rar cu laminație simetrică de valuri, nisipuri foarte fine la medii cu stratificație plan-paralelă, nisipuri fine cu stratificație concavă swalley (SCS), și mai rar stratificație convexă hummocky (HSC), nisipuri foarte fine la medii cu stratificație oblic tangențială și bioclaste pe suprafețele de stratificație, și unele lentile de drapaj argiloase, precum și unele claste argiloase în masa nisipurilor cu TCS. Ponderea cea mai mare în succesiunea sedimentară o au nisipurile cu laminație oblică și nisipurile cu stratificație plan-paralelă.

O particularitate a acestei asociații de faciesuri o constituie prezența unei structuri erozive de tip guttercast care incizează un set de nisipuri fine cu stratificație oblică și intercalații de mudstone.

Guttercastul (fig. 7) are la rândul său structuri sedimentare interne specifice reprezentate de un pavaj de bioclaste în bază cu grosimi de variază de la 2-5 cm (unitatea A) și nisipuri medii cu stratificație oblică în partea superioară (unitatea B).

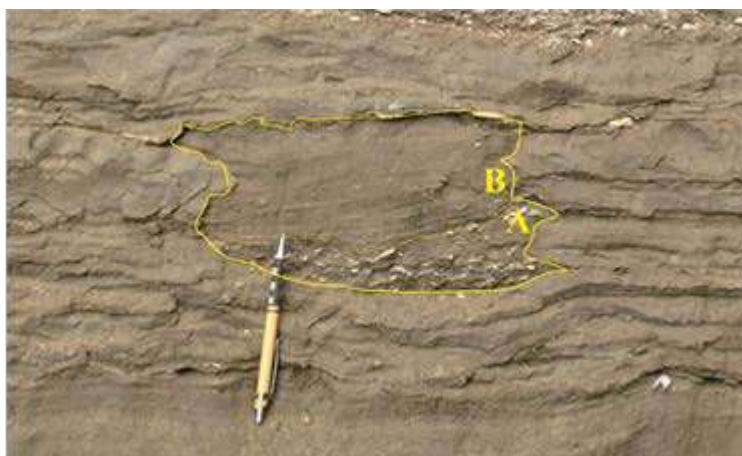


Figura 7. Formă erozivă de tip guttercast

Interpretare: Prezența într-o mare măsură în asociația de faciesuri 2 a nisipurilor cu laminație oblică și a nisipurilor cu laminație simetrică de valuri confirmă acumularea depozitelor sub acțiunea valurilor de vreme bună. Episoadele mai energetice din bazinul de sedimentare, de exemplu furtunile, sunt evidențiate de stratificațiile hummocky și swalley, SHCS fiind o structură sedimentară diagnostic pentru stratele de furtună, acestea acumulându-se sub acțiunea curenților combinați de energie mare.

Ocurența acestor faciesuri sedimentare în aflorimentul de pe pârâul Muscalu sugerează acumularea depozitelor în subdomeniul depozițional **shoreface inferior** al unui sistem costier nedeltaic.

Asociația de faciesuri 3 (AF 3)

Nisipuri fine și foarte fine cu stratificație oblic tangențială și stratificație plan-paralelă, sporadic, stratificație concavă swalley.

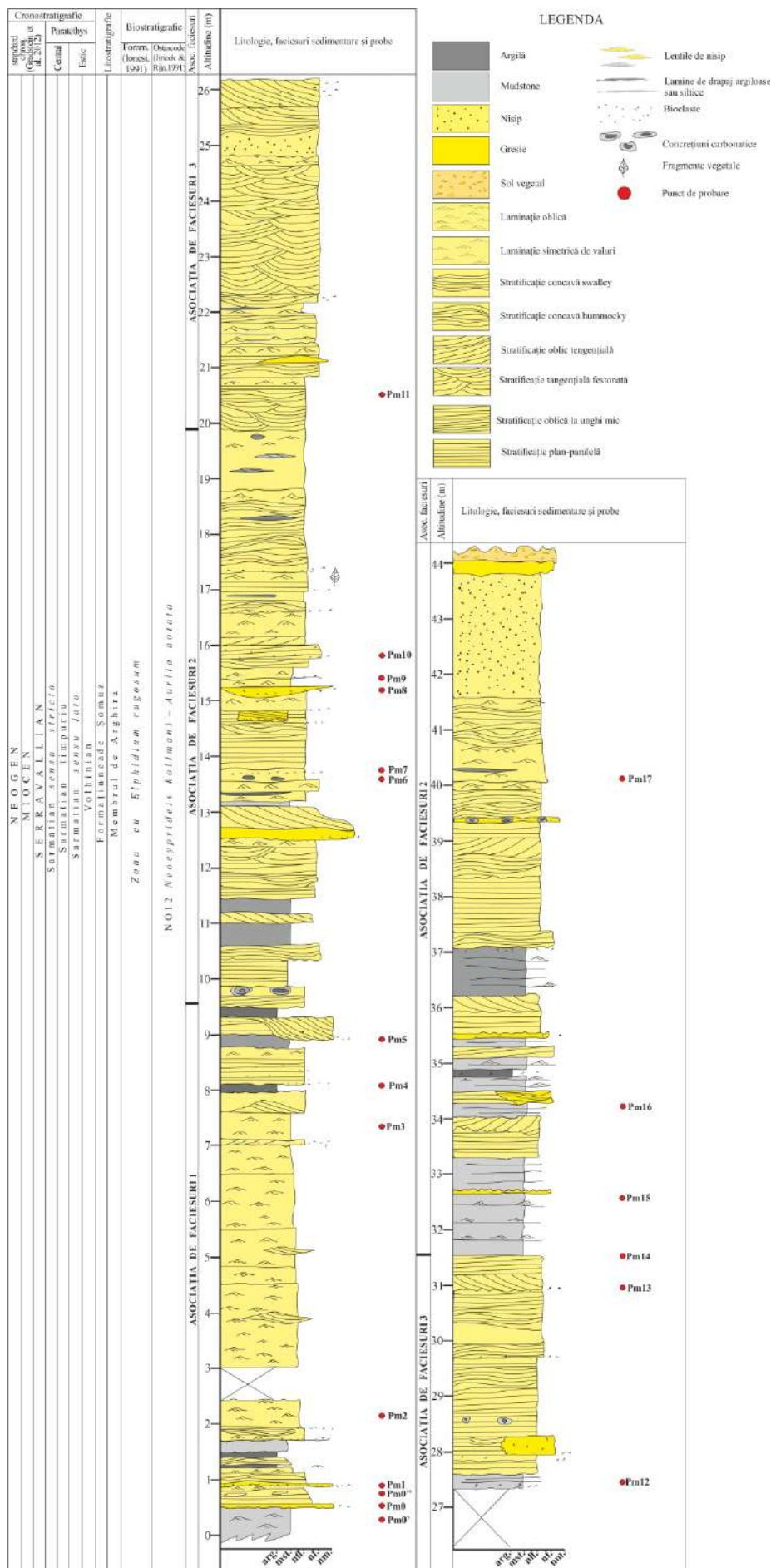
Descriere: Asociația de faciesuri 3 măsoară 11 metri și apare o singură dată în succesiunea stratigrafică de pe pârâul Muscalu. Faciesul sedimentar predominant este reprezentat de nisipurile cu stratificație oblic tangențială și concoidă festonată. Subordonat, în AF 3 au fost identificate nisipuri cu stratificație plan-paralelă, hummocky și swalley cu bioclaste pe suprafețele de stratificație, două seturi a câte 50 cm de nisipuri cu stratificație oblică la unghi mic precum și 50 cm de nisipuri masive fără structuri sedimentare.

Interpretare: Ocurența nisipurilor cu stratificație oblic tangențială și stratificație concoidă festonată sugerează acțiunea

curenților tractivi asupra patului sedimentar (posibil cei de tip longshore) ce duc la migrarea dunelor 3D (Clifton, 1976, 2006, Saito, 2005; Miclăuș et al., 2011). În ceea ce privește stratificația plan-paralelă, aceasta reprezintă produsul acțiunii curenților tractivi în regim superior de curgere. Stratificația hummocky (HCS) și swalley (SCS) sunt indicatorii curenților combinați cu energie ridicată, cel mai probabil formați de furtuni care au afectat zonele cu adâncimi reduse din bazin (Harms, 1979).

În urma interpretării proceselor de sedimentare ce au dus la acumularea AF 3, putem afirma că acestea s-au acumulat în zona de **shoreface superior** a bazinului de sedimentare, la câțiva metri adâncime, sub acțiunea unor curenți cu energie ridicată (longshore, și/sau furtuni).

Din stivuirea asociațiilor de faciesuri descrise mai sus am interpretat un comportament al liniei țărmului astfel: apariția depozitelor de shoreface inferior iar mai apoi de shoreface superior peste asociația de faciesuri 1 care descrie subdomeniul de tranziție către offshore, este evidentă progradarea subsistemelor depoziționale către larg și un trend shallowing upward al depozitelor. Recurența AF 2 în topul coloanei sugerează totuși o schimbare a comportamentului liniei țărmului și începutul migrării (retrogradării) acesteia către uscat ca urmare a generării de spațiu de acomodare fie prin ridicarea nivelului de bază, fie prin crearea de spațiu în urma subsidenței platformei sub orogen.



LEGENDA

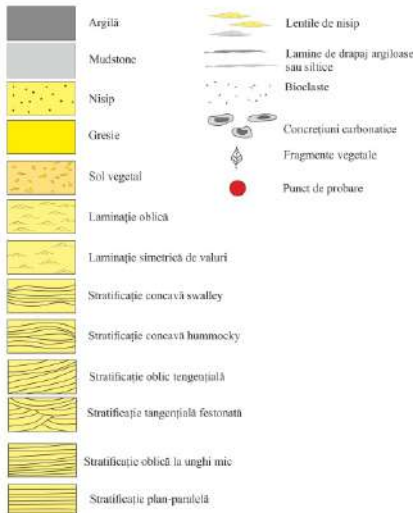


Figura 8. Coloană sedimentologică pe pârâul Muscalu.

Asociații microfaunistice

Din succesiunea sedimentară de pe pârâul Muscalu au fost analizate din punct de vedere micropaleontologic 7 probe prelevate din faciesurile argiloase sau siltice.

Având în vedere că asociația de faciesuri 1 conține cele mai multe strate argiloase, majoritatea probelor analizate provin din aceste depozite. Acestora li se adaugă o probă din partea superioară a aflorimentului, din a doua apariție a AF 2 în coloana sedimentară.

Cele mai frecvente specii de foraminifere sunt *Ammonia beccarii*, *Elphidium rugosum*, *Porosonion subgranosus*, *Pseudotriloculina consobrina* lucru care confirmă apartenența depozitelor la Zona cu *Elphidium rugosum* și *Pseudotriloculina consobrina* stabilită de Ionesi (1991).

Asociația de ostracode identificată în succesiunea sedimentară de pe pârâul Muscalu este constituită în general din speciile *Cyprideis pannonica* și *Cyamocytheridea leptostigma* cărora li se adaugă *Cytherois sarmatica*, taxon identificat în partea superioară a aflorimentului.

Din punct de vedere paleoecologic dominanța genurilor *Elphidium*, *Porosonion*, și *Ammonia* indică ape salmastre. *A. beccarii* reprezentând o specie oportunistă care poate suporta variații de salinitate de 10-30‰, fiind capabilă să se adapteze chiar și la condiții hiposaline (Murray, 1968, 2006; Dumitriu et al., 2020). Un alt taxon

care indică ape salmastre și adâncimi relativ mici îl reprezintă genul *Porosononion*, acesta fiind în general asociat cu medii salmastre până la marin normale și aport de nutrienți crescut. (Avnaim-Katav et al., 2013; Filipescu et al., 2014; Silye, 2015). Totodată asociațiile care au un număr scăzut de specii ale acestui gen indică salinități în curs de descreștere (Culver et al., 2012).

Din fauna de ostracode, specia *Cyprideis pannonica* este indicatoare de salinități salmastre (van Morkhoven, 1963) precum și taxonii *Loxoconcha* și *Loxocorniculum* care sugerează fluctuații ale salinității (Szczuchura, 2006; Toth et al., 2010).

În ceea ce privește adâncimea bazinului, genul *Cytherois* este predominant epi-neritic, preferând medii cu vegetație marină și substrat mai degrabă nisipos (van Morkhoven, 1963). Complementar, specia *Loxoconcha minima* a fost identificată de Muller (1894) în apele golfului Napoli la câțiva metri adâncime iar reprezentanții genului *Callistocythere* nu depășește de obicei adâncimea de 100 m, fiind abundent la aproximativ 70 m (Bonaduce et al., 1976).

Pârâul lui Gheorghe

Deschiderea de pe pârâul lui Gheorghe are 24 de metri grosime și este formată în cea mai mare parte din nisipuri (fig. 9). Din punct de vedere administrativ teritorial, pârâul lui Gheorghe se situează pe teritoriul satului Basarabi din comuna Preutești, coordonate GPS: N 47°26'29.60", E 26°27'22.78"E sistem de coordonate WGS 84.

În baza aflorimentului aflorează cca 1 m de depozite siltice și argiloase cu intercalații de nisipuri foarte fine. În topul succesiunii sedimentare analizate am identificat și un strat de 1 m de gresii grosiere, slab consolidate cu oolite.

În total au fost identificate 10 faciesuri sedimentare astfel: (1) argile cenușii, (2) siltite cu laminație oblică sau fără structuri sedimentare, (3) nisipuri foarte fine cu laminație oblică, (4) nisipuri cu laminație simetrică de valuri, (5) nisipuri cu stratificație convexă hummocky, (6) nisipuri cu stratificație concavă swalley. (7) nisipuri cu stratificație oblic tangențială, (8) nisipuri cu stratificație oblică la unghi mic, (9) nisipuri cu stratificație plan-paralelă, (10) gresie cu oolite rare.

Cele 10 faciesuri sedimentare identificate au fost clasificate pe criterii litologice și genetice în 3 asociații de faciesuri, fiecare fiind specifică unui subdomeniu depozițional.

Asociația de faciesuri 1 (AF 1)

Descriere: AF 1 este situată la baza succesiunii sedimentare de pe pârâul lui Gheorghe și însumează 1 m de depozite heterolitice formate din alternanțe de argile și siltite cu lentile nisipoase și cu intercalații de nisipuri foarte fine cu laminație oblică. Cel mai probabil această asociație de faciesuri se continuă în adâncime, aflorarea sa începând chiar din talvegul pârâului. În cuprinsul intercalațiilor argiloase și siltice se observă și fragmente de bioclaste precum și lamine brune care au un aspect de laminație oblică. În intercalațiile de nisipuri

se poate distinge cel mai adesea laminația oblică, lamine de drapaj argiloase, și câteva lamine brun roșcate.

Interpretare: Modul de acumulare al argilelor prin decantare din suspensie în ape liniștite (Collinson et al., 2006; Collins et al., 2017) sugerează un domeniu depozitional de adâncimi mai mari. Existența recurentă a intercalațiilor de nisipuri cu laminație oblică în AF 1 este dovada aportului de material nisipos dinspre țărm în urma acțiunii unor curenți unidirecționali de energie scăzută, lucru care a dus la formarea unor trenuri de ondulații cu potențial ridicat de conservare. De asemenea, siltitele din AF 1 sunt martorii acumulării de sedimente fine în ape liniștite.

Predominanța sedimentelor fine în AF 1 și asocierea acestora cu lentile sau intercalații de nisipuri foarte fine cu laminație oblică sugerează acumularea depozitelor în zona de **tranziție către offshore** a unui sistem costier nedeltaic (Reading, 1996).

Asociația de faciesuri 2 (AF 2)

Descriere: Această asociație de faciesuri are o extindere stratigrafică de 14 metri în coloana de pe pârâul lui Gheorghe. Este predominant nisipoasă, având o singură intercalație de mudstone și câteva nivele de gresii puternic consolidate. În componența AF 2 intră 8 faciesuri sedimentare: nisipuri cu laminație simetrică de valuri, nisipuri cu laminație oblică, nisipuri foarte fine și fine cu stratificație hummocky și swalley la scară medie, nisipuri cu stratificație plan-paralelă, nisipuri cu stratificație concoidă festonată, mudstone cu laminație oblică, și on

set de nisipuri grosiere cu stratificație oblic tangențială la scară mare, cu o lungime de undă de 20 m care prezintă claste argiloase și bioclaste pe suprafețele de stratificație (fig. 31).

Din cele 8 faciesuri sedimentare enumerate, 3 sunt predominante în AF 2. Cea mai mare pondere o au nisipurile cu laminație simetrică de valuri care se prezintă cel mai adesea în coseturi cu grosimi de 20-70 cm , cu lamine de drapaj argiloase în șeile undulațiilor, și cu bioclaste rare (fig. 32). O pondere însemnată în AF 2 o au și nisipurile cu stratificație hummocky și swalley la scară medie, cu lungimi de undă de 0.8-1.2 m. De asemenea, nisipurile cu stratificație plan paralelă au o apariție recurentă în AF 2.

Interpretare: Predominanța laminației simetrice de valuri în AF 2 indică acumularea depozitelor sub acțiunea curenților oscilanți (valuri) asupra patului sedimentar. Faptul că topurile nisipurilor cu laminație simetrică de valuri sunt în contact eroziv cu strate de furtună ca stratificația hummocky și swalley, indică episoade frecvente de energie ridicată care erodau seturile de undulații preexistente.

Dominanța nisipurilor foarte fine cu laminație oblică în asocieri cu stratificația convexă hummocky și stratificație concavă swalley sugerează acumularea AF 2 în subdomeniul depozitional de **shoreface inferior**, patul sedimentar fiind frecvent afectat de furtuni. Prezența în AF 2 a nisipurilor grosiere cu stratificație oblic tangențială la scară mare este martorul unui eveniment cu energie mare, cel mai probabil un

curent unidirecțional ce a determinat formarea unei dune subacvatice de dimensiuni mari.

Asociația de faciesuri 3 (AF 3).

Descriere: AF 3 măsoară 9 metri în succesiunea stratigrafică de pe pârâul lui Gheorghe și este exclusiv nisipoasă, cu excepția unui strat de gresie cu oolite în grosime de 1 m ce se află în topul coloanei sedimentare.

În componența AF3 intră 7 faciesuri sedimentare: nisipuri fine la medii cu stratificație concavă swalley, stratificație convexă hummocky, stratificație oblic tangențială, stratificație plan paralelă, sporadic, nisipuri foarte fine cu laminație simetrică de valuri și laminație oblică precum și gresia cu oolite. Faciesurile predominante în AF3 sunt nisipurile cu stratificație hummocky și swalley cu lungimi de undă de 1,5-2 m și nisipurile cu stratificație oblic tangențială. Acestea apar în seturi ce ating grosimi de până la 1.8 m. Sporadic, în cuprinsul AF 2 sunt prezente coseturi a câte 2-3 seturi de nisipuri foarte fine cu laminație simetrică de valuri, cu lamine de drapaj argiloase. Nisipurile cu stratificație plan-paralelă apar de asemenea subordonat, în seturi de 10-30 cm, cu bioclaste pe suprafețele de stratificație.

Interpretare: Nisipurile cu stratificație oblic tangențială indică acțiunea curenților tractivi cu energie mare asupra patului sedimentar (posibil cei de tip longshore) care determină migrarea dunelor 2D (Clifton, 1976, 2006, Saito, 2005; Miclăuș et al., 2011). Nisipurile cu stratificație plan-paralelă, sunt produsul acțiunii curenților tractivi în

regim superior de curgere energia ridicată a curentului determinând realizarea unui pat plan pe care se acumulează succesiv strate de grosimi milimetrice.

Dominanța nisipurilor fine la medii cu stratificație hummocky (HCS) și swalley (SCS) indică acțiunea curenților combinați cu energie ridicată asupra patului sedimentar, curenți cel mai probabil formați de furtuni care au afectat zonele cu adâncimi reduse din bazin (Harms, 1979). Intervalele sporadice de nisipuri cu stratificație oblică sunt martori ai unor perioade de calm în bazinul de sedimentare, topurile coseturilor sau seturile mai subțiri fiind cel mai probabil decapate de curenții de energie ridicată.

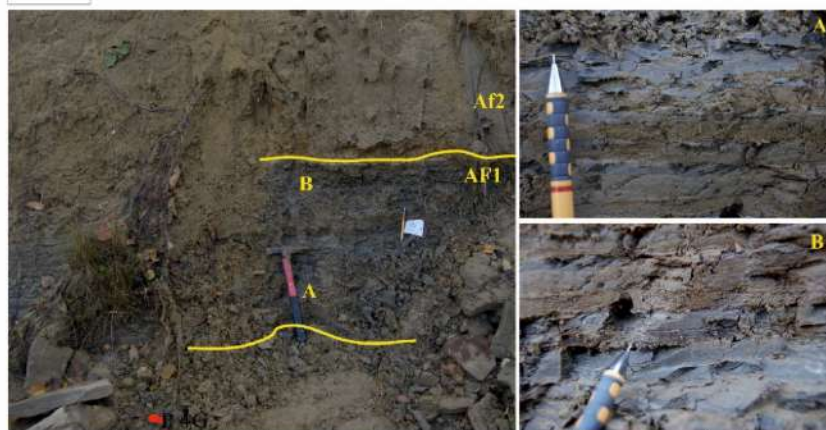
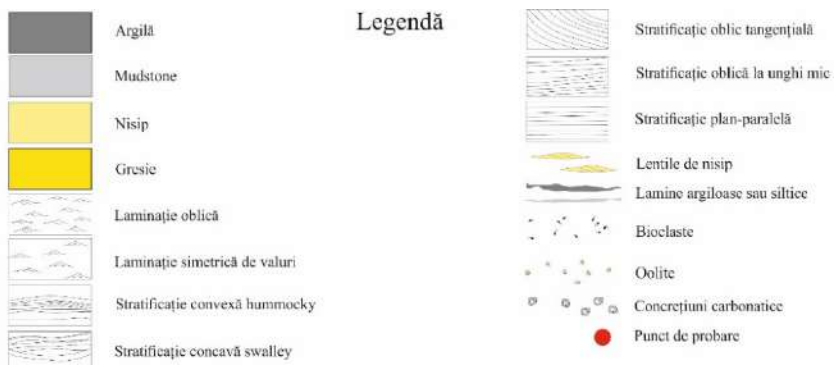
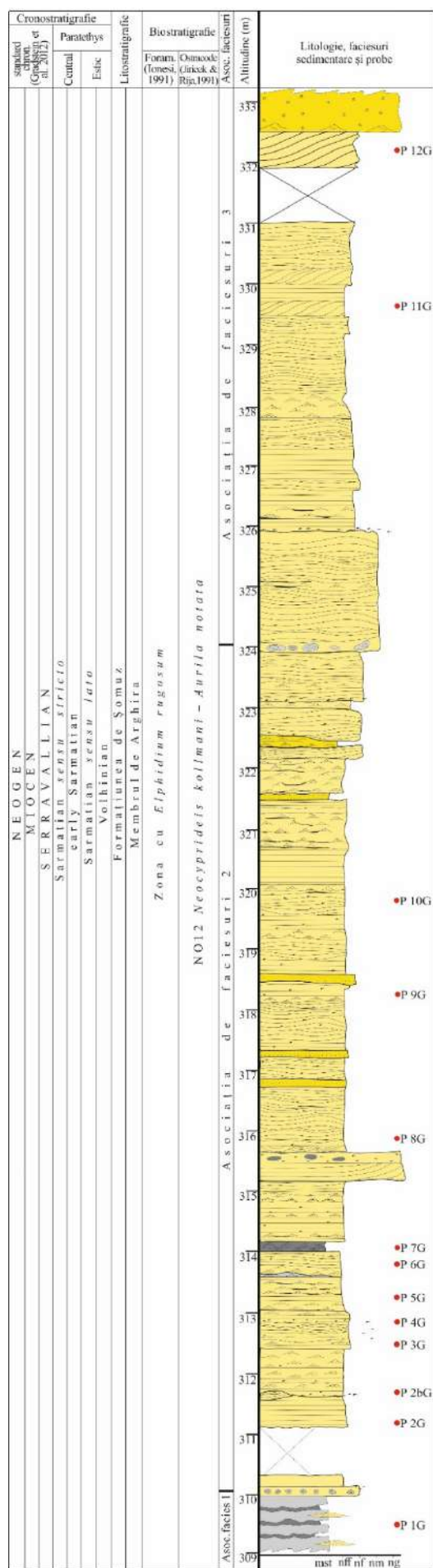
Având în vedere dispunerea geometrică a faciesurilor sedimentare din AF 2, precum și procesele de acumulare ce presupun acțiunea curenților cu energie ridicată în bazin am interpretat depozitele din AF 3 ca fiind acumulate în zona de **shoreface superior** a unui sistem depozițional costier nedeltaic.

În urma conturării asociațiilor de faciesuri din aflorimentul de pe pârâul lui Gheorghe se poate observa modul de stivuire al acestora în succesiunea sedimentară și observa comportamentul liniei țărmului astfel: subdomeniul depozițional de tranziție către offshore peste care sunt acumulate depozite de shoreface inferior. Peste acestea din urmă sunt acumulate depozite ce descriu zona de shoreface superior fapt care indică existența unui sistem depozițional progradațional.

Asociația microfaunistică

Având în vedere natura predominant nisipoasă a depozitelor de pe pârâul lui Gheorghe și faciesurile ce descriu episoade cu energie ridicată în bazin, din acest afloriment au fost luate în considerare pentru analiza micropaleontologică 2 probe (tabelul 6). În probele analizate, am identificat taxoni de foraminifere (cele mai numeroase) și ostracode. Dintre foraminifere predomină specii de *Ammonia*, *Porosononion* și *Elphidium*, iar dintre ostracode, speciile cel mai frecvent întâlnite sunt *Cyprideis pannonica*, *Henryhowella asperima*, *Amnicythere. Tenuis*.

Speciile de *Porosononion* indică, la fel ca în depozitele de pe pârâul Muscalu, o descreștere a salinității în bazin dată de numărul redus de specii existente în asociație (Culver et al., 2012) precum și adâncimi mici ale apelor (Filipescu, 2014; Silye, 2015). De asemenea, taxonii de ostracode *Loxoconcha* și *Amnicythere* sunt indicatori de ape salmastre și adâncimi mici (Muller, 1894).



Af 1. Argile și siltite cu intercalatii de nisipuri foarte fine cu laminatie oblică



Af 2. Nisipuri cu laminatie simetrică de valuri, stratificație plan-paralelă și stratificație hummocky și swaley



Af 3. Nisipuri cu stratificație hummocky și swaley la scară mare, stratificație plan-paralelă, stratificație oblic tangențială și gresie cu oolite în top

Figura 9. Coloană sedimentologică pe pârâul lui Gheorghe.

Pârâul Logofătu

Deschiderea de pe pârâul Logofătu cuprinde o succesiune sedimentară de aproximativ șapte metri constituită predominant din argile și nisipuri. Este localizată între satele Basarabi și Preutești (coordonate GPS: N 47°27'8.91", E 26°25'47.00").

Din punct de vedere sedimentologic au fost separate în funcție de litologie, textură și structură sedimentară 9 faciesuri: (1) argilă grasă, (2) mudstone (siltit) nestructurat cu lamine brune, (3) nisipuri foarte fine cu laminație simetrică de valuri, (4) nisipuri cu laminație oblică, (5) nisipuri cu stratificație swalley, (6) nisipuri cu stratificație oblic tangențială, (7) nisip sau gresie fină la medie cu bioclaste, (8) nisipuri fine cu stratificație plan-paralelă, (9) cărbune.

Asociația de faciesuri 3 (AF. 3).

Descriere: Nisipuri medii cu stratificație oblic tangențială și stratificație concavă swalley. Faciesul predominant în AF. 3 este reprezentat de nisipurile cu stratificație oblică tangențială care apare în seturi de 30-80 cm, cu resturi de bivalve și gastropode pe suprafețele de laminație, având înclinări ale laminelor de 20-25°. Stratificația swalley apare subordonat în Af 3 de pe pârâul Logofătu, fiind identificată într-o singură intercalație (fig. 10).

Interpretare: Stratificația oblic tangențială se formează sub acțiunea curenților unidirecționali cu energie ridicată care duc la

migrația dunelor din zona de shoreface superior, cu baza valurilor de furtună situată la adâncimi de 5-20 m. De asemenea, prezența stratificației swalley evidențiază și episoade de furtuni care au dus la acțiunea curenților combinați asupra substratului sedimentar (Harms, 1979). Dominanța faciesurilor sedimentare specifice curenților cu energie mare, confirmă indică faptul că depozitele din asociația de faciesuri 3 s-au acumulat în zona de shoreface superior a bazinului de sedimentare.

Asociația de faciesuri 4 (AF. 4)

Descriere: Siltite lipsite de structuri sedimentare și subordonat nisipuri cu laminație simetrică de valuri cu lamine de drapaj argiloase, și nivele de argile fără structuri sedimentare. În top Af 4 este deschis un strat de argilă nisipoasă cu bioclaste urmat de un strat de cărbune cu grosime ce variază de la 2 la 7 cm. Peste cărbune este dispus eroziv un strat de bioclaste ce aparțin genului *Potamides*. Siltitele apar într-un strat compact având o grosime de aproximativ 1.5 m. în cuprinsul acestora sunt și lentile nisipoase cu bioclaste. Laminația simetrică de valuri apare în coseturi cu grosimi de 15-20 cm, având lamine de drapaj argiloase. Nisipurile cu stratificație plan-paralelă sunt slab reprezentate, cu grosimi de 5-10 cm, rar având cochilii de bivalve pe suprafețele de laminație. Argilele au grosimi de 5-10 cm, și prezintă un comportament ceros la rupere.

Interpretare: Siltitele cu bioclaste, fără structuri sedimentare se acumulează în ape liniștite (Collinson et al., 2006, Collins et al., 2017).

De menționat este că în probele micropaleontologice prelevate din Af. 4 apare în frecvență mare specia *Ammonia. beccari* (20000 exemplare/100 g sediment), taxon care suportă ample variații de salinitate. Frecvența faciesurilor predominant argiloase din Af. 4 și acumularea lor în ape liniștite sugerează zona de backshore.

Asociația de faciesuri 1 (Af. 1).

Descriere: Această asociație de faciesuri prezintă în bază un strat de nisipuri foarte fine cu stratificație plan-paralelă, laminație simetrică de valuri și siltite cu bioclaste, fără structuri sedimentare.

Interpretare: Apariția siltitelor cu bioclaste și lipsa structurilor sedimentare indică o acumulare în ape liniștite, eventualele structuri sedimentare putând fi îndepărtate ca urmare a bioturbării sedimentelor. Seturile de nisipuri cu laminație simetrică de valuri mai bine dezvoltate indică perioade îndelungate de vreme bună. De asemenea, în probele micropaleontologice preluate din Afl de pe pârâul Logofătu am identificat o frecvență ridicată a speciei de foraminifer *Quinqueloculina reussi*, taxon care are o răspândire batimetrică de 150-200 de metri((Łuczowska, 1974), adâncimi ce corespund zonei de offshore–tranziție.

Analizând modul de stivuire al asociațiilor de faciesuri separate pe aflorimentul de pe pârâul Logofătu, amplasarea Af 3 (shoreface superior) sub Af 4 (backshore) indică un comportament inițial progradational al liniei țărmului. Ulterior stivuirea depozitelor cu microfosile ce populează ape de adâncimi ridicate peste depozitele de

backshore (retroplajă) indică o transgresiune în bazinul de sedimentare, eveniment ce a avut ca răspuns migrarea liniei țărmului spre uscat și instalarea unui domeniu depozitional de tranziție către offshore.

Ocurența genului *Ammonia* într-un număr foarte ridicat în probele analizate pe pârâul Logofătu sugerează existența unor medii cu salinitate scăzută și adâncimi mici (Murray, 2006; Cimerman și Langer, 1991; Hayward și Hollis, 1994, Filipescu et al., 2014), De asemenea, *A. beccarii* a fost identificată și în depozite holocene din Marea Neagră la salinități de 7-8 ‰ unde formează asociații monospecifice (Briceag și Ion, 2014).

Pârâul Ciofoaia

Depozitele studiate se află în satul Preutești (coordonate GPS: N 47°26'47.55", E 26°25'4.85") și sunt reprezentate în principal de nisipuri între care se află intervale heterolitice, una dintre acestea având două strate de cărbuni de grosimi centimetrice (fig. 11).

În succesiunea sedimentară de pe pârâul Ciofoaia au fost identificate 15 faciesuri sedimentare, 12 sindepoziționale și 3 postdepoziționale (tab. 9). Faciesurile sedimentare sindepoziționale sunt: (1) cărbuni, (2) argilă grasă, (3) siltite, (4) nisipuri cu laminație simetrică de valuri, (5) nisipuri cu laminație oblică, (6) nisipuri cu stratificație convexă hummocky, (7) nisipuri cu stratificație concavă swalley, (8) nisipuri cu stratificație oblic tangențială, (9) nisipuri cu stratificație oblică la unghi mic, (10) nisipuri cu stratificație plan-paralelă, (11) nisipuri cu lentile de bioclaste, (12) nisipuri și gresii masive. Aceștia le urmează faciesurile postdepoziționale: (13) nisipuri cu structuri pillars și flame, (14) pseudonoduli (loadcasts) argiloși, (15) concrețiuni sau cruste carbonatice.

Faciesurile sedimentare separate și descrise în subcapitolul anterior au fost grupate pe criterii genetice în patru asociații de faciesuri distincte.

Asociația de faciesuri 1 - heterolitice wavy și lenticulare.

Descriere: Această asociație se desfășoară pe aproximativ doi metri apărând o singură dată în coloană fiind reprezentată de argile nestructurate sau cu structuri greu observabile, cu lentile nisipoase ce prezintă laminație oblică de valuri și laminație oblică de curent. În această asociație de faciesuri fracția fină, argiloasă domină. Pe unele suprafețe de ordinul 1 se găsesc bioclaste (cochilii întregi de bivalve și gastropode).

Interpretare: Lipsa structurilor sedimentare din argilele acestei asociații poate fi atribuită mai multor factori printre care, sedimentarea rapidă și omogenă din suspensie sau activitatea distructivă a diferiților agenți cum ar fi bioturbarea atestată și de prezența bioclastelor (Collinson et al., 2006) sau factorii diagenetici. Lentilele nisipoase cu structuri oblice indică acțiunea episodică și cu totul subordonată a curenților tractivi unidirecționali cu energie mai mare. Acumularea de fond în condiții cu energie moderată la mică este întreruptă de episoade energetice în care se acumulează material mai grosier în lentile centimetrice sau strate subțiri cu o oarecare continuitate laterală. În acest context, resturile de moluște cantonate în depozitele fine pot fi considerate autohtone. Toate acestea plasează sedimentele din Af. 1 în subdomeniul **tranziție către offshore**.

Asociația de faciesuri 2 – Nisipuri cu laminație oblică și strate de furtună.

Descriere: Principalele faciesuri componente în această asociație sunt cele nisipoase cu stratificație plan-paralelă (Spp), stratificație

oblică la unghi mic (Slacs), și cu laminație oblică (Srcl). În asociere cu laminele oblice se pot observa pelicule brune cu material vegetal lentile argiloase de drapaj. Pe alocuri se întâlnesc structuri hummocky (Shcs) (H=20-25 cm, L= 40-50 cm) și swalley (Sscs) (H=5 cm, L=25 cm), diagnostic pentru stratele de furtună. O particularitate a acestei asociații o constituie prezența structurilor postdepoziționale cum sunt concrețiunile carbonatice (puse pe seama precipitării izolate a carbonaților din soluții), structuri de expulzare a apei de tip *pillars*, *flame* și *load cast* (datorate îngropării rapide pe fondul ratei mari de sedimentare). Argilele participă cu totul subordonat în alcătuirea acestei asociații.

Interpretare: Stratificația plan paralelă este rezultatul curenților tractivi ce acționează în regim superior de curgere producând aplatizarea tuturor neregularităților deja aflate pe patul sedimentar, continuând cu îngroșarea patului sedimentar și formarea de lamine plan-paralele cu bioclaste pe suprafețele de stratificație (Harms, 1979). Izolat, stratificația plan paralelă este asociată cu stratificația oblică la unghi mic sugerând trecerea de la o energie moderată la una mare (Walker și Plint, 1992).

Structurile de tip Hummocky și Swalley sunt rare, fiecare apar o singură dată în coloana litologică și au ca proces genetic evenimente furtunoase care deși sunt de scurtă durată produc depozite relativ semnificative în succesiunea sedimentară. Mecanismul care stă la baza formării acestor

structuri este constituit de curenții combinați de energie mare (Walker și Plint, 1992).

Laminația oblică împreună cu laminația oblică simetrică de valuri indică atât prezența unor curenți unidirecționali ce acționează în zona de **shoreface inferior**, cu aport de sedimente dinspre offshore cât și prezența unor curenți oscilanți formați de valurile din zona de shoreface superior. (Reading., 1996; Walker și Plint, 1992).

Descriere: Această asociație este constituită în bază, de un nivel de 205 cm, reprezentat de nisipuri și gresii fără structuri, cu bioclaste dispuse haotic. În cadrul acestui nivel se poate distinge o structură, aparent de tip TCS la scară mare a cărei stratificație este compusă din intercalații de gresii cu nisipuri; acest facies suportă în top un nivel lumașelic (L). Peste acest nivel de 205 cm urmează nisipuri nestructurate (Ss), nisipuri cu stratificație oblică tangențială/sigmoidală (Stcss) și subordonat nisipuri cu stratificație plan-paralelă (Spp), pe alocuri sunt prezente nisipuri cu laminații oblice de tip RCL și WRCL. Această asociație este constituită doar din nisipuri medii, fine și foarte fine, mai mult sau mai puțin consolidate.

Interpretare: Nisipurile masive din baza aceste asociații sunt puse pe seama cimentării diferențiate rezultate în urma proceselor diagenetice (Miclăuș., 2006). Frecvența mare a bioclastelor și lipsa totală a structurilor poate indica o bioturbare intensă.

Nivelul fosilifer cu bioclaste dispuse haotic din topul stratelor menționate mai sus are ca mecanism de formare curenți oscilanți din

timpul evenimentelor furtunoase, ce reorganizează aranjamentul bioclastelor. Mai sus în succesiunea sedimentară predomină nisipurile și gresiile nestructurate. Apoi două strate cu stratificație oblic tangențială și respectiv sigmoidală care sugerează acțiunea curenților tractivi (posibil cei de tip longshore) ce duc la migrarea dunelor 3D (Clifton, 1976, 2006, fide Miclăuș et al., 2011). În ceea ce privește stratificația plan-paralelă, așa cum am mai spus și în asociația de faciesuri anterior descrisă, este produsul acțiunii curenților tractivi în regim superior de curgere. În cele din urmă, laminația oblică de tip RCL indică prezența unor curenți în regim inferior de curgere adică scurte perioade de calm. Având în vedere predominanța faciesurilor sedimentare de energie ridicată în această asociație de faciesuri, putem concluziona că depozitele din AF 3 s-au acumulat în zona de **shoreface superior** a unui sistem marin costier nedeltaic.

Asociația de faciesuri 4 – dominant măloasă, cu niveluri cărbunoase.

Descriere: Această asociație este dominată din punct de vedere litologic de argile nestructurate, cu rare intercalații de nisipuri și gresii cu RCL. Elementul particular al acestei asociații îl reprezintă prezența a două niveluri de cărbuni (lignit - după Chirilă și Țabără, 2011).

Faciesurile sedimentare prezente în această asociație sunt: faciesul argilelor nestructurate (M), cu wave ripple cross lamination (Mwrcl), cu intercalații de nisip (Ms) cu bioclaste dispuse pe suprafețele de laminație (Mb), faciesul nisipurilor/gresiilor nestructurate (Ss) și

faciesul cărbunos (C). Af.4 este constituită din argile „grase” (clay), siltite (mudstone) și nisipuri foarte fine, prezente atât ca lamine subțiri de maxim 2 cm cât și ca strate individuale de până în 15 cm.

Interpretare: Procesele sedimentare responsabile pentru acumularea argilelor nestructurate, reprezentate de decantare lentă din suspensie asociate cu o intensă bioturbare, indică condiții cu energie bazinală redusă. Cele două strate de lignit prezente în această asociație sugerează o acumulare în mlaștini din spatele plajei zonei costiere nedeltaice (**subdomeniul *backshore***) în alcătuirea căreia poate veni și o barieră de nisip sursă de sedimente din domeniul marin, explicând astfel intercalațiile nisipoase din această asociație (Reinson E.G., 1992).

Analizând coloana sedimentologică din bază spre top separăm cel puțin două trenduri ale liniei țărmului: unul regresiv în care stiva de sedimente are tendință ShU (shallowing upward – depozite de adâncime din de în ce mai mică ascendent în coloană – offshore-tranziție → shoreface inferior → shoreface superior → backshore) și un trend transgresiv în care stiva de sedimente are tendință DeU (deepening upward – depozite de adâncime din ce în ce mai mare ascendent în coloană – backshore → shoreface superior → shoreface inferior).

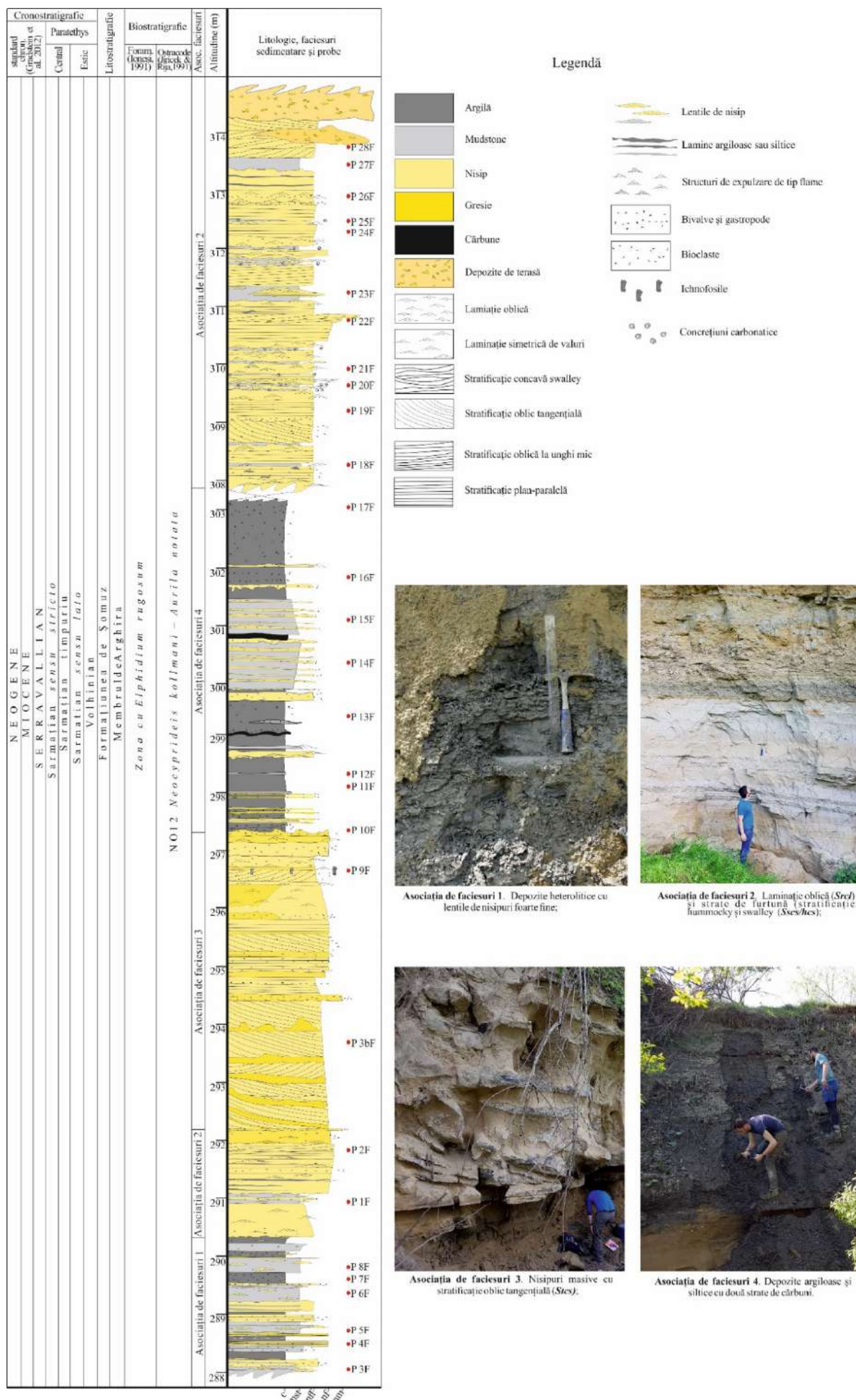


Figura.11 Coloană sedimentologică pe pâraul Ciofoaia.

Asociații microfaunistice

Din probele analizate am identificat 22 specii de foraminifere, 13 taxoni de ostracode și 9 de nannoplancton calcaros. Dintre foraminifere *Elphidium rugosum*, *E. antonium*, *Varidentella reussi*, *Porosonion subgranosum*, *Ammonia beccarii*, confirmă vârsta Sarmațian timpurie (Volhinian) a depozitelor studiate. Dealtfel, taxonii abundenți aparțin genurilor *Elphidium*, *Ammonia*, *Porosonion*, *Quinqueloculina* urmate de *Bulimina* și *Globigerina*. Dintre speciile de ostracode *Aurila notata*, *Loxoconcha minima*, *Cyprideis pannonica*, *C. sublitoralis* și *Hehryhowella asperrima* sunt cele mai reprezentative.

Prezența speciei *Aurila notata* încadrează depozitele studiate în Biozona NO 12 – *Neocyprideis kollmani* – *Aurila notata* definită de Jiříček and Rija (1991) pentru Sarmațianul inferior din Bazinul Vienei. Fauna de ostracode este net subordonată celei de foraminifere

Trei probe au fost supuse analizei de nannoplancton calcaros pentru stabilirea vârstei depozitelor prin încadrarea lor în biozone specifice și/sau evidențierea gradul de remaniere (după Martini, 1971; Roth și Thierstein, 1972). Una dintre probele dedicate investigației de nannoplancton calcaros a fost sterilă. Majoritatea taxonilor identificați în celelalte două sunt considerați remaniați din depozite mai vechi (Cretacic superior, Eocen). O serie de taxoni încadrează totuși depozitele studiate în Miocenul mediu (Badenian superior – Sarmațian superior): prima ocurență a speciei *Calcidiscus macintyre* - NN6 - Pliocen și ultima ocurență a speciei *C. pataecus* NP23 - NN11.

Aflorimentele Hârtop A, și Hârtop B

Aflorimentele Hârtop A și B reprezintă 2 deschideri naturale de 9.5 respectiv 6.8 m formate din depozite predominant nisipoase cu rare intercalații de siltite. Sunt localizate din punct de vedere administrativ în partea nordică a comunei Hârtop în satul cu același nume

Având în vedere faptul că sunt relativ apropiate distanța dintre ele fiind de aproximativ 1 km și că descriu depozite similare ca litologie, textură și structuri sedimentare, coloanele sedimentologice ale aflorimentelor au fost schițate pe aceeași figură (fig. 14).

În urma cartării din teren a deschiderilor au fost identificate 11 faciesuri sedimentare pentru care am prezentat în tabelul 7 caracteristici, procese depoziționale responsabile pentru formarea lor și fotografii sugestive. Din punct de vedere litologic depozitele sunt dominant nisipoase, cu intercalații subțiri și izolate de mudstone cenușii și mai rar siltite sau nivele grezoase.

Faciesurile sedimentare identificate sunt: (1) siltite cenușii nestructurate sau cu laminație oblică, (2) nisipuri cu laminație simetrică de valuri, (3) nisipuri cu laminație oblică, (4) nisipuri cu stratificație convexă hummocky, (5) nisipuri cu stratificație concavă swalley, (6) nisipuri cu stratificație oblic tangențială, (7) nisipuri cu stratificație oblic festonată, (8) nisipuri cu stratificație oblică la unghi mic, (9) nisipuri cu stratificație plan-paralelă, (10) gresie masivă, (11) nisip cu bioclaste imbricate.

Asociații de faciesuri

Faciesurile sedimentare descrise anterior se grupează după criterii genetice în 2 asociații de faciesuri descrise și interpretate mai jos. Fiecărui facies sedimentar i s-a atribuit un proces sedimentar, prin urmare, asociația de faciesuri va fi reprezentată de o suită de procese sedimentare și va fi atribuită unui subdomeniu depozitional.

Asociația de faciesuri 3 – dominant nisipoasă (Af.3)

Descriere: Această primă asociație este alcătuită din punct de vedere litologic din nisipuri gălbui bine sortate, curate (clean sands), în care sunt cuprinse fragmente de bioclaste și rare intercalații de mudstone cenușiu. Faciesurile sedimentare constituente sunt nisipurile cu stratificație plan-paralelă și nisipurile cu stratificație oblică tangențială. Acestea li se adaugă sporadic nisipurile cu stratificație oblică la unghi mic, stratificația hummocky, și stratificația swalley sau laminația oblică (fig 12). Stratificația oblic tangențială și oblic concoidă la scară mare sunt elementele caracteristice acestei asociații. Seturile de Stcs se găsesc în grosimi de la câțiva centimetri la 40-50 cm, uneori asociate în coseturi de grosimi metrice. Srel apare în seturi subțiri de doar câțiva centimetri. Granulometric, depozitele sunt alcătuite din nisipuri foarte fine și fine cu o sortare bună. Seturile de Spp apar în grosimi începând de la 4-5 cm, până la 50-60 cm, având în unele locuri resturi de cochilii dispuse pe suprafețele de stratificație.

Af 1 apare de două ori în succesiunea depozitelor din primul afloriment (Hârtop A) și și formează întreaga succesiune sedimentară în coloana Hârtop B.



Figura 12. Asociația de faciesuri 3 - dominant nisipoasă

Interpretare: Formarea Stcs indică acțiunea curenților tractivi unidirecționali în regim superior de curgere (Harms, 1979) precum și migrarea dunelor 3D sub acțiunea curenților tractivi unidirecționali capabili să formeze dune tridimensionale cu înălțimi decimetrice. Dunele bi- și tridimensionale sunt forme de fund comune în shoreface-urile contemporane (Plint, 2010). Clifton (2006) pune formarea acestor structuri pe seama curenților litorali viguroși care se formează în **shoreface-ul superior**. În shoreface-urile caracterizate de nisipuri fine, structurile sedimentare de acest tip se conservă în condițiile prezenței unor bancuri subacvatice care să le protejeze. De asemenea, prezența

Shcs și Sscs formate prin acumularea din suspensie a materialului detritic, evidențiază episoade de furtună urmate de perioade mai calme indicate de ocurența nisipurilor cu laminație oblică (Dott și Bourgeois, 1982).

Asociația de faciesuri 2 – nisipuri cu laminație oblică și stratificație plan-paralelă (Af. 2)

Descriere: Această asociație grupează preponderent nisipuri foarte fine cu straticăție plan paralelă, Spp, și cu stratificație oblică Srcl, intercalate de strate de mudstone cu laminație oblică sau nestructurat (fig. 13). Sporadic, apar nisipurile cu stratificație oblică la unghi mic, Slacs și cu stratificație convexă hummocky, Shcs. Grosimea seturilor este de variabilă, începând de la 2-3 cm la maxim 20 cm în cazul nisipurilor cu stratificație plan paralelă.

Af. 2 apare o singură dată în succesiunea sedimentară din primul afloriment (Hârtop A) și măsoară 4 m. În partea superioară a Af 2, se evidențiază un nivel de mudstone bogat în fragmente de țesut vegetal.

Interpretare: Cele două faciesuri dominante din această asociație s-au format în condiții diferite. Nisipurile cu stratificație plan paralelă rezultă în urma acțiunii curenților tractivi unidirecționali în regim superior de curgere (Harms, 1979), în timp ce nisipurile cu RCL sunt rezultatul acțiunii acelorași tipuri de curenți dar se formează în regim inferior de curgere (Allen, 1982).

Aceste faciesuri predominante sunt intercalate de strate de mudstone care s-au acumulat prin decantarea din suspensie în ape liniștite (Collinson, 2006).

Faciesul Spp este specific curenților cu energie mare, ceea ce ar putea indica că această asociație este specifică shoreface-ului superior, dar faciesul Srcl, care are o pondere aproape la fel de mare ca Spp și lamine de drapaj argiloase pe suprafețele de laminație, indică mai mult spre un shoreface inferior. Așadar, putem spune că asociația de faciesuri 2 poate fi acumulată în shorefaceul inferior.



Figura13. Asociația de faciesuri 2 – nisipuri cu Spp și Srcl

Cele 11 faciesuri sedimentare au fost grupate după criterii genetice în asociații de faciesuri corespunzătoare câte unui subdomeniu depozițional și anume: asociația de faciesuri 3 – dominant nisipoasă specifică subdomeniului depozițional de shoreface superior; asociația de faciesuri 2 – nisipuri cu laminație oblică, siltite și stratificație plan-paralelă. care descrie subdomeniul depozițional de shoreface inferior.

Asociațiile de faciesuri definite se succed în continuitate de sedimentare pe verticală. O asemenea organizare pe verticală a asociațiilor de faciesuri poate fi reconstituită în spațiu, pe baza Legii succesiunii faciesurilor propusă de Walther (1894). Astfel, domeniile depoziționale care se află unele deasupra altora în succesiunea sedimentară au fost la un moment dat unele în vecinătatea altora în timpul sedimentării. În paralel, în coloana primului afloriment se observă creștere a granulometriei de jos în sus. În prima jumătate a coloanei se remarcă o frecvență mai mare a mudstone-urilor, care s-au acumulat în condiții de vreme bună sub acțiunea curenților unidirecționali (Walker și James, 1992) sau prin decantare din suspensie în ape liniștite (Collinson, 2006) alături de nisipuri foarte fine. Spre topul coloanei, granulometria nisipurilor crește ușor, siltitele fiind aproape inexistente, ceea ce ne sugerează că acțiunea curenților asupra patului sedimentar a fost mai pregnantă.

Din punct de vedere al trendului domeniului depozițional putem afirma pe baza stivuirii pe verticală a asociațiilor de faciesuri din aflorimentul Hârtop A că linia țărmului a avut inițial un caracter

retrogradațional descris de un trend (depozite de shoreface inferior peste cele de shoreface superior). Ulterior comportamentul domeniului depozițional a devenit progradațional, în coloana sedimentologică observându-se un trend Shallowing upward (depozitele de shoreface superior sunt stivuite peste cele de shoreface inferior).

În aflorimentul Hârtop B se poate doar confirma existența subdomeniului depozițional shoreface superior.

Toate aceste depozite identificate în deschiderile de la Hârtop reprezintă subsisteme ale domeniului depozițional costier nedeltaic.

Asociații microfaunistice

Având în vedere natura predominant nisipoasă a aflorimentelor precum și identificarea faciesurilor sedimentare care descriu acțiunea curenților cu energie ridicată în bazin, am analizat din aflorimentul Hârtop A, 2 probe provenite din intercalațiile de mudstone.

Microfauna identificată este destul de rară și conține o diversitate scăzută de specii. Cu toate acestea putem atribui vârsta Volhinian superior a depozitelor, pe baza asociației de foraminifere cu *Ammonia beccarii*, *Porosononion subgranosus* și *P. martkobi*

În ceea ce privește indicatorii paleoecologici, ocurența *Loxocorniculum schmidi* poate indica unor ape salmastre, lucru confirmat și de taxonii de foraminifere *Porosononion* și *Ammonia* (Filipescu et al., 2019; Dumitriu et al., 2020).

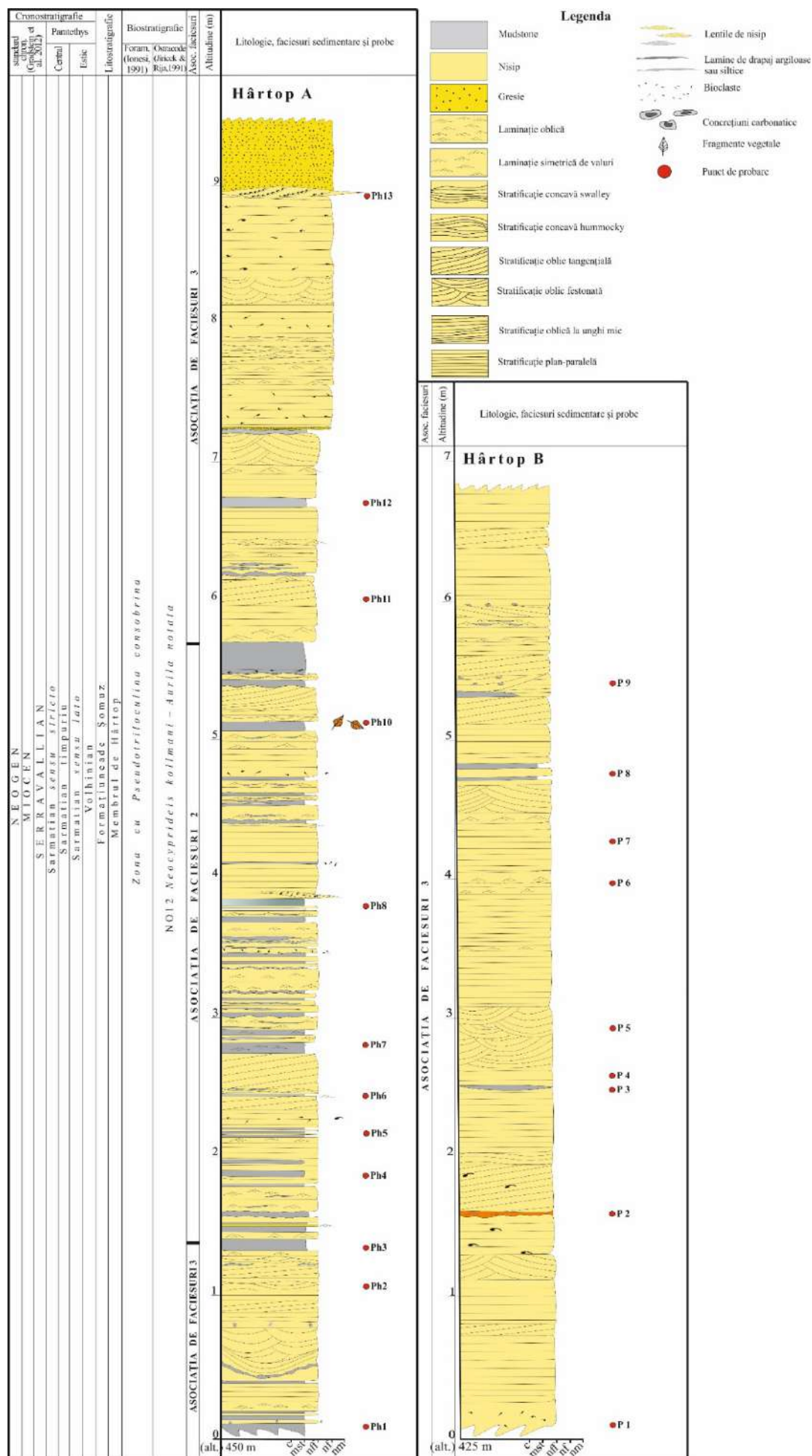


Figura 14. Coloană sedimentologică a aflorimentelor de la Hârtop.

Dealul Rădășeni – Afloriment La Ruptură

Aflorimentul de la Rădășeni este situat în partea vestică a satului Rădășeni, amplasament denumit de localnici „La Ruptură”, coordonate GPS: N 47°28'22.85", E 26°14'17.68", sistem de coordonate WGS 84.

Sucesiunea sedimentară de la Rădășeni măsoară 11,5 m grosime și este formată în mare parte din nisipuri (fig. 14). În baza aflorimentului se observă o pondere mai ridicată a sedimentelor fine (siltite și argile nisipoase) intercalate cu nisipuri foarte fine.

În total au fost identificate 11 faciesuri sedimentare: (1) mudstone cenușiu, (2) nisipuri cu laminație simetrică de valuri, (3) nisipuri cu laminație oblică, (4) nisipuri cu stratificație convexă hummocky, (5) nisipuri cu stratificație concavă swalley, (6) nisipuri cu stratificație oblic concoidă, (7) nisipuri cu stratificație oblică la unghi mic, (8) nisipuri cu stratificație plan-paralelă, (9) nisipuri masive cu bioclaste, (10) nisipuri cu lentile de bioclaste, (11) nisipuri medii cu pietrișuri. Acestea li se adaugă alte 2 faciesuri postdepoziționale (12) structuri de tasare loadcast argiloase și (13) concrețiuni carbonatice.

Asociații de faciesuri

În succesiunea sedimentară de la Rădășeni cele 11 faciesuri sedimentare identificate au fost separate în funcție de geometrie,

structuri sedimentare și litologie în 2 asociații de faciesuri, coerente între ele (fig. 15), fiecare fiind specifică unui subdomeniu depozițional.

Asociația de faciesuri 2 (Af 2)

Descriere: Af 2 se dezvoltă pe o grosime de aproximativ 3,5 m în baza succesiunii stratigrafice și pe 1 m în topul acesteia. În cazul apariției în baza aflorimentului depozitele prezintă în partea inferioară a Af 2 un strat de nisipuri medii cu pietrișuri, claste argiloase și bioclaste. Peste este dispus un strat de 5 cm de nisipuri fine cu laminație oblică și concrețiuni calcaroase. Faciesul sedimentar care însumează cea mai mare grosime (2/3 din grosime) este nisipul cu stratificație plan-paralelă. Alte 2 faciesuri sedimentare bine reprezentate în Af 2 sunt siltitele și nisipurile foarte fine cu laminație oblică. Acestea formează o alternanță heterolitică de aproximativ 1 m grosime. Subordonat în Af 2 apar și stratificația hummocky și swalley.

Interpretare: Nisipurile cu stratificație plan paralelă rezultă în urma acțiunii curenților tractivi unidirecționali în regim superior de curgere (Harms, 1979), în timp ce nisipurile cu laminație sunt rezultatul curenților tractivi în regim inferior de curgere. Acestora li se adaugă intercalațiile de mudstone care s-au acumulat prin decantarea din suspensie în ape liniștite (Collinson, 2006).

Având în vedere că nisipurile cu stratificație plan paralelă reprezintă strate eveniment și că în Af 2 o pondere importantă o au și siltitele și nisipurile cu laminație oblică, putem afirma că depozitele din baza succesiunii sedimentare de la Rădășeni s-au acumulat în zona de

shoreface inferior, fiind des afectate de episoade energice, cel mai probabil furtuni care au dus la acumularea de strate de tip eveniment ca stratificația plan paralelă și stratificațiile hummocky și swalley.

Asociația de faciesuri 3 (Af 3)

Descriere: Af 3 este aproape în totalitate nisipoasă, prezentând doar câteva intercalații centimetrice de siltite sau de claste argiloase în cuprinsul ei. Faciesurile sedimentare predominant sunt nisipurile cu stratificație plan paralelă și nisipurile cu stratificație oblic tangențială. De asemenea, înspre partea superioară sunt claste argiloase aplatizate sau cu structuri neregulate.

Interpretare: Formarea stratificației oblic tangențiale și a stratificației plan paralele indică acțiunea curenților tractivi unidirecționali în regim superior de curgere (Harms, 1979) precum și migrarea dunelor 3D sub acțiunea curenților tractivi unidirecționali capabili să formeze dune tridimensionale cu înălțimi decimetrice. Dunele bi- și tridimensionale sunt forme de fund comune în zonele contemporane de shoreface (Plint, 2010).

Ținând cont de prezența exclusivă a faciesurilor sedimentare ce descriu energie ridicată și adâncimi mici în bazin, putem afirma că Af 3 identificată în aflorimentul de la Rădășeni s-a acumulat în zona de shoreface superior a unui sistem costier nedeltaic.

Din succesiunea pe verticală a asociațiilor de faciesuri putem urmări un caracter progradational al liniei țărmului (shoreface inferior

sub depozite de shoreface superior) urmat de începutul unei transgresiuni sugerate de ocurența Af 2 în topul coloanei.

Asociații microfaunistice

Și la Rădășeni intercalațiile de sedimente fin sunt destul de slab reprezentate în succesiunea stratigrafică, lucru care a dus la analiza a 2 probe din punct de vedere micropaleontologic.

În ceea ce privește condițiile peleoecologice indicate de taxonii identificați, genurile *Porosonion* și *Ammonia* indică ape salmastre cu adâncimi mici și aport însemnat de nutrienți (Avnaim-Katav et al., 2013; Filipescu et al., 2014; Dumitriu, et al., 2020). Asocierea acestor genuri de foraminifere cu taxonul *Cyprideis pannonica* întărește afirmația de mai sus. Prezența în asociația microfaunistică a speciei de ostracod *Ilyocypris brady* specific mediilor de apă dulce (van Morkhoven, 1963), împreună cu semințe și alte resturi vegetale nu poate indica decât învecinarea domeniului depozitional de shoreface descris la Rădășeni cu lagune populate de aceste ostracode.

Pârâul Seaca

Aflorimentele studiate pe pârâul Seaca sunt compozite, depozitele sarmațiene fiind deschise pe porțiuni destul de mici din albia acestuia și a unui afluent, Săcuța. Astfel, de pe pârâul Seaca am cartat 5 puncte (fig. 16) din care am prelevat 14 probe din depozite argiloase și nisipoase, precum și dintr-un strat de cărbune.

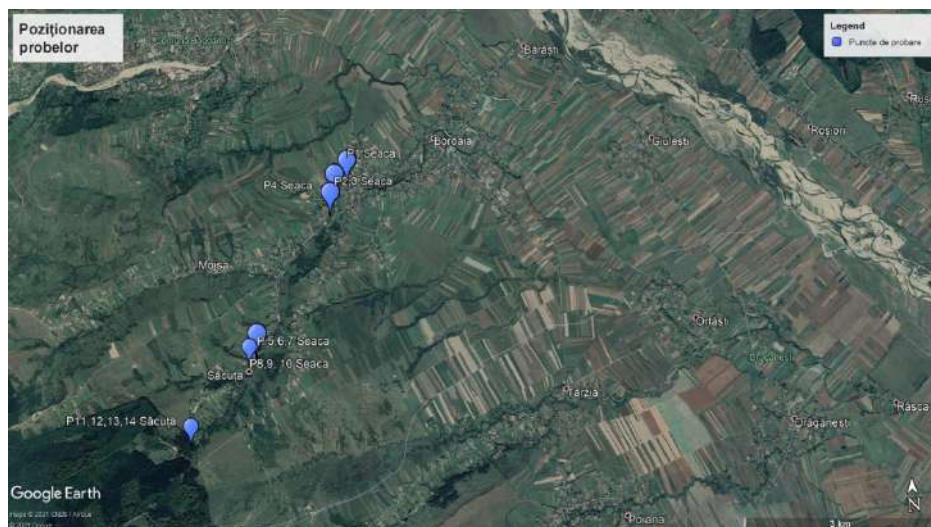


Figura 16. Amplasarea probelor de pe pâraiele Seaca și Săcuța

Din prima deschidere ($47^{\circ}20'25.29''\text{N}$, $26^{\circ}18'42.38''\text{E}$) am prelevat proba 1 nisipoasă, fără urme vizibile de fosile. La 50 de metri în amonte, aflorează un strat de nisip argilos din care am prelevat probele 2 și 3 iar după 30 metri din talvegul pârâului Seaca am prelevat proba numărul 4 formată din mudstone. Avansând în albia pârâului, după aproximativ 150 metri, am identificat următoarea deschidere din

care am prelevat probele 5, 6 și 7. Alcătuite din argilă cenușie cu intercalații de cărbune.

Ultimul și cel mai important afloriment de pe pârâul Seaca se află la aproximativ 50 metri în amonte față de probele 5, 6 și 7. Acesta este format din argilă cenușie nisipoasă în bază, urmată de intercalații de pietriș și nisip argilos, deasupra cărora aflorează un strat de cărbune cu o grosime de aproximativ 30 centimetri (probele 8, 9, 10; fig.17) .

Probele 11, 12, 13, 14 sunt predominant nisipoase și au fost recoltate dintr-un afloriment deschis de albia pârâului Săcuța și nu prezintă faună fosilă.



Figura 17. Deschiderea aflorimentului cu strate de cărbuni (p. Seaca).

În urma analizei micropaleontologice din cele 14 probe colectate din teren, 8 dintre acestea au prezentat conținut fosil. În total în probele analizate au fost identificați 27 de taxoni de microfosile dintre care 10 taxoni de foraminifere, 10 de ostracode și 7 de moluște.

Dintre foraminifere, cele mai bine reprezentate sunt *Porosononion martkobi*, *P. subgranosus* și *P. subgranosus umboelata*, urmate de *Ammonia beccarii* și *Quinqueloculina minakovae ukrainica*

Fauna de ostracode este reprezentată cel mai bine de speciile *Cyprideis pannonica*, *C. mataschensis* și *Loxoconcha minima*.

Dintre moluște, cei mai frecvenți taxoni aparțin speciilor *Hydrobia uniratamense*, *Valvata soceni* și *V. moesiensis*.

Din punct de vedere biostratigrafic, depozitele de pe pârâul Seaca pot fi atribuite părții superioare a Volhinianului, cei mai abundenți taxoni fiind *Porosononion subgranosus*, *Ammonia beccarii* și *Elphidium macellum*, foraminifere tipice pentru Zona cu *Ammonia beccarii* și *Quinqueloculina consobrina* (Ionesi, 1991; Ionesi, 2006).

În ceea ce privește paleoecologia sedimentelor, asociația de foraminifere din probele 1-7 indică ape cu salinități scăzute și adâncimi reduse ale mediului de sedimentare, precum și un aport însemnat de materie organică. Același lucru este confirmat și de fauna de ostracode

În ceea ce privește ocurența stratului masiv de cărbune, acesta a fost citat și de Ionesi și Țibuleac (1996), autorii consemnând pe pârâul Seaca alternanțe de medii marine și lacustre cu faune specifice.

Comparând asociația microfaunistică identificată de noi cu cea menționată de Ionesi și Țibuleac (1996) considerăm că până la proba 7 (care conține exemplare aparținând exclusiv genului *Porosononion*) depozitele analizate aparțin penultimului interval marin-salmastru peste care au progradat depozite de retroplajă, probabil câmpii costiere în care s-au instalat turbării în care s-a acumulat stratul de cărbune de 30 cm identificat de noi.

Pârâul Bogata

În timpul cartărilor în teren am identificat mai multe deschideri pe pârâul Bogata (fig. 18) din care am putut preleva 14 probe micropaleontologice din 9 puncte de probare.



Figura 18. Punctele de prelevare a probelor de pe pârâul Bogata

Punctul A (Probele 1, 2 și 3 de coordonate WGS 84: N47° 24' 19.00" E26° 10' 17") este format din argile cenușii în bază (proba 1) care sunt deschise pe o grosime de aproximativ 1.5 m. La 10 m în amonte sunt deschise pe aproximativ 0,5 m siltite cenușii din care s-a prelevat proba 2. Acestea sunt acoperite de aproximativ 1 m de nisipuri foarte fine peste care urmează aproximativ 1 m de siltite cafenii din care s-a prelevat proba 3.

Punctul B (Proba 4 de coordonate WGS 84: N47° 24' 19.00" E26° 10' 17") este format preponderent din nisipuri groșiere deschise în albia pârâului pe o grosime de aproximativ 1 m în care am identificat gastropode terestre (*Helix* – Figura 19).



Figura 19 a, b. Mudstone cu *Helix* - proba 4

Punctul C, proba 5 (coordonate: N 47° 24' 13.00", E 26° 08' 19") prezintă în bază conglomerate pe o grosime de aproximativ 0.5 m

peste care aflorează aproximativ 2 m de argilă cenușie cu resturi de bioclaste.

Punctul D (Proba 6, N 47° 24' 02" E 26° 08' 03") este format din aproximativ 1,5 m de argile vinete în bază urmate de nisipuri foarte fine cu materie organică.

Punctul E -Probele 7 și 8 (N 47° 24' 036" E 26° 07' 53.5") deschide 1m de argile cenușii verzui.

Punctul F este la aproximativ 50 m în amonte de punctul E și deschide aproximativ 2 m de afloriment și are în bază pietrișuri și nisipuri (0,35 m) peste care urmează un strat de nisipuri argiloase grosiere la medii de culoare verzui (0.6 m) peste care urmează 0.3 m de nisipuri argiloase foarte fine de culoare roșietică, 0,2 m de nisipuri foarte fine cu stratificație plan paralelă, 0,2 m de nisipuri foarte fine de culoare roșietice, iar în top 0,3 m de nisip foarte fin cu lăminație oblică (fig. 20). Din acest punct s-au prelevat (probele 9, 10 și 11).

Punctul G, proba 12 de (N 47° 23' 58,77", E 26° 07' 45,48") este format dintr-o deschidere de 2 m de nisipuri argiloase în care am identificat câteva exemplare de macrofaună (*Helix*). În partea superioară a aflorimentului se observă 20 cm de nisipuri gălbui.

Punctul H, proba 13 (coordonate WSG 84: N47° 23' 52,06" E26° 07' 28,89") este format dintr-o deschidere de 50 cm de argilă nisipoasă cenușiu gălbuie din care am prelevat o probă.

Punctul I, proba 14 (N 47° 23' 39,13", E 26° 07' 14,02") cuprinde o succesiune de 2 m de nisipuri foarte fine și argile cenușii.

La cca 200 m amonte de punctul I, am identificat o deschidere cu pietrișuri medii bine sortate, cu lentile de nisipuri groșiere cu laminație oblică. Aceste depozite le-am atribuit Asociației de faciesuri 5.

Asociația de faciesuri 5 – Pietrișuri și nisipuri cu stratificație oblic planară

Af. 5 prezintă seturi de 30 – 100 cm de pietrișuri mediu sortate imbricate cu intercalații de nisipuri groșiere cu stratificație oblic planară (fig. 21).

Interpretare

Pietrișurile imbricate cu stratificație oblic planară indică evenimente cu energie ridicată din albia minoră a unui râu de dimensiuni mici (Miall, 1985, 1992, 2014) ce au dus la progradarea ostroavelor. Nisipurile cu stratificație oblic planară sunt martorii unor evenimente mai calme în timpul cărora avea loc migrația dunelor transversale pe patul curgerii și aportul de material a fost continuu fapt ce a permis agradarea acestora.

Această asociație de faciesuri a fost interpretată ca fiind acumulată în domeniul depozițional fluvial.



Figura 21. Asociația de faciesuri 5 – Pietrișuri și nisipuri cu stratificație oblic planară.

Asociații microfaunistice

În primul rând, există unii taxoni de foraminifere bentonice care pot fi considerați marcatori pentru Volhinian: *Pseudotriloculina consobrina* și *Quinqueloculina* cf. *reussi virgata*, conform biozonării realizate de Ionesi (1991). Există însă și unii taxoni de foraminifere bentonice care pot fi considerați marcatori pentru depozite mai vechi (bugloviene): *Cibicides lobatulus* și *Quinqueloculina fluviata*.

Așa cum se observă din asociația micropaleontologică determinată există un amestec de foraminifere planctonice și bentonice care ridică unele probleme în ceea ce privește interpretarea biostratigrafică a depozitelor de pe pârâul Bogata

Urmărind distribuția altitudinală taxonilor în aflorimentele studiate se observă că nu există o ordine stratigrafică în care este posibil să apară o astfel de distribuție, și atunci ne putem gândi la posibilitatea unor remanieri ale taxonilor din depozite mai vechi. Acest lucru este întărit și de prezența într-un număr mare a foraminiferelor planctonice pe care unii cercetători (Ionesi, 1968, Ionesi, 2006) le consideră remaniate din depozite badeniene. Trebuie menționat totuși că în ultimul timp au apărut și unele păreri asupra depozitării in-situ a foraminiferelor planctonice ca urmare a unui aport de apă cu salinitate mai ridicată din bazine învecinate Parathethysului (Harzausher și Piller, 2007; Dumitriu et al., 2017).

Totuși, în cazul de față, prima variantă este mai acceptabilă deoarece sunt și unele elemente care dimpotrivă arată o scădere și mai accentuată a salinității deoarece avem unii taxoni de ostracode (*Fabaeformiscandona pokorniy*) care indică ape aproape dulci precum și gastropode terestre (*Helix* sp.) care indică apropierea de o rețea hidrografică și instalarea unei câmpii costiere în marginea bazinului.

În concluzii, considerăm că pe baza asociației micropaleontologice determinate de noi, depozitele analizate aparțin Volhinianului, cel mai probabil Volhinianului superior dacă luăm în considerare principiul conform căruia în cazul unui amestec în care apar fosile marcatoare vârsta este dată de taxonii cei mai noi (*Pseudotriloculina consobrina*).

Forajul Șipote

Din forajul Șipote au fost analizate 23 de probe de carotă în vederea stabilirii conținutului micropaleontologic și a reconstituirii paleoambianței din bazinul Paratethys (fig. 22). În total au fost determinați 57 de taxoni de foraminifere și 19 de ostracode (tab. 17). Cu toate că intervalul de probare este unul extins, în studiul de față ne-am îndreptat atenția numai spre limita dintre Badenian și Sarmațian și modificările paleoambientale care au avut loc în acest interval.

Este unanim acceptat că Badenianul reprezintă ultimul interval stratigrafic din Paratethys în care s-au dezvoltat condiții normal marine

În schimb, Sarmațianul este în principal caracterizat de instalarea unor faune endemice în bazinele Paratethysului, depozitele din forelandul Carpaților Orientali fiind specifice unor salinități salmastre (Ionesi, 2006, Dumitriu et al., 2020).

Intervalul de tranziție între Badenian și Sarmațian a fost interpretat ca un episod catastrofal în Paratethys (BSEE – Badenian – Sarmatian Extinction Event) care a dus la dispariția a peste 90% din speciile de foraminifere badeniene (Harzhauser și Piller, 2007) și a majorității taxonilor de ostracode (Toth et al., 2010).

Analizând asociația de foraminifere bentonice din depozitele badenian superioare din forajul Șipote am observat un număr însemnat de buliminide, bolivinide, uvigerinide, miliolide ca *Sigmoilinita* cărora li se adaugă *Cibicides*, *Heterolepa* și altele.

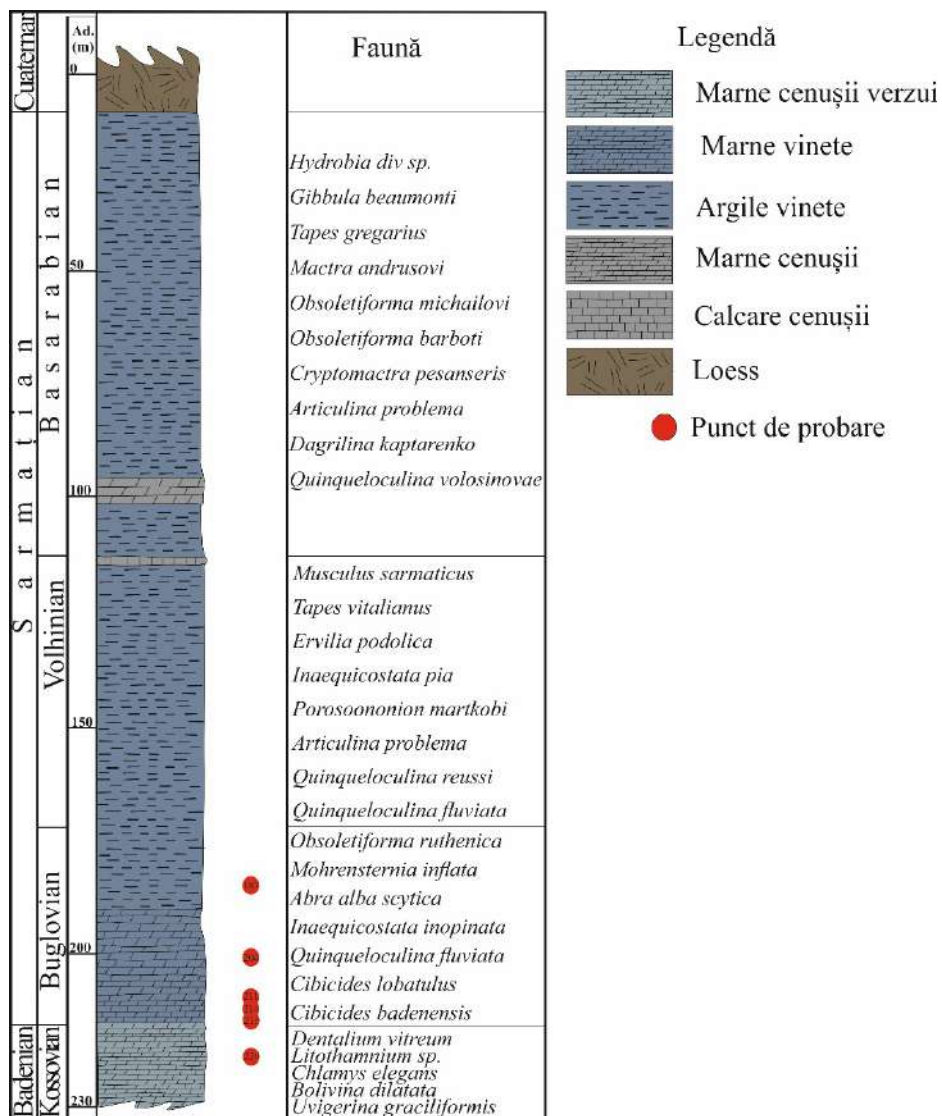


Figura 22. Coloană litostratigrafică a forajului Șipote (Brânzilă, 1999).

Numărul mare de taxoni infaunali de apă relativ adâncă, de exemplu buliminide, bolivinide și uvigerinide indică aport însemnat de nutrienți, sedimente bogate în materie organică și substrat sedimentar cu

deficit de oxigen (Murray, 1991; Sen Gupta și Marchain-Castillo, 1993; Jorissen et al., 1995; Kováčová et al., 2009; Dubicka et al., 2014; Drinia et al., 2016; Pezelj et al., 2016) și salinitate normală a apelor (Van der Zwaan, 1982; Peryt, 2013; Peryt et al., 2014).

Prezența în abundență a taxonilor epifaunali cu test biconvex și planconvex (*Cibicides*, *Heterolepa*) precum și a miliolidelor ca *Sigmoilinita* indică o oxigenare moderat spre ridicată la interfața apă/sediment (Van der Zwaan, 1982; Peryt, 2013; Peryt et al., 2014). Complementar, genurile *Bulimina* și *Bolivina* indică adâncimi mai mari ale apelor (Murray, 1991; Dumitriu et al., 2020).

Fauna de ostracode identificată în probele badeniene este compusă din specii ca *Henryhowella asperrima*, *Krythe* sp. Taxoni care indică salinitate normală și adâncimi relativ mari (van Morkhoven 1963; Zorn, 2003; ter Borgh et al., 2014).

Mai sus în succesiunea sedimentară din forajul Șipote (începând cu 215 m adâncime) se observă schimbări majore în asociațiile de foraminifere. Speciile dominante în probe sunt *Elphidium reginum*, *E. aculeatum* și *E. fichtelianum* taxoni care indică adâncimi reduse (0-50 m) și un grad ridicat de oxigenare a apei (Murray, 2006; Gedl et al., 2016). Asociația de ostracode este compusă din *Cytheridea hungarica*, *C. acuminata*, *Loxoconcha rhomboidea*, taxoni care sunt întâlniți în medii infralitorale (Breman, 1975).

Având în vedere caracteristicile asociațiilor de foraminifere și ostracode identificate în forajul Șipote, putem marca limita

Badenian/Sarmațian între adâncimea de 215 m și 217 m. În urma observațiilor asupra morfogrupurilor de foraminifere, se poate deduce că în depozona backbulge a bazinului de foreland existent în Badenianul târziu adâncimea apei era mai mare decât la începutul Sarmațianului timpuriu.

Forajul Bivolari

Din forajul Bivolari au fost analizate 2 probe din zona de limită Badenian/Sarmațian respectiv 138 m – Sarmațian inferior; 145 m – Badenian superior (Brânzică, 1999). Proba de la 145 m are un conținut fosil slab reprezentat prin 3 specii de foraminifere: *Bulimina elongata*, *Ortomorphina dina* și *Fissurina isa*, precum și o specie de ostracod (*Xestoleberis dispar*). Această probă a fost supusă și analizei în vederea determinării conținutului de nannoplankton, dovedindu-se a fi sterilă. Proba de la 138 m prezintă câteva exemplare de *Elphidium fichtelianum* și *Cycloforina fluviata*.

Deși conținutul micropaleontologic din aceste probe este unul scăzut, speciile identificate arată aceleași caracteristici ale depozitelor badenian superioare și sarmațian inferioare ca cele prezentate în forajul Șipote. Astfel, genului *Bulimina* indică adâncimi mai ridicate ale bazinului, cu deficit de oxigen în substratul sedimentar și salinitate normală (Murray, 2006; Toth et al., 2010; Peryt, 2013). Ocurența în depozitele sarmațiene a speciilor de *Elphidium* și *Cycloforina* susțin existența unor adâncimi mai reduse în Sarmațianul inferior.

Concluzii

În zona de studiu, au fost analizate 10 succesiuni sedimentare acumulate în sistemul bazinelor de foreland ale Carpaților Orientali deschise în 8 deschideri naturale (aflate în partea vestică a perimetrului studiat) și 2 foraje (în est). Dintre deschiderile naturale, 6 sunt aflorimente singulare cărora li s-au ridicat coloane sedimentologice din bazinul Șomuzului Mare (aflorimentele de pe pâraiele Muscalu, Gheorghe, Logofătu, Ciofoaia, Hârtop și Rădășeni) iar 2 sunt reprezentate de aflorimente compozite deschise în albiile pâraielor Seaca (5 puncte de probare) și Bogata (9 puncte). Din forajul Șipote au fost analizate 23 de probe de carotă iar din forajul Bivolari 2 probe.

Cele 6 aflorimente din bazinul Șomuzului Mare și punctul din extremitatea vestică a pâ râului Bogata, fiind bine deschise au făcut posibilă identificarea a 15 faciesuri sedimentare. Acestea au fost grupate după criterii genetice și geometrice în 5 asociații de faciesuri corespunzătoare câte unui subdomeniu depozițional. Urmărind succesiunea pe verticală a asociațiilor de faciesuri am determinat comportamentul domeniului depozițional și fluctuațiile nivelului de bază la nivelul Volhinianului din zona Fălticeni.

Din aflorimentele din bazinul Șomuzului Mare am observat, de la vest la est, următoarele aspecte:

- Pe pâ râul **Muscalu** se observă un comportament progradational al depozitelor, din baza spre topul aflorimentului depozitele prezentând

un trend ShU: offshore-tranziție → shoreface inferior → shoreface superior;

- Pe pârâul lui **Gheorghe** succesiunea sedimentară are același comportament ca și pe pârâul. Muscalu, depozitele din această deschidere fiind numai de shoreface: shoreface inferior → shoreface median → shoreface superior;
- Aflorimentul de pe pârâul **Logofătu** înregistrează în bază un trend ShU shoreface superior → backshore. Peste depozitele de backshore, în urma unei creșteri a nivelului mării s-a acumulat Af. 5 – offshore-tranziție.
- În deschiderea de pe pârâul **Ciofoaia** am putut determina două trenduri ale depozitelor, începând din bază un trend ShU (offshore-tranziție → shoreface inferior → shoreface superior → backshore) iar spre top un trend DU (backshore → shoreface superior).
- Aflorimentul **Hârtop A** descrie în bază un trend DU – shoreface superior shoreface inferior (depozitele din coloana **Hârtop B** fiind interpretate ca situate în baza celor de la Hârtop A), urmat de un trend ShU (shoreface inferior → shoreface superior).
- În aflorimentul de la **Rădășeni** se poate urmări un caracter progradational al liniei țărmului shoreface inferior → shoreface superior urmat, cel mai probabil de o retrogradare (ocurența depozitelor de shoreface inferior coloanei).

Din succesiunea asociațiilor de faciesuri din bazinul Șomuzului Mare se observă un trend porgradational al liniei țărmului, cu migrarea

spre larg a depozitelor de shoreface până la instalarea unor condiții de retroplajă în care s-au acumulat stratele de cărbuni descrise pe pâraiele Ciofoaia și Logofătu. Acest trend progradational este specific perioadelor de HST, lucru susținut și de Popov et al. (2010) pentru vârsta Volhinian în bazinul Paratethysului.

În aflorimentele deschise de pâraiele Seaca și Bogata sedimentarea este mult mai dinamică, faciesurile fluviale și de retroplajă alternând cu cele marine.

- Pe pârau **Seaca** am identificat un strat masiv de cărbune în grosime de 30 cm. Din punctul nostru de vedere, acesta este poziționat transgresiv peste penultimul interval marin-salmastru peste care au progradat depozite de retroplajă, probabil câmpii costiere în care s-au instalat turbării care au dus la formarea unui strat de cărbune.
- Pe pârau **Bogata** am identificat o alternanță de depozite marine și continentale. În bază, sunt prezente argile și nisipuri cu foraminifere și ostracode tipic marine urmate de siltite cu gastropode terestre. Mai sus, în succesiunea sedimentară, am identificat din nou argile cu microfaună marină iar în top asociația de faciesuri 5 (pietrișuri și nisipuri cu stratificație oblic planară) interpretată în termenii unor depozite fluviale care au agradat peste câmpiile costiere de la nivelul Volhinianului superior.

În aceste succesiuni sedimentare am identificat asociații de foraminifere, ostracode și nannoplancton calcaros. În general, sunt prezente asociații tipice Volhinianului superior (*Elphidium rugosum*,

Pseudotriloculina consobrina, *Cyprideis pannonica*, *Aurila notata*, *Calcidiscus macintyreii* și *C. pataecus*).

Există însă și 2 situații particulare în depozitele de pe pâraiele Bogata și Logofătu.

Pe pâ râul Bogata am identificat o asociație de faună în care se regăsesc foraminifere și ostracode tipice atât Badenianului (*Uvigerina perornata*, și foraminifere planctonice) cât și Sarmațianului (*Pseudotriloculina consobrina*, *Loxoconcha minima* etc). În urma analizei considerăm că pe baza asociației micropaleontologice determinate de noi, depozitele analizate aparțin Volhinianului, cel mai probabil Volhinianului superior dacă luăm în considerare principiul conform căruia în cazul unui amestec în care apar fosile marcatoare vârsta este dată de taxonii cei mai noi.

Pe pâ râul Logofătu, am identificat în probele din partea inferioară a depozitelor argiloase un număr foarte mare de exemplare de *Ammonia beccarii* – foraminifer cosmopolit care populează medii acvatice cu salinități diverse. În depozitele argiloase ce afl orează peste stratul de cărbune, am găsit o asociație microfaunistică ce conține un număr semnificativ de exemplare de *Quinqueloculina reussi*. Deși în urma analizei sedimentologice depozitele ar fi fost încadrate într-o singură asociație de faciesuri, pe baza acestor date micropaleontologice considerăm că depozitele, în care am identificat taxonul *A. beccarii*, s-au acumulat într-un mediu cu salinitate scăzută și adâncimi mici iar cele cu un conținut bogat în *Q. reussi* sunt specifice unor medii salmastre de

adâncime ridicată. Astfel, am conturat 2 asociații de faciesuri (AF 4 – backshore și Af 5 – offshore-tranziție) delimitate de stratul de cărbune. Acest lucru arată, de asemenea, existența unei suprafețe de inundare în bazin (depozite de offshore peste depozite de retroplajă).

În partea de est a arealului studiat, cele 2 foraje au deschis depozite predominant argiloase specifice depozitei backbulge.

Din forajul **Șipote** au fost analizate 23 de probe de carotă în vederea stabilirii pe baza conținutului micropaleontologic a schimbărilor de paleoambianță din bazinul Paratethys la limita dintre Badenian și Sarmatian.

Pentru intervalul Badenian numărul mare de taxoni infaunali de apă relativ adâncă (buliminide, bolivinide și uvigerinide) indică aport însemnat de nutrienți, sedimente bogate în materie organică, substrat sedimentar cu deficit de oxigen și salinitate normală. Complementar, fauna de ostracode identificată în probele badeniene este compusă din specii care indică salinitate normală și adâncimi relativ mari ale bazinului (*H. asperrima*).

În depozitele sarmatian inferioare din forajul Șipote (începând cu 215 m adâncime) se observă schimbări majore în asociațiile de foraminifere. Speciile dominante în probe sunt *Elphidium reginum*, *E. aculeatum* și *E. fichtelianum* taxoni care indică adâncimi reduse (0-50 m) și un grad ridicat de oxigenare a apei. De asemenea, asociația de ostracode este compusă din *Cytheridea hungarica*, *C. acuminata*, *Loxoconcha rhomboidea*, taxoni care sunt întâlniți în medii infralitorale.

Deși conținutul micropaleontologic din forajul Bivolari este unul scăzut, speciile identificate arată aceleași caracteristici ale depozitelor badenian superioare și sarmațian inferioare ca cele prezentate în forajul Șipote. Astfel, genul *Bulimina* identificat în depozitele badeniene indică adâncimi mai ridicate ale bazinului, cu deficit de oxigen în substratul sedimentar și salinitate normală în timp ce ocurența în depozitele sarmațiene a speciilor de *Elphidium* și *Cycloforina* susțin existența unor adâncimi mai reduse în Sarmațianul inferior.

Bibliografie

- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures. Their character and physical basis. Vol. I, Ed. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 593 p.;
- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures. Their character and physical basis. Vol. II, Ed. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 663 p.;
- Andreyeva-Grigorovich, A., Kulchytsky, Y. O., Gruzman, A. D., Lozynyak, P. Y., Petrashkevich, M. I., Portnyagina, L. O., Ivanina, A. V., Smirnov, S. E., Trofimovich, N. A., Savitskaya, N. A., Shvareva, N. J., 1997. Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine. *Geol. Carpathica*, 48, 2, 123–136;
- Avnaim-Katav, S., Almogi-Labin, A., Sandler, A., Sivan, D., 2013. Benthonic foraminifera as palaeoenvironmental indicators during the last million years in the eastern Mediterranean innershell. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386, 512–530;
- Athanasiu, S., 1925. Zăcămintele de cărbuni din districtul Suceava. Dări de seamă *Inst. Geol. Rom.*, VIII;
- Băcăuanu V., Ungureanu A., Barbu N., Pantazică M., Chiriac D., 1980 – Podișul Moldovei. Natură, om, economie, Editura Științifică și Enciclopedică, București;
- Bonaduce, G., Ciampo, G., Masoli, M., 1976. Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea. *Publicazioni della Stazione Zoologica di Napoli* 40 (suppl.), 1–304;
- Brânzilă, M., Macaleț, R., Costea, C., 1995. Contribution à l' étude du Volhynien dans la zone Arghira (Plate-forme Moldave). *An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, Geol.*, XXXVIII-XXXIX (1992, 1993), 137-146;
- Brânzilă, M., 1999. Geologia părții sudice a Câmpiei Moldovei. Ed. Corson, Iasi, 215 p.;
- Brânzilă, M., Chira, C., 2005. Microfossils assemblages from the Badenian/Sarmatian boundary in boreholes from the Moldavian Platform. *Acta Palaeontologica Romaniae* 5, 17–26;
- Briceag, A., Ion, G., 2014. Holocene ostracod and foraminiferal assemblages of the Romanian Black Sea shelf. *Quaternary International* 345, 119-129;
- Cetean, C., Balc, R., Kaminski, M. A. & Filipescu, S., 2011. Integrated biostratigraphy and palaeoenvironments of an upper Santonian – upper Campanian succession from the southern part of the Eastern Carpathians, Romania. *Cretaceous Research* 32: 575–590;

- Chamberlain, C.K., 1971. Morphology and ethology of trace fossils from the Ouachita Mountains, southeastern Oklahoma. *J. Paleontol.*, 45, 212-246;
- Cheel, R.J., Leckie, D.A., 1993. Hummocky cross stratification, în *Sedimentology review/1* (Wright V.P. editor), Blackwell Sci. Publs, Oxford, 103-112;
- Chirilă, G., Țabără, D., 2010. Palynological study of the Volhynian deposits from the Ciofoaia brook (Moldavian Platform) – paleoclimatic and paleoenvironmental implications. *An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași*, LVI, 2, 25-44;
- Cimernan, F., Langer, M. R., 1991. Mediterranean Foraminifera - *Academia Scientiarum et Artium Slovenica, Dela, Opera 30, Classis IV: Historia Naturalis*, p. 1-119, pl. 1-93, Ljubljana;
- Clevis, Q., de Boer, P., Nijman, W. 2004. Differentiating the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems: insights from a three-dimensional stratigraphic forward model. *Sedimentology*, 51, 809-835;
- Clifton, H.E., 1976. Wave-formed sedimentary structures – a conceptual model, în *Beach and nearshore sedimentation* (Davis R.A. și Ethington R.L. editori), SEPM Special Publication No. 24, Tulsa, Oklahoma;
- Clifton, H.E., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. În: Posamentier, H.W. și Walker, R.G. (eds.). *Facies Models Revisited*. Ed. SEPM, Tulsa, Oklahoma, S.U.A., 293-338;
- Collinson, J., 1994. Sedimentary deformational structures. In *The geological deformation of sediments*, A. Maltman (Ed.), 95–125, Londra. Ed. Chapman & Hall.
- Collinson, J., Mountney, N., Thompson, D., 2006. *Sedimentary structures – Third edition* Ed. Terra Publishing, 261 p.;
- Collins, D. S., Johnson H. D. Allison, P.A., Guilpain, P., Damid, A.R., 2017. Coupled ‘storm-flood’ depositional model: Application to the Miocene-Modern Baram Delta Province, north-west Borneo. *Sedimentology*, 64, 1203-1235;
- Corliss, B. H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, v. 314, 435-438;
- Corliss, B.H., Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology* 16: 716–719;

- Corliss, B.H., Fois, E., 1990. Morphotype Analysis of Deep-Sea Benthic Foraminifera from the Northwest Gulf of Mexico. *Palois* 5 (6): 589–605;
- Cornée, J-J., Moissette, P., Saint-Martin, J-P., Kázmér, M., Tóth, E., Görög, A., Dulai, A., Müller, P., 2009. Marine carbonate system in the Sarmatian (Middle Miocene) of the Central Paratethys: the Zsámbék Basin of Hungary. *The Journal of the International Association of Sedimentologists. Sedimentology*, 23 p.;
- Culver, S.J., Mallinson, D.J., Corbett, D.R., Leorri, E., Rouf, A.A., Shazili, N.A.M., Yaacob, R., Whittaker, J.E., Buzas, M.A., Parham, P.R., 2012. Distribution of Foraminifera in the Setiu Estuary and Lagoon, Terengganu, Malaysia. *Journal of Foraminiferal Research*, 42, 109–133;
- De Celles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105–123;
- De Leeuw, A., Filipescu, S., Mațenco, L., Krijgsman, W., Kuiper, K., Stoica, M., 2013. Paleomagnetic and chronostratigraphic constraints on the middle to late Miocene evolution of the Transylvanian basin (Romania): implications for Central Paratethys stratigraphy and emplacement of the Tisza–Dacia plate. *Glob. Planet. Chang.* 103 (1), 82–98;
- Dott, R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences, *Geological Society of America Bulletin*, 93, 663 – 680;
- Drinia, H., Antonarakou, A., Tsourou, T., Kontakiotis, G., Psychogiou, M., Anastasakis, G., 2016. Foraminifera eco-biostratigraphy of the southern Evoikos outer shelf, central Aegean Sea, during MIS 5 to present. *Continental Shelf Research* 126, 36–49;
- Dumitrică, P., Gheta, N., Popescu, G., 1975. New data on the biostratigraphy and correlation of the Middle Miocene in the Carpathian area. *D. S. Sedint. Inst. Geol.–Geofiz.–Stratigr.* 61, (1973–1974), 65–84;
- Dumitriu, S.D., **Loghin, S.**, Dubicka, Z., Melinte–Dobrinescu, M.C., Paruch–Kulczycka, J., Ionesi, V., 2017. Foraminiferal, ostracod, and calcareous nannofossil biostratigraphy of the latest Badenian–Sarmatian interval (Middle Miocene, Paratethys) from Poland, Romania and Republic of Moldova. *Geologica Carpathica*, 68 (5), 419–444;
- Dumitriu, S.D., Dubicka, Z., **Loghin, S.**, Melinte–Dobrinescu, M.C., Paruch–Kulczycka, J., 2020. The evolution of the Carpathian Foredeep Basin during the latest Badenian and Sarmatian (Middle Miocene):

- inferences from micropalaeontological data. *Geological Quarterly*, 64 (4), 1004-1022;
- Filipescu, S., Wanek, F., Miclea, A., De Leeuw, A., Vasiliev, I., 2011. Micropaleontological response to the changing paleoenvironment across the Sarmatian Pannonian boundary in the Transylvanian Basin (Miocene, Oarba de Mureș section, Romania). *Geologica Carpathica* 62 (1), 91–102;
- Filipescu, S., Miclea, A., Gross, M., Harzhauser, M., Zagorsek, K., Jipa, C., 2014. Early Sarmatian paleoenvironments in the easternmost Pannonian Basin (Borod Depression, Romania) revealed by the micropaleontological data. *Geologica Carpathica* 65, 67–81;
- Galewsky, J., 1998. The dynamics of foreland basin carbonate platforms: Tectonic and eustatic controls, *Basin Res.*, 10, 409–416;
- Gozhyk, P., Semenenko, V., Andreeva-Grigorovich, A., Maslun, N., 2015. The correlation of the Neogene of Central and Eastern Paratethys segments of Ukraine with the International Stratigraphic Chart based on planktonic microfossils. *Geologica Carpathica*, 66, 3, 235–244.;
- Grasu, C., Catană, C., Miclăuș, C., Boboș, I. 1999. Molasa Carpaților Orientali. Petrografie și sedimentogeneză. Ed. Tehnică, București, 227 p.;
- Grasu, C., Miclăuș, C., Brânzilă, M. & Boboș, I. 2002. Sarmatianul din sistemul bazinelor de foreland al Carpaților Orientali. *Ed. Tehnică*, București, 407 p.;
- Hamblin, A.P., Walker, R.G., 1979. Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 16, 1673-1690;
- Harms, J.C., 1979. Primary sedimentary structures. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* &, 227-248.
- Haug, E., 1910. *Traité de Géologie*. Librairie Armand Collin, Paris, 2, 929 – 1152;
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*. 235, 1156-1167;
- Haq, B.V., Hardenbol J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cinozoic chronostratigraphie and eustatic cycles, în Sea-level changes. An integrated approach (Wilgus C.K. et.al. editori), SEPM, Special. Publs., 42, Tulsa, Oklahoma;
- Hayward, B.W., Hollis, C.J., 1994. Brackish foraminifera in New Zealand: A taxonomic and ecologic review. *Micropaleontology*, 40, 185–222;

- Ionesi, B., 1968. Stratigrafia depozitelor Miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei, Editura Academiei R. S. România, 395 p. București;
- Ionesi, B., 1991. Biozonation of the Sarmatian from Moldavian Platform. The celebration days of “Al. I. Cuza” University of Iași (25–26 X 1991) – conference paper;
- Ionesi, L. 1994. Geologia unităților de platformă și a Orogenului Nord Dobrogean. Ed. Tehnică, București, 280 p;
- Ionesi, B., Țibuleac, P., 1996. Faune volhynienne della formation a Charbons della region de Boroaia (Plate-forme Moldave). An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, (serie nouă), Geologie, XL-XLI (1994-1995), p.131-144, 2 planșe, Iași;
- Ionesi, V., 2006. Sarmațianul dintre Valea Siretului și Valea Șomuzului Mare, Ed. Universității “Al. I. Cuza” Iași, 238 p.;
- Jiříček, R., 1974. Biostratigraphische Bedeutung der Ostracoden des Sarmats s. str. In: Papp A., Marinescu, F. & Seneš, J. (Eds.), Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys (M5). Verlag Slowak. Akad. Wissenschaft., Bratislava 4, 434–457;
- Jiříček, R. & Říha J., 1991. Correlation of Ostracod Zones in the Paratethys and Tethys. Saito Ho-on Kai Special Publications (Proceedings of Shallow Tethys) 3, 435–457;
- Jones, R.W. & Charnock, M.A. 1985. Morphogroups of agglutinating foraminifera. Their life position, feeding habits and potential applicability in (paleo) ecological studies. *Revue de Paléobiologie*, 4: 311–320;
- Kender, S., Kaminski, M.A., Jones R.W., 2008. Early to middle Miocene foraminifera from the deep-sea Congo fan, offshore Angola. *Micropaleontology*, 54 (6), 477-568;
- Kitazato, H., 1981. Observation of behaviour and mode of life of benthic foraminifers in laboratory. *Geoscience Reports of Shizuoka University*, 6, 61-71;
- Kitazato, H., 1988. Locomotion of some benthic foraminifera in and on sediments. *Journal of Foraminiferal Research*, 18 (4), 344-349;
- Köppen, W., Wegener, A., 1924. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1 Tafel, 41 Abb., 1-256;
- Kreichgauer, D., 1902. Die Äquatorfrage in der Geologie, 1. Aufl. Steyl, 436 p.;

- Kollmann, K., 1960. Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam.(Ostracoda) aus dem Neogen des ostl. Oesterreich. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 51, 89–195;
- Leckie, D.A. and Walker, R.G., 1982, Storm- and tide-dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval — outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 66, p. 138-157;
- Loghin, S.**, 2014. Sarmatian ostracods from the Preutesti area Suceava county Romania (Moldavian Platform). 5th International Students Geological Conference, April 24–27, Budapest, Hungary, Eotvos Lorand University;
- Loghin, S.**, Dumitriu S.D., Seserman A., Brânzilă M., 2019. Biostratigraphy and paleoecology of the Sarmatian deposits (Middle Miocene) from Ciofoaia section. Twelfth Romanian Symposium of Palaeontology Abstract and field trip guide, 63 – 64;
- Loghin, S.**, 2020. Metode geologice moderne în determinarea paleoambianței din bazinele de sedimentare. 2020 EuroInvent International Workshop, 12th Edition, 255-267;
- Łuczowska, E., 1974. Miliolidae (Foraminiferida) from the Miocene of Poland Part II. Biostratigraphy, Palaeoecology and Systematics, Acta Palaeontologica Polonica, Vol. XIX, Nr. 1, 176 p.;
- Miall, A. D., 1978. Fluvial sedimentology: an historical review, în Miall, A. D., ed., Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 1-47;
- Miall, A., D., 1985. Architectural-Element Analysis. A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. Earth Science review, 22, 261-308;
- Miall, A., 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd updated and enlarged edition, Ed. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 616 p.;
- Miclăuș, C., Grasu, C., Juravle, A., 2011. Sarmatian (Middle Miocene) coastal deposits in the wedge-top depozone of the Eastern Carpathian Foreland Basin System. A case study. Scientific Annales of „Al. I. Cuza” University of Iași, Geography–Geology, 57: 75–90.
- Miclăuș, C., Ionesi, V., Anistoroae, A., Loghin, S. & Dumitriu, S.D. 2015. Biostratigraphy and sedimentology of the Sarmatian deposits from Șomuzul Mare and Șomuzul Mic drainage basins. Tenth Romanian Symposium on Paleontology. Presa Universtară Clujeană, Cluj–Napoca, 70–71;

- Moore, R.C., 1949. Meaning of facies. *Memior of the Geological Society of America*, 39, 1-34;
- Müller, G.W., 1894. Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzeden Meeresabschnitte, Fauna und Flora des Golfes von Neapel. Berlin, Monogr. 21, 404 p.;
- Murray, J. W. 1968a. Living foraminifers of lagoons and estuaries. *Micropaleontology*, 14, 435-455;
- Murray, J. W., 1982. Benthic foraminifera: the validity of living, dead or total assemblages for the interpretation of palaeoecology. *Journal of Micropalaeontology*, 1: 137-40;
- Murray, J.W., 1991. Ecology and paleoecology of benthic foraminifera. Essex: Longman Scientific & Technical, 397 p.;
- Murray, J.W., 2006. Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge University Press, New York, 422 p.;
- Myrow, P. M., 1992. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (6), 992-1007;
- Nagy, J., 1992. Environmental significance of foraminiferal morphogroups in Jurassic North Sea deltas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95, 111-134;
- Nagy, J., Grandstein, F.M., Kaminski, M.A., Holbourn, A.E., 1995. Foraminiferal morphogroups, paleoenvironments and new taxa from Jurassic to Cretaceous strata of Thakkhola, Nepal. In M.A. Kaminski et al. (eds.): *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication 3. Pp. 181-209. Krakow: Grzybowski Foundation;
- Nemec, W., 1995. Principles of lithostratigraphic logging and facies analysis. Geological field course G200, Geologisk Institute, Universitet I Bergen, 26 p.;
- Neumayr, M., 1885. Die geographische Verbreitung der Juraformation. *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-natwisseenschfatliche Classe* 50, 57-144;
- Nevesskaja, L. A., Goncharova, I. A., Iljina, L. B., Paramonova, N. P., Popov, S. V., Voronina, A.A., Chepalyga, A. L. Babak, E. V., 1987. History of Paratethys. *Annales de l'Institut Géologique de Hongrie*, 70: 337-342;
- Oszczypko, N., 1998. The Miocene dynamics of the Carpathian Foredeep in Poland. *Przegląd Geologiczny* 44, 10, 1007-1018;

- Palcu, D. V., Tulbure, M., Bartol, M., Kouwenhoven, T., Krijgsman, W., 2015. The Badenian–Sarmatian Extinction Event in the Carpathian foredeep basin of Romania: Paleogeographic changes in the Paratethys domain. *Global and Planetary Change*, 133, 346 – 358;
- Peryt, D., Peryt, T. M., 2009. Environmental changes in the declining Middle Miocene Badenian evaporite basin of the Ukrainian Carpathian Foredeep (Kudryntsi section). *Geol. Carpathica*, 60, 6, 505–517;
- Pezelj, Đ., Sremac, J. Sokač, A., 2007. Paleocology of the Late Badenian foraminifera and ostracoda from the SW Central Paratethys (Medvednica Mt., Croatia). *Geologia Croatica* 60 (4), 139–150;
- Pezelj, Đ., Sremac, J., Bermanec, V., 2016. Shallow–water benthonic foraminiferal assemblages and their response to the paleoenvironmental changes – example from the Middle Miocene Medvednica Mt. (Croatia, Central Paratethys). *Geologica Carpathica* 67 (4), 329–345;
- Piller, E. W., Harzhauser, M., Mandic, O., 2007. Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. *Stratigraphy* 4, nos 2/3, 151–168;
- Pisera, A., 1996. Miocene reefs of the Paratethys: a review. Franzen, E., Esteban, M., Ward, B., Rouchy, J.M. (Eds.), *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology* 5, 97–104;
- Plint, A.G., 2010. Wave-and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems. În: *Facies Models 4* (Eds N. James and R. Dalrymple), 167–199. Geological Association of Canada, St. John's, NL;
- Pomerol, C., 1973. *Stratigraphie et Paléogéographie. Era Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire)*. Doin, Paris, 269 p.;
- Popescu, G., 1975. *Etudes des foraminifères du Miocene inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie*. Inst. Geol. Mem. T. 23. București;
- Reading, H., G., Collinson, J., D., 1996. *Clastic Coasts*. în: Reading H.G. (Ed.), *Sedimentary environments: Process, Facies and Stratigraphy*, Ed. Blackwell publishing, 154–231;
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. În Walker și James (eds.), *Facies models. Response to sea level change*, Geological Association of Canada, p. 179–194;
- Roth, P.H., Thierstein, H., 1972. Calcareous nannoplankton: leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. Initial Rep. DSDP 14, 421–485;

- Schiebel, R., Bijma, J. & Hemleben, C., 1997. Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerina bulloides* (d'Orbigny) from the eastern N. Atlantic. *Deep-Sea Research*, 44, 1-10;
- Schuchert, C., 1910. Palaeogeography of North America. Geological Society of America Bulletin 20, 427–606;
- Schuchert, C., 1911. Palaeogeographic and geologic significance of recent brachiopoda. Geological Society of America Bulletin 22, 258–75;
- Setoyama, E., Kaminski M. A., Tyszka J., 2017. Late Cretaceous–Paleogene foraminiferal morphogroups as palaeoenvironmental tracers of the rifted Labrador margin, northern proto-Atlantic. In: Kaminski, M.A. & Alegret, L., (eds), 2017. Proceedings of the Ninth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication, 22, 179-220;
- Silye, L., 2015. Sarmatian foraminiferal assemblages from southern Transylvanian Basin and their significance for the reconstruction of depositional environments. Cluj University Press, 229 p;
- Shanmugam, G., 1996a. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, 66, 2–10;
- Shanmugam, G., 2000a. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285–342;
- Studencka, B., Gontsharova, I. A., Popov, S. V., 1998. The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. *Acta Geologica Polonica*, 48, 3, 285–342;
- Studencka, B., Jasionowski, M., 2011. Bivalves from the Middle Miocene reefs of Poland and Ukraine: a new approach to Badenian/Sarmatian boundary in the Paratethys. *Acta Geologica Polonica*, 61, 79–114;
- Sturrock, S., Murray, J.W., 1981. Comparison of low energy middle shelf foraminiferal faunas; Celtic Sea and Western English Channel. In: J.W. Neale and M.D. Brasier (editori), *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*. Ellis Horwood, Chichester, p. 250-260;
- Szczuchura, J. 2006. Middle Miocene (Badenian) ostracods and green algae (Chlorophyta) from Kamienica Nawojowska, Nowy Sącz Basin (Western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica* 57 (2): 103–122;
- Ter Borgh, M., Vasiliev, I., Stoica, M., Knežević, S., Matenco, L., Krijgsman, W., Rundić, L., Cloetingh, S., 2013. The isolation of the Pannonian basin (Central Paratethys): new constraints from magnetostratigraphy and biostratigraphy. *Global and Planetary Change*, 103: 99–118;

- Ter Borgh, M., Stoica, M., Donselaar, M., Matenco, L., Krijgsman, W., 2014. Miocene connectivity between the Central and Eastern Paratethys: constraints from the western Dacian Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 412: 45–67;
- Tóth, E., 2008. Sarmatian (Middle Miocene) ostracod fauna from the Zsámbék Basin, Hungary. *Geologica Pannonica*, 36:101–151;
- Tóth, E., Görög, A., Lecuyer, V., Moissette, P., Balter, B. & Monostori, M. 2010. Paleoenvironment reconstruction of the Sarmatian (Middle Miocene) central Paratethys based on paleontological and geochemical analyses of foraminifera, ostracods, gastropods and rodents. *Geological Magazine* 147 (2): 299–314;
- Țibuleac, P., 1998. Studiul geologic al depozitelor sarmațiene din zona Fălticeni – Sasca – Răucești (Platforma Moldovenească) cu referire specială asupra stratelor de cărbuni. Teză de doctorat, Universitatea „Alexandru Ioan Cuza” din Iași, 360 p, 60 pl.;
- Țibuleac, P., 2001. New geological section with the Volhynian-Basarabian boundary in the western part of the Moldavian Platform. *Stud. și Cerc. (Geologie-Geografie)*, 6, 2001, p. 73-82, Bistrița;
- Țibuleac, P., 2009. Sarmațianul cu strate de cărbuni din zona Fălticeni – Boroaia (Platforma Moldovenească), Ed. Tehnopress, 313 p.;
- Ungureanu A. , 1993. Geografia podișurilor și câmpiilor României, Univ. Iași.
- Ujetz, B., 1996. Micropaleontology of Paleogene deep water sediments, Haute-Savoie, France. *Publ. Dept. Géol. Paléont. Univ. Genève*, 22, 1–151;
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr., Thompson, S. III., 1977. Global cycles of relative changes of sea level. În: *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mere. 26, 83-87;
- Van der Akker, T.J.H.A., Kaminski, M. A., Gradstein, F.M., Wood, J., 2000. Campanian to Palaeocene biostratigraphy and palaeoenvironments in the Foula sub-basin, west of the Shetland Island, UK., *Journal of Micropalaeontology*, 19, 23-43;
- Van der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T. & Kouwenhoven, T.J., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth-Sci. Rev.* **46**: 213–236;
- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1962. Post-Palaeozoic ostracoda. Their morphology, taxonomy, and economic use. Volume 1. Elsevier Publishing Company, Amsterdam – London – New York, 204 p.;

- Van Morkhoven, F.P.C.M., 1963. Post-Palaeozoic ostracoda. Their morphology, taxonomy, and economic use. Volume 2. Elsevier Publishing Company, Amsterdam – London – New York, 475 p.;
- Walker, A.G., 1983. *Cardium* Formation 3. Sedimentology and Stratigraphy in the Garrington-Caroline area: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 213-230;
- Walker, R., James, N., 1992. Facies models. Response to sea level change, Geological Association of Canada, 409 p. Geological Association of Canada, St Johns;
- Walker, R.G. and Plint, A.G., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Facies Models: Response to Sea-Level Change (Eds R.G. Walker and N.P. James), pp. 219–238. Geological Association of Canada, St Johns;
- Walther, J., 1894, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. In Lithogenesis der Gegenwart. Jena: G. Fischer, Bd. 3, pp. 535-1055;
- Whatley, R.C., 1995. Ostracoda and oceanic palaeoxygen levels. Mitteilungen aus dem Hamburgischen Zoologischen Museum und Institut 92, 337–353.

Anexa A. Planşe:

Planşa 1 –Asociaţia microfaunistică din forajul Şipote 201

Fig. 1,2,3 – *Cytheridea hungarica*; 1-VS vedere laterală, 2 - VD vedere laterală, 3 - VS vedere internă; P 211.5

Fig. 4, 5 – *Xestoleberis fuscata*; 4- VS vedere laterală; P 215,5-vedere dorsală ambele valve; P211.5

Fig. 6 – *Hemicytheria omphalodes* VD vedere laterală; P211.5

Fig. 7 – *Aurila* cf. *cicatricosa*; VS vedere laterală; P211.5

Fig. 8 – *Aurila mehesi*; VD vedere laterală; P215

Fig. 9 – *Loxocorniculum schmidi*; VD vedere laterală; P209

Fig. 10 – *Hemicytheria omphalodes*; VS vedere laterală; P211

Fig. 11 – *Cnestocythere lamellicosta*; VD vedere laterală; P 215

Fig. 12 – *Costa* sp. VD vedere laterală; P215

Fig. 13 – *Polycope orbicularis*; VS vedere laterală; P 211

Planşa 2 – Asociaţia microfaunistică din forajul Şipote 201

Fig. 1,2,3 – *Cibicides lobatulus*; 1– vedere laterală, 2- vedere ombilicală, 3- vedere aperturală; P215

Fig. 4 – *Elphidium reginum*; vedere laterală, P215

Fig. 5, 6 – *Elphidium aculeatum*; 5 – P215, 6 – P211.5

Fig. 7 – *Elphidium obtusum*; P 211.5

Fig. 8 – *Elphidium macellum* var. *tumidocamerale*; P 211.5

Fig. 9 – *Quinqueloculina* sp. P 215

Planşa 3 - Asociaţia microfaunistică din forajul Şipote 201

Fig. 1 – *Bolivina moldavica*; P 215

Fig. 2 – *Bolivina* sp. P 215

Fig. 3 – *Bolivina* cf. *Sarmatica*; P 211.5

Fig. 4 – *Nodosaria rudis*; P 214

Fig. 5 – *Nodosaria gutifera*; P 214

Fig. 6 – *Bulimina* sp.

Fig. 7, 8 – *Nonion serenus*; P 187

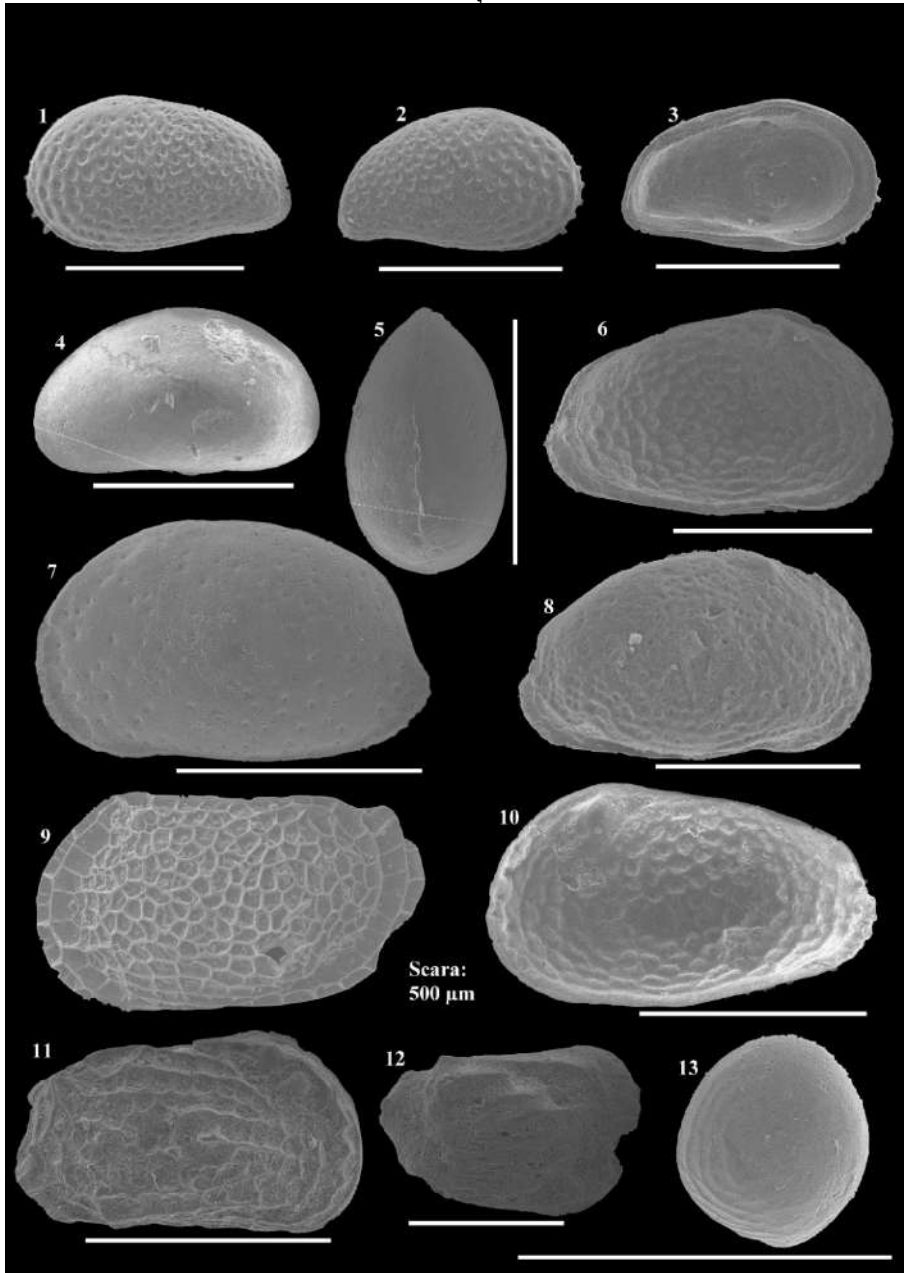
Fig. 9 – *Cycloforina predcarpatica*; P 187

Fig. 10, 11 – *Lagena striata*; P 203

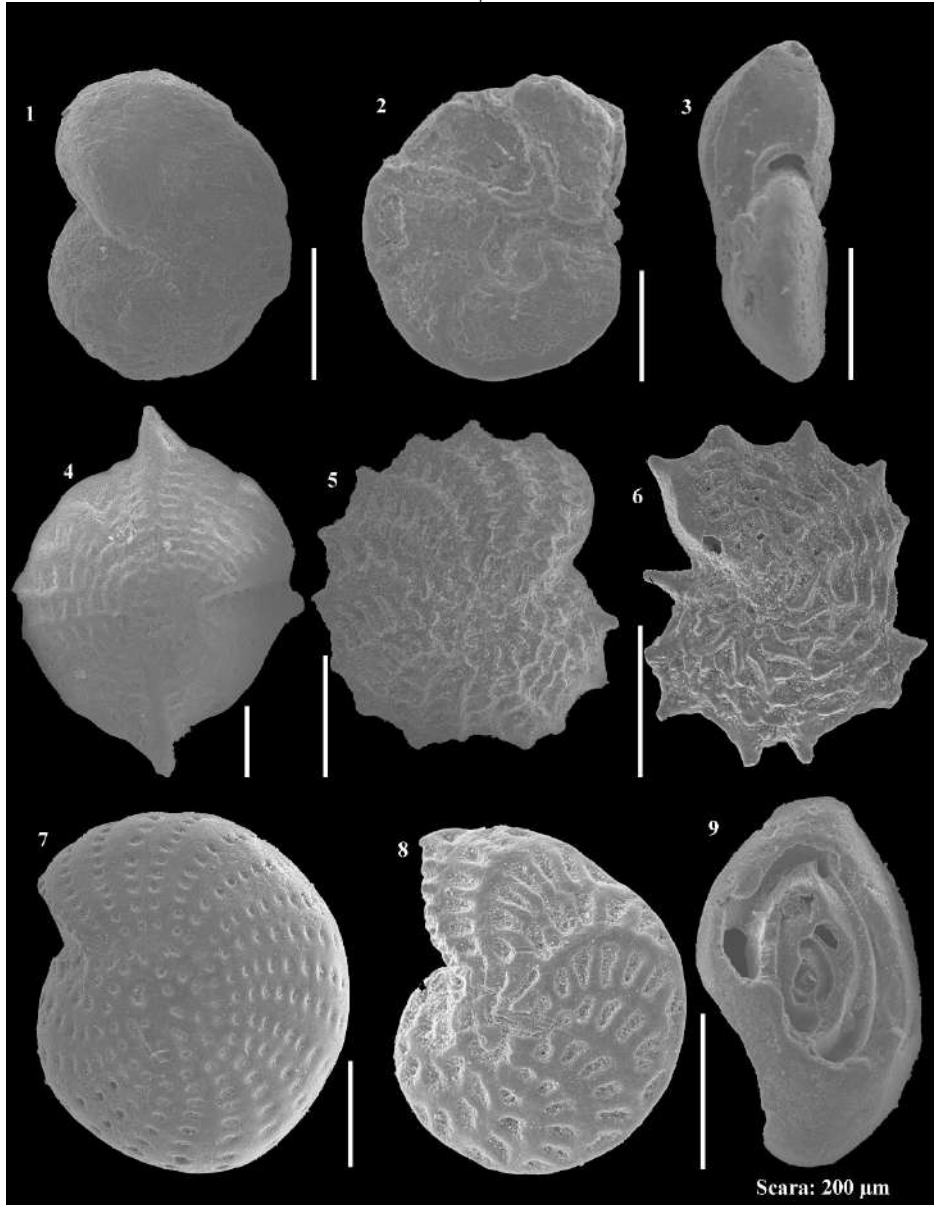
Fig. 12 – Coastă de peşte; P 205

Fig. 13 - 17 – dinţi de peşti; P 204.

Planşa 1



Planşa 2



Planşa 3

