

UNIVERSITATEA "BABEȘ-BOLYAI" CLUJ NAPOCA
FACULTATEA DE BIOLOGIE ȘI GEOLOGIE
DEPARTAMENTUL DE GEOLOGIE

DEPOZITELE JURASICULUI SUPERIOR-CRETACICULUI INFERIOR DIN
PARTEA NORDICĂ A MUNȚILOR PĂDUREA CRAIULUI (APUSENII DE NORD):
FACIESURI ȘI BIOSTRATIGRAFIE

-Rezumat teză de doctorat-

Doctorand
Călin Bruchental

Coducător științific
Prof. dr. Ioan Bucur

CLUJ NAPOCA 2014

CUPRINS

Introducere.....	1
1. Istoricul cercetărilor.....	3
2. Cadrul geologic.....	11
3. Materiale și metode.....	26
4. Analiza profilelor.....	29
4.1 Zona Vadu Crișului.....	29
4.1.1 Profilul Birtin.....	29
4.1.2 Calcarele din lentilele de bauxită.....	38
4.1.3 Formațiunea de Cornet din zona Vadu Crișului.....	42
4.1.4 Cretacicul inferior din sectorul de chei.....	44
4.2 Zona Aștileu-Subpiatră.....	75
4.2.1 Profilul Șerbota.....	75
4.2.2 Profilul Peștera.....	81
4.2.3 Profilul din Dealul Glimeii.....	91
4.2.4 Profilul Valea Lupului.....	101
5. Evoluția sedimentară a zonei studiate.....	109
Concluzii.....	113
Referințe bibliografice.....	117
Anexa 1.....	131
Anexa 2.....	132

Cuvinte cheie: Juristic superior, Cretacic inferior, microfacies, microfosile, Pădurea Craiului

INTRODUCERE

Scopul acestei teze de doctorat este studiul depozitelor Juristicului superior-Cretacicului inferior din partea nordică a Pădurii Craiului. Analizele de facies și cele biostratigrafice au reprezentat partea principală a acestei teze. Acestea au permis stabilirea mediului depozitional, scurte considerații diagenetice ori unde a fost posibil evidențierea schimbărilor de nivel marin.

Masivul Pădurea Craiului aparține de Munții Apuseni. Este localizat în nord-vestul acestora (Fig. 1) între văile Crișului Repede în nord și a Crișului Negru în sud fiind separați de Munții Vlădeasa și Bihor la est și sud-est prin văile Iada și Meziad (Pop, 2000).

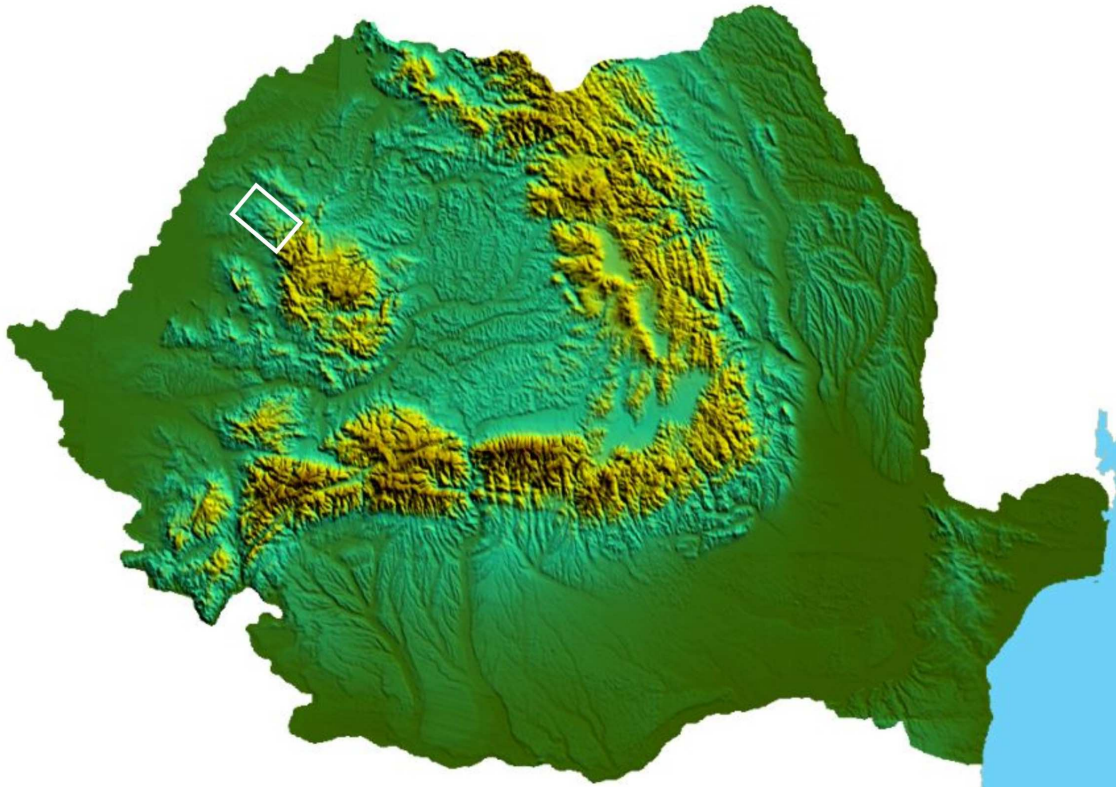


Fig. 1 Localizarea Munților Pădurea Craiului pe teritoriul României

Munții Pădurea Craiului au un aspect general de platou suspendat (de aici și denumirea de masiv) intens carstificat, cu înalțimi ce scad dinspre est (1027 metri în Vârful Hodringușa) spre vest (623 metri în Dealul Osoiu, 525 metri în Dealul Poiana). Forme medii și largi ale reliefului carstic sunt reprezentate de doline, văi carstice și platouri, insurgențe, resurgențe, peșteri și caverne, terase de travertin.

Datorită localizării aflorimentelor în zona studiată am împărțit aceasta zona în două: Vadu Crișului și Aștileu-Subpiatră.

1. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele cercetări geologice în Pădurea Craiului au fost efectuate în secolul al XIX-lea. Rezultatul acestor cercetări a fost separarea în linii generale a depozitelor Mezozoicului și Neogenului și de asemenea cartarea anumitor părți ale Pădurii Craiului.

Palfy (1916) ajunge la concluzia că Munții Bihor și Pădurea Craiului au cuverturi sedimentare mezozoice asemănătoare. El este primul care recunoaște faciesul de Codru șariat peste "Autohtonul" de Bihor în partea sud-vestică a Pădurii Craiului. Vârsta presupusă a șariajului este Cretacic mijlocie.

Disconformitatea dintre calcarele Jurassicului superior și cele ale Cretacicului inferior este recunoscută de Rozlosnik (1917), care precizează că bauxitele s-au acumulat în zonele joase ale Jurassicului superior.

Diferențele de facies dintre partea nordică și sudică a Pădurii Craiului a depozitelor Jurassicului superior-Cretacicului inferior au fost recunoscute de Fisch (1924).

Primele studii de analize de microfacies și a conținutul micropaleontologic le face Dragastan (1966, 1967).

Patruius în Ianovici et al. (1976) folosește denumiri formale pentru depozitele Jurassicului superior și anume Formațiunea de Vad (pentru Calcarul de Vad), Formațiunea de Farcu-Cornet cu trei membri (de Farcu, Cornet și Aștileu), Formațiunea de Albioara (pentru Calcarul de Albioara). În ceea ce privește depozitele Cretacicului inferior acestea sunt împărțite în următorii termeni: (1) bauxite, (2) calcarul cu caracee, (3) calcarul cu gastropode (toți acești membri reprezintă în parte Neocomianul), (4) calcarele inferioare cu pahiodonte (Baremanian-Aptian inferior), (5) stratele de Ecleja (Aptian), (6) calcarele mijlocii cu pahiodonte (Aptian), (7) complexul gresiilor glauconitice și a calcarelor superioare cu pahiodonte (Aptian-Albian), (8) Formațiunea detritică roșie (Cenomanian-Turonian mediu).

Jurcsak și Popa (1978) descriu pentru prima dată resturi de dinozauri din Pădurea Craiului.

Patruius et al. (1982) descriu breicii cu elemente de calcare Jurasice și Cretacice pe care le numesc "Brecia de Gugu".

Dragastan et al. (1988, 1989) integrează primii patru termeni ai Cretacicului inferior separați de Patrulius în Ianovici et al. (1976) în Formațiunea de Blid.

Bucur (1981-2012) studiază intens aceasta zonă și identifică o serie de microfosile care sunt menționate pentru prima dată din Pădurea Craiului. De asemenea descrie câteva alge noi din depozitele Jurasicului superior-Cretacicului inferior din Pădurea Craiului.

Cociuba (1999, 2000) descrie mai detaliat depozitele Jurasicului superior-Cretacicului inferior. În aceste lucrări el separă Formațiunea de Albioara în doi membri (Membrul de Secătura și Membrul de Valea Cuților). Pentru Cretacicul inferior folosește denumiri formale pentru unitățile litostratigrafice separate anterior.

2. CADRUL GEOLOGIC

Pădurea Craiului aparține din punct de vedere geologic la Apusenii de Nord (Fig. 2). Apusenii de Nord sunt compuși din Unitatea de Bihor peste care stau două sisteme de pânze de șariaj: sistemul pânzelor de Codru și sistemul pânzelor de Biharia. Unitatea de Bihor aflurează aproape pe toată suprafața Pădurii Craiului cu excepția părții sud-vestice. Cuvertura sedimentară include depozite Permieni, Triasice Jurasice și Cretacice. Depozitele **Jurasicului superior** sunt alcătuite practic din următoarele formațiuni: de Vad, de Cornet și Albioara.

Formațiunea de Vad (Oxfordian-Tithonian bazal) are grosimi mai mari în partea nordică a Pădurii Craiului și este caracterizată de faciesuri monotone, pelmicritice sau pelsparitice cu frecvente accidente silicioase.

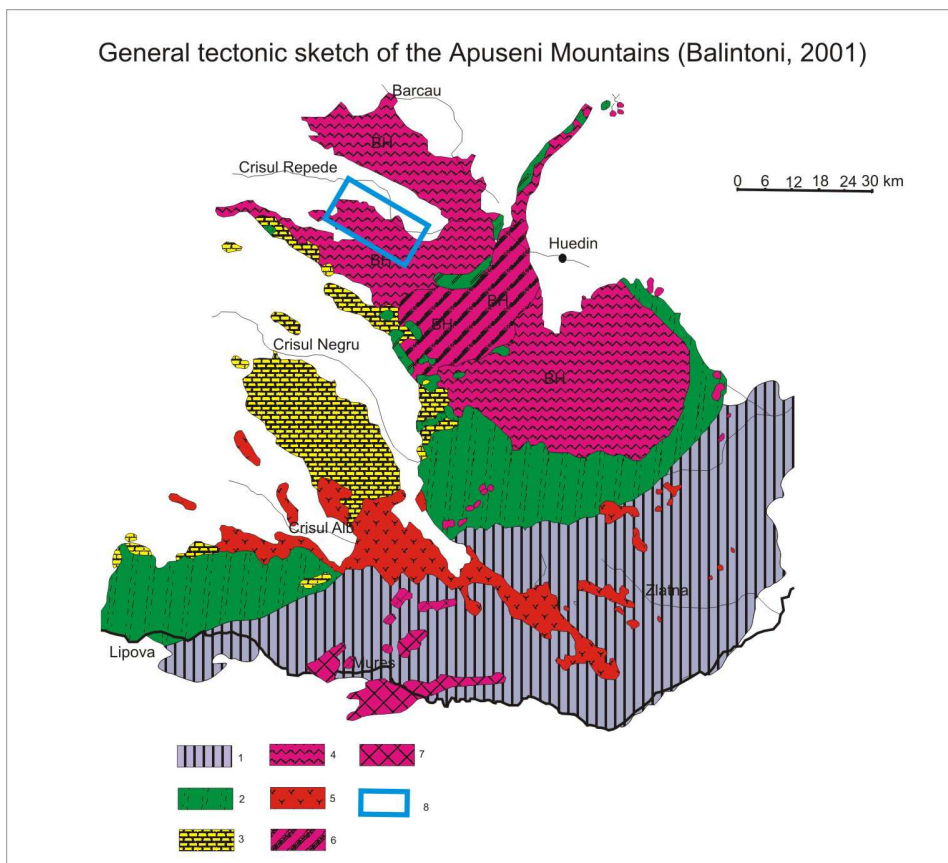


Fig. 2 Structura tectonică a Apusenilor de Nord, redesenată după Balintoni (2001).

Formațiunea de Cornet (Oxfordian terminal- Tithonian mediu) este diacronă și include calcarul de Cornet, calcarul de Aștileu și calcarul de Farcu. Calcarul de Aștileu a fost ridicat la rang de formațiune de Cociuba (1999, 2000) dar menținerea lui ca formațiune nu este justificată după alți cercetători (Bucur et al. 2010). Formațiunea de Cornet este alcătuită în general din faciesuri bioclastice, uneori cu bioconstrucții coraligene. Săsăran et al. (2008) a distins două sisteme depoziționale în aria Cornet: sistemul de margine de shelf cu bioconstrucții și bancuri bioclastice și sistemul marin deschis cu bioconstrucții izolate.

Formațiunea de Albioara (Kimmeridgian- Tithonian mediu) a fost separată de Cociuba (1999, 2000) în doi membri: de Secătura și de Valea Cușilor. **Membrul de Secătura** este compus din calcare cenușii fenestrale, uneori prezentând laminație, rareori microsparitic cu oncolite. **Membrul de Valea Cușilor** este compus din calcare micritice sau microsparitice cu oncoide de cianobacterii de dimensiuni milimetrice până la centimetrice.

Cretacicul inferior

Formațiunea de Blid (Dragastan et al. 1986, 1988) cuprinde doi membri (Cociuba 1999, 2000): Dobrești și de Copeneni. **Membrul de Dobrești** (Valanginian-Hauterivian) are în bază roci bauxitice și este compus din calcare cenușii închise spre negricioase ce alcatuiau înainte "calcarele cu caracee și gastropode". **Membrul de Copeneni** (Hauterivian superior-Apțian inferior) purta denumirea de "calcarele inferioare cu pahiodonte" în trecut. Conține în partea inferioară *Paracoskinolina? jourdanensis* iar în partea superioară *Preaorbitolina cormyi* (Bruchental et al. 2014).

Formațiunea de Ecleja (Patrulius în Ianovici et al. 1976) este o formațiune marnoasă de vârstă Apțian inferioară. Cuprinde doi membri: Brecia de Gugu și Membrul de Valea Bobdei. Brecia de Gugu are o poziție incertă. Era considerată în trecut ca fiind la baza marnelor de Ecleja dar este foarte probabil la baza Formațiunii de Vârciorog (Bucur et al. 2012, Fig. 3). Membrul de Valea Bobdei este o intercalație calcaroasă ce conține *Palorbitolina lenticularis*.

Formațiunea de Valea Măgurii (Cociuba 1999, 2000) se mai numea în trecut "calcarele medii cu pahiodonte". Se termină cu o discontinuitate în baza Formațiunii de Vârciorog.

Conține *Palorbitolina lenticularis* dar vârsta acestor calcare este foarte probabil Bedoulian superioară.

Formațiunea de Vârciorog (Cociuba 1999, 2000) corespunde cu "complexul gresiilor glauconitice și a calcarelor superioare cu pahiodonte". Intercalațiile calcaroase din zona Vârciorog sunt subțiri 15-20 metri și conțin *Mesorbitolina texana* (Apțian superior-Albian). Ele au aspect de curgeri gravitaționale. În cariera de la Subpiatră aceste calcare au grosimi mult mai mari și sunt în loc.

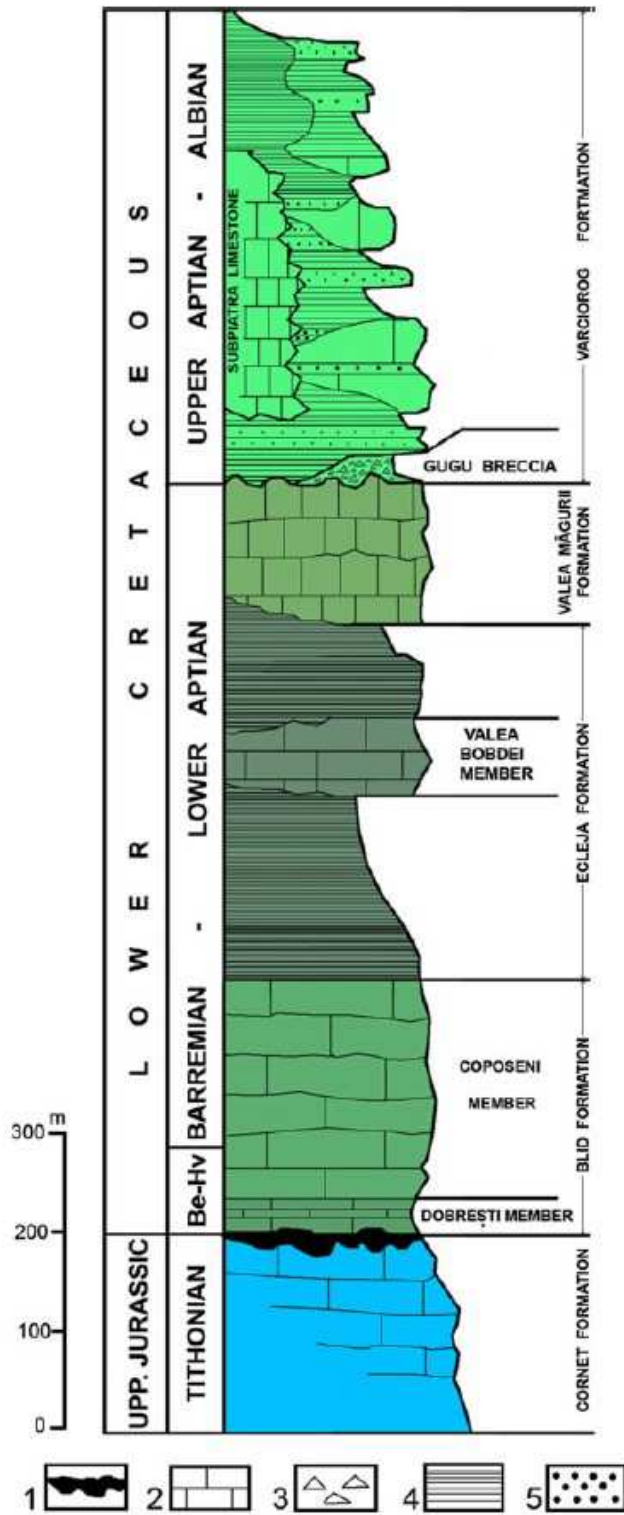


Fig. 3 Succesiunea Cretacicului inferior după Bucur et al. (2012). 1 bauxite, 2 calcare, 3 breccii, 4 marne, 5 conglomerate.

3. MATERIALE ȘI METODE

Realizarea acestui studiu a implicat nenumarate ieșiri pe teren pentru cartarea zonele de interes. Au fost colecționate multe eșantioane dintre care mai mult de 800 au fost folosite pentru lucrarea de față. Unde a fost posibil s-au ridicat profile. Toate profilele au fost descrise în teren incluzând litologia, grosimea stratelor, relația geometrică dintre ele, structurile sedimentare și faciesul. Probele au fost prelevate cu ajutorul unei lupe cu mărire de zece ori. Din aceste probe s-au realizat secțiuni subțiri și ocazional secțiuni lustruite. Unde a fost necesar, mai multe secțiuni au fost făcute din aceeași probă, cum a fost cazul cu ceea ce credem a fi o nouă specie de *Triploporella*, sau unde aparatul embrionar al orbitolinidelor nu a fost tăiat corespunzător pentru a putea fi identificate (secțiuni axiale). Analizele de microfacies s-au realizat cu ajutorul microscopului. Microfaciesurile au fost descrise folosind clasificarea lui Dunham (1962, Fig. 4) și extinsă de Embry și Klovan (1971).

Depositional texture recognizable					Depositional texture not recognizable
Original components not bound together during deposition				Original components organically bound during deposition	
Carbonate mud present			Mud is absent and the rock is grain supported		
Mud supported		Grain supported			
Less than 10% grains	More than 10% grains				
Mudstone	Wackestone				Packstone
					(Subdivisions based on texture or diagenesis)

Fig. 4 Clasificarea rocilor carbonatice dupa Dunham (1962).

4. ANALIZA PROFILELOR

4.1 Zona Vadu Crișului

Depozitele Jurasicului superior-Cretacicului inferior află pe suprafețe mari în zona Vadu Crișului. Depozitele Jurasicului superior deși sunt mai extinse, rareori prezintă zone unde se pot ridica profile. Depozitele Cretacicului inferior află de-a lungul sectorului de chei dintre localitățile Vadu Crișului și Șuncuiuș.

Am ridicat un total de șase profile din zona Vadu Crișului dar unele dintre ele sunt foarte scurte cum este cazul lentilelor de bauxită. De asemenea zona a fost cartată la scara de 1:10 000 (Fig. 5).

4.1.1 Profilul din Dealul Birtin

Profilul începe din baza dealului și apoi urcă pe un mic torent, trece de Peștera Birtin și se oprește undeva la 35 metri deasupra drumului ce leagă localitatea Vadu Crișului de Birtin. Coordonatele GPS pentru partea superioară sunt N 46°58'49.5"; E 22°29'11.4". Lungimea profilului este în jur de 94 metri. Intervalul de probare pentru analizele de facies cu ajutorul microscopului a fost în jur de 3 metri, dar numeroase alte probe au fost analizate cu ajutorul lupei în teren. Calcările din acest profil au aspect cenușiu închis cu numeroase accidente silicioase, fie sub forme nodulare sau lenticulare.

Microfaciesuri întâlnite în calcările din profilul din Dealul Birtin

Microfaciesal aceste calcări sunt formate aproape exclusiv din (1) packstone peloidal/grainstone fin peloidal, uneori ușor laminat. Bioclastele sunt slab reprezentate fiind constituite din resturi de echinoderme (spini și plăcuțe, resturi de crinoidee, Saccocoma), resturi de lamelibranhiate, ostracode, rari radiolari, rari spiculi de spongieri, rare brizoare, tuburi de viermi, foraminiferul pelagic *Lenticulina* sp. și foarte rare miliolide. (2) Mudstone/wackestone cu resturi de echinoderme se găsește ca mici intercalații în interiorul primului facies. (3) Grainstone bioclastic apare ca o intercalație la partea superioară a profilului. Clăstele sunt reprezentate de ooide, peloide, intraclaste și bioclaste. Bioclastele sunt formate din alge dasicladale, foraminifere bentonice, resturi de echinoderme, spongieri, *Crescantiella* sp., *Lithocodium* sp., structuri de tip bacinellid.

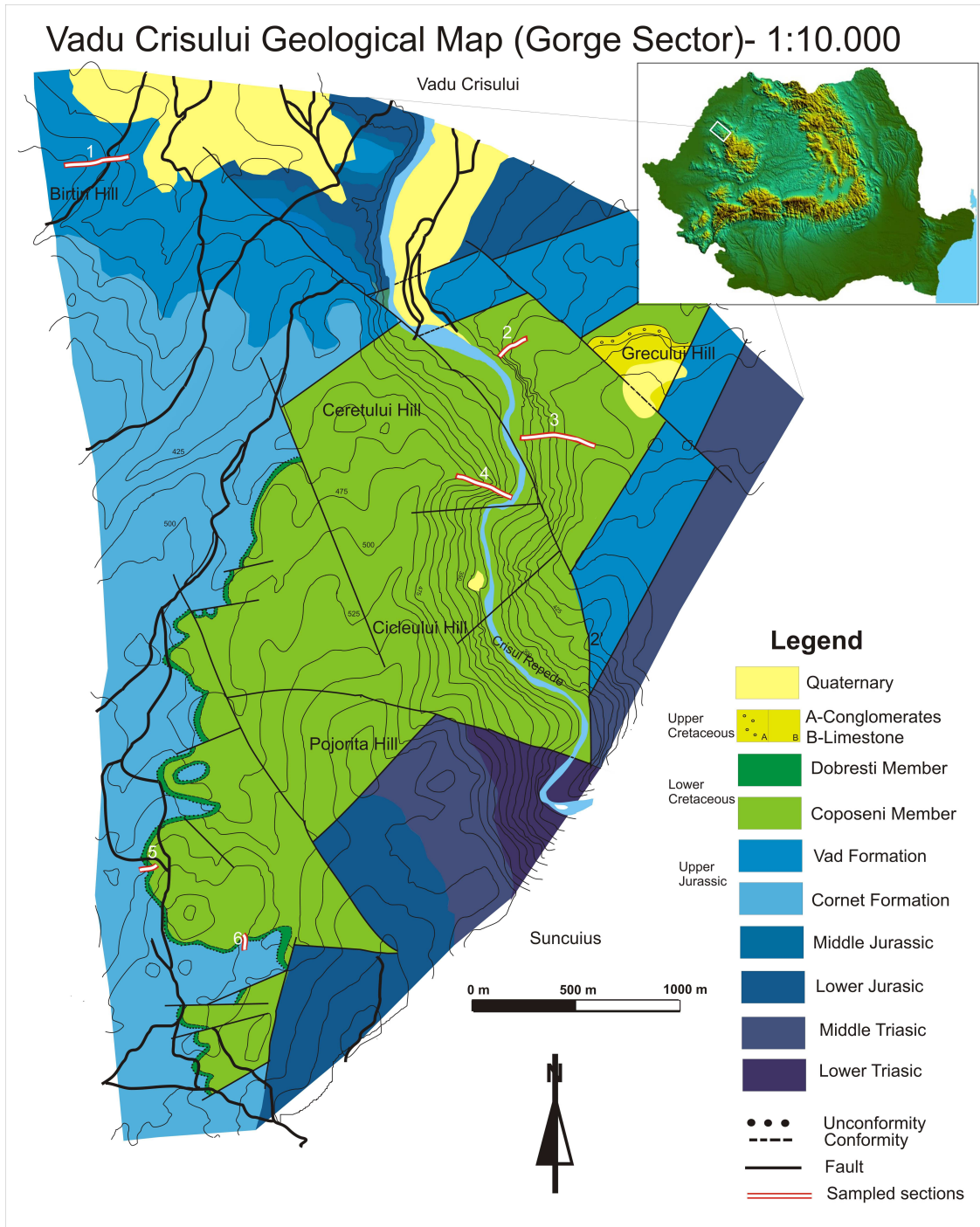


Fig. 5 Harta geologică din zona Vadu Crişului şi localizarea profilelor: **1** Profilul din Dealul Birtin, **2** Profilul Intrare Defileu, **3** Profilul Canton CFR, **4** Profilul Tunel CFR, **5** Profil dintr-o lentilă de bauxită prăbuşită, **6** Profil din a doua lentilă de bauxită.

Conținutul micropaleontologic și vârsta calcarelor

Aceste depozite sunt sărace în alge calcaroase sau foraminifere cu excepția intercalației bioclastice de la partea superioară. Din această intercalație am determinat alge verzi: *Salpingoporella pygmaea* (Gümbel), *Petrascula bursiformis* Pia sau foraminifere: *Everticyclammina* sp., *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Protopleneroplis striata* Weynschenk, *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Charentia evoluta* Gorbachik. Dintre aceste specii *Labyrinthina mirabilis* (Oxfordian terminal-Tithonian bazal) are o importanță mai mare pentru determinarea vârstei depozitelor. Totuși cel mai probabil vârsta superioară a acestora este Kimmeridgian.

Observații

Pentru aproape întregul profil, mediul depozițional a fost caracterizat de hidrodinamică scăzută cu depozite acumulate în apropiere de baza valurilor normale sau sub aceasta, dar sub influența valurilor de furtună. Panta trebuie să fi avut înclinări foarte mici, pentru că nu s-au observat structuri de alunecare sau depozite turbite. Ooidele superficiale și abundența cimentului sparitic sunt dovada unui mediu depozițional nu foarte adânc. În partea terminală a profilului apar intercalații de bancuri bioclastice formate în ape cu energie relativ ridicată. Foraminiferul *Protopleneroplis* este tipic pentru mediul depozițional al pantei superioare (Flügel, 2004). Accidentele silicioase probabil că provin din diagenезa spiculilor de spongieri și posibil a radiolarilor.

4.1.2 Calcarele din lentilele de bauxită

Aceste lentile de bauxită sunt localizate în partea de sud-vest a localității Vadu Crișului, sud-vest de Dealul Pojorâta. Cele două profile din lentile de bauxită vor fi analizate împreună deoarece faciesurile sunt similare. Coordonatele GPS pentru lentila mai mare sunt N 46°56'593"; E 22°29'271".

Microfaciesul calcarelor

(1) Packstone/grainstone bioclastic peloidal. Bioclastele sunt formate din resturi de echinoderme, foraminifere, alge dasicladale (*Clypeina sulcata*, *Salpingoporella pygmaea*) și briozoare. Bioclastele sunt în general rupte, uneori cu margini micritizate. Aceste probe au fost prelevate de sub bauxită și aparțin Formațiunii de Cornet.

(2) Wackestone cu characee. Acest microfacies este de departe cel mai comun și este tipic pentru Membrul de Dobrești. Cel mai adesea characeele sunt reprezentate de fragmente ale

talului. Acest fapt este un argument pentru acumularea lor în loc. Alte microfosile sunt reprezentate de ostracode, mici gastropode și uneori de foraminifere de foarte mici dimensiuni adaptate mediului dulcicol sau salmastru. Spre partea superioară apar ocazional și fragmente de dasicladale (*Salpingoporella katzeri*). Profilul se încheie cu (3) wackestone cu foraminifere (miliolide) și rare characee.

Observații

Deasupra bauxitei, mediile depozitionale erau dulcicole la început, apoi trec treptat la medii salmastre și în final la medii normal marine. Aceste schimbări ale salinității mediului depozitional sunt specifice Membrului de Dobrești. Stilolitele sau alte trăsături ale dizolvării sub presiune sunt abundente.

4.1.3 Formațiunea de Cornet din zona Vadu Crișului

Câteva probe au fost colectate din partea de vest și sud-vest a zonei Vadu Crișului în primul rând pentru alcătuirea hărții geologice. Microfaciesurile sunt reprezentate de (1) packstone/grainstone bioclastic-intraclastic cu alge dasicladale (*Clypeina sulcata*, *Salpingoporella pygma*), *Crescentiella moronensis*, resturi de echinoderme (în principal crinoidee), foraminifere, *Thalamopora lusitanica*, spiculi de spongieri, brahiopode și (2) packstone/grainstone peloidal cu resturi de crinoidee, fragmente de bivalve și *Crescentiella moronensis*. Aceste depozite formau cel mai probabil bancuri bioclastice externe.

4.1.4 Calcarele Cretacicului inferior din zona sectorului de chei

În zona sectorului de chei de-a lungul văii Crișului Repede au fost ridicate trei profile (Fig. 6). Acestea au fost denumite pentru o mai ușoară utilizare (1) Intrare Defileu, (2) Canton CFR, (3) Tunel CFR (lângă primul tunel CFR dinspre Vadu Crișului). Toate profilele sunt apropiate unul de altul, dar al treilea este dincolo de valea Crișului Repede și este separat de celelalte două probabil de o falie. Microfaciesurile și conținutul micropaleontologic al celor trei profile sunt foarte asemănătoare, motiv pentru care au fost analizate împreună. În scopuri cartografice dar și pentru a urmări continuitatea laterală a microfaciesurilor au fost colectate probe de-a lungul văii Crișului Repede la intervale de 10 metri. Aceste calcare au fost subiectul unui articol publicat recent de Bruchental et al. (2014), într-un studiu care este parte integrantă a acestei teze și în consecință aproape toate datele provin din acest articol.

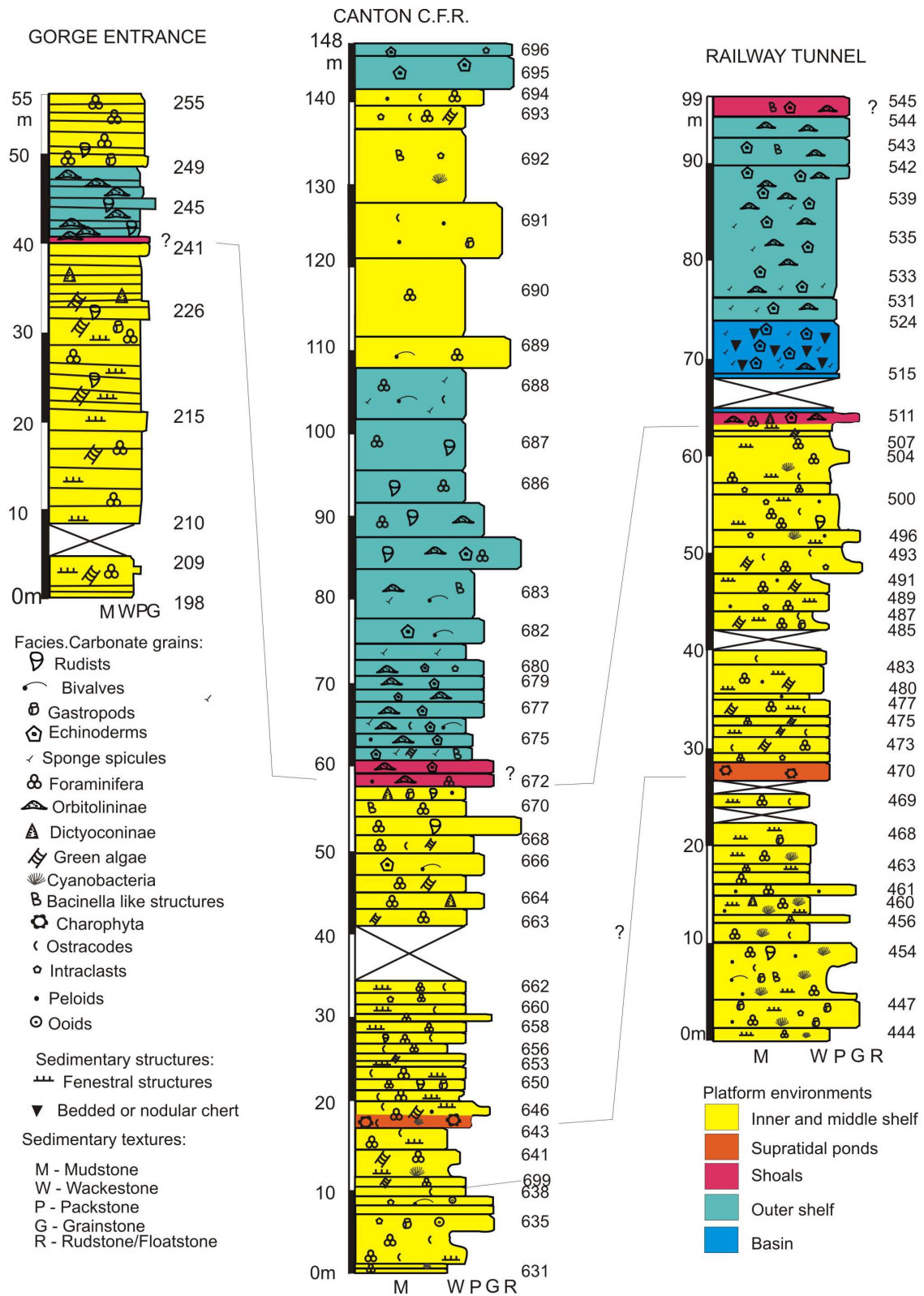


Fig. 6 Profilele din Cretacicul inferior din zona sectorului de chei

Conținutul micropaleontologic și vârsta depozitelor

Conținutul micropaleontologic identificat în toate cele trei profile ale Cretacului inferior este foarte bogat și include atât alge cât și foraminifere (Fig. 7). Foraminiferele identificate sunt: *Paracoskinolina? jourdanensis* (Foury & Moullade), *Paracoskinolina maynci* (Chevalier), *Pfenderina globosa* Foury, *Nezazatinella* sp., *Bellorusiella* sp., *Vercorsella* sp., *Vercorsella camposauri* (Sartoni & Crescenti), *Vercorsella scarselai* (de Castro), *Nautiloculina* sp., *Pseudolituonella* sp., *Glomospira urgoniana* Arnaud-Vanneau, *Paleodictyoconus* sp., *Novalesia* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Orbitolinopsis buccifer* Arnaud-Vanneau & Thieuloy, *Neotrocholina* sp., *Neotrocholina fribourgensis* Guillame & Rechel, *Coscinophragma* sp., *Sabaudia minuta* (Hofker), *Sabaudia auruncensis* Chiocchini & Di Napoli Alliata, *Nautiloculina cretacea* Peybernes, *Derventina filipescui* Neagu, *Siphovalvulina* sp., *Charentia cuvillieri* Neumann.

Algele calcaroase (Fig. 8) sunt reprezentate de: *Salpingoporella* sp., *Clypeina* sp., *Salpingoporella* cf. *hasi* Conrad, Radoičić & Rey, *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Salpingoporella melitae* Radoičić, *Salpingoporella genevensis* (Conrad), *Salpingoporella urladanasi* Conrad, Peybernes & Radoičić, *Salpingoporella biokovenski* Sokač & Velić, *Salpingoporella heraldica* Sokač, *Cylindroporella ivanovici* (Sokač), *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić, *Falsolikanella danilovae* (Radoičić), “*Halimeda*” *misiki* Schlagintweit, Dragastan & Gawlick, *Juraella bifurcata* Bernier, *Thaumatoporella* sp., *Conradella bakalovae* Conrad & Peybernes, *Actinoporella podolica* (Alth).

Cianobacterii de tip *Rivularia* sunt frecvente în primele două părți ale profilelor, în timp ce *Lithocodium aggregatum* Elliot apare în faciesul cu *Palorbitolina lenticularis*. Structurile de tip bacinellid au fost ocazional observate în asociație cu *Lithocodium*. *Carpathocancer* sp. este abundent uneori în aceleași faciesuri cu *Palorbitolina lenticularis*.

Dintre speciile mai sus menționate indicatori de vârstă mai importanți sunt: *Paracoskinolina? jourdanensis*, *Pfenderina globosa* (Hauterivian superior-Bareman inferior, cu mențiunea că *P? jourdanensis* a fost identificată și în partea bazală a Baremanului superior de Clavel et al. 2010 și Granier et al. 2013). Aceste specii au fost identificate numai în baza profilului Tunel CFR și în câteva probe colectate de-a lungul văii Crișului Repede.

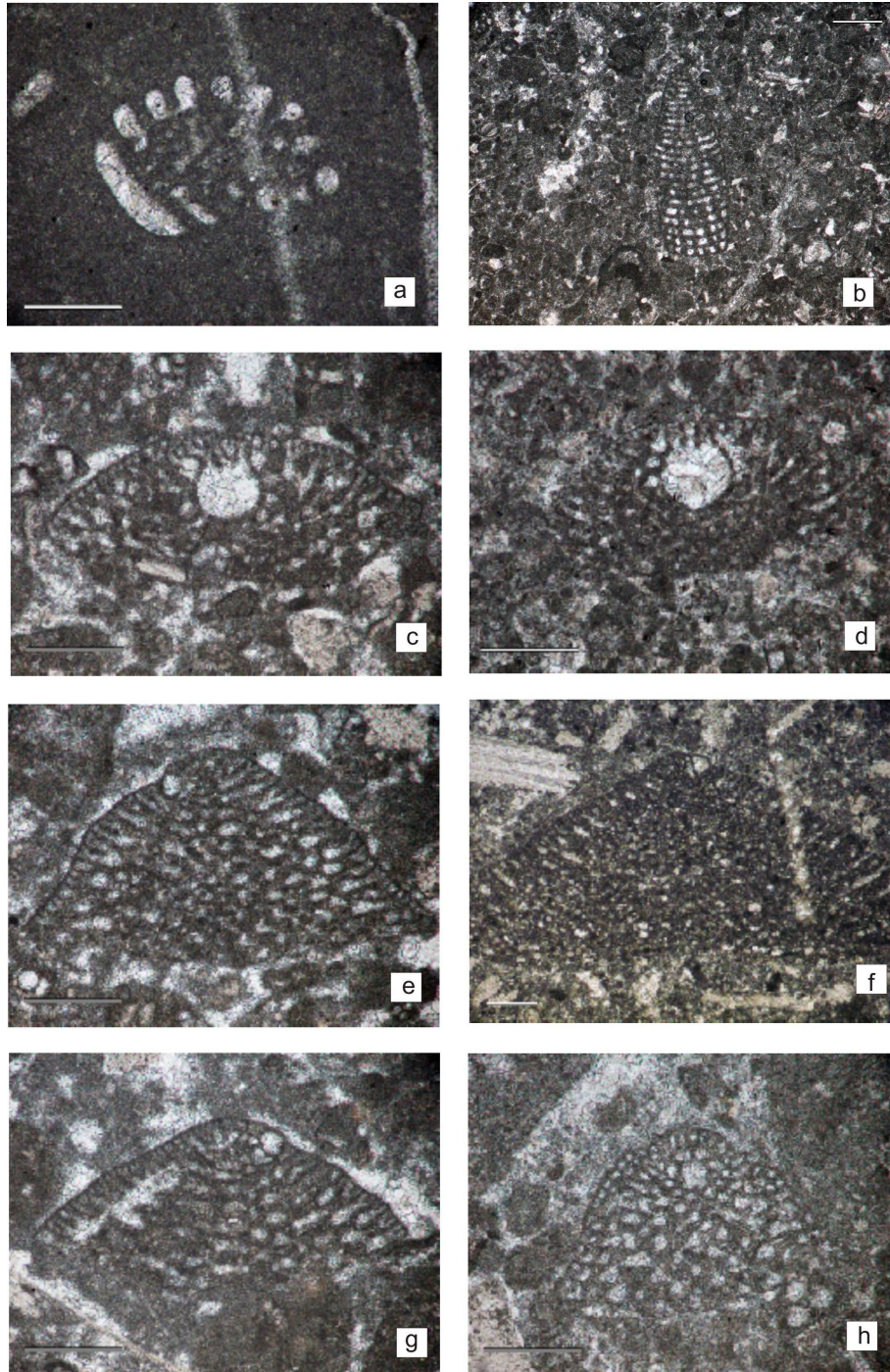


Fig. 7 Foraminifere **a** *Parakoskinolina? jourdanensis* proba 458. **b** *Parakoskinolina mayinci* proba 664. **c, d** *Palorbitolina lenticularis* proba 678, 536. **e - h** *Praeorbitolina cornyi* proba 678, 685, 678, 679. Bara reprezintă 0.25mm.

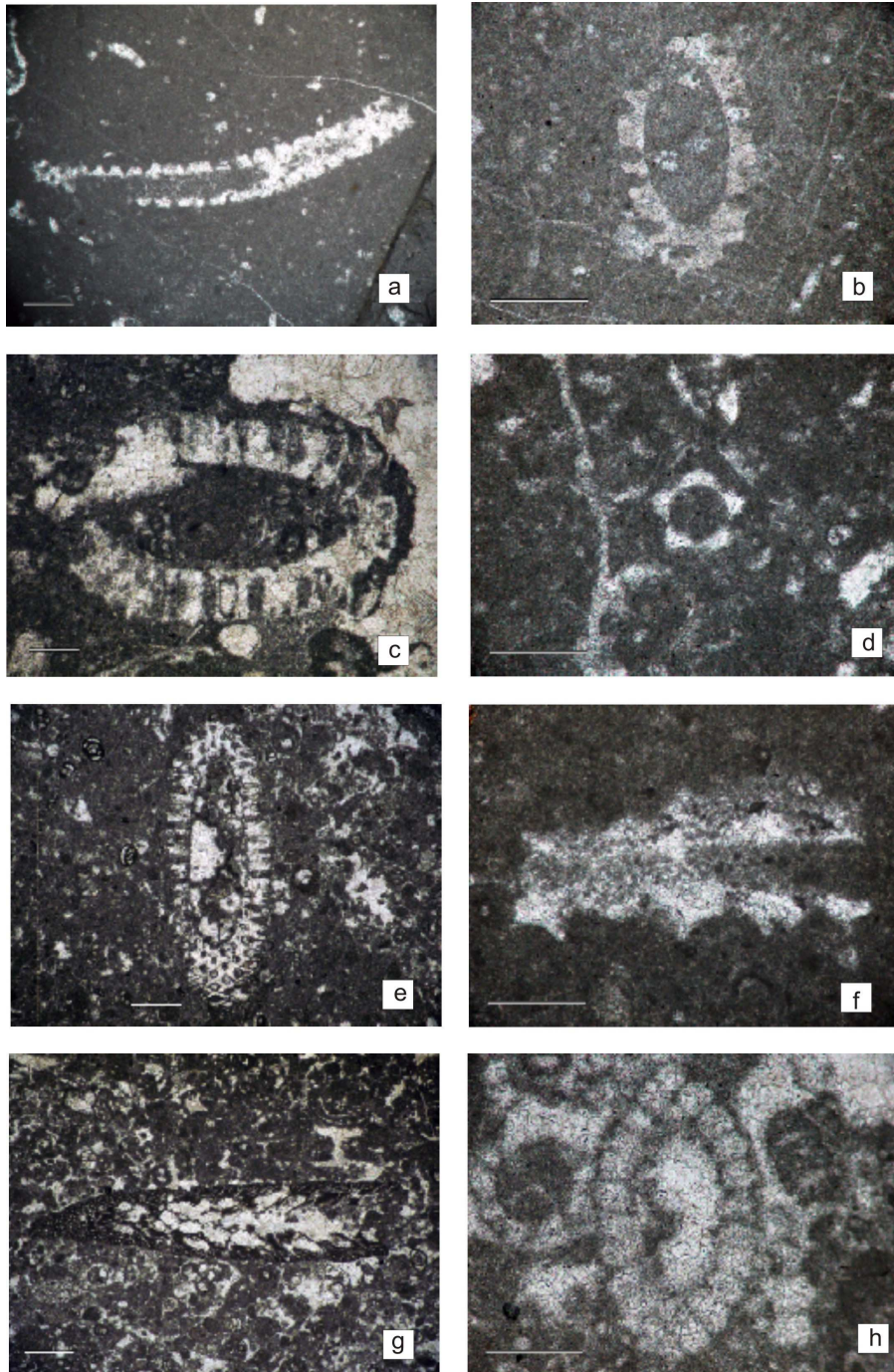


Fig. 8 Alge calcaroase **a** *Salpingoporella muehlbergii* proba 214. **b** *Salpingoporella urladanasi* proba 490. **c** *Salpingoporella genevensis* proba 667. **d** *Salpingoporella hasi* proba 208. **e** *Salpingoporella melitae* proba 477. **f** ?*Salpingoporella biokovenski* proba 224. **g** “*Halimeda*” *misiki* proba 504. **h** *Salpingoporella heraldica* proba 226. Bara reprezintă 0.25 mm (a-f, h); 0.50 mm (g).

Palorbitolina lenticularis (Bareman terminal-Bedoulian în această regiune) apare în partea superioară a tuturor profilelor cu excepția profilului Canton CFR care este cel mai lung, unde apare încă din partea mediană. Dragastan et al. (1988) consideră că Formațiunea de Blid se continuă și în Apțianul superior, dar fără argumente incontestabile, de aici și existența opiniilor diferite (Cociuba, 2000). Noi am identificat specia *Preaorbitolina cormyi* în partea mediană a profilului Canton CFR care are prima apariție în Apțianul inferior (Arnaud Vanneau et al. 1998, Schroeder et al. 2010). Această specie reprezintă un argument solid pentru a considera că partea superioară a Formațiunii de Blid, cel puțin din zona Vadu Crișului, se continuă în Apțianul inferior.

Microfaciesurile calcarelor Cretacicului inferior din sectorul de chei (Fig. 9, 10)

Au fost separate următoarele tipuri de microfaciesuri:

MFT 1. Mudstone/wackestone laminat sau nelaminat. Organismele prezente au o diversitate redusă fiind reprezentate de foraminifere (miliolide, textulariide și ocazional cuneolide), ostracode, gastropode și cianobacterii de tip *Rivularia*. Laminația când este prezentă poate fi de natură microbială. Adesea laminele mai fine corespund cu intercalații micritice în timp ce cele mai grosiere sunt formate din mici peloide sau ciment sparitic. Structurile de uscare au fost rar observate. Acest microfacies este destul de frecvent în prima parte a tuturor profilelor și ocazional în partea mediană. Deoarece aceste structuri fenestrale evidențiază expuneri subaerene de scurtă durată cavitățile au format adesea structuri geopetale cu silt vados (sensu Dunham 1969).

MFT 2. Packstone/grainstone intraclastic peloidal. Granulele sunt formate aproape în totalitate din peloide și micrite intraclastice sau cianobacterii micritizate. Majoritatea peloidelor sunt probabil intraclaste micritice foarte fine. Ele sunt moderat spre bine sortate și majoritatea dintre ele sunt moderat spre bine rotunjite. Cianobacterii de tip *Rivularia*, miliolide, textulariide, alge verzi, fragmente de rudiști și gastropode sunt prezente ocazional dar pot fi local importante. În câteva probe din profilul Intrare Defileu sunt prezente rare resturi de charofite. Structurile de tip keystone vugs apar adesea fiind ocazional umplute cu silt vados la partea inferioară. Acest microfacies adesea alternează cu mudstone/wackestone fenestral laminat, limita dintre ele fiind adesea o suprafață de discontinuitate care poate fi rezultatul eroziunii și/sau litificării parțiale. Granulele de deasupra discontinuității de obicei au anvelope micritice.

MFT 3. Wackestone cu charofite. Fragmentele algale sunt reprezentate de girogonite sau fragmente de talus. Fragmentele de talus sunt mici și adesea slab conservate. Uneori au fost observate structuri rotunde umplute cu calcit. Câteva crăpături circumgranulare sunt prezente în profilul Tunel CFR iar faciesul are un aspect pătat. El apare la sfârșitul primei părți a profilului Tunel CFR și în interiorul primei părți a profilului Canton CFR. Acest microfacies a mai fost identificat în câteva probe luate de-a lungul sectorului de chei. Aceasta înseamnă că are de asemenea o extensiune laterală importantă și că poate fi de ajutor în corelarea profilelor. Acest microfacies este asociat cu mici intercalații de calcare brecifiate și cu matrice argiloasă roșie.

MFT 4. Wackestone cu ostracode. Acest microfacies apare la mai multe nivele în prima și a doua parte a profilelor. Pe lângă ostracode, ocazional au mai fost observate rare foraminifere. Similar ultimelor două microfaciesuri, apar micrite pătate și uneori structuri umplute cu silt vados.

MFT 5. Wackestone cu alge verzi. Pe lângă alge sunt prezente mici foraminifere bentonice. Cele mai abundente alge verzi sunt reprezentate de dasicladale (*Salpingoporella* sp., *S. cf. hasi*, *S. muehlbergii*, *S. melitae*, *Clypeina* sp.) Acest microfacies este comun în partea mijlocie a profilului Intrare Defileu și Tunel CFR și în prima parte a profilului Canton CFR.

MFT 6. Packstone/ grainstone bioclastic. Bioclastele sunt reprezentate de (a) foraminifere bentonice, rare alge verzi și resturi de echinoderme. În alte cazuri (b) bioclastele sunt reprezentate de resturi de echinoderme, foraminifere (*Orbitolinopsis* sp., *Palorbitolina lenticularis*, textulariide și *Lenticulina* sp.), *Lithocodium* sp. (asociat uneori cu structuri de tip bacinellid) briozoare, corali și structuri microbiale. Aceste depozite au format probabil bancuri de energie ridicată.

MFT 7. Wackestone/ packstone cu orbitolinide și resturi de echinoderme. Sunt comune în partea mijlocie a profilului Canton CFR și în partea superioară a celorlalte profile. Organismele sunt puțin diversificate, pe lângă orbitolinide apar rar textulariide, spiculi de spongieri, *Carpathocancer* sp. și foraminiferul hemipelagic *Lenticulina* sp. Foraminiferele din grupul troholinidelor sunt abundente local în profilul Intrare Defileu și Canton CFR.

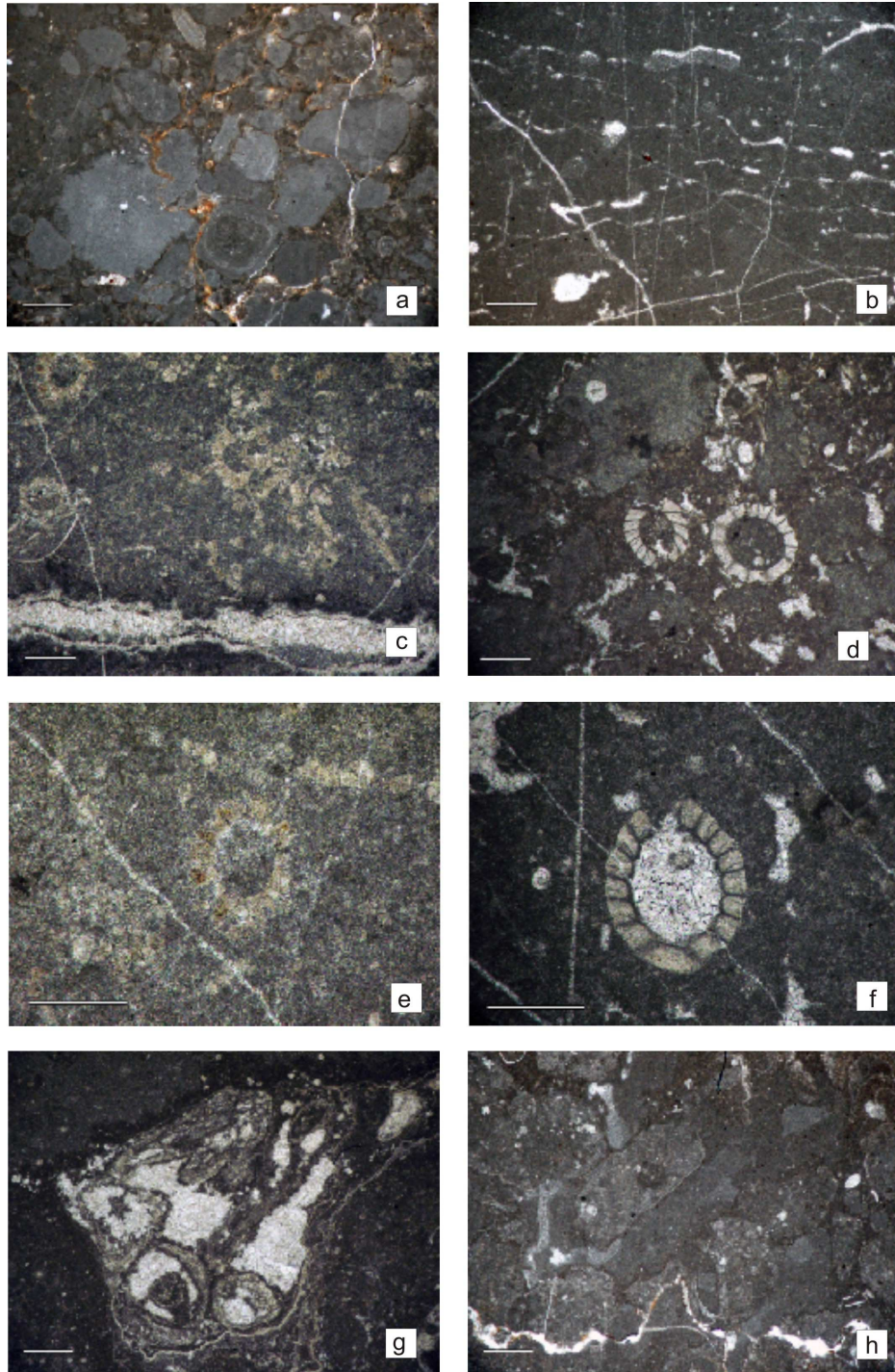


Fig. 9 Microfacies **a** Microbreccii cu oxizi de fier, proba 699; Crăpături de uscare, proba 225; **c, e** Wackestone cu *Microcodium* proba 493; **d, f** Wackestone fenestrat cu girogonite de charofite, proba 471, 470; **g, h** calcare probabil modificate pedogenetic proba 502; Bara reprezintă 0.5 mm (**a, b, d, g, h**); 0.25 mm (**c, e, f**).

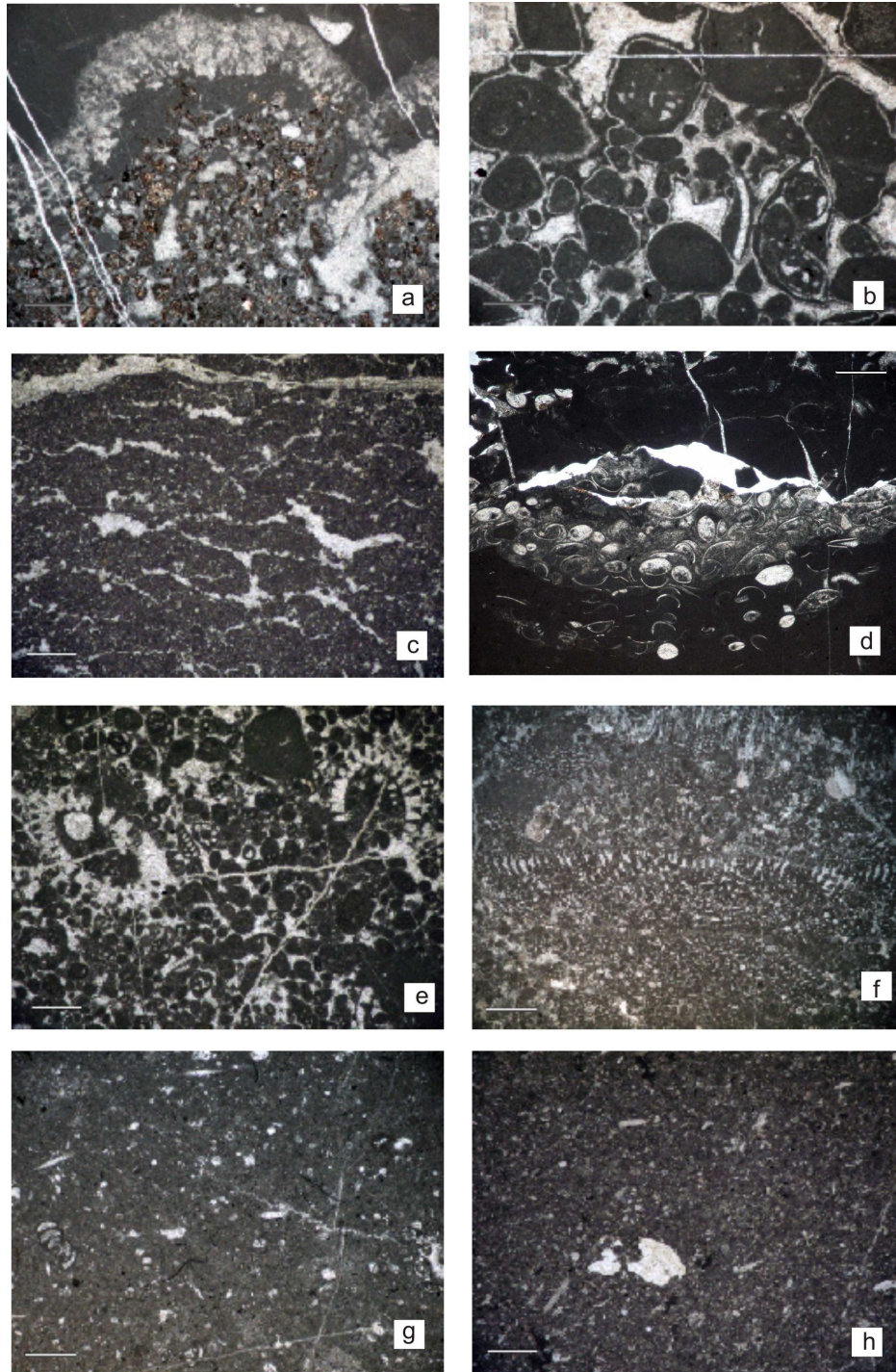


Fig. 10 Microfacies **a** Mudstone cu dolomitizări/feruginizări înconjurat de cruste microbiale p. 199; **b** grainstone peloidal intraclastic ("sediment de plajă") p 202; **c** mudstone fenestrat laminitic/bindstone microbial p 500; **d** acumulări de ostracode într-un wackestone fenestrat p. 199; **e** grainstone peloidal bioclastic p. 492; **f** wackestone/packstone cu *Palorbitolina* p. 679; **g** wackestone cu spiculi de spongieri p. 688; wackestone abundant în spiculi de spongieri și fragmente de echinoderme p. 517. Bara reprezintă 0.5 mm.

MFT 8. Wackestone/packstone cu spiculi de spongieri. Fragmentele de echinoderme sunt local abundente. Acest microfacies apare doar în a treia parte a profilului Tunel CFR. În teren, aceste depozite acoperă 2-3 metri de depozite formate din grohotiș. Accidentele silicioase apar frecvent asociate acestui facies. Acestea sunt întâlnite atât sub formă nodulară cât și sub formă lenticulară.

Considerații diagenetice

Sedimentele studiate sunt afectate de procesele diagenetice marine timpurii și meteorice. O distincție clară între ele este dificil de făcut. Diageneza marină este reprezentată de anvelope micritice în jurul granulelor și granule micritizate. Ocazional apar franjuri subțiri de ciment fibros care înconjoară granulele. Cimentul microcristalin apare local umplând centrul golurilor. Incrustațiile pe fragmentele de rudiști sunt comune.

Diageneza vadoasă este reprezentată de ciment izopac în jurul granulelor sau ciment de menisc. Restul porilor sunt umpluți cu calcit granular. Siltul vados se găsește uneori în interiorul structurilor de dizolvare din depozitele subtidale (wackestone bogat în dasicladale și foraminifere bentonice). Partea superioară a acestor cavități este umplută de ciment sparitic.

Uneori apar procese de dolomitizare/ feruginizare suprainpuse pe wackestone cu ostracode. Dolomitul poate avea două origini: dolomit timpuriu peritidal și dolomit diagenetic.

Intercalații subțiri de calcare brecifiate și cu matrice argiloasă roșie sunt prezente la mai multe nivele în prima parte a profilelor. Ele sunt asociate cu wackestone cu charofite când acestea din urmă sunt prezente. În partea mijlocie a profilului Tunel CFR formată din depozite peritidale, procesele diagenetice au condus la formarea de paleosoluri incipiente. *Microcodium* (Fig. 11) a fost recunoscut cu certitudine într-o probă. *Microcodium* reprezintă probabil rezultatul calcifierii intracelulare din interiorul rădăcinilor (Wright et al., 1988, Alonso-Zarza, 2003, Flügel, 2004). Au fost observate de asemenea cavități umplute cu sparit și înconjugate de lamine cu grosimi neregulate. Acestea au probabil origine pedogenetică posibil legat de activitatea rădăcinilor (Tucker, 2003) și au fost observate la mai multe nivele. În profilul Tunel CFR siliciul din accidentele silicioase a provenit probabil din diageneza spiculilor de spongieri.

Ocazional au fost observate argumente pentru diageneza de îngropare. Stilolite și alte structuri ale dizolvării sub presiune sunt prezente dar nu abundente. În cazuri mai rare granulele au fost rupte și distorsionate datorită compactării gravitaționale.

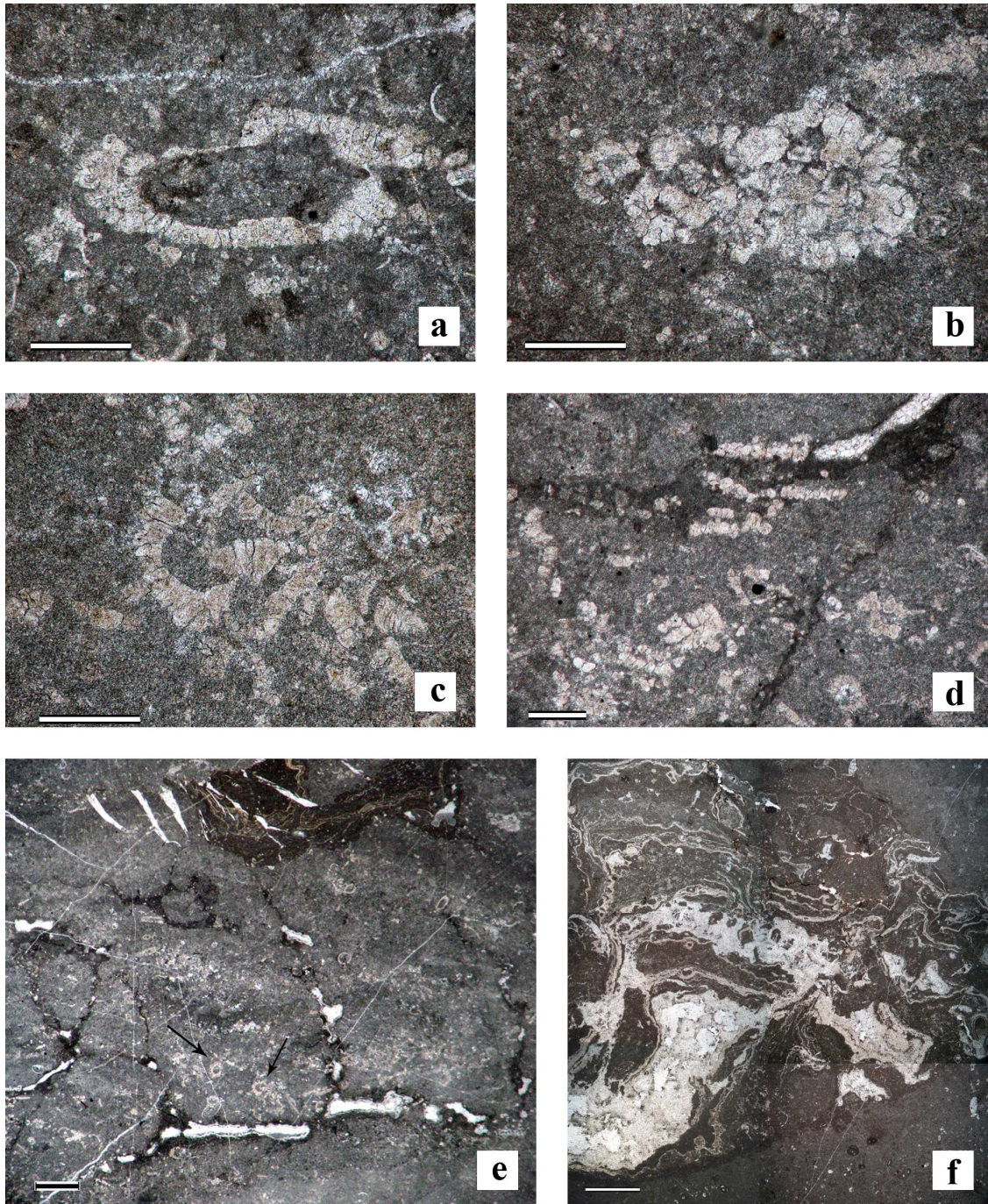


Fig. 11 a-d Agregate de *Microcodium* p. 493; **e, f** Crăpături rezultate probabil în urma activității rădăcinilor. Bara reprezintă 0.25 mm (**a-d**); 0.5 mm (**e, f**).

Mediul depozițional (Fig. 12)

Depozitele Cretacicului inferior de la Vadu Crișului pot fi asociate șelfului intern, median și extern. Depozitele șelfului intern sunt reprezentate de mudstone/wackestone fenestral laminat (MFT 1), packstone/grainstone peloidal intraclastic (MFT 2), wackestone cu charofite (MFT 3), wackestone cu ostracode (MFT 4) și ocazional wackestone cu alge verzi (MFT 5). Depozitele fenestrare care sunt adesea fin laminate au format câmpii tidale extinse. Resturile de charofite sunt un argument pentru bălțile supratidale și lacuri marginal marine. Acestea sunt asociate cu breccii calcaroase cu liant roșu sugerând expunerea intermitentă a platformei interioare. Mai mult decât atât, în profilul Tunel CFR este prezent *Microcodium* și alte trăsături specifice paleosolurilor la mai multe nivele. Depozitele de șelf intern sunt dominante în primele două părți ale profilelor Intrare Defileu și Tunel CFR dar numai în prima parte a profilului Canton CFR. Depozitele șelfului median sunt slab reprezentate și dificil de separat de cele ale șelfului intern. Faciesuri sunt reprezentate probabil de o parte din wackestone cu alge verzi (MFT 5) și packstone/ grainstone bioclastic (MFT 6a). Depozitele de șelf extern domină în partea superioară a profilelor, ele sunt reprezentate de wackestone/ packstone cu orbitolinide (MFT 7), wackestone/ packstone cu spiculi de spongieri și packstone/ grainstone bioclastic (MFT 6 b). Ca și în alte părți ale Tethysului *Palorbitolina lenticularis* este prezentă în mediile măloase. Aceasta indică de asemenea ape calde și medii cu adâncime relativ mică (Vilas et al., 1995). Ca o regulă grosimea stratelor din mediile peritidale este mai mică decât grosimea stratelor din faciesul cu *Palorbitolina lenticularis*. În profilul Tunel CFR în timpul transgresiunii principale faciesul cu spiculi de spongieri este dominant.

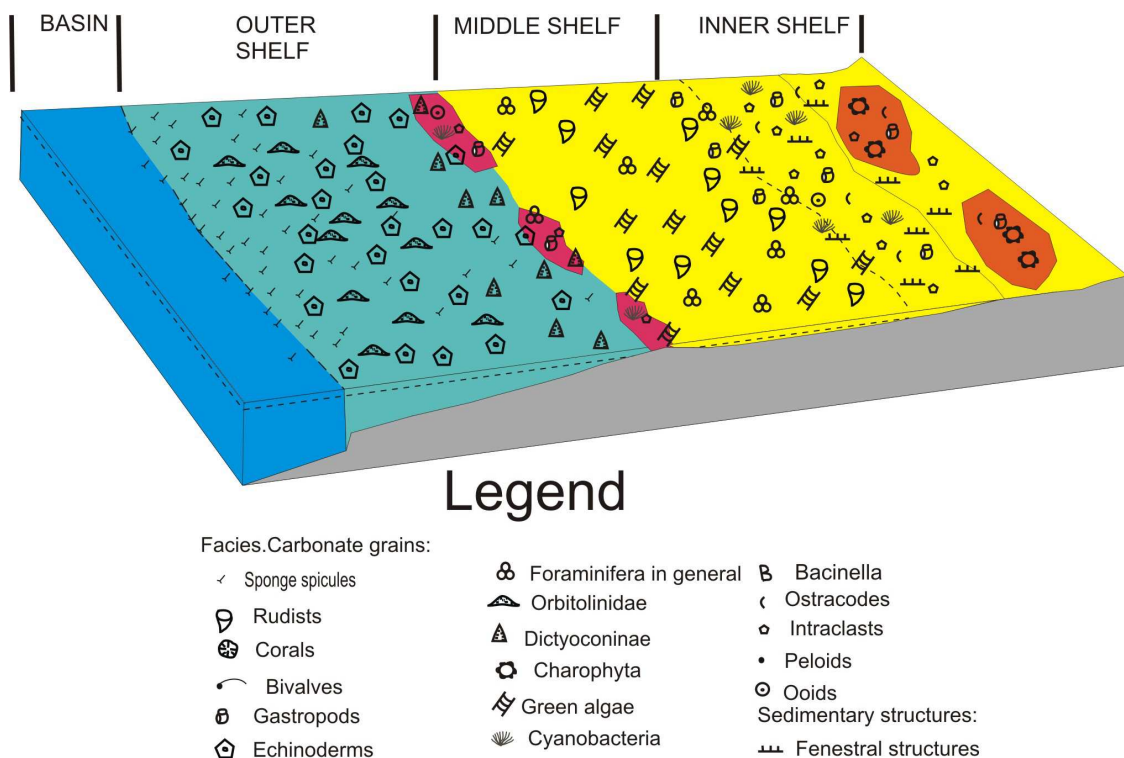


Fig. 12 Reconstrucție ipotetică a mediului depozitional din zona Vadu Crișului în timpul Baramianului-Aptianul inferior.

Considerații asupra nivelului marin

În toate cele trei profile analizate, două mari tendințe depozitionale pot fi recunoscute. În primele două treimi din bază, sedimentația a ținut pasul cu spațiul de acomodare creat sau chiar l-a depășit. Tendința depozitională este mai mult agradantă. Expunerile aeriene efemere sunt frecvente. Uneori aceste expuneri aeriene au avut o durată mai mare de timp, ducând în final la formarea unor paleosoluri incipiente cu *Microdium*. Formarea solului este o caracteristică a mediului terestru. Prezența condițiilor terestre implică forțe externe de forma scăderii nivelului marin (Schlager, 2005). Vârsta precisă a acestei/acestor scăderi de nivel marin este mai greu de precizat, totuși ea se situează între ultima apariție a foraminiferului *Parakoskinolina? jourdanensis* (Hauterivian-Barremian inferior) și prima apariție a foraminiferului *Palorbitolina lenticularis* (Barremian ?inferior terminal-Aptian inferior).

În partea superioară a profilelor studiate mediul depozitional se adâncește, dovadă este și prezența calcarelor bazinale cu accidente silicioase. Această transgresiune începe o

dată cu prima apariție a foraminiferului *Palorbitolina lenticularis*. Nivelul marin scade din nou spre partea superioară a profilelor (wackestone cu alge verzi, packstone/grainstone peloidal în partea terminală a profilului Canton CFR, cel mai lung).

4.2 ZONA AȘTILEU-SUBPIATRĂ

În această zonă au fost ridicade patru profile (Fig. 13), unul dintre ele în calcarele Jurassicului superior iar restul în Apțianul superior-Albian.

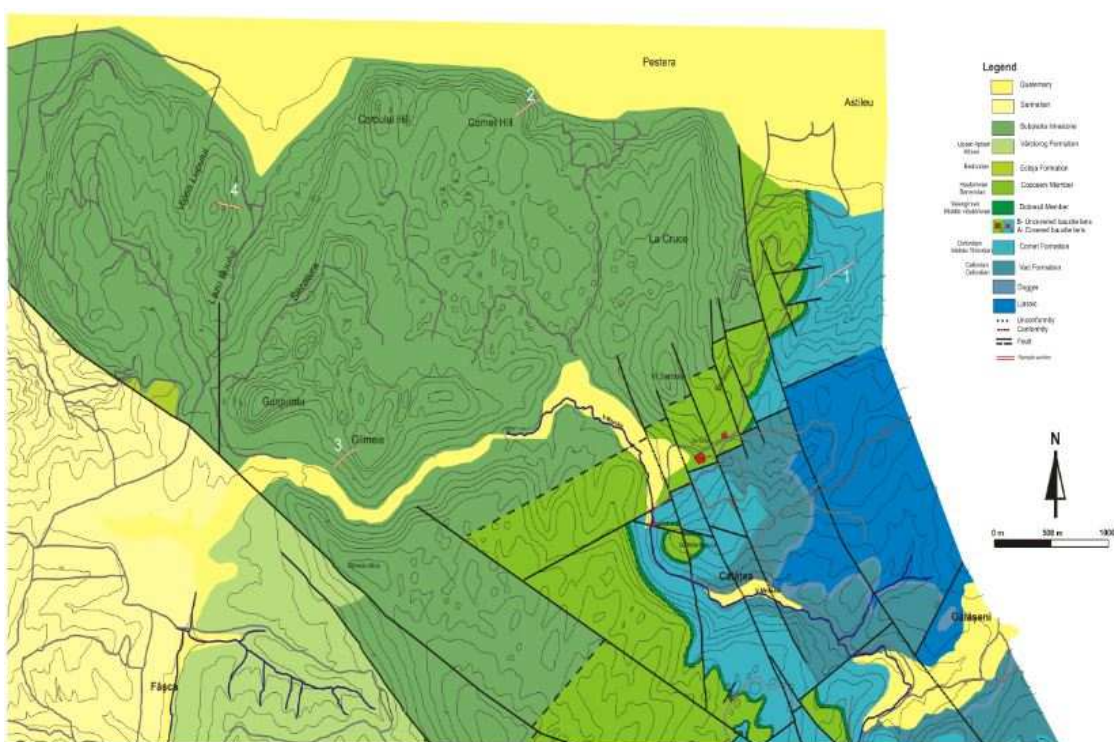


Fig. 13. Harta geologică a zonei Subpiatră

4.2.1 Profilul Dealul Șerbota (Aștileu)

Profilul a fost ridicat în partea estică a Dealului Șerbota la sud de localitatea Aștileu. Partea estică a Dealului Șerbota este o pășune cu mici aflorimente de calcare a căror continuitate laterală este dificil de urmărit sau chiar imposibil. Aceleași probleme de continuitate au fost întâlnite și pe panta dealului datorită abundenței arbuștilor. Prin urmare profilul conține secțiuni neprobate iar scara verticală nu este exactă. Baza profilului este formată din calcare cenușiu închise asemănătoare Formațiunii de Vad. Restul profilului este reprezentat de calcare cenușiu deschise cu textura arenitică.

Microfaciesal, baza profilului este formată din packstone/wackestone peloidal bioclastic similar cu partea superioară a Formațiunii de Vad. Aceste microfaciesuri s-au format în medii depoziționale cu energie scăzută și reprezintă șelful distal. Ele trec gradual în packstone/grainstone intraclastic bioclastic și apoi în grainstone ooidic bioclastic sau grainstone ooidic pisoidic bioclastic, reprezentând depozite de bancuri bioclastice externe (Bucur & Săsăran, 2012). Fragmentele rupte de bioclaste și ooidurile tangențiale sunt măturii ale mediilor depoziționale de energie ridicată. Ooidurile radiale și pisoidurile întâlnite în partea superioară a profilului presupun ape cu hidrodinamică scăzută formate probabil în spatele bancurilor externe. În partea mijlocie a profilului a fost identificat foraminiferul *Labyrinthina mirabilis* (Oxfordian terminal-Tithonian inferior).

4.2.2 Profilul Peștera

Profilul este localizat la sud-est de localitatea Peștera, la est de Peștera Igrițu, pe un deal numit de localnici Cornet. Profilul este relativ ușor accesibil fiind folosit ca pășune. Baza profilului începe la 7 - 8 metri de la ultima casă. Pe teren depozitele sunt formate din calcare cenușii stratificate în bancuri de 0.5 - 1 metri, cu grosimi ce cresc spre partea superioară (mai mult de 1.5 metri).

Conținutul micropaleontologic și vârsta calcarelor

Foraminiferele identificate sunt: *Sabaudia minuta* (Hofker), *Sabaudia auruncensis* (Chiocchini and Di Napoli Alliata), *Nautiloculina cretacea* Peybernes, *Nezzazata* sp., ?*Nezzazata isabellae* Arnaud-Vanneau & Sliter, *Nezzatinella* sp., *Vercorsella* sp., *Vercorsella scarcellai* (De Castro), *Bancilina* sp., *Mayincina* sp., *Spiroloculina* sp., *Glomospira urgoniana* Arnaud Vanneau, *Patellina* sp., *Patellovalvulina* sp., *Mesorbitolina texana* Roemer, *Meandrospira* sp., *Amobaculites* sp., *Pseudolituonella* sp., *Coscinophragma* sp. *Novalesia* sp.. Algele verzi sunt reprezentate de: *Cilindroporella ivanovici* Sokač, *Salpingoporella urladanasi* Conrad, Peybernes & Radoičić, *Salpingoporella* sp..

Aceste calcare au fost considerate de vârstă Baramian-Aptian inferioară dar prezența foraminiferului *Mesorbitolina texana* este un argument pentru vârsta Aptian superior - Albian. Depozite de aceeași vârstă se găsesc în Formațiunea de Vârciorog. În consecință

calcarele din profilul Peștera pot fi considerate ca parte integrantă Calcarelor de Subpiatră.

Microfaciesal aceste depozite sunt formate din (1) mudstone/wackestone fenestrat cu rare foraminifere, (2) wackestone cu alge verzi, (3) wackestone cu charofite, (4) packstone/grainstone intraclastic, (5) bindstone laminoid fenestrat, (6) wackestone cu spiculi de spongieri, (7) wackestone/packstone cu orbitolinide abundente, (8) bindstone cu structuri de tip *Bacinella*.

Observații

Profilul este format din calcare peritidale aproape în întregime. Baza profilului este dominată de micrite, adesea micrite peloidale cu excepția depozitelor de energie ridicată reprezentate de grainstone intraclastic. În teren această parte se remarcă prin buna stratificare a depozitelor și prin abundența fisurilor umplute adesea cu calcit sparitic. Deși orbitolinidele sunt prezente încă din partea mijlocie a profilului ele reprezintă un component minor până în ultima parte a acestuia. Aranjarea pe verticală a faciesurilor sugerează cicluri peritidale dominate de componentul intertidal în baza profilului, iar începând cu partea mijlocie a acestuia componentul subtidal devine din ce în ce mai important. Ultimii 20 metri ai profilului înregistrează o creștere evidentă a adâncimii apei mediului depozițional exprimată prin abundența orbitolinidelor, wackestone cu spiculi de spongieri, rari corali și o faună în general mult mai diversificată. Grosimea medie a stratelor este de asemenea considerabil mai mare. Mediul depozițional pentru această parte este aproape exclusiv subtidal cu hidrodinamică scăzută. Nu s-au observat faciesuri ce ar fi putut forma bancuri externe. Ca rezultat al compactării chimice sunt prezente stilolite.

4.2.3 Profilul din Dealul Glimeii

Acesta este localizat la NNE de localitatea Fâșca, la aproximativ 200 metri est de ultima casă. Profilul este o zonă de pășune cu pante cu înclinări mici, cu iviri de calcare de culoare cenușie spre cenușiu deschis. Grosimea medie a stratelor este în jur de 0.3 - 0.5 metri cu excepția părții mijlocii superioare unde aceasta este mai mare.

Conținutul micropaleontologic și vârsta depozitelor

Foraminiferele identificate sunt: *Sabaudia minuta* Hofker, *Vercorsella* sp., *Vercorsella scarcellai* (de Castro), *Meandrospira* sp., *Pseudolituonella* sp., *Patellina* sp., *Coscinophragma* sp., *Amobaculites* sp., *Mesorbitolina texana* Roemer, *Bdelloidina urgonensis* Wernli & Schulte. Algele prezente sunt foarte rare cu excepția unei noi specii de *Triploporella* (Bucur et al., 2012). Această specie a fost colectată din intercalațiile de bancuri bioclastice din partea mijlociu superioară. Tot în aceleași bancuri am identificat *Cylindroporella ivanovici* (Sokač).

Structurile de tip *Bacinella* sunt abundente. Ele sunt adesea asociate cu *Lithocodium* sp.. *Carpathoporella occidentalis* Dragastan a fost identificată în câteva probe din baza profilului.

Mesorbitolina texana identificată din acest profil și din câteva probe situate la o distanță de 500 metri spre vest, argumentează vârsta Aptian superioară - Albian. În consecință aceste depozite pot fi integrate în Calcarele de Subpiatră.

Observații

Acest profil este dominat de faciesuri subtidale de mică adâncime alcătuite din: wackestone/packstone bioclastic intraclastic cu rudiști, packstone intraclastic peloidal cu rudiști, bindstone cu structuri de tip *Bacinella*, bindstone cu *Bdelloidina urgonensis*, wackestone cu foraminifere și spiculi de spongieri. Depozitele intertidale sunt reprezentate de grainstone intraclastic bioclastic format în medii cu hidrodinamică ridicată și mudstone/wackestone fenestrat laminat sau nelaminat format în medii cu hidrodinamică scăzută. Adesea bioclastele din mediul intertidal sunt parțial dizolvate. Structurile geopetale au uneori în bază silt vados care poate fi un argument pentru diageneza vadoasă. Criterii clare pentru separarea unor faciesuri supratidale nu au fost observate. În partea mijlocie superioară există bancuri bioclastice de energie ridicată alcătuite din grainstone bioclastic grosier.

4.2.4 Profilul Valea Lupului

Profilul este localizat pe partea stângă a pârâului Valea Lupului la sud-est de localitatea Subpiatră. Aflorimentele sunt formate din calcare cenușii sau cenușiu-închise cu grosimi medii în jur de 0.5 metri. Dealul prezintă pante domoale fiind ușor accesibil și este folosit ca pășune.

Conținutul micropaleontologic și vârsta calcarelor

Următoarele foraminifere au fost identificate: *Sabaudia minuta* Hofker, *Sabaudia auruncensis* (Chiocchini and Di Napoli Alliata), *Glomospira urgoniana* Arnaud-Vanneau, *Patellina* sp., *Vercorsella* sp., *Mesorbitolina texana* Roemer. Algele prezente sunt: *Triploporella* sp. și *Salpingoporella* sp..

Structurile de tip *Bacinella* sunt abundente, câteodată împreună cu *Lithocodium* sp.. *Crescentiella* sp. a fost rar observată. Crustaceul *Carpathocancer* sp. este asociat cu packstone bioclastic peloidal cu orbitolinide.

Observații

Depozitele din acest profil sunt formate din cicluri peritidale cu componentul subtidal devenind din ce în ce mai important spre partea lui superioară. Această caracteristică îl aseamănă cu profilul Peștera dar distribuția microfosilelor este diferită. Orbitolinidele sunt mult mai abundente iar *Triploporella* deși nu abundentă este totuși prezentă la mai multe nivele fiind asociată cu packstone/grainstone peloidal bioclastic cu orbitolinide abundente. Depozitele subtidale sunt reprezentate de packstone/grainstone cu orbitolinide și bindstone de tip *Bacinella*. Unele din aceste depozite s-au format probabil în medii restrictive dovedite de micritizarea orbitolinidelor și abundența cianobacteriilor. Depozitele intertidale sunt alcătuite din mudstone/wackestone fenestrat cu miliolide și ostracode formate în medii cu hidrodinamică scăzută și packstone/grainstone intraclastic peloidal fenestrat format în medii cu hidrodinamică ridicată. Depozitele supratidale sunt slab reprezentate și sunt formate de wackestone cu charofite și ocazional mudstone/wackestone fenestrat cu ostracode. Stilolitele sunt prezente local ca rezultat al compactării chimice. Ele s-au format adesea între două faciesuri diferite.

5. EVOLUȚIA SEDIMENTARĂ A ZONEI STUDIATE

Pădurea Craiului prezintă în intervalul Juristic superior-Cretacic inferior o sedimentație în general de tip carbonatic. Dificultatea de a observa în teren o succesiune continuă a formațiunilor care au fost separate pentru acest interval a îngreunat foarte mult munca cercetătorilor care au studiat această zonă (Bucur et al. 2012). Această lucrare propune o evoluție sedimentară ușor modificată față de Bucur & Cociuba (1998), Cociuba (1999) care se bazează pe datele noi acumulate între timp, dar și pe faptul că partea nordică a Pădurii Craiului prezintă pe alocuri deosebiri semnificative față de cea sudică în ceea ce privește prezența formațiunilor separate. De asemenea ne vom folosi și de schimbările de nivel marin înregistrate în alte zone din această parte a Tethysului. Aceste schimbări ale nivelului marin trebuie utilizate cu prudență deoarece tectonica locală joacă un rol important. Tectonica schimbă morfologia zonei, ceea ce duce la schimbarea factorilor de mediu, care în final duc la schimbarea biosului.

Sedimentația de tip platformă carbonatică începe din Callovianul superior cu faciesuri de platformă externă, cu o sedimentare hemipelagică care acoperă depozitele bazinale ale Juristicului mediu. Aceste sedimente sunt formate în principal din packstone/grainstone peloidal ce aparțin Formațiunii de Vad sunt lipsite de alunecări gravitaționale sau turbidite (cel puțin în zona studiată nu au fost observate). Aceasta ar putea fi rezultatul acumulării pe o pantă cu înclinari mici, sub baza valurilor normale sau aproape de aceasta, dar sub influența valurilor de furtună. Spre partea superioară a Formațiunii de Vad apar intercalații de bancuri bioclastice, care arată scăderea relativă a nivelului marin. Aceste bancuri externe au creat premisa favorabilă instalării bioconstrucțiilor coraligene. În spatele acestor bariere se acumulează depozite de apă puțin adâncă (calcare fenestrale și oncolitice) ale Formațiunii de Albioara (partea sudică a Pădurii Craiului). Ca urmare a scăderii nivelului marin, care are cauze atât eustatice cât și tectonice Pădurea Craiului a fost expusă subaerian. Cauzele tectonice se pot datora închiderii Oceanului Vardar prin coliziunea microcontinentului Bihor-Getic-Serbo-Macedonean cu Dinaricii Interni-Carpații Vestici (Csontos & Vörös, 2004). Astfel, de la sfârșitul Tithonianului mediu și până în Valanginian aceste platouri de mică altitudine au fost modelate de procese carstice. Aceste condiții au favorizat acumularea de bauxită diasporică în paleodoline.

Depozitele de deasupra bauxitei sunt alcătuite din calcare formate într-un mediu lacustru ce trece treptat în medii cu caractere salmastre și mai apoi în medii marin normale. Vârsta acestor depozite este considerată Valanginian-Hauterivian și ele fac parte din Membrul de Dobrești al Formațiunii de Blid.

Baremanul este caracterizat de vaste câmpii tidale, cu frecvente expuneri subaerene de scurtă durată, sau depozite lacustre în zonele supratidale adiacente. Scăderi ale nivelului marin sunt evidențiate de depozite de paleosol (Bruchental et al. 2014).

Baremanul terminal și Apțianul inferior în partea nordică a Pădurii Craiului sunt caracterizate de depozite subtidale cu grosimi ale stratelor mai mari, iar faciesal domină wackestone/packstone cu *Palorbitolina lenticularis*. Local apar accidente silicioase ca urmare a diagenzei spiculilor de spongieri din aceste depozite (Bruchental et al. 2014). Transgresiunea care debutează în Baremanului terminal este cunoscută din mai multe zone ale Tethysului. Această transgresiune este una dintre cele mai mari ale istoriei geologice fiind cunoscută din diverse settinguri tectonice (Jaquin et al., 1998). Prin urmare nu este cauzată numai de tectonică cum a fost sugerat în lucrările anterioare ci are și cauze eustatice. Depozitele Baremanului-Apțianului inferior din partea nordică a Pădurii Craiului aparțin Membrului de Copeneni al Formațiunii de Blid. Formațiunile care apar mai spre sud de zona studiată din timpul Baremanului inferior lipsesc aici.

Apțianul superior (Gargasian) debutează în zona studiată prin faciesuri peritidale asemănătoare celor din Bareman (Profilul Peștera). Prezența carofitelor în aceste probe sunt un argument în plus pentru perioada regresivă care urmează mării transgresiuni din Apțianul inferior. Sedimentația se continuă prin calcare care formează cicluri peritidale, componentul subtidal devenind din ce în ce mai important spre partea superioară a profilelor studiate. În ariile laterale mai adânci, probabil moștenite din Apțianul inferior se acumulează marne cu amoniți, depozite turbiditice, gresii glauconitice sau depozite provenite din curgeri gravitaționale.

CONCLUZII

Scopul principal al acestei teze de doctorat a fost studiul depozitelor Jurasicului superior - Cretacicului inferior din partea nordică a Munților Pădurea Craiului. Pentru realizarea acestui obiectiv au fost colectate mai mult de 800 de probe dintre care s-au realizat mai mult de 900 de secțiuni subțiri și câteva secțiuni lustruite.

Depozitele Jurasicului superior-Cretacicului inferior află în zona studiată în două locații: Vadu Crișului și Aștileu - Subpiatră. Aceste două zone au fost cartate la scara de 1: 10 000.

În zona Vadu Crișului următoarele unități stratigrafice au fost identificate: Formațiunea de Vad, Formațiunea de Cornet și Formațiunea de Blid.

Formațiunea de Vad constă dintr-o succesiune monotonă de calcare cenușii spre cenușiu-închise cu accidente silicioase nodulare sau stratificate. Faciesul este dominat de packstone/grainstone peloidal. Mediul depozițional a fost caracterizat de hidrodinamică scăzută cu sedimente formate la sau sub baza valurilor normale pe o pantă lină. Partea finală conține intercalații bioclastice din care am identificat *Labyrinthina mirabilis* (Oxfordian terminal - Tithonian inferior).

Formațiunea de Cornet constă din grainstone/packstone intraclastic peloidal și packstone/grainstone peloidal care au format bancuri de șelf extern.

Formațiunea de Blid este compusă din doi membri: Dobrești și Coposeni. Membrul de Dobrești a fost format într-un mediu depozițional dominat de condiții lacustre cu charofite ce trece treptat spre medii salmastre și în final spre medii normal marine (wackestone cu foraminifere). Partea inferioară a Membrului de Coposeni este reprezentată din depozite peritidale ce formau câmpii tidale extinse cu frecvente expuneri subaerene de scurtă durată. *Microcodium* și alte trăsături pedogenetice evidențiază scăderea nivelului marin din timpul Baremianului. Partea mijlociu superioară este caracterizată prin adâncirea mediului depozițional. Această adâncire începe odată cu instalarea faciesului cu *Palorbitolina lenticularis*. Acest facies marchează o importantă transgresiune ce începe la sfârșitul Baremianului și se continuă în Aptianul superior. În timpul transgresiunii principale are loc o scurtă depunere de calcare cu spiculi de spongieri abundenți din care au rezultat accidente silicioase. Aceste accidente silicioase sunt similare cu cele din Formațiunea de Vad și sunt menționate pentru prima dată din

Cretacicul inferior al Pădurii Craiului. Conținutul micropaleontologic al Membrului de Copoșeni este foarte bogat iar unele dintre specii sunt menționate pentru prima dată din aceasta formațiune sau din Pădurea Craiului. Una dintre aceste specii este *Praeorbitolina cormyi* care indică Aptianul inferior.

În aria Aștileu - Subpiatră au fost ridicate patru profile. Unul dintre acestea reprezintă în principal Membrul de Aștileu al Formațiunii de Cornet. Baza profilului este reprezentată de faciesuri formate din packstone/wackestone peloidal bioclastic reprezentând șelful distal. Aceste depozite fac trecerea dintre Formațiunea de Vad și Membrul de Aștileu. Acest facies trece spre partea superioară în packstone/grainstone intraclastic-bioclastic și apoi în grainstone ooidic bioclastic sau grainstone ooidic pisoidic bioclastic. Aceste ultime faciesuri reprezintă un mediu depozițional cu bancuri bioclastice de energie relativ ridicată tipice pentru Formațiunea de Aștileu. În partea mijlocie a profilului am identificat *Labyrinthina mirabilis* (Oxfordian terminal - Tithonian inferior).

Celelalte trei profile ridicate reprezintă Calcarul de Subpiatră al Formațiunii de Vârciorog. Mediile depoziționale variază de la medii peritidale cu calcare fenestrare și charofite la medii dominant subtidale cu orbitolinide abundente și spiculi de spongieri. De asemenea au fost observate depozite care formau bancuri bioclastice formate în medii cu energie ridicată compuse microfaciesal din grainstone grosier/rudstone cu corali și spongieri. Aceste depozite au fost considerate de vârstă Baremian-Aptian inferioară, dar în acest studiu a fost identificat specia *Mesorbitolina texana* (Aptian superior - Albian) în toate cele trei profile. O nouă specie de *Triploporella* a fost descrisă pe scurt din profilul din Dealul Glimeii.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Blanc-Aletru, M.-C., Adatte, T., Argot M., Delanoy, G., Thieuloy, J.- P., Vermeulen, J., Virgone, A., Virlouvet, B. & Wermeille, S., 1998. Répartition stratigraphique des orbitolinidés de la plate-forme urgonienne subalpine et jurassienne (SE de la France). *Géologie Alpine*, 74, p. 3-89.
- Balintoni, I.C., 2001. Short outlook of the structure of the Apuseni Mountains. In: Bucur I.I., Filipescu, S. & Săsăran, E. (eds.) *Algae and carbonate platforms in western part of Romania (4th Regional meeting of IFAA, Cluj Napoca, Romania, August 29-September 5, 2001, Field trip Guide Book)*, Cluj University Press, p. 9-17.
- Bordea, S. & Istocescu, D., 1970. Contributions to the stratigraphical study of the Cretaceous (Neocomian-Turonian) from the western part of Pădurea Craiului Mountains. *Dări de Seamă ale Sediștelor*, Institutul Geologic, 55 (4) (for 1967-1968): 49-58. (In Romanian).
- Bruchental, C., Bucur, I.I., Cociuba, I., Hebrîștean, A.M., 2014. Sea-level changes and sedimentary response across the Barremian-Early Aptian in Pădurea Craiului Mountains, Romania. *Acta Palaeontologica Romaniae* v. 9 (2) p. 33-46.
- Bucur, I.I., 1981a. Algues calcaires du Crétacé inférieur des Monts Pădurea Craiului. *Nymphaea, Pholia Naturae Bihariae*, 8-9: 53-56.
- Bucur, I.I., 1981b. *Pseudoactinoporella silvaeregis* n. sp. in the Lower Cretaceous limestones from Pădurea Craiului (Apuseni Mountains). *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, série Géologie*, 25: 151-153.
- Bucur, I.I., 1985. A new dasycladacean alga in the Urganian limestones from Pădurea Craiului (Apuseni Mountains), *Salpingoporella patruliusi* n. sp. *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, série Géologie*, 29 : 81-84.
- Bucur, I.I., 1988a. *Macroporella lazuriensis* n. sp., algue calcaire (dasycladales) du Jurassique supérieur des Monts Pădurea Craiului (Monts Apuseni, Roumanie), *Rev. Micropaleont.*, vol. 31, n. 3, p. 141-146, Paris.
- Bucur, I.I., 1988b. Sur la présence de *Juraella bifurcata* (algue calcaire Udotéacées) dans les dépôts du Crétacé inférieur des Monts Pădurea Craiului. *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Geologia-Geographia XXXIII*, 1, 47-50, Cluj-Napoca.
- Bucur, I.I., 1995. Algues calcaires dans les dépôts du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur des Monts Pădurea Craiului. *Studii și Cercetări (Muzeul Bistrița-Năsăud)*, 1 : 79-89.
- Bucur I.I., Cociuba I., 1996. Microbiostratigraphic markers in the Lower Cretaceous deposits from Pădurea Craiului (Northern Apuseni Mountains). *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică al României.*, 69, suppl.1 (90th Aniv. Conf. GIR), Abstracts, p.40-43.
- Bucur, I. I., Cociuba, I., 1998. La plate-forme carbonate du Crétacé inférieur des Monts Pădurea Craiului (Monts Apuseni, Roumanie). *Biostratigraphie et configuration. Studia Universitatis Babeș Bolyai, Geologia XL III*, 2, p. 89-100.
- Bucur, I. I., 2000. Lower Cretaceous dasyclad algae from Pădurea Craiului Massif (Northern Apuseni Mountains, Romania). *Acta Paleontologica Romaniae*, 2: 53-72.
- Bucur, I.I., 2007. *Salpingoporella poprigorei*, a new species of Dasycladales (calcareous algae) from the Lower Aptian deposits of Pădurea Craiului (northern Apuseni Mountains, Romania). *Facies*, 53 (3), p. 377-388.

- Bucur, I.I., Săsăran, E., Cociuba, I., Lazăr, D.F. & Neacșu, M.V., 2008. Complementary research on the Valea Măgurii Formation in Vârciorog area (Pădurea Craiului, Apuseni Mountains). In *Contributions to the scientific Session I.P.Voitești* (Bucur, I.I., Filipescu, S., Eds.), Cluj University Press, Cluj-Napoca, p. 5-8.
- Bucur, I.I., Granier, B. & Săsăran, E., 2010a. *Zittelina massei* n. sp., a new dasycladacean alga from the Lower Cretaceous strata of Pădurea Craiului (Apuseni Mountains, Romania). *Facies*, 56, p. 445-457
- Bucur, I.I., Săsăran, E., Balica C., Beleș, D., Bruchental, C., Chendeș, C., Chendeș, O., Hosu, A., Lazăr, D.F., Lăpădat, A., Marian, V.A., Mircescu, C., Turi, V. & Ungureanu, R., 2010b. Mesozoic Carbonate Deposits from Some Areas of the Romanian Carpathians - Case studies. Cluj University Press, Cluj-Napoca, 203 p.
- Bucur, I. I., Săsăran, E., Cociuba, I., Lazăr, D. F., Felner, A., 2010c. Foraminiferal assemblage from the Upper Jurassic limestone of Pădurea Craiului Mountains (Northern Apuseni). Biostratigraphic, paleoecologic and palaeoenvironmental significance, Annual Conference of the Geological Society of Romania, Bucharest, p.29-31, 5-6 November 2010, Bucharest.
- Bucur, I.I., Bruchental, C., Cociuba, I., Granier, B., Hebriștean, A. M., Lazăr D. F., Marian A. V., Săsăran E. 2012. Representatives of the genus *Triploporella* (Dasycladales, calcareous algae) in the Lower Cretaceous limestones of Romania. *Facies*, 59 (1): 193-206.
- Clavel B., Busnardo R., Charollais J., Conrad M., Granier B., 2009. Nouvelles données sur la répartition biostratigraphique des orbitolinidés. *Arch.Sci.* 2009 62:125-146
- Cociuba, I., 1995. Foraminifères benthiques dans les dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Monts Pădurea Craiului. *Studii și Cercetări (Muzeul Bistrița-Năsăud)*, 1, 119-133.
- Cociuba, I., 1997. The presence of the foraminifer *Alveosepta jaccardi* (Schrodt) in the Upper Jurassic limestones of Pădurea Craiului Mountains. In: Dragastan O. (Ed.): *Acta Palaeont. Romaniae* 1, 221—225.
- Cociuba, I., 1999. Stratigraphical study of the Mesozoic deposits from the south-western part of Pădurea Craiului. Unpublished PhD Thesis, University Babeș-Bolyai, 253 p. (in Romanian).
- Cociuba, I., 2000. Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits in the south-western part of Pădurea Craiului Mountains. Formal lithostratigraphic units. *Studia UBB Geologia*, 45 (2): 33-61.
- Csontos, L. & Vörös, A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210 (1): 1-56.
- Daoud, H., Bucur, I.I., Săsăran E. & Cociuba, I., 2004. Lower Cretaceous limestones from the northern part of Pădurea Craiului (Osoiu Hill and Subpiatră Sections): biostratigraphy and preliminary data on microbial structures. *Studia UBB Geologia*, 49 (2): 49-62.
- Dragastan, O., 1966. Microfaciesurile Jurasicului superior și Cretacicului inferior din Munții Apuseni (Munții Trascău și Pădurea Craiului). *Analele Universității București*, 15 (2): 100-113.

- Dragastan, O., 1967. Alge calcaroase în Jurasicul superior și Cretacicul inferior din Munții Apuseni. *Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică, Geografie, Seria Geologie*, 12 (2): 441-454.
- Dragastan, O., Purecel R. & Brustur, T., 1986. The Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations from the Bihor Mountains, central-southern sector (Northern Apuseni). *Analele Universității București, Geologie*, 35: 57-70.
- Dragastan, O., Coman M. & Știucă E., 1988. Bauxite-bearing formations and facies in the Pădurea Craiului and Bihor Mountains (Northern Apuseni). *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Géologie*, 32: 67-81.
- Dragastan, O., Marinescu, M., Gheorghe, D., Ținteanu C., 1989. Upper bauxite sensu D. Patrușiu and some new algae of Pădurea Craiului Mts (Northern Apuseni). *Rev. Roum. Geol, Geophys., Geol.*, tome 33, p. 55-67, Bucuresti.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In W.E.Ham (editor) *Classification of carbonate rocks*, AAPG Memoir, nr.1, p.108-121, Tulsa.
- Embry, A.F., Klovan J. E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v.19, p.730-781.
- Fisch, W., 1924. Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Jahresbericht der Philosophische Fakultät der Universität Bern*, IV: 114-135 Bern.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application.* Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Granier, B., Clavel, B., Moullade, M., Busnardo, R., Charollais, J., Tronchetti, G. & Desjaques P., 2013. L'Estellon (Baronnies, France), a "Rosetta Stone" for the Urganian biostratigraphy.- *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, Article 2013/04 (CG2013_A04), p. 163-207.
- Ianovici, V., Borcoș, M., Bleahu, M., Patrușiu, D., Lupu, M., Dimitrescu, R. & Savu, H., 1976. *Geology of Apuseni Mountains.* Editura Academiei R. S. R., Bucuresti, 631 pp. (In Romanian).
- Jaquin, T., Rusciadelli, G., Amedro, F., de Graciansky, P.-C. & Magniez-Jannin, F., 1998. The North Atlantic cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe. In: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., & Vail, P.V. (eds.). *The Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins.* SEPM, special publication 60, pp. 397-409.
- Jenkyns, H. C., 1980. Cretaceous Anoxic Events: from continents to oceans: *Journal of the Geological Society*, v. 137, part 2, p. 171-188.
- Jurcsak, T., Popa E., 1978. Resturi de dinozaurieni in bauxitele de la Cornet, Romania. *Nymphaea, Folia Naturae Biharie*, vol. VI, p. 61-64, Oradea.
- Kräutner, T., 1939. Die geologischen Verhältnisse des ostlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Roum. Geol.*, vol. IV, p. 73-90, Bucuresti.
- Kräutner, T., 1941. Etude géologique dans la Pădurea Craiului. *Compte Rendus de Séances, Institut de Géologie*, 25: 145-156.
- Lazăr, D. F., Bucur, I. I., Cociuba I., & Săsăran, E., 2012. Sedimentary succession of the Lower Cretaceous deposits from the north-western part of Pădurea Craiului (Apuseni Mountains, Romania). *Studia UBB Geologia* 57(1): 33-51.

- Masse, J.-P. & Fenerci-Masse, M., 2011. Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian-early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research*, 32: 659-684.
- Palfy, M., 1916. Geolgyai jegyzetek a Biharhegyseg es a Kiralyerd csatlakzasarol. A magy. Kir. Foldtani Intezet evi jelentese 1915-rol, p. 278-298, Budapest.
- Patrulius, D., Lupu, M. & Borcoş, M., 1968. Explanatory note to the Geological map of Romania, scale 1:200.000. Sheet 9, Şimleul Silvaniei, Geological Institute., 44 pp. (In Romanian).
- Patrulius, D., 1971. Unitatea de Vălani: un nou element structural al Sistemului Pânzelor de Codru (Munţii Apuseni). D.S. Inst. Geol. LVI (1969-1970), 5, p. 155-171, Bucureşti.
- Patrulius, D., 1972. Permianul autohtonului de Bihor (Munţii Apuseni). D.S. Inst. Geol., vol. LVII (1970-1971), 4, p. 49-55, Bucuresti.
- Patrulius, D., Bordea, S., Avram, E., 1982. La breche de Gugu. Un exemple de control tectonique de la sedimentation sur une plat-forme carbonatee barremo-bedouliene (Pădurea Craiului, Monts Apuseni), D.S. Inst. Geol., vol. LXVI (1969-1970), 4, p. 109-117, Bucuresti.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms, a genetic approach: Basin Research, v. 13, p. 313–334.
- Pop, G., 2000. Carpaţii şi subcarpaţii României, editura Presa Universitară Clujană, Cluj Napoca, 264 p.
- Roszlosnik, P., 1917. Verlaufiger Bericht über der Bauxite im nordlichen Bihar, Kiralyerdo (Pădurea Craiului). Jahresber. dk. ung. geol., An. f: 1916, p. 506-510, Budapest.
- Săsăran, E., Bucur, I. I., Cociuba, I., Turi, V., Marian V. A., Stănciucu N., 2008. Facies and depositional environments of the upper Jurassic limestone from Cornet area (Pădurea Craiului Mountains). In Bucur.I.I. & Filipescu, S. (eds.)-Contributions to the scientific Session I.P. Voitești, 2008, p.61-66, Cluj-Napoca.
- Schlager, W., 1981. The paradox of the drowned reefs and carbonate platforms: *Geological Society Bulletin*, I, 92, p. 197–211.
- Schlager, W., 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleotology*, 8, 200 p.
- Schroeder, R., 1975. General evolutionary trends in Orbitolinas. *Revista Española de Micropaleontología*, número especial, p. 117-128.
- Schroeder, R., Buchem, F.S.P. van, Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A. & Granier, B., 2010. Revised orbitolinid bio-stratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia*, Special Publication 4 (1): 49-96.
- Tucker, M. E., 2003. *Sedimentary rocks in the field* (third edition). John Wiley & Sons Ltd, New York, 234 pp.
- Vilas, L., Masse J.-P., Arias C., 1995. Orbitolina episodes in carbonate platform evolution: the early Aptian evolution from SE of Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paaleoecology*, 119: 35-45.
- Wright, V.P., Platt, N.H. & Wimbledon, W., 1988. Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root mat horizons in paleosols. *Sedimentology*, 35: 603–620.