



**MIHAI E. POPA**

**ELEMENTE DE GEOLOGIE  
ȘI PALEONTOLOGIE**



*editura universității din bucurești®*



**Mihai E. POPA**

**ELEMENTE DE GEOLOGIE  
ȘI PALEONTOLOGIE**



*editura universității din bucurești*<sup>®</sup>

**2007**

7/1/02

Referenți științifici: Prof. dr. doc. **Theodor Neagu**, membru al Academiei Române  
Prof. dr. **Dan Grigorescu**  
Prof. dr. **Nicolae Țicleanu**

---

© editura universității din bucurești\*

Șos. Panduri, 90-92, București – 050663; Telefon/Fax: 410.23.84

E-mail: [editura@unibuc.ro](mailto:editura@unibuc.ro)

Internet: [www.editura.unibuc.ro](http://www.editura.unibuc.ro)

<http://mepopa.com/egp.htm>

---

Coperta 1: *Grand Canyon National Park, vedere spre Northern Rim.*

Coperta 4: *Lower Antelope Canyon, Arizona, gresii roșii jurasic inferioare.*

Foto: Mihai E. Popa, 2001.

**B.C.U. Bucuresti**



C20074242

**Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României**  
**POPA, MIHAI E.**

**Elemente de geologie și paleontologie / Mihai E.**

Popa. – București: Editura Universității din București, 2007

Bibliogr.

ISBN 978-973-737-298-7

55

56

## Cuprins

Capitolul I. Introducere.....	5
Capitolul II. Definiții, domenii, importanță.....	9
Capitolul III. Istoricul Geologiei și Paleontologiei.....	15
Capitolul IV. Principiile Geologiei stratigrafice.....	21
Capitolul V. Metode de cercetare în Geologie.....	24
Capitolul VI. Patrimoniul geologic.....	27
Capitolul VII. Structura internă a Pământului.....	29
Capitolul VIII. Tectonica globală.....	34
Capitolul IX. Geologie structurală.....	49
Capitolul X. Minerale.....	57
Capitolul XI. Magmatismul și rocile magmatice.....	60
Capitolul XII. Metamorfismul și rocile metamorfice.....	71
Capitolul XIII. Roci sedimentare și sisteme depozitionale.....	74
Capitolul XIV. Stratigrafie.....	81
Capitolul XV. Originea vieții, avânt evolutiv și extincție.....	90
Capitolul XVI. Elemente de evoluționism.....	96
Capitolul XVII. Paleobotanică și Palinologie.....	101
Capitolul XVIII. Paleozoologie.....	135
Capitolul XIX. Geologie istorică.....	152
Resurse web.....	213
Bibliografie.....	214
Anexe.....	230

Albișoarei.

[Roy:] *"I've seen things, you people wouldn't believe, hmmm.  
... attack ships on fire off the shoulder of Orion.  
I've watched C Beams glitter in the dark near the Tannhauser Gate.  
All those moments, will be lost in time like tears in rain..."*  
Tears in Rain, Blade Runner, 1982, by Vangelis.

## Capitolul I. Introducere

Cartea își propune să introducă cititorul în Geologie și Paleontologie, propunându-și să fie o abordare pentru neinițiații acestor domenii fundamentale ale științei. Am căutat să abordez Geologia și Paleontologia în mod simplu, direct, discutând principiile lor de bază, teoriile și conceptele lor principale, precum și direcțiile actuale de cercetare, astfel încât cititorul să poată obține deopotrivă o imagine de ansamblu și în același timp de detaliu asupra acestor științe speciale. Geologia însăși este un domeniu special al științei, în care vocația cercetătorului dedicat ei este pe primul loc. Geologia nu poate fi făcută fără chemare și pasiune, fiind asemănătoare din acest punct de vedere mai degrabă cu Teologia, decât cu alte științe. De aceea, geologii sunt profesioniști deosebiți, dublați de oameni speciali care au avut norocul să își aleagă un drum rar, greu, dar plin de satisfacții intelectuale și sufletești. Geologia în România de astăzi începe să își revină după o perioadă dificilă, în care științele Pământului și ale Vieții au intrat într-o eclipsă nedreaptă, în special din cauze economice. Dealtfel, îndreptarea acestor cauze a început să ducă la un reviriment al Geologiei și al Biologiei în general și din acest punct de vedere sunt optimist cu privire la viitorul Geologiei în țara noastră.

Un curs introductiv de Geologie și Paleontologie este foarte util și necesar studenților facultăților de Biologie și Geografie, din orice universitate de limba română. De aceea am ales să intitulez cursul „Elemente de Geologie și Paleontologie”, pentru a sublinia utilitatea și valențele unei asemenea cărți pentru cele două feluri de facultăți. Pentru studenții la Biologie, un asemenea curs este extrem de util și semnificativ, deoarece reprezintă una dintre rarele ocazii pe care le întâlnesc în pregătirea lor pentru a înțelege Geologia. Tot pentru ei, Paleontologia este indispensabilă înțelegerii realității biologice de astăzi, biosfera actuală fiind rezultatul evoluției și a transformărilor continue vreme de peste trei miliarde de ani, fapt fundamental puțin cunoscut și mai ales înțeles de către biologi în general. Pentru studenții la Geografie, cursul de asemenea reprezintă una dintre rarele ocazii de a înțelege Geologia, ca știință onestă și robustă ce restituie cu naturalețe esența științelor Pământului, din care Geografia modernă își revendică o parte dintre izvoarele și rădăcinile sale științifice. Chiar și pentru studenții la Geologie, cursul este util în vederea detalierei cunoștințelor de bază pe care le primesc în primii ani de studii.

Cartea de față este concepută în urma activității mele didactice în cadrul

Universității din București, desfășurată cu studenți de la facultățile de Biologie, Geologie și Geografie. La studenții Facultății de Biologie, a fost ținut cursul de Elemente de Geologie și Paleontologie, schimbat în 2006 drept cursul de Geologie și Geomorfologie, iar la studenții de la Facultatea de Geografie a fost ținut cursul de Geologie generală. Cartea de față este potrivită atât ca programă, cât și ca abordare, studenților celor două facultăți, în cadrul cursurilor sus-amintite. Cursul de Elemente de Geologie și Paleontologie nu este un demers nou, înaintea sa, domeniile acestea au mai fost abordate printr-o serie de cursuri de Geologie fizică generală, precum acelea ale autorilor Răileanu & Pauliuc (1969), Lăzărescu (1980), Dragomir (1994), Anastasiu et al. (1998), Șeclăman et al. (1999), Țicleanu & Pauliuc (2003), Damian (2004) sau de Geologie structurală și tectonică globală, precum acelea publicate de Bleahu (1983) și de Pauliuc & Dinu (1985). Cursuri de Paleontologie și Stratigrafie au fost publicate de către Saulea (1967), Barbu (1968), Hanganu (1977), Tătărâm (1984, 1988), Petrescu & Dragastan (1981), Dragastan et al. (1980), Neagu et al. (2002, 2003a, b) și Grigorescu (2003). O carte specială, care mi-a influențat adolescența și care m-a convins să îmi urmez chemarea spre Geologie, a fost aceea publicată de Dan Grigorescu (1980), titlu de referință în literatura de popularizare a Paleontologiei și Stratigrafiei din țara noastră, fără de care publicistica românească ar fi fost mult mai săracă. Cartea a fost cu atât mai inspirată în contextul său istoric, cu cât nu oglindea cu nimic influența sovietică sau ideologia comunistă în general asupra Geologiei românești.

Cursuri semnificative de Geologie și Paleontologie vin în special din Statele Unite ale Americii, țara unde Geologia și-a găsit un ecou firesc în viața științifică și în conștiința societății americane. De aceea, literatura geologică americană, atât educațională sau de popularizare, cât și științifică, este deosebit de bogată, de diversă și de înaltă calitativ. Citările geologilor și paleontologilor americani în literatura internațională sunt cele mai frecvente, fapt care îi situează pe aceștia în avangarda cercetărilor în Geologie. Spre deosebire de Statele Unite, țările fostei Uniuni Sovietice au pierdut inițiativa în urma subfinanțării cronice a acestor științe, în ciuda existenței unor școli de valoare în Geologie și Paleontologie și a unor personalități remarcabile în țări precum Rusia sau Ucraina. Spre deosebire de acestea, China se găsește astăzi într-un avânt științific fără precedent, oglindit și în Geologie, care vine și din politica științei chineze, țara unde știința este considerată azi drept o prioritate națională. Producția de literatură științifică chineză este remarcabilă în ultimii zece ani, făcând din China al doilea publicist de valoare pe scena internațională a valorilor științifice în general, după Statele Unite ale Americii. Lucrări americane cu valoare ridicată educațională în Geologie și

Paleontologie sunt acelea ale lui Dott & Prothero (1994), Wicander & Monroe (1993) sau Stanley (1986), respectiv Tilden et al. (1997), ultima legată de geologia parcurilor naționale americane.

Prezentul curs de Geologie și Paleontologie vine în acest peisaj cu avantajul unei abordări moderne, aduse la zi, a fenomenelor și proceselor geologice și paleobiologice, dublată de o interfață de curs online, la "Mihai's Paleobotany Chronicles", respectiv la <http://mepopa.com/egp.htm>. Interfața online asigură o detaliere a subiectelor de examen, a temelor discutate la cursuri, a materiei predate la lucrările practice, atât pentru studenții biologi cât și pentru studenții geografi. Folosirea în scop educațional a website-ului "Mihai's Palaeobotany Chronicles", lansat la 21 mai 2004, s-a dovedit de-a lungul anilor extrem de utilă, astfel încât studenții își pot și au putut completa informațiile în timp real, de-a lungul desfășurării cursului. Experiența avută și interesul studenților pentru versiunea online a cursului, m-au făcut să îmbunătățesc acest instrument și să îl folosesc intensiv în procesul de predare-învățare. În paralel cu activitatea educațională desfășurată online, am putut dezvolta și rafina, pentru cursul de Elemente de Geologie și Paleontologie, o serie substanțială de prezentări în MS Powerpoint, prezentări care au avut un mare succes la curs și la lucrări practice. Dealtfel, prezentările în Powerpoint au fost întotdeauna accesibile studenților, urmând ca acestea să fie accesibile și online, la același url.

Abordarea propusă este aceea de a accelera înțelegerea acestor procese prin simplificarea și explicarea lor într-o manieră cât mai inteligibilă și mai naturală, fără a pierde esențele și fără a face rabat de la rigoarea științifică a acestor domenii. Cursul de față abordează paradigmele Geologiei și Paleontologiei printr-o manieră proprie, lipsită de partizanat sau de discriminare științifică. Astfel de paradigme abordate sunt structura internă a Pământului, originea Pământului ca planetă, formarea Lunii, originea vieții, evoluționismul și originea omului. În privința acestor paradigme, am încercat să explic diversele puncte de vedere în mod just și cât mai inteligibil. De asemenea, cursul introduce și detaliază aproape toate tipurile de fenomene și procese geologice, astfel încât să pregătească cititorul pentru a-și continua studiile pe orice direcție aleasă. Scrierea, desenarea figurilor în text și tehnoredactarea îmi aparțin, folosind MS Word 2003 pentru scrierea brută a textului, Corel Draw & Photo Paint ver. 11 pentru ilustrații și QuarkXpress ver. 6.5 pentru layout-ul cărții. Sistemul de citare și bazele de date bibliografice le-am adaptat și dezvoltat de-a lungul anilor folosind ISI Thomson Endnote ver 6.0. Ilustrațiile fie îmi aparțin, fie, atunci când ele sunt preluate de la autori anteriori, sursa lor a fost indicată în explicațiile figurilor în text respective.

De-a lungul scrierii acestei cărți am fost sprijinit și încurajat de prieteni și

colegi, cărora doresc să le mulțumesc călduros. Dl. Prof. Dr. Doc. Theodor Neagu, membru al Academiei Române, Dl. Prof. Dr. Dan I. Grigorescu și Dl. Prof. Dr. Nicolae Țicleanu au recitat textul și au contribuit cu observații valoroase, ridicând astfel valoarea cărții în ansamblu, iar D-ra Conf. Dr. Ing. Iulia V. Lazăr a contribuit cu observații utile. Mulțumesc de asemenea D-lui Lect. Dr. Ing. Zoltan Csiki, pentru discuțiile utile avute și pentru observațiile inspirate. Mulțumesc D-lui Prof. Dr. Ing. Anton Anton, pentru încurajările și întrebările permanente, care au avut darul de a accelera scrierea acestei cărți. Mulțumesc în mod deosebit D-rei Ec. Raluca Păuna, care m-a încurajat și m-a inspirat permanent, a recitat și a corectat textul, fără ajutorul domniei sale această carte având să devină mai săracă. Mulțumiri și D-lui Geol. Sorin Buică, pentru asistența legată de software și hardware. Nu în ultimul rând, doresc să mulțumesc părinților mei, D-lui Emil Popa și D-nei Mihaela Popa, pentru încurajări, precum și fratelui meu, Dl. Emanuel Popa, pentru suport.

## Capitolul II. Definiții, domenii, importanță

Geologia este știința care se ocupă cu studiul Pământului, este o știință fundamentală cu aplicații semnificative. Geologia face parte din grupul de științe numit „științele Vieții și ale Pământului”, grup de științe fundamentale ce cuprinde două domenii: Geologia și Biologia. Din punct de vedere etimologic, termenul are două părți: *Geos* (Pământ) și *Logos* (Știință). La începuturile Geologiei ca știință, termenul sinonim inițial a fost cel de Geognozie, adică de cunoaștere a Pământului, însă treptat, termenul a pierdut din influență în favoarea Geologiei.

Geologia studiază Pământul în ansamblu, atât la suprafață, cât și în adâncime, din punct de vedere al structurii interne și al interacțiunilor dintre geosfere. Geologia studiază și explică formarea Pământului, structura sa internă, evoluția sa în timp geologic de la formare și până astăzi, configurațiile sale paleogeografice, formarea munților, deriva continentelor, expansiunea fundurilor oceanice, evoluția formelor de viață terestre, catastrofele majore de-a lungul istoriei Pământului, distribuția materiilor prime, originea și evoluția formelor de relief, formarea și compoziția mineralelor și a rocilor, alături de multe alte provocări pentru care răspunsurile sunt esențiale cunoașterii umane și dezvoltării societății. În sensul pe care l-am acordat aici Geologiei, aceasta este echivalentă cu ceea ce a fost denumit epistemologic ca “Științele Pământului” sau “Earth Sciences”.

Un aspect mai rar discutat în sfera de activitate economică, culturală, socială sau conservacionistă este faptul că Geologia și geodiversitatea unei regiuni reprezintă coloana vertebrală a teritoriului respectiv, oferind morfologia substratului sau relieful, geometria rețelei hidrografice, distribuția resurselor minerale, distribuția directă a așezărilor umane, a rețelelor de transport și economia regiunii. Biocenozele asociate urmează cu fidelitate pattern-ul indus de condițiile geologice habitatului natural. În consecință, reiese limpede că Geologia deține cheia multor procese petrecute în natură, iar conservarea geodiversității este la fel de necesară ca și conservarea biodiversității. Geologia este o știință complexă, cu multiple domenii, cu valențe fundamentale esențiale și cu aplicații importante într-o serie de ramuri primare ale activității umane. Domeniile Geologiei sunt următoarele:

1. Cristalografia este știința care se ocupă cu studiul structurii și proprietăților cristalelor. Un cristal este o structură materială bine definită din punct de vedere

geometric, cu o organizare regulată, determinată de o rețea cristalină.

2. Mineralogia este știința care se ocupă cu studiul mineralelor componente din structura diferitelor tipuri de roci cu compoziție bine stabilită, mineralele putând avea structuri cristaline sau amorfe. Un mineral este o entitate stabilă din punct de vedere chimic și fizic, omogenă, cu geometrie determinată de proprietățile cristaline.

3. Petrologia este știința rocilor. Rocile sunt agregate minerale cu compoziție și origini foarte diverse, fiind reprezentate de trei tipuri genetice: magmatice, metamorfice și sedimentare.

4. Geochimia este o ramură a Geologiei și a Chimiei simultan, se ocupă cu studiul proceselor chimice desfășurate în roci, minerale și fosile, astăzi sau în trecutul Pământului. Geochimia se ocupă cu ocurența diverselor elemente utile în scoarța terestră, contribuind decisiv la descoperirea unor noi zăcăminte de substanțe minerale utile.

5. Tectonica este știința care se ocupă cu studiul proceselor tectonice, procese de mare amploare legate de structura și evoluția învelișului extern al planetei, numit litosferă. Tectonica cuprinde câteva domenii majore ce corespund unor teorii de amploare unificate în cadrul acestei științe, cum sunt orogeneza (formarea munților), deriva continentelor și expansiunea fundurilor oceanice.

6. Geologia structurală este știința care se ocupă cu studiul diverselor tipuri de structuri litosferice, cu modul de aranjare și cu structura corpurilor de roci.

7. Paleontologia este știința care se ocupă cu studiul fosilelor. Fosilele sunt resturi conservate de organisme sau urme de activitate ale acestora. Aceste organisme au trăit în timp geologic, având sau nu reprezentanți actuali. Fosilele reprezintă o fracție extrem de redusă din paleobiocenozele din care provin, datorită factorilor de descompunere, transport, îngropare, transformare, cum sunt diageneza sau metamorfismul și dezagregare, factori care reduc drastic raportul dintre diversitatea fosilelor și diversitatea paleobiocenzelor. Paleontologia se înrudește foarte strâns cu Paleobiologia, cu care aproape se suprapune epistemologic, Paleobiologia având un caracter teoretic mai pronunțat și cu aplicații actualistice mai evidente. Paleontologia se împarte în următoarele subdomenii de cercetare:

- 7.1. Paleozoologia: studiază fosilele de animale;
- 7.2. Paleobotanica: se ocupă cu studiul fosilelor de plante superioare (cormofite, traheofite sau plante terestre);
- 7.3. Palealgologia: se ocupă cu studiul fosilelor de alge;
- 7.4. Paleopalinologia: se ocupă cu studiul sporilor și polenului fosil;
- 7.5. Micropaleozoologia: se ocupă cu studiul microfosilelor de animale, marine sau terestre;
- 7.6. Paleoichnologia: se ocupă cu studiul urmelor de viață lăsate de organisme în timp geologic;
- 7.7. Paleoetologia: se ocupă cu studiul comportamentului animal de-a lungul timpului geologic.

8. Geologia istorică este domeniul Geologiei care se ocupă cu istoria Pământului în ansamblu, luând în considerare atât fenomenele tectonice, petrologice, chimice cât și biotice. Geologia istorică se bazează pe principiile Stratigrafiei pentru a descifra în detaliu istoria planetei.

9. Stratigrafia este știința ordonării, corelării și datării corpurilor de roci, furnizează date esențiale asupra vârstei rocilor studiate, un aspect fundamental în Geologie. Include subdomenii precum Biostratigrafia, Litostratigrafia, Cronostratigrafia și Geocronologia.

10. Paleoecologia este știința care se ocupă cu studiul reconstuirii paleoecosistemelor, aplicând principiile de ecologie actuală paleoecosistemelor, în trecutul geologic.

11. Paleogeografia este știința care se ocupă cu studiul diverselor configurații geografice în timp geologic, aplicând principiile tectonicii globale și modelând procesele geologice de ansamblu pentru a reconstitui paleogeografia generală sau de detaliu.

12. Pedologia este știința solurilor, fiind un domeniu restrâns al Geologiei aplicat la soluri ca roci reziduale, aflate la interfața dintre litosferă, biosferă, atmosferă și hidrosferă. Studiul solurilor fosile, din trecutul geologic, poartă numele de paleopedologie.

13. Geomorfologia este domeniul geologic care se ocupă cu studiul formelor de relief interpretate ca rezultat al acțiunii factorilor modelatori externi sau exogeni,

asupra litosferei. Relieful este rezultatul interacțiunii dintre factorii exogeni, structura geologică și litologie, fiind întotdeauna expresia directă a geologiei unei regiuni. Un domeniu al geomorfologiei este morfologia carstică.

14. Speologia, carstologia sau știința carstului, este o ramură a Geologiei care se ocupă cu studiul domeniilor speleale, al peșterilor, în colaborare cu Biospeologia.

15. Geologia marină este știința ce studiază procesele ce se desfășoară în bazinele marine sau oceanice, precum și în zonele de coastă.

16. Geofizica este studiul Pământului prin metode indirecte, fiind folosite diferite tipuri de echipamente electronice pentru a înțelege diverse procese și structuri geologice. Aplică direct principiile Fizicii la studierea Pământului, studiind în principal câmpurile gravitațional, electric și magnetic pentru a interpreta realitatea geologică, mai ales acolo unde accesul direct este imposibil, cum este cazul structurilor adânci din scoarță, din manta sau din nucleul terestru. O ramură a Geofizicii este și seismologia sau știința cutremurelor.

17. Geologia aplicată este adaptată necesităților tehnice din diferite domenii ale Geologiei, cum este cazul petrolului, gazelor naturale, cărbunilor, zăcămintelor metalifere sau nemetalifere și nu în ultimul rând, a apei, domeniu de care se ocupă Hidrogeologia. Astfel de domenii aplicate ale Geologiei poartă numele de Geologia petrolului, Geologia cărbunilor, Geologia gazelor naturale, Geologia zăcămintelor, etc.;

18. Geologia inginerească este Geologia aplicată în construcții de locuințe sau de obiective industriale și reprezintă o ramură esențialmente aplicativă a Geologiei.

19. Geologia economică este geologia aplicată activităților economice, de extracție a diverselor tipuri de resurse minerale.

20. Geoarheologia este Geologia aplicată în Arheologie, desfășurată în cadrul siturilor arheologice.

21. Glaciologia este cea ramură a Geologiei care se ocupă cu studiul domeniilor criogene, al ghețarilor, calotelor polare, zăpezii și gheții.

22. Seismologia este știința seismelor, cea ramură a Geologiei care se ocupă cu

studiul și predicția cutremurelor.

23. Geologia planetară sau planetologia este acea ramură a Geologiei care studiază formarea și structura planetelor și a sateliților lor naturali, în special a planetelor și sateliților de tip terestru.

Geologia este știința fundamentală asupra Pământului ca planetă de tip terestru, studiind toate procesele și mecanismele legate de litosferă sau de interfața acesteia cu celelalte geosfere, de amploare sau de detaliu, de la suprafața scoarței terestre și până la nucleu. Din acest punct de vedere, importanța Geologiei este esențială pentru înțelegerea Pământului ca planetă, pentru înțelegerea trecutului, prezentului și viitorului acesteia. Fără Geologie, este imposibilă înțelegerea proceselor tectonice, mineralogice, petrografice și paleobiologice, a proceselor terestre, marine sau oceanice. Geologia este o știință robustă, onestă, profundă și de sine stătătoare, cu un obiect de studiu propriu, cu concepte, teorii și metode de studiu proprii. Geologia este legată strâns de Fizică, Chimie, Biologie și Astronomie, furnizând date primare și teme de cercetare indispensabile altor științe derivate sau aplicative. De asemenea, Geologia este știința ce permite studiul și exploatarea resurselor minerale, fără de care societatea umană nu s-ar putea dezvolta și nu ar putea progresa în nici un fel. Alături de Biologie, Geologia este cel de al doilea pilon, la fel de semnificativ ca și Biologia, în sistemul științelor Vieții și ale Pământului.

Paleontologia este indispensabilă înțelegerii originii și evoluției vieții, paradigme fundamentale care au marcat și continuă să marcheze gândirea umană. Originea vieții reprezintă una dintre întrebările cheie al cărei răspuns nu poate fi găsit fără contribuția Paleontologiei. Evoluția speciilor sau microevoluția și geneza grupelor majore de plante și de animale sau macroevoluția nu își pot afla răspunsul fără aportul Paleontologiei. Paleontologia este o ramură comună Geologiei și Biologiei, în virtutea faptului că fosilele se găsesc esențialmente în scoarță, dar reprezintă în același timp mărturii ale biologiei organismelor din trecutul geologic.

Ca implicație firească a legitimității și importanței Geologiei ca știință fundamentală, studiul planetelor în general și în special al celor din sistemul solar, preponderent al celor de tip terestru, este bazat numai pe Geologie. Cazul planetei Marte este special în acest context, având în vedere prioritățile de explorare a sistemului solar, Marte găsindu-se pe primul loc din acest punct de vedere, după Lună. Geologia Lunii și a planetei Marte au devenit domenii de sine stătătoare în ultimii 30-40 de ani, ca urmare a dezvoltării tehnologiei, a programelor spațiale și

a actualității întrebărilor fundamentale care își pot găsi răspunsurile pe planetele învecinate Pământului. Aceste întrebări sunt legate de originea și ocurența vieții pe Pământ și în sistemul solar, de posibilitățile de colonizare, de materiile prime ce se găsesc acolo și de perspectivele economice firești ce decurg din astfel de programe. Perspectivele de explorare directă, prin misiuni umane sau de explorare indirectă, prin trimiterea de sonde automate, inclusiv de roboți “geologi”, cum este cazul roverelor Spirit și Opportunity, sunt tot mai actuale în privința planetei Marte și a Lunii.

Ca orice știință complexă și naturalistică, Geologia își are rădăcinile epistemologice în Fizică, Chimie, Biologie, Astronomie și Matematică. Fizica furnizează bazele teoretice legate de studiul cristalelor, mineralelor și rocilor, cât și a structurilor corpurilor de roci, Chimia permite înțelegerea transformărilor mineralogice și geochimice din litosferă, Astronomia permite înțelegerea formării Pământului ca planetă, existența unor ciclicități de sedimentare și originea unor catastrofe majore în trecutul geologic, iar Biologia permite descifrarea paleobiocenozelor și a paleoecosistemelor sub toate aspectele lor: paleobiodiversitate, sistematică, taxonomie, stratigrafie, evoluționism, paleoetologie, etc.

### Capitolul III. Istoricul Geologiei și Paleontologiei

Grecii antici și-au pus primele întrebări legate de originea munților și de fosilele marine găsite acolo. Leonardo da Vinci, în secolul al XV-lea, a desenat aflorimente și a discutat originea fosilelor și Agricola s-a preocupat de clasificarea mineralelor, în secolul al XVI-lea. Bernard Palissy a fost printre primii cercetători-amatori în Paleozoologie, fiind implicat în producția porțelanului. În secolul al XVII-lea, Nicolaus Steno a enunțat principiile superpoziției stratelor, a orizontalității primare și a continuității laterale, valabile și astăzi, fiind considerat ca primul cercetător ce a enunțat o teorie geologică coerentă. În secolul al XVIII-lea, Robert Hooke (1703) a publicat primele ilustrații ale unor amoniți, iar Johan Scheuchzer (1709) a întreprins primele studii de Paleozoologie. Nicolaus Steno sau Niels Stensen (1638-1686) a fost primul mineralog, paleontolog, stratigraf și geolog, fiind deopotrivă anatomist și episcop. A enunțat o parte dintre principiile Stratigrafiei și un principiu de cristalografie și a călătorit în Europa.

Anglia este considerată țara în care s-a născut Geologia ca știință, deoarece aici William Smith a publicat în 1815 prima hartă geologică din lume, iar James Hutton (1795) a enunțat embrionii teoriei plutoniste și ai principiului uniformitarianismului, preluat mai târziu de Charles Lyell (1830). Conform teoriei plutoniste, procesele geologice au o origine legată de structura internă a Pământului, în secolul al XVIII-lea. Plutonismul l-a avut drept co-autor și pe Leopold von Buch, și s-a opus ca teorie neptunismului lui Abraham Gottlieb Werner, ce explica fenomenele geologice prin acțiunea directă a oceanelor. William Smith (1769-1839) a fost și unul dintre primii geologi care au recunoscut importanța fosilelor ca indicatori de vârstă ai rocilor în care se găsesc, folosind fosilele pentru a corela stratele de aceeași vârstă și pentru a desena harta geologică a Angliei. Smith este autorul primei hărți geologice a Marii Britanii, fiind și prima hartă geologică din lume, tot Smith fiind și autorul unei aserțiuni faimoase referitoare la vârsta și originea Pământului ca planetă: „there is no vestige of a beginning, no prospect of an end”. Smith a inventat coloana litostratigrafică, a fost un pasionat paleontolog și a influențat enorm Geologia vremii sale. I-au urmat Roderick Murchinson (1792-1871), care a pus bazele stratigrafiei Cambrianului și Silurianului, precum și Adam Sedgwick (1785-1873), influent geolog și stratigraf, unul dintre opozanții științifici ai lui Murchinson.

Neptunismul lui Abraham Werner (1787) a încercat să impună ideea

originii crustei terestre și a reliefului din ocean. În opinia lui Werner, rocile magmatice sau metamorfice s-au format primele, prin precipitare chimică din apa mării, urmate fiind de rocile sedimentare, mai tinere, care au precipitat ulterior. Ideile neptuniste nu i-au aparținut lui Werner, ci au fost preluate și rafinate de acesta, imprimându-le un sens mai coerent științific. Întreaga stratigrafie primitivă de la sfârșitul secolului al XVIII-lea a legat tipurile de roci cu vârsta acestora și a socotit vulcanismul ca un fenomen geologic insignifiant și temporar în timp geologic.

În secolul al XIX-lea, la Paris, Georges Cuvier (1769-1832), eminent geolog și paleontolog francez, a contribuit împreună cu Alexandre Brongniart la desenarea primelor hărți geologice ale Franței. Tot Cuvier a enunțat și principiul catastrofismului, considerând catastrofele drept un factor primordial în succesiunea florelor și a faunelor în timpul geologic, fiind în același timp un creaționist convins. Tot în viziunea lui Cuvier, lumea de azi a luat naștere printr-o catastrofă și a rămas neschimbată, opunându-se uniformitarianismului, care presupune că procesele geologice au prelucrat lumea încet și continuu și continuă să acționeze neschimbate și astăzi. Cuvier a încercat să ajusteze ideile Geologiei la ideile biblice și să armonizeze vederile strict creaționiste cu principiile Geologiei. Ca paleontolog, Cuvier a înțeles importanța fosilelor ca indicatoare de vârstă, ca și Hutton, dar a greșit considerând succesiunea faunelor ca fiind explicată printr-o succesiune continuă de catastrofe, urmate de creații speciale, miraculoase, efectuate de Creator. Unul dintre aliații lui Cuvier a fost și unul dintre primii micropaleontologi ai lumii, Alcide d'Orbigny. Ideile catastrofiste ale lui Cuvier și d'Orbigny au fost preluate necondiționat și mecanic de către creaționiștii moderni dar, în timp ce cei doi geologi au avut scuza contextului intelectual al vremii lor pentru teoria pentru care s-au luptat, creaționiștii moderni nu o mai au nici măcar pe aceasta.

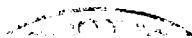
Cuvier a devenit în același timp principalul adversar al evoluționismului, reprezentat strălucit prin Jean Baptiste Lamarck. În secolul al XIX, teoriile Geologiei se rafinează în strânsă legătură cu teoriile Biologiei, ideea imensității timpului geologic și a îndelungatei istorii a vieții începând să prindă contur. Lamarck a fost un strălucit exponent al evoluționismului timpuriu, cunoscut astăzi sub numele de lamarkism, un curent ce consideră influența biotopului ca fiind foarte importantă în evoluția speciilor.

În Anglia, Charles Lyell (1830) a cristalizat și rafinat principiul uniformitarianismului, enunțat incipient de către James Hutton (1785), principiu care avea să fie cunoscut și detaliat mai târziu în ceea ce este numit astăzi principiul actualismului. Cartea lui Charles Lyell (1830), „Principles of Geology”, a

fost una dintre cărțile care l-au influențat mai târziu pe Charles Darwin în elaborarea teoriei evoluției speciilor prin selecție naturală.

Secolul al XIX-lea a reprezentat și momentul apariției primelor monografii paleozoologice și paleobotanice prin care s-au pus bazele acestor științe. August Sternberg a pus bazele Paleobotanicii, iar Adolphe Theodore Brongniart, fiul lui Alexandre Brongniart, este considerat unul dintre părinții Paleobotanicii, prima sa monografie fiind publicată în 1828. În Statele Unite, unul dintre primii paleobotaniști a fost Leo Lesquereux, care s-a ocupat de floarele paleozoice și mesozoice din America de Nord. Paleontologi celebri ai secolului al XIX-lea precum Georges Cuvier, Alcide d'Orbigny, Schloembach, Leopold von Buch, William Buckland, Jean Louis Agassiz și alții au fundamentat Paleozoologia. În America, John Hall și mai târziu, spre secolul al XX-lea, Charles Walcott au contribuit masiv la dezvoltarea Geologiei și respectiv a Paleontologiei. Agassiz (1807-1873) a publicat monografiile legate de peștii paleozoici, a predat istoria naturală la Neuchatel, s-a ocupat de sistematică, paleoclimat, glaciologie, fiind unul dintre adepții catastrofismului radical. Cuvier a fost un creaționist convins, unul dintre părinții catastrofismului, urmat îndeaproape de Alcide d'Orbigny (1802-1857).

Una dintre cele mai strălucite minți ale secolului al XIX-lea a fost Charles Darwin (1809-1882), autorul „Originii speciilor” (Darwin, 1859), co-autor al teoriei evoluționiste moderne împreună cu Alfred Russell Wallace (1823-1913). Astăzi, Charles Darwin este considerat nu numai unul dintre părinții teoriei evoluționiste, dar și un gânditor care a influențat filosofia și știința modernă în mod fundamental. Apariția „Originii speciilor” în 1859 a reprezentat un punct de cotitură în gândirea biologică și geologică universală, teoria evoluționistă a lui Darwin și Wallace rafinând lamarkismul și considerând selecția naturală drept unul dintre mecanismele fundamentale de speciație. Teoria evoluției speciilor a lui Darwin și Wallace a fost cu atât mai revoluționară cu cât autorii nu cunoșteau genetica. Mai târziu, împletirea dintre teoria clasică Darwin-Wallace cu descoperirile genetice a devenit Teoria sintetică a evoluției, rafinată de Ernst Mayr, Thomas Morgan, Theodosius Dobzhansky și George Gaylord Simpson, printre mulți alții. Voiajul în jurul lumii la bordul vasului Beagle a fost pentru Charles Darwin marea ocazie de a înțelege fenomene biologice și geologice complexe, precum și împletirea strânsă dintre acestea. Darwin a fost influențat de gândirea lui Charles Lyell, i-a fost student lui Adam Sedgwick, care a înțeles talentul de geolog al lui Darwin. Dealtfel, scopul științific inițial al activității lui Charles Darwin în voiajul în jurul lumii a fost Geologia, urmând să devină în cele din urmă și vicepreședinte al Societății Geologice britanice. Dealtfel, contribuțiile geologice ale lui Darwin despre recifii de



corali (Darwin, 1842) și vulcanism (1844, 1846) au avut un larg ecou în comunitatea geologică a vremii.

Alfred Wegener (1880-1930) a intuit deriva continentelor comparând conturul Africii cu cel al Americii de Sud, de unde a tras concluzia că cele două continente trebuie să fi fost parte dintr-un tot unitar în trecutul geologic. Wegener (1912, 1926) a încercat să demonstreze teoria derivei continentelor, aducând dovezi paleontologice, geologice și climatice, propunând și numele de Pangeea pentru un supracontinent primordial din care s-au desprins ulterior continentele de astăzi. Teoria lui Wegener a fost considerată eretică și nu a fost corect luată în considerare de comunitatea științifică a vremii, dar ulterior, la mult timp după moartea autorului în 1930, în timpul unei expediții în Groenlanda de Est, teoria sa a fost recunoscută la adevărata ei valoare. Alexander Logie du Toit (1937) a completat teoria lui Wegener cu noi dovezi paleontologice, legate în mod special de un supracontinent austral numit Gondwana, descris de acesta în opoziție cu un supracontinent boreal, botezat Laurasia. Du Toit (1878-1948) însuși a contribuit masiv la cunoașterea geologiei Africii de Sud și a adus dovezi încontestabile privitoare la paleogeografia Gondwanei și a Pangeei.

Eduard Suess (1831-1914) a fost profesor al Universității din Viena și s-a ocupat intensiv de Geologia Alpilor. A fost unul dintre înaintașii tectonicii globale, a intuit cu precizie evoluția geologică a Alpilor, contextul lor paleogeografic și a fost unul dintre partizanii teoriei Pământului contractat, teorie care în viziunea lui Dana și Mallet, încerca să explice mecanismele de subducție și de șarieră prin reducerea suprafeței scoarței terestre.

Descoperirea benzilor de inversiune magnetică de o parte și de alta a dorsalei medio-oceanice atlantice a demonstrat deriva continentelor, conducând implicit la elaborarea teoriei tectonicii globale și la ideea de ciclu tectonic. Tuzo Wilson (1908-1993), geolog canadian, a contribuit masiv la cristalizarea teoriei tectonicii globale, la înțelegerea faliilor transformante. În onoarea sa a fost numit ciclul supercontinental, cunoscut astăzi sub numele de "ciclu Wilson", început cu ruperea unui supercontinent, formarea unor noi oceane, colmatarea acestora, ridicarea unor noi catene cutate în urma coliziunii plăcilor litosferice și formarea din nou a unui supercontinent.

În România, bazele Geologiei au fost puse o dată cu înființarea primei universități românești, la Iași, în 1862, unde au predat Geologia și Paleontologia Grigore Cobălcescu și Gregoriu Ștefănescu. La Iași, Theodor Vășcăușanu a contribuit strălucit cu studii de paleozoologie, urmat de paleontologi și stratigrafi precum Nicolae Macarovici, Liviu Ionesi, Leonard Olaru, Ioan Turculeț și Mihai Brânzilă.

Perioada antebelică a însemnat și pentru Geologia și Paleontologia românească, alături de multe alte științe, un moment de avânt și de stimulare. În mod natural, cu toate că într-un fel puțin curios, perioada comunistă a adus Geologiei și Paleontologiei românești o largă recunoaștere de către structurile statului și de către societatea românească, în virtutea principiului că resursele minerale ale țării trebuie puse în evidență și exploatate cu profesionalism, fapte care s-au întâmplat în România vreme de peste 45 de ani de la instaurarea comunismului. Independența necesară a României și asociațiile Geologiei și Paleontologiei cu industria extractivă, în special cu minierul, copilul răsfățat al ideologiei comuniste și al structurilor postcomuniste, au făcut din aceste științe domenii în care tradiția românească s-a consolidat de-a lungul anilor. Perioada de glorie a Geologiei românești a început însă să apună spre începutul anilor optzeci, dar lovitura de grație aproape a venit după evenimentele petrecute în 1989. Anii nouăzeci au însemnat ani foarte dificili pentru Geologia și Paleontologia românească, marcați de un puternic brain-drain și de subfinanțare cronică, supraviețuirea acestor domenii fiind exclusiv meritul profesioniștilor dedicați, care au înțeles să își continue activitatea de cercetare, cu multe sacrificii, în pofida tuturor neajunsurilor și tratamentelor discriminatorii din partea statului și a societății în general. Nu în ultimul rând, un asemenea drum al Geologiei și Paleontologiei postdecembriste s-a datorat și necoeziunii reprezentanților lor și a inconsecvențelor politicilor de cercetare și predare din aceste domenii.

La Cluj-Napoca, în cadrul Universității Babeș-Bolyai, au predat geologi, paleontologi și paleobotaniști proeminenți precum Nicolae Meszaros, Nicolae Șuraru, Răzvan Givulescu, o lungă perioadă la Universitatea din Baia Mare și predau Iustinian Petrescu, Ioan Bucur, Sorin Filipescu, Vlad Codrea, alături de alți colegi de valoare.

La Universitatea din București, Geologia a început să fie predată o dată cu înființarea universității, în 1864. Gregoriu Ștefănescu a fost primul profesor de Geologie al Universității din București. Aici, Ludovic Mrazec (1906) a fundamentat teoria diapirelor de sare, teorie care și-a găsit rapid un ecou larg în lumea întreagă. Tot la București a predat și Sabba Ștefănescu, primul director al Laboratorului de Paleontologie, alături de alți profesori străluciți de Mineralogie și Paleontologie. Laboratorul de Paleontologie al Universității din București reprezintă una dintre cele mai vechi unități de cercetare în Paleontologie din România, fiind înființat în 1905. Printre cei mai pasionați și originali profesori de Paleontologie și Stratigrafie ai Laboratorului, în cadrul Universității din București, se pot aminti Ion Simionescu, paleontolog și neîntrecut scriitor de literatură de popularizare. I-au urmat Ion Z. Barbu, Miltiade Filipescu, Ioana Pană, Aurelia

Bărbulescu, Theodor Neagu, Dan Grigorescu și Ovidiu Dragastan, iar generația mai tânără include pe Alexandru Andrașanu, Iulia Iazăr, Zoltan Csiki, Marius Stoica și autorul. O istorie a Laboratorului de Paleontologie a fost publicată de către Theodor Neagu (2005). Profesori ai Facultății de Geologie și Geofizică, de la Catedra de Geologie și Paleontologie, au fost D. M. Preda, Grigore Răileanu, Vasile Lăzărescu, Simon Pauliuc, Ion Preda, lor urmându-le Nicolae Țicleanu, Corneliu Dinu și Eugen Grădinaru.

Institutul Geologic al României, înființat în 1906, a reprezentat un alt pol semnificativ al cercetărilor geologice din România. Înființat la începutul secolului XX, Institutul a editat și publicat hărțile geologice ale României și a desfășurat cercetări de amploare în toate domeniile Geologiei și Paleontologiei. Aici au activat nume proeminente din Geologia românească, precum Alexandru Codarcea, Dan Patrulius, Ioan Dumitrescu, lor urmându-le Mircea Săndulescu, Tudor Berza, Gheorghe Popescu, Emanuel Antonescu, Sergiu Năstăseanu, Antoneta Seghedi, Ioan Seghedi, Mihai Tatu, Marcel Mărunțiu, printre mulți alții. Muzeul de Geologie din București este o secție a Institutului Geologic al României și reprezintă o instituție de mare importanță în educația geologică a publicului larg, unde activează de asemenea geologi de valoare.

Alte institute bucureștene de cercetare în Geologie sunt Institutul Național de Geoecologie Marină Geocomar, Institutul Național de Geodinamică și Întreprinderea de Prospekțiuni Geologice, ultima recent privatizată. De asemenea, Academia Română include o secție de științe geonomice, cu filiale la Cluj-Napoca și Iași, unde Geologia este reprezentată prin geologi de frunte din România. Companiile de petrol dispun de centre de cercetare în Geologie, așa cum este cazul Petrom-OMV, ce dispune de un centru modern de cercetare la Ploiești.

## **Capitolul IV. Principiile Geologiei stratigrafice**

Principiile Geologiei și ale Stratigrafiei sunt strâns legate între ele, aproape identice, au fost stabilite încă de la nașterea Geologiei ca știință, în secolul al XVIII-lea. Nicolaus Steno (Niels Stensen), William Smith, James Hutton, Charles Lyell și alți cercetători proeminenți au pus bazele acestor principii și le-au rafinat pe măsură ce cunoașterea și înțelegerea geologică se aprofunda. Dott & Prothero (1994) și Grigorescu (2003) au detaliat aceste principii și au discutat detalii legate de istoria acestora.

### **1. Principiul superpoziției stratelor**

Într-un bazin de sedimentare, cu poziție originală orizontală, neafectat tectonic, stratele mai tinere sunt sedimentate în mod natural peste stratele mai vechi. În consecință, dacă stratele mai tinere se găsesc sub stratele mai vechi, putem trage concluzia că succesiunea acelor stratele a fost răsturnată tectonic, prin cutare sau prin falieri.

### **2. Principiul orizontalității primare**

Presupune faptul că inițial, stratele sedimentare s-au depus pe suprafețe orizontale, ca urmare a mișcării apei ce conține suspensia de sedimente, fapt care a permis generarea unei geometrii planare a acestor structuri primare.

### **3. Principiul continuității laterale**

Sedimentele depuse într-un bazin de sedimentare formează un strat cu continuitate laterală originală și dreaptă pînă la marginea aceluși bazin de sedimentare, acolo unde stratul își pierde continuitatea laterală și se subțiază pînă la grosimea zero.

### **4. Principiul evoluției organismelor**

Este cunoscut și sub numele de principiul succesiunii paleontologice: într-o succesiune de stratele de roci, stratele mai tinere conțin fosile mai evolute decât fosilele din stratele mai vechi. Spre exemplu, stratele continentale ce conțin criptogame vasculare de tipul licopsidelor și ferigilor arborescente, plante superioare primitive, sunt mai vechi decât stratele de același tip ce conțin angiosperme, plante superioare evolute. Primele asociații sunt caracteristice

Paleozoicului târziu, iar angiospermele sunt caracteristice Cretacicului și Neozoicului.

## 5. Principiul actualismului

Actualismul presupune că fenomenele geologice au decurs în mod asemănător cu fenomenele geologice din ziua de azi, dar nu identic, de-a lungul timpului geologic, în baza faptului ca legile Fizicii și ale Chimiei au rămas neschimbate. Corolarul actualismului se referă la cunoașterea trecutului înțelegând mai bine fenomenele geologice de astăzi sau altfel exprimat, prezentul este cheia înțelegerii trecutului geologic.

La baza principiului actualismului stă uniformitarianismul lui Charles Lyell (1830), preluat de la James Hutton (1785). Charles Lyell (1797-1875) a susținut ideea că fenomenele geologice s-au desfășurat uniform, neschimbate în timp geologic și perfect asemănătoare cu cele de astăzi, modelând continuu structura Pământului. Lyell este exponentul uniformitarianismului clasic și extrem, conform căruia procesele geologice s-au desfășurat din exact aceleași cauze și cu aceeași intensitate ca și astăzi, fapt ce nu corespunde în întregime realității geologice și evoluției Pământului ca întreg. Spre exemplu, frecvența cutremurelor în viziunea uniformitarianistă extremă a lui Lyell este identică de-a lungul perioadelor geologice, dar ea nu corespunde realității deoarece astăzi cunoaștem faptul că în timpul perioadelor de paroxism orogenetic, cutremurele sunt mult mai frecvente decât în timpul perioadelor de liniște tectonică.

Motivele pentru care Charles Lyell a căutat să accentueze în așa măsură aspectele uniformitarianiste trebuiesc căutate în contextul intelectual al epocii, marcat de intensa rezistență la orice reprezenta o amenințare la doctrina creștină, fundamentată în Geologie prin curentul catastrofist și creaționist al lui Georges Cuvier. Lyell a căutat să se opună cât mai viguros creaționismului reduționist, într-o epocă în care vârsta Pământului se calcula interpretând Facerea și de aceea a căutat să accentueze caracterul neschimbat al proceselor geologice în timp.

Actualismul reprezintă rafinarea uniformitarianismului, luând în considerare faptul că unele procese geologice s-au desfășurat cu intensități diferite în timp geologic, în urma variației unor condiții fundamentale fizice și chimice, precum durata diferită a anului terestru, a concentrației variabile de bioxid de carbon sau de oxigen atmosferic. Prin studii paleontologice, cercetându-se septecele secretate diurn ai unor corali paleozoici, s-a putut constata faptul că în Paleozoicul timpuriu, un an terestru număra peste 400 de zile, ca urmare a faptului că viteza de rotație a Pământului era mai mare decât astăzi. Un asemenea

fenomen de variație a vitezei de rotație a indus și variații în desfașurarea unor procese biotice și geologice, variații ce sunt luate în considerare de către actualism și au fost negate de uniformitarianismul clasic. Concentrația de oxigen atmosferic a variat drastic în timp geologic, fapt care a dus la reacții radicale ale biosferei. Un asemenea moment a avut loc în Proterozoic, o dată cu prima intoxicație cu oxigen, care a dus la declanșarea unor procese de oxidație puternice și care, implicit, au generat “Formațiunile de fier” sau “Banded Iron Formations” (BIFs). Variația bioxidului de carbon atmosferic a variat și ea puternic de-a lungul istoriei Pământului, generând efecte de seră intense, cum sunt acelea de la limita Triasic-Jurassic și de la limita Permian-Triasic, respectiv limita Paleozoic – Mesozoic. Astfel de concentrații de bioxid de carbon au indus schimbări majore în biosferă și au condus la modificarea puternică a unor procese geologice cum sunt ratele de eroziune a catenelor cutate, la variații în gliptogeneză, a încărcării cu sedimente a bazinelor sedimentare și implicit la modificarea vitezei de subsidență sau de scufundare, a unor terenuri complexe, regionale.

## Capitolul V. Metode de cercetare în Geologie

Geologia ca știință include două grupe principale de metode de cercetare: metode directe și metode indirecte de cercetare. Metodele directe de cercetare presupun accesul direct, nemijlocit și fizic al cercetătorului la realitatea geologică a aflorimentelor, a mineralelor, rocilor și fosilelor studiate. Metodele indirecte de cercetare includ metode ce presupun folosirea unor echipamente complexe de cercetare, precum microscopice electronice, microsonde, cromatografe, echipamente de cercetare geofizică, seismografe, magnetometre, electrometre, computere, etc., ce se interpun între realitatea geologică și cercetătorul geolog.

Metodele directe de cercetare includ cartarea geologică, prelevarea de probe geologice sau paleontologice, lucrul direct pe afloriment în vederea înregistrării informației pur geologice: mineralogia și petrologia ariei studiate, paleontologia și structura geologică, vârsta rocilor din afloriment și în general din aria studiată, precum și relieful și evoluția regiunii. Din acest punct de vedere, Geologia clasică a rămas neschimbată de la începuturile sale și implică deplasarea pe teren, cu echipamentul adecvat: bocanci, îmbrăcăminte adaptată condițiilor de lucru, ciocan geologic, busolă geologică, lupă, ac, sticlură de acid clorhidric, altimetru, carnetul de teren, la care se adaugă aparatul de fotografiat digital și mai nou, GPS-ul (dispozitivul de navigație globală, în contextul Global Positioning System - GPS). Dealtfel, ustensilele simbol ale Geologiei au rămas ciocanul geologic, busola și lupa, iar simbolul grafic al științei este reprezentarea a două ciocane geologice încușate alături de motto-ul „Mente et Malleo” sau „Mintea și Ciocanul”, cu trimitere la inteligență și putere. Simbolistica geologică este strâns legată de cea minieră, cu origini comune din timpul Evului mediu târziu german.

Metodele de cercetare de laborator sunt foarte variate și complexe, în funcție de domeniul de cercetare ales în Geologie sau în Paleontologie. Tehnicile de preparare a materialului paleobotanic sau paleozoologic, implică de obicei degajarea și macerarea materialului vegetal sau animal, separarea fracției organice de matricea minerală în vederea clarificării caracterelor morfologice și structurale. Ele includ procese mecanice de degajare a materialului sau procese chimice de macerare și dizolvare a matricii minerale.

Secțiunile subțiri sunt foarte frecvent folosite pentru toate tipurile de studii paleontologice, mineralogice sau petrologice și presupun secționarea rocilor în

fragmente atât de subțiri (mai mici de 0,2mm) încât să permită trecerea luminii și studiul acestora la microscop. Secțiunile subțiri sunt fundamentale în studiile de specialitate, deoarece permit analiza microscopică a mineralelor implicate și a structurilor microscopice de natură organică, vegetală sau animală.

Microscopia optică, cu lumină transmisă sau polarizată, ce folosește secțiunile subțiri, preparatele biologice sau șlifurile (fragmente de rocă șlefuite în vederea studierii în lumină reflectată), este completată de microscopia electronică cu baleiaj clasică (SEM - Scanning Electron Microscopy) sau environmentală (ESEM – Environmental Scanning Electron Microscopy) și cu fascicol transmis (TEM - Transmitted Electron Microscopy).

Microscopia de toate tipurile este dublată astăzi de programe de analiză a imaginii ce permit automatizarea și efectuarea de studii statistice accelerate de recunoaștere de culoare și de morfologie. De asemenea, softurile GIS (Geographic Information System) precum Mapinfo și Arcview sunt programe de desenare de hărți ce permit concomitent conectarea acestor hărți la baze de date de toate tipurile, stocând în mod coerent informația de tip geologic și paleontologic în raport cu distribuția spațială, geografică, a acestora.

Alte metode de cercetare de laborator implică studii de refractometrie, difractometrie, radiatii X, tomografie, rezonanță magnetică nucleară, cromatografie, geochimie și multe alte tipuri de investigații, adaptate tipului de cercetare abordat.

Metodele indirecte de cercetare presupun existența unor echipamente complexe de analiză și cercetare, în special legate de cercetarea geofizică, asupra câmpului gravitațional, magnetic și electric terestru. Aerofotogrametria presupune fotografierea teritoriului din spațiul aerian, folosind un aparat de zbor echipat special pentru fotografii de înaltă rezoluție. Această tehnică de investigație este și astăzi de actualitate, permițând folosirea unei informații geologice relativ ieftine, cu costuri mai reduse decât în cazul imagisticii satelitare.

Imagistica satelitară, teledetecția sau metodele de interpretare a informației geologice din satelit – Remote Sensing, are o influență din ce în ce mai puternică, devenind astăzi indispensabilă în Geologie, în virtutea faptului că permite identificarea informației de tip geologic cu o acuratețe și o rezoluție de neegalat. Evident, tehnicile de remote sensing nu pot înlocui, sub aspectul conciziei informației, tehnicile directe de investigație, dar ele și-au arătat o dată în plus valoarea excepțională odată cu explorarea planetei Marte și a Lunii, acolo unde observația directă este extrem de redusă, ca în cazul satelitelui natural al Pământului sau cu totul inexistentă, în cazul Planetei Marte. Cartarea prin remote sensing permite identificarea de resurse de materie primă la costuri relativ reduse

și cu precizii impresionante, ceea ce a dat în ultimii ani un impuls major metodelor de remote sensing în Geologie și în Biologie. Imagistica satelitară a pornit ca o aplicație militară și ca o alternativă la aerofotogrametria teritoriului inamic, acolo unde avioanele de aerofotogrametrie riscau să fie doborâte pe teritoriul ostil. Tehnicile de remote sensing nu presupun folosirea strictă a spectrului vizibil al luminii, ci ele se referă la folosirea și a altor lungimi de undă, inclusiv la folosirea radarului, a laserului sau a altor tipuri de radiații. Ultimele tehnici de remote sensing implică folosirea radarului cu apertură sintetică, util în generarea de hărți cu planimetrie digitală a terenului, a laserului sau a diverselor tipuri de fotometre și radiometre. Sisteme de sateliți implicați în remote sensing sunt Spot, Landsat, Ikonos, Radarsat sau Magellan, ce aparțin Statelor Unite sau Uniunii Europene, dar și unor țări precum Rusia, Belarus, China, India, Japonia, Argentina sau Israel.

Principalele metode de cercetare indirectă în Geologie cuprind magnetometria, radiometria, electrometria, alături de gravimetrie și geodezie, cu teledetecție clasică sau satelitară. Gravimetria este o metodă geofizică ce permite identificarea anomaliilor câmpului gravitațional în raport cu structura geologică și litologia specifică regiunii studiate, permițând punerea în evidență a unor corpuri de roci cu semnificație specială, științifică sau economică precum zăcăminte metalifere, nemetalifere, sare, etc.).

Electrometria este la rândul ei o metodă geofizică de măsurare a rezistivității terenurilor studiate, pentru a deduce informația litologică sau structurală respectivă. Electrometria se folosește cu succes în forajele de toate tipurile, de petrol, de apă, de punere în evidență a unor zăcăminte speciale, etc., acolo unde toate categoriile de roci au propria semnatură electrometrică. Prin magnetometrie se determină variațiile câmpului magnetic terestru, cu implicații în distribuția diferitelor tipuri de mineralizații feroase cu proprietăți magnetice. Radiometria măsoară proprietățile radiometrice ale rocilor și permite identificarea distribuției elementelor radioactive în terenurile studiate. Identificarea corectă a structurii de zăcământ a minereurilor uraninifere poate aduce nu numai reduceri semnificative de costuri ale exploatării dar și la îmbunătățiri fundamentale a securității exploatărilor de uraniu.

## Capitolul VI. Patrimoniul geologic

Patrimoniul geologic este reprezentat prin valori geologice excepționale, de patrimoniu, care, prin natura lor, necesită conservare. Aceste valori patrimoniale pot fi situri geologice, adică aflorimente cu importanță științifică, estetică sau educațională excepțională de natură paleontologică, stratigrafică, mineralogică, petrografică sau structurală. De asemenea, valorile patrimoniale geologice pot fi reprezentate prin colecții de minerale, roci și fosile cu valoare ridicată, necesitând la rândul lor conservare în perimetre special amenajate. Geodiversitatea este expresia varietății geologiei unei regiuni, incluzând rocile, mineralele, fosilele sau structurile geologice deschise la zi prin mijloace naturale sau antropice. Geodiversitatea este echivalentul geologic al biodiversității în Biologie.

Localitățile "fossile Lagerstätte" sunt localități excepționale din punct de vedere paleontologic, importante fie datorită concentrației masive de resturi fosilizate, fie conservării excepționale a acestor fosile, fie din amândouă punctele de vedere la un loc. Termenul a fost folosit pentru prima oară de Adolf Seilacher, fiind inspirat de cuvântul Lagerstätte ce semnifică în limba germană zăcământ cu importanță economică (Gabbott, 2005). Exemple de localități fossile Lagerstätte din lume sunt Burgess, în Columbia Britanică, pentru nevertebrate cambriene excepțional conservate, cu părți moi ale corpului; Chengjian, echivalentul chinez al localității Burgess; Messel, în Germania, pentru faună și floră eocenă; Rhyinie, pentru floră și nevertebrate terestre Devonian timpurii, etc. În România nu au fost declarate până acum localități fossile Lagerstätte, dar în țară există un bun potențial pentru declararea acestora ca atare. Anina, în Județul Caraș-Severin, este conservată excepțional o floră fosilă foarte diversă, carbogeneratoare și compresivă, de vârstă Jurassic timpurie, în aceleași depozite continentale fiind descoperite recent urme de pași de tetrapode și tuneluri de dinosaurieni. La Svința, în cadrul Parcului Natural Porțile de Fier, există un sit cu o concentrație excepțională de amonoidee Jurassic medii, în strate asemănătoare stratelor de Klaus.

În Hațeg există astăzi Geoparcul dinosaurilor din Țara Hațegului, grație eforturilor colegilor de la Universitatea din București, sub îndrumarea Prof. Dr. Dan Grigorescu, Lect. Ing. Alexandru Andrășanu și Lect. Dr. Ing. Zoltan Csiki. În Hațeg, depozitele continentale de vârstă maastrichtiană cuprind o bogată faună cu dinosaurieni, inclusiv cuiburi de ouă. Geoparcul dinozaurilor din Țara Hațegului a

fost înființat prin hotărâre de guvern în anul 2004, iar proiectele legate de acest geoparc au început să fie derulate prin SPMG încă din anul 2000. În 2005, Geoparcul dinosaurilor a fost inclus în rețeaua europeană a geoparcurilor. Lucrări legate de geoconservare au fost publicate de către Bleahu et al. (1976), Grigorescu & Norman (1990), Grigorescu (1994, 1996, 2006), Grigorescu & Andrășanu (2006), Popa (2003), Popa et al. (2004) și Androne et al. (2005).

Geologia parcurilor naturale și naționale reprezintă coloana vertebrală a resurselor naturale ale acestora. Parcurile naturale reprezintă arii protejate cu o rețea antropică mai bine dezvoltată, în timp ce parcurile naționale reprezintă arii protejate în care geodiversitatea și biodiversitatea sunt slab afectate de dezvoltarea umană.

Universitatea din București s-a aflat în avangarda geoconservării europene, în 1977 fiind înființat Cercul de Protecție a Mediului Geologic, cuprinzând cadre didactice ale Catedrei de Geologie și Paleontologie și studenți geologi. În 1990, cercul a devenit una dintre primele organizații neguvernamentale din România, sub numele de Societatea de Protecție a Mediului Geologic (SPMG). Prof.Dr. Dan Grigorescu și Lect. Ing. Alexandru Andrășanu au coordonat numeroase proiecte de geoconservare prin SPMG, reprezentând și asociația europeană de conservare a patrimoniului geologic "Progeo".

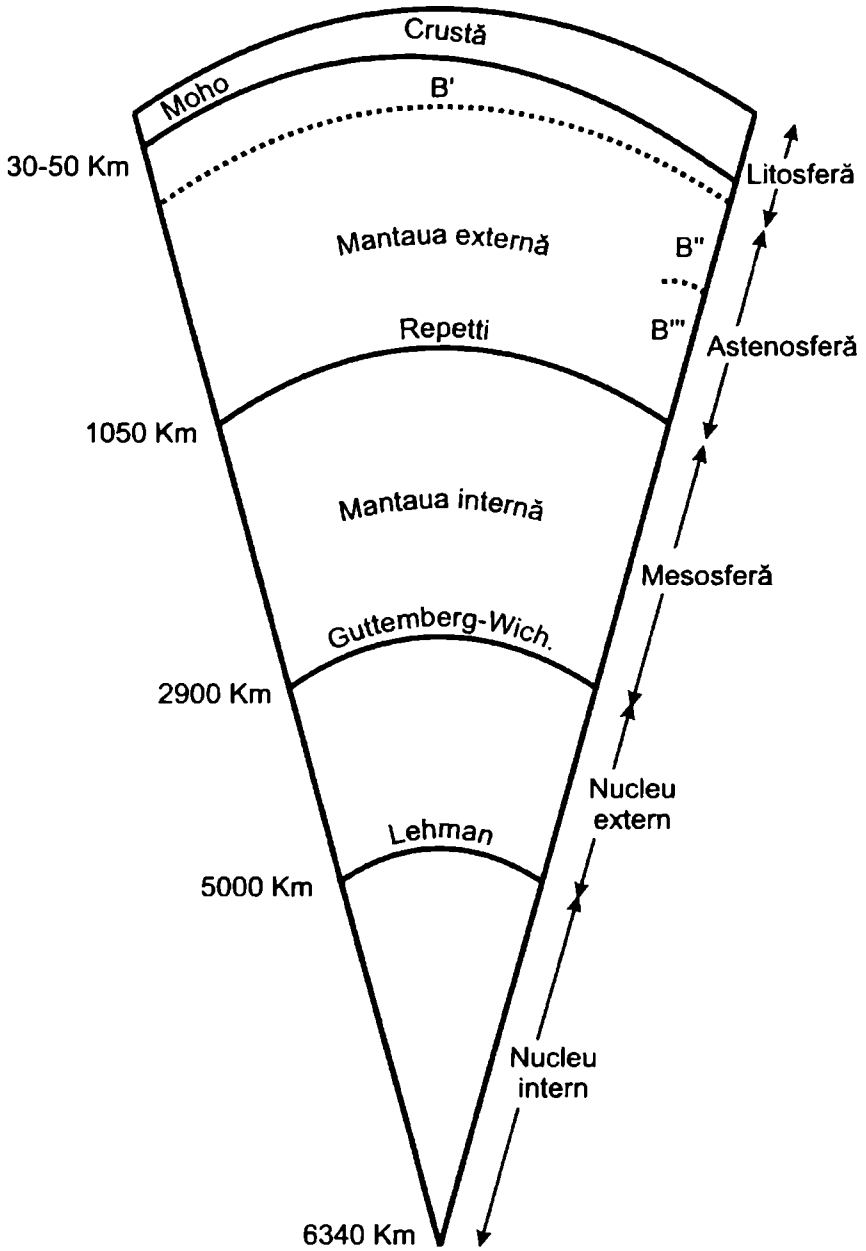
## Capitolul VII. Structura internă a Pământului

Structura internă a Pământului este o problemă complexă și reprezintă și astăzi un subiect important de dezbateră în lumea științifică. Cu mijloacele tehnice moderne, putem să înțelegem procesele și fenomenele geologice prin explorare directă numai până la adâncimea de 2,5-3 kilometri, adâncime la care s-au efectuat cele mai adânci lucrări miniere. Cele mai adânci mine din lume se găsesc în Africa de Sud, pentru extracția diamantelor, la adâncimi de aproape 3 kilometri, în timp ce în România, cele mai adânci lucrări miniere se găsesc la Anina (Judetul Caraș-Severin), având 1300 metri adâncime, pentru extracția huilei. Forajele cele mai adânci au ajuns până la adâncimi maxime de 7-10 kilometri, aproape de prima discontinuitate semnificativă din structura Pământului, discontinuitatea Mohorovicic, dar aceste adâncimi sunt insignifiante comparativ cu raza medie a Pământului, de 6370 kilometri. Investigarea structurii interne a Pământului se poate face numai indirect, atât prin analiza undelor seismice produse natural și artificial, cât și prin studiul meteoriților, considerați materia primă de formare a planetelor sistemului solar.

De la suprafața Pământului către centru, studiul undelor seismice a arătat diviziuni structurale majore, caracterizate de densități diferite ale materiei, separate prin discontinuități importante ce sunt marcate de o modificare a vitezei de propagare, indicație clară a unor limite importante în structura internă și a schimbărilor de densitate. Undele seismice se împart în unde seismice primare sau longitudinale, notate ca „unde P”, fiind primele unde seismice ce apar la suprafață în momentul de producere a unui cutremur și au viteza cea mai mare; respectiv unde secundare sau transversale, notate ca „unde S”, de viteză mai mică. Undele secundare nu trec prin medii lichide sau semilichide și reprezintă un indicator semnificativ pentru starea învelișurilor interne terestre.

Diviziunile majore ale structurii interne sunt crusta terestră, mantaua, cu stratul său superior numit astenosferă și nucleul Pământului, separate prin discontinuități importante și zone de tranziție (Text-fig. 7.1).

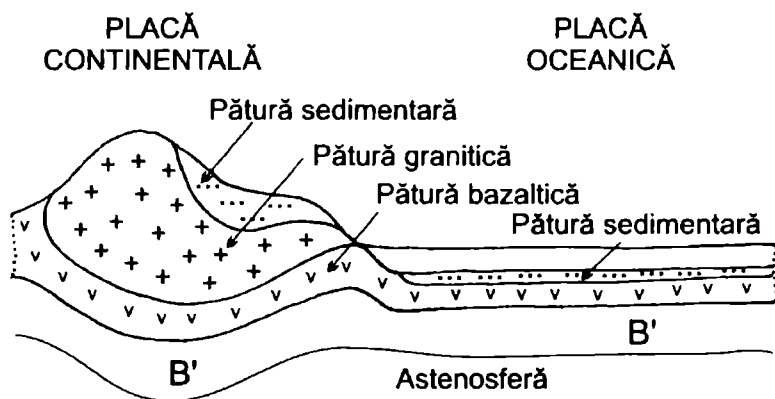
1. Crusta terestră este învelișul exterior, cel mai subțire, ce are o comportare mecanică și tectonică rigidă, comportându-se inflexibil și suportând presiuni orientate sau stress, pentru lungi perioade de timp (Dinu & Pauliuc, 1985). Crusta are o grosime medie de 10-12 kilometri sub oceane și 30-50 kilometri sub



Text-fig. 7.1. Structura internă a Pamântului.

continente, cu grosimi minime de 3-7 kilometri în apropierea rifturilor sau fracturilor oceanice. Crusta este separată de stratul cel mai înalt al mantalei prin așa numita discontinuitate Mohorovicic, prescurtată ca „Moho”, o discontinuitate importantă pusă în evidență seismic, înregistrată prin modificarea vitezelor de propagare ale undelor S și P. În crustă, undele seismice se deplasează cu viteze sub 7 kilometri/secundă, iar sub discontinuitatea Moho acestea capătă o viteză de 8,1-8,2 kilometri/secundă (Pauliuc & Dinu, 1985). Există o deosebire netă în compoziția și grosimea crustei per ansamblu, fiind separate două tipuri fundamentale de crustă: crusta oceanică și crusta continentală (Text-fig. 7.2).

Crusta continentală (Text-fig. 7.2) este cea mai groasă și cuprinde trei învelișuri, de la suprafață spre Moho: învelișul sedimentar, învelișul granitic, tipic continentelor și învelișul bazaltic. Are o densitate medie de  $2,7 \text{ grame/cm}^3$ , cu silicați de aluminiu, de unde și numele de „Sial”. Învelișul sedimentar este reprezentat prin stiva de roci sedimentare depuse în diferite ambianțe sedimentare de tipul ambianțelor aluviale, fluviatile, lacustre, paludale, etc., în cuprinsul bazinelor de sedimentare continentale sau în ambianțe marine de șelf, de câmpie abisală sau de fosă, în cuprinsul bazinelor sedimentare marine și oceanice. Învelișul granitic este reprezentat prin granite și gnaise și constituie stratul ce conferă cea mai mare grosime plăcilor continentale. Învelișul granitic



Text-fig. 7.2. Crusta, litosfera și astenosfera.

este substanțial la baza lanțurilor muntoase, constituind „rădăcina” munților (Lăzărescu, 1980). Învelișul bazaltic cuprinde bazalte și gabbrouri. Între învelișul granitic și cel bazaltic, în plăcile continentale apare o discontinuitate seismică numită discontinuitatea Conrad. Crusta continentală include scuturile continentale, unde grosimea acesteia este cea mai mare, catenele muntoase și unitățile de

platformă, acreejonate sau lipite la scuturile continentale.

Crusta oceanică (Text-fig. 7.2) include învelișul sedimentar și cel bazaltic, lipsindu-i învelișul granitic, fiind generată de-a lungul dorsalelor medio-oceanice, în regim tectonic extensiv și fiind consumată în procesele de subducție, în regim compresiv. Are o densitate de 3 grame/cm<sup>3</sup> și este abreviată și sub numele de „Sima”, fiind bogată în siliciu și magneziu. Învelișul sedimentar al plăcilor oceanice cuprinde sedimente oceanice, depuse în ambianțe sedimentare turbiditice, de câmpie abisală. Învelișul bazaltic include bazalte, pillow lave, spillite și gabbrouri. Sub acestea s-ar găsi serpentinite, în apropierea discordanței Moho, foarte rar aflorate sau deschise la zi la suprafața Globului, un asemenea caz fiind asociația de serpentinite și gabbrouri din Valea Dunării, la Luși și Eibenthal, în Parcul natural Porțile de Fier.

2. Mantaua (Dinu & Pauliuc, 1985) este stratul intermediar între crustă și nucleu, cu o grosime de peste 3000 kilometri, incluzând o zonă de tranziție ce separă mantaua inferioară de cea superioară (Text-fig. 7.1). Se presupune că este alcătuită din peridotit, o roca bogată în magneziu și fier, neagră și densă. Sub discontinuitatea Mohorovicic, se înregistrează un strat coeziv cu crusta, aflat imediat sub aceasta, numit stratul B', cu o grosime de 50-150 kilometri sub continente și 50-70 kilometri sub oceane. Stratul B' împreună cu crusta formează litosfera terestră, ce definește plăcile litosferice ca un tot unitar.

Sub litosferă se găsește mantaua superioară, din care, până la o adâncime de 700-800 de kilometri, se definește astenosfera, un strat al mantalei superioare cu proprietăți semilichide, în care magma este mobilă și permite existența unor curenți verticali, numiți curenți de convecție. Astenosfera nu este în întregime lichidă, fiind străbătută de undele transversale de tip S.

Curenții de convecție astenosferici au o mare influență asupra evoluției tectonice terestre, determinând modul și tempo-ul driftului continental sau riftarea unei plăci oceanice sau continentale. Formarea curenților de convecție este datorată diferențelor de temperatură între diverse niveluri ale astenosferei, diferențe de temperatură ce provin în special din distribuția neuniformă a elementelor radioactive din manta.

Zona de tranziție separă mantaua inferioară de mantaua superioară și se întinde între adâncimile de 400 și aproximativ 1000 kilometri, fiind caracterizată de creșterea progresivă a vitezelor undelor seismice. La adâncimea de aproximativ 1050 de kilometri, respectiv la 1050 kilometri sub continente și la 1250 de kilometri sub oceane (Pauliuc & Dinu, 1985), limita dintre astenosferă și mantaua inferioară este marcată de discontinuitatea Repetti.

Mantaua inferioară se întinde între adâncimile de 1050 kilometri și 2900 kilometri, până la limita cu nucleul extern. Aceasta limită este marcată de discontinuitatea Gutenberg-Wiechert. În cuprinsul mantalei inferioare, vitezele undelor seismice cresc (Pauliuc & Dinu, 1985).

3. Nucleul reprezintă ultima diviziune, centrală, în structura Pământului (Text-fig. 7.1). A fost diferențiat în nucleul extern și nucleul intern, separate, după unii autori, de o zonă de tranziție. Nucleul extern este situat între adâncimile de 2900 kilometri și 5000 kilometri, între discontinuitățile Gutenberg-Wiechert și Lehman, este considerat a fi lichid datorită faptului că nu este străbătut de undele seismice și de asemenea de a fi gazda a unor curenți de convecție. Sub discontinuitatea Lehman începe nucleul intern, considerat a fi solid, până la adâncimea de 6370 kilometri, o zonă cu caractere omogene din punct de vedere al comportamentului undelor seismice. Nucleul Pământului este considerat a avea o importanță majoră în geneza câmpului magnetic terestru, constituind sursa internă, principală, a geomagnetismului.

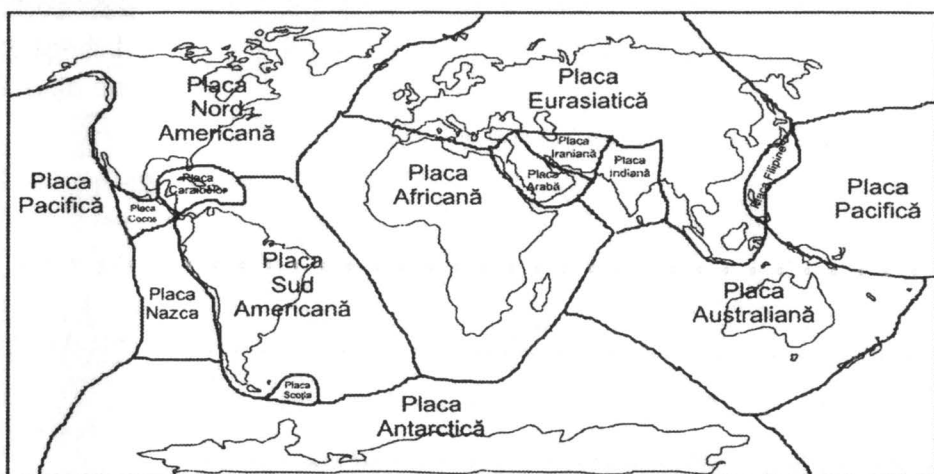
## Capitolul VIII. Tectonica globală

Tectonica globală este teoria unificatoare a proceselor tectonice în ansamblul lor și cuprinde trei secțiuni majore (Bleahu, 1983, 1989; Pauliuc & Dinu, 1985): teoria expansiunii fundurilor oceanice, deriva continentelor și teoria tectonicii plăcilor. O carte de specialitate, remarcabilă în peisajul publicistic de limba română, este cea a lui Bleahu (1983, 1989). Termenii de litosferă și astenosferă capătă o semnificație tectonică specială, definind mai coerent imaginea obținută prin imagistica seismică și prin observațiile asupra proceselor tectonice în general.

Plăcile litosferice sunt reprezentate prin fragmente de crustă la care se adaugă coeziv, sub discontinuitatea Moho și stratul superior, B', al mantalei superioare. Plăcile se găsesc în mișcare pe suprafața astenosferei, imaginea clasică a acestei mișcări fiind asimilată cu mișcarea cuburilor de gheață ce plutesc într-un pahar cu apă. Conturul plăcilor litosferice este definit prin așa numitele zone labile ale litosferei, reprezentate prin rifturi, dorsale medio-oceanice, subducții, triple joncțiuni și falii transformante, adică zone în care procesele tectonice se desfășoară preponderent. Zonele labile au semnificație geotectonică, deoarece în aceste zone au loc principalele mișcări tectonice, în care se generează sau se consumă material litosferic. Litosfera, în ansamblul ei, este reprezentată printr-un mozaic de plăci litosferice, dintre care 7 plăci litosferice majore: Placa Nord Americană, Sud Americană, Africană, Euroasiatică, Antarctică, Indo-australiană, și vest Pacifică (Text-fig. 8.1). Nucleele plăcilor litosferice continentale sunt reprezentate prin așa numitele "scuturi continentale". Acestor scuturi li s-au adăugat, în timp geologic, zone labile, care, pe măsură ce au fost acreționate sau alipite scuturilor, au devenit terenuri stabile și au format împreună cu acestea unități tectonice de platformă, stabile, numite și cratoni, formând astfel masa propriu-zisă a platformelor continentale, mai tinere decât scuturile cărora li se asociază (Text-fig. 8.2).

Plăcile litosferice sunt de două tipuri: continentale, cu grosime mare, incluzând învelișul granitic, alături de învelișul sedimentar și cel bazaltic și plăci oceanice, subțiri, numai cu învelișul sedimentar și cel bazaltic. În astenosferă, datorită distribuției diferite de elemente radioactive, se produce o diferențiere de temperatură și în consecință, nașterea curenților de convecție, cu un rol important în mișcarea plăcilor litosferice. Curenții de convecție astenosferici sunt curenți verticali, aflați într-o mișcare circulară de viteză mică, formând așa numitele celule

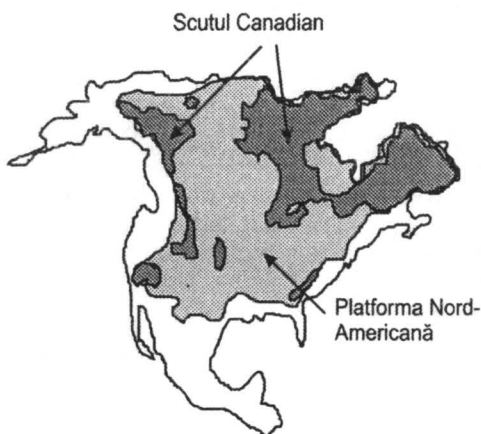
de convecție. O asociere de două celule de convecție poate să genereze o ridicare de material magmatic topit ce produce supraîncălzirea și respectiv



Text-fig. 8.1. Configurația plăcilor litosferice majore și exemple.

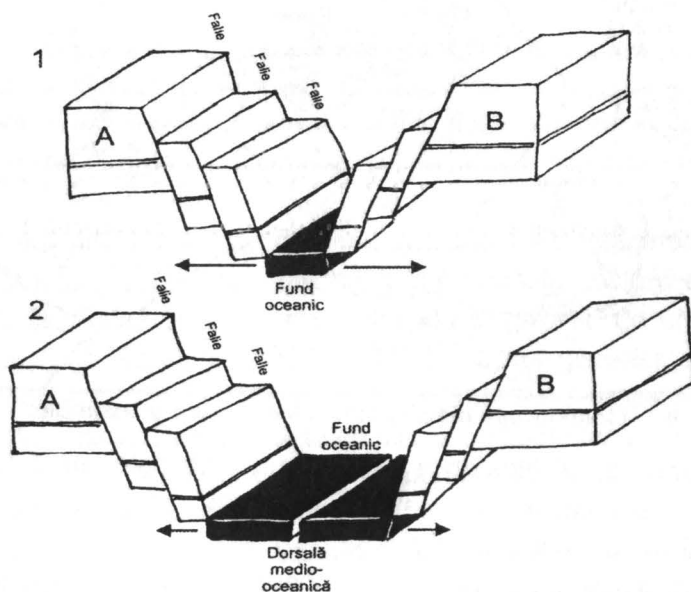
riftarea, fracturarea plăcii litosferice sub care se găsește, de-a lungul riftului urmând să aibă loc injecția de material magmatic ce produce expansiunea ulterioară a fundului oceanic (Text-fig. 8.3).

Un alt tip de ridicare magmatică poartă numele de panaș de manta, proveniența acestuia fiind legată de mantaua inferioară, iar locul unde acest panaș acționează asupra plăcii litosferice se numește "hot-spot" sau "punct fierbinte" (Text-fig. 8.4). În timp geologic, panașul de manta produce apariția unor vulcani sau poate produce riftarea profundă a plăcii litosferice respective. Exemplul clasic de hot-spot îl reprezintă hot-spotul pacific, care a generat arcul vulcanic hawaiian și dorsala Emperor, în continuarea arhipelagului Hawaii, spre Kamciatka și Insulele Aleutine. Deplasarea arcului este datorată mișcării către nord a plăcii pacifice peste hot-spot, insula cea mai nordică, Kauai, este cea mai veche, de 3,8-5,6 milioane de ani, iar cea mai sudică, Hawaii, este cea mai nouă, de 0,7 milioane de ani (Wicander & Monroe, 1993).



Text-fig. 8.2. Relațiile între scut și platformă în cadrul cratonului Nord-American. După Wicander & Monroe (1993).

Un rift (Text-fig. 8.3) este o asociație de falii sau plane de ruptură, în placa litosferică respectivă, pe unde are loc injecția de material magmatic. Motivele pentru care crusta este riftată sunt foarte variate și acestea sunt legate de evoluția tectonică a plăcii respective.

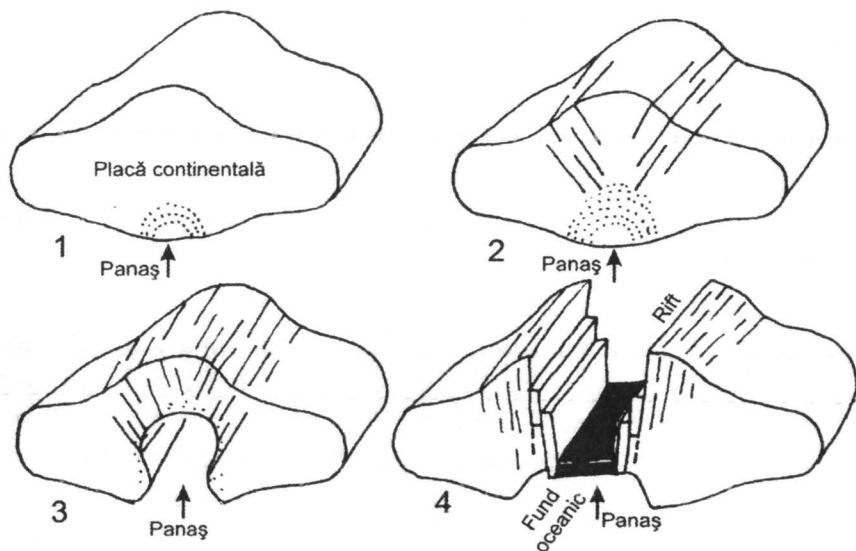


Text-fig. 8.3. Procesul de riftare (1) și de generare a unei plăci oceanice (2).

Treptat, de-a lungul riftului se produce generarea de magme și debutul formării de crustă oceanică. În cazul riftării plăcii oceanice, panașul de manta produce un rift medio-oceanic, cunoscut și sub numele de "dorsală medio-oceanică" (Text-fig. 8.5). De-a lungul dorsalei medio-oceanice se produce injecția de material magmatic, care la rândul ei generează o împingere laterală perpendiculară, prin acest mecanism producându-se expansiunea laterală a plăcii oceanice și implicit a fundului oceanic, regim tectonic ce poartă numele de "regim tectonic extensiv". Aceasta expansiune este rezultatul generării de fund oceanic și cauza derivei continentelor, continentele care în acest fel sunt împinse lateral generând noi configurații geografice în timp geologic. Expansiunea fundurilor oceanice este datorată injecției de magmă de-a lungul dorsalei medio-oceanice, în regim tectonic extensiv.

Dorsalele medio-oceanice induc un biotop particular, caracterizat de presiuni hidrostatice foarte mari, corespunzătoare unor adâncimi de 4-6000 de metri și de un chimism acid, caracteristic vulcanismului submarin, care poate fi populat numai de organisme extremofile. Apariția unor astfel de biocenoze a reprezentat una din dovezile de netăgăduit ale evoluțiilor speciilor. Biocenozele

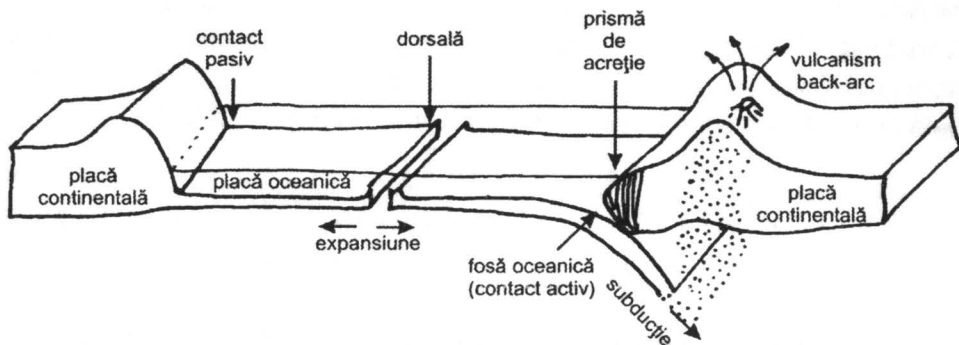
abisale actuale, asociate dorsalelor medio-oceanice sunt dominate de viermi tubicoli *Riftia* și de bivalve de tip *Calyptogena*, precum și de alte specii și genuri de nevertebrate ce se găsesc asociate numai acestui tip de biotop, precum crabi, pești special adaptați acestor biotopuri. Baza piramidei trofice a acestei biocenoză este dată de bacteriile chemosintetizante, anoxice, asociate riftului.



Text-fig.8.4. Acțiunea unui panaș de manta asupra unei plăci litosferice continentale.

La injecția materialului magmatic în lungul dorsalelor medio-oceanice, odată cu răcirea și solidificarea lavei bazice, bazaltice, se produce o orientare a moleculelor dipolare de silicați, paralelă cu liniile de câmp magnetic terestru, orientarea polilor și polaritatea magnetică fiind astfel fidel înregistrată pentru momentul de timp geologic respectiv. În timp geologic, schimbarea polilor magnetici ai Pământului și variația lor este înregistrată în mod natural de o parte și de alta a dorsalei medio-oceanice, corespunzător vârstei de consolidare a segmentului respectiv, prin orientarea în consecință a dipolilor magnetici din bazalte. Descoperirea benzilor de inversiune magnetică de o parte și de alta a dorsalelor medio-oceanice a constituit una dintre cele mai importante descoperiri geologice ale secolului XX și a reprezentat una dintre confirmările categorice ale expansiunii fundurilor oceanice și implicit a derivei continentelor (Text-fig. 8.6). De asemenea, s-a constatat că vârsta sedimentelor oceanice crește direct proporțional cu distanța acestora față de dorsala medio-oceanică. Sedimentele din imediata apropiere a riftului au vârste absolute reduse și fosile recente, în timp ce sedimentele apropiate de marginea plăcii oceanice sunt cele mai vechi, cu

vârste absolute mari și cu fosile indicatoare de vârste neozoice sau mesozoice.



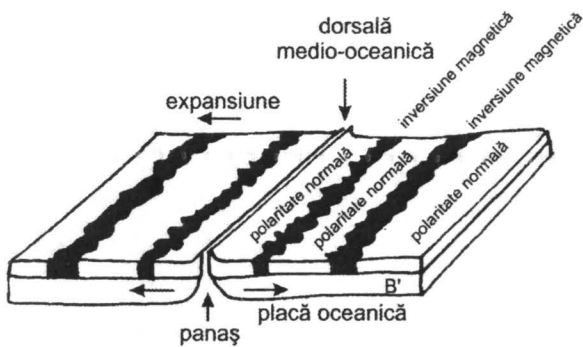
Text-fig. 8.5. Expansiunea fundului oceanic și procesul de subducție, însoțit de vulcanismul back-arc.

Opus fenomenului tectonic de expansiune a fundului oceanic este descris fenomenul de subducție, reprezentat prin scufundarea unei plăci litosferice sub o altă placă litosferică, în regim tectonic compresiv. De-a lungul dorsalei medio-oceanice are loc producerea de crustă oceanică, iar prin subducție are loc consumul de crustă oceanică, fiind astfel compensat fenomenul de generare continuă a crustei oceanice prin dorsalele medio-oceanice (Text-figs. 8.5, 8.7). Subducția începe odată cu decuplarea plăcii subduse de cea sub care se subduce, contactul tectonic dintre cele două plăci devenind activ. Subducția este însoțită de consumarea, topirea plăcii tectonice care se afundă, consum care are loc în astenosferă. Planul inclinat sub care placa subdusă se scufundă în astenosferă poartă numele de plan de subducție sau de plan Benioff-Wadatti. Subducția este procesul prin care segmente largi de plăci litosferice oceanice se scufundă și se topesc în astenosferă de-a lungul planurilor de Benioff-Wadatti (Text-fig. 8.7). Subducția este exprimată din punct de vedere geomorfologic prin fosele oceanice, dispuse de-a lungul aliniamentelor de subducție, fosele oceanice fiind zonele de adâncime maximă a domeniilor oceanice. La subducție se produce răzuirea sedimentelor pe placa subdusă, în acest fel formându-se o stivă importantă de roci asociată fosei oceanice, o astfel de structură purtând numele de prismă de acreeție. Prisma de acreeție formează în timp geologic catene sau lanțuri muntoase cutate, după colmatarea și suturarea domeniului oceanic respectiv (Text-fig. 8.8). O subducție de amplitudine redusă poartă numele de obducție.

Două plăci litosferice învecinate, oceanică-oceanică sau oceanică-continentală, se pot găsi în contact activ, când una se subduce sub cea de a doua sau în contact pasiv, când plăcile rămân amândouă nemișcate una în raport cu

cealaltă (Text-fig. 8.5). Plăcile continentale se pot găsi în coliziune, dar subducția unei plăci continentale sub altă placă continentală nu are de obicei loc, având în vedere grosimea celor două unități. În schimb, la coliziunea dintre două plăci continentale, se produce ridicarea unei catene cutate propriu-zise, așa cum este cazul Himalayei, ridicată prin coliziunea dintre placa indiană și cea asiatică.

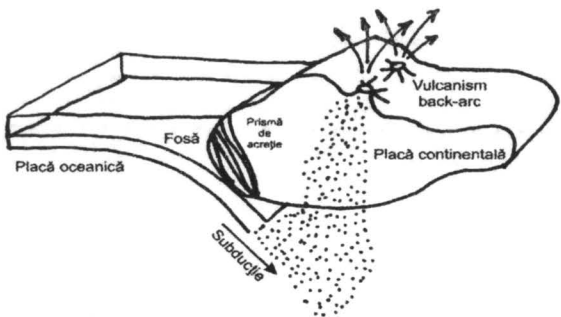
Procesul de topire a plăcii litosferice oceanice subduse induce apariția unor lanțuri vulcanice incluse în placa litosferică superioară, fie ea tot oceanică sau continentală, vulcanii apărând sub forma unor linii mai mult sau mai puțin paralele cu linia de subducție. Vulcanii astfel apăruiți pe plăcile oceanice superioare subducțiilor formează arcuri insulare



Text-fig. 8.6. Benzile de inversiune magnetică, de o parte și de alta a dorsalei medio-oceanice.

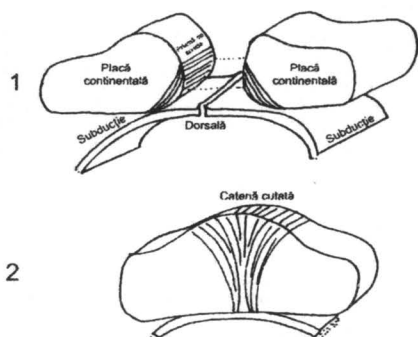
vulcanice, paralele cu fosele oceanice din fața lor, un exemplu clasic fiind arhipelagul japonez. Arhipelagul japonez este format ca rezultat al contactului activ dintre două fragmente litosferice oceanice ale plăcii pacifice. „Cercul de foc al Pacificului” marchează un contur vulcanic în jurul Pacificului, contur care este generat de o serie de subducții ale unor fragmente din placa pacifică sub plăcile litosferice învecinate. Subducția plăcii pacifice s-a făcut de-a lungul foselor Izu-Bonin, Japoniei și Kurilelor,

generând și arcul insular Izu-Bonin. Insulele Japoniei includ crusta continentală ce a luat naștere ca urmare a unor procese îndelungate de acrecție a unor prisme succesive. Tectonica acestor insule este foarte fragmentată, cu o mulțime de unități șariate, precum Zona internă și Zona externă a Japoniei.



Text-fig. 8.7. Consumul unei plăci oceanice sub o placă continentală în procesul de subducție și apariția vulcanismului back-arc.

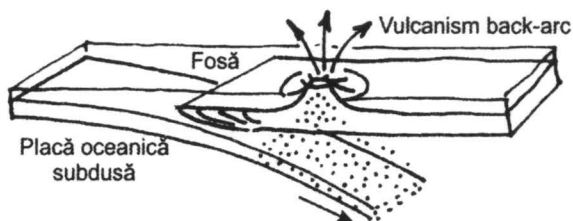
„Cercul de foc al Pacificului” își are centrul în hot-spotul Hawaiian, el a fost determinat cartografic de către geografi încă de la începutul secolului al XIX-lea, dar explicația genezei sale a fost dată numai prin investigații geologice de-a lungul



Text-fig. 8.8. Colmatarea și suturarea unui domeniu oceanic, cu formarea unei prisme duble de acreeție (catenă cutată).

semnificative și a unui vulcanism acid în spatele catenei cutate rezultate, numit "vulcanism back-arc", din spatele arcului sau a catenei cutate. Exemplul obișnuit pentru acest tip de contact activ este catena cutată andină, asociată vulcanismului andin și subducției plăcii oceanice pacifice sub placa continentală sud-americană.

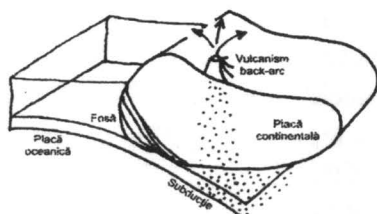
O placă oceanică poate să fie prinsă între două plăci continentale convergente, caz în care se produce decuplarea plăcii oceanice de una sau de amândouă plăcile continentale învecinate și consumul plăcii oceanice prin subducție. Domeniul oceanic se reduce progresiv, pe măsură ce placa oceanică este consumată și plăcile continentale se apropie una de cealaltă, prismele de acreeție rezultate formând orogene și lanțuri vulcanice back-arc, în spatele acestora.



Text-fig. 8.10. Contactul activ între două plăci oceanice.

Fenomenele tectonice, precum cele de subducție, sunt asociate cu o activitate seismică importantă, fie că este vorba de subducții active, fie că este vorba de subducții care au încetat în timp geologic.

Contactul activ dintre o placă oceanică și o placă continentală (Text-fig. 8.9), exprimat prin subducția plăcii oceanice sub placa continentală, duce la formarea unei prisme de acreeție



Text-fig. 8.9. Subducție, vulcanism back-arc și prisma de acreeție la contactul activ între o placă oceanică și o placă continentală.

Domeniul oceanic se reduce progresiv, pe măsură ce placa oceanică este consumată și plăcile continentale se apropie una de cealaltă, prismele de acreeție rezultate formând orogene și lanțuri vulcanice back-arc, în spatele acestora. Domeniul oceanic se colmatează cu sedimente, care sunt răzuite în continuare prin subducție, plăcile continentale ajungând în contact direct prin concatenarea prismelor de acreeție și formarea unei catene cutate principale (Text-fig. 8.8).

Contactul activ între două plăci oceanice, are ca rezultat subducția uneia dintre

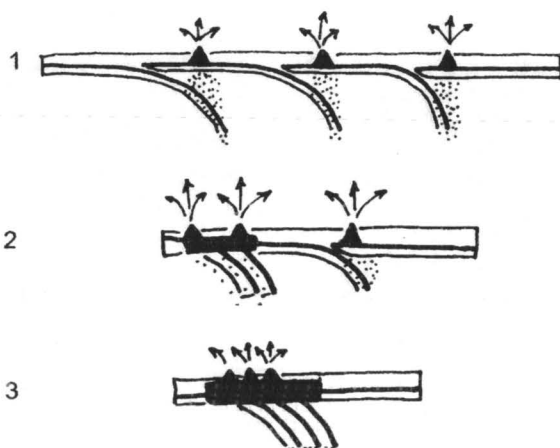
plăci și formarea unui arc vulcanic, numit “arc vulcanic insular” sau “back arc” (Text-fig. 8.10). Coliziunile succesive de arcuri insulare, prin subducții repetate, duc în final la acreția unui teren continental, cu producerea în final de pătură granitică. Mecanismul de formare a back-arc-ului și coliziunile repetate de back-arc-uri sunt importante deoarece în acest mod a avut loc formarea primelor scuturi continentale arhaice târzii și proterozoic timpurii (Text-fig. 8.11).

Un asemenea caz este chiar orogenul alpino-carpato-himalayan, rezultat prin colmatarea și cutarea sedimentelor paleo-oceanului Tethys printr-o serie succesivă de coliziuni dintre plăcile continentale euro-asiatice, boreale și plăcile continentale australe, desprinse din fragmentarea progresivă a Gondwanei. Segmentul himalayan al orogenului alpin este rezultat din coliziunea plăcii continentale indiene, rezultată din fragmentarea Gondwanei, și placa asiatică, împingere către nord din partea Indiei care continuă neîntrerupt, motiv pentru care Himalaya se ridică, încet și astăzi, fapt demonstrat și prin ultima serie de măsurători geodezice din regiune.

Un caz particular de fenomen tectonic este reprezentat de faliile transformante. Acestea reprezintă falii complexe, crustale, ce transformă mișcări divergente în mișcări convergente și invers, fiind

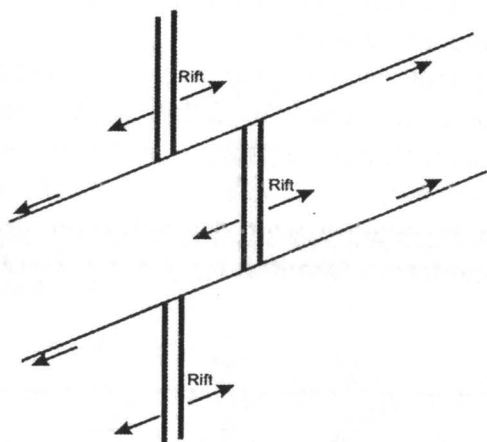
asociate dorsalelor medio-oceanice, situate perpendicular sau oblic pe acestea (Text-fig. 8.12). Faliile transformante apar la marginea plăcilor litosferice și de-a lungul lor nu se produce nici consum și nici generare de crustă oceanică (Bleahu, 1989). O falie transformantă nu este o falie simplă, de-a lungul căreia are loc deplasarea paralelă a două compartimente tectonice, cele două compartimente ale faliei transformante se pot transla pe distanțe de sute sau mii de kilometri, unul în raport cu celălalt. Un exemplu tipic este falia San Andreas (California), ce se găsește în continuarea sistemului de falii ce deschide Marea lui Cortez și zona de subducție a plăcii Juan de Fuca, sub placa nord americană.

Triplele joncțiuni reprezintă puncte de contact între trei zone labile, cum este cazul punctelor de convergență între trei rifturi, trei subducții sau trei falii



Text-fig. 8.11. Formarea unei cruste continentale prin coliziunea succesivă a unor arcuri insulare.

transformante. Exemplul clasic de triplă joncțiune îl reprezintă triunghiul Afar (Text-fig. 8.13), din Africa răsăriteană, unde converg rifturile Golfului Aden, al Marii Roșii și riftul Est-African. Triunghiul Afar este rezultatul unui hot-spot generat de un panaș profund de manta. Astfel, Marea Rosie și Golful Aden sunt rifturi în



Text-fig. 8.12. Falii transformante și mecanismele de transformare a mișcărilor tectonice.

expansiune, un viitor ocean în plină dezvoltare, găsite în prelungirea dorsalei Carlsberg din Oceanul Indian, separând Africa de Est și Arabia de placa majoră africană. În schimb, riftul Est-African și-a încetat evoluția, intrând în categoria rifturilor avortate sau a aulacogenurilor. Aulacogenele reprezintă albiile ideale pentru fluvii majore, așa cum este Rinul, Mississippi-ul sau Amazonul și sunt zone cu rezerve minerale semnificative (Dott & Prothero, 1994). Golful Benin este de

asemenea un rift avortat, rezultat din înghețarea tectonică a unui braț al triplei joncțiuni ce a generat Oceanul Atlantic, deschis în această zonă în Cretacic, între Americi și Africa. Coasta de Vest a Africii este presărată cu aulacogene ce datează de la sfârșitul Cretacicului, o dată cu deschiderea acestui segment al Atlanticului (Bleahu, 1989). Separarea Africii de America de Sud, în faza incipientă de deschidere a Oceanului Atlantic, tripla joncțiune din Golful Benin a fost generată de un panaș de manta, exprimat printr-un hot-spot, aflat astăzi sub insula Tristan de Cunha. Migrația acestui hot-spot, odată cu expansiunea fundului oceanic atlantic, a dus la formarea lanțurilor vulcanice Rio Grande și Walvis, fiecare de o parte și de alta a dorsalei medio-oceanice atlantice (Bleahu, 1983).

Adâncirea unei plăci în astenosferă, prin diverse mecanisme, poartă numele de "subsidență" și este un fenomen tectonic important în evoluția acestei plăci. Bazinele de sedimentare au un rol important în tectonica plăcilor pe care se găsesc deoarece încărcarea cu sedimente poate produce subsidența plăcii. O subsidență accentuată poate duce la fracturarea și riftarea plăcii tectonice respective. Alte motive de subsidență le reprezintă subțierea crustală și subducția.

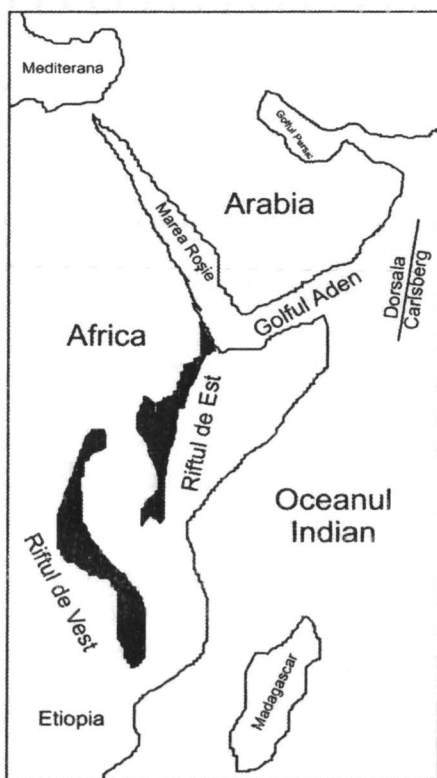
Istoria tectonică a planetei a înregistrat evoluții care au o anumită ciclicitate în timp geologic. Aceasta ciclicitate este caracterizată de deschiderea și închiderea oceanelor prin mecanismele de expansiune a fundurilor oceanice, iar

în regim compresiv, de subducție, de coliziune continentală, de colmatare a oceanelor și respectiv de orogeneză. Astfel de închideri și de deschideri ciclice, în timp geologic, se asociază în așa numitele “megacicluri tectonice”, caracteristice fiecărei ere, Cryptozoice și Phanerozoice deopotrivă și respectiv megaciclurilor Wilson, de formare și de dezmembrare a supercontinentelor.

Megaciclurile tectonice sunt suite de coliziuni, exprimate prin serii de faze paroxismale, rezultatele proceselor tectonice compresive, de închidere de oceane. La rândul lor generează structuri tectonice majore, așa cum sunt lanțurile principale de munți de pe planetă. Lanțurile muntoase cutate sau catenele cutate, reprezintă zone de sutură, acolo unde diverse plăci tectonice s-au găsit în coliziune la un moment dat în timp geologic, respectiv arii labile acreționate la cratoni la diverse momente în timp geologic. Lanțurile muntoase corespund în general unor paleo-oceane care s-au deschis prin riftare sau rupere, s-au lățit prin mecanisme de expansiune oceanică și s-au închis prin subducția și coliziunea plăcilor litosferice, oceanice sau continentale, învecinate lor (Text-fig. 8.14).

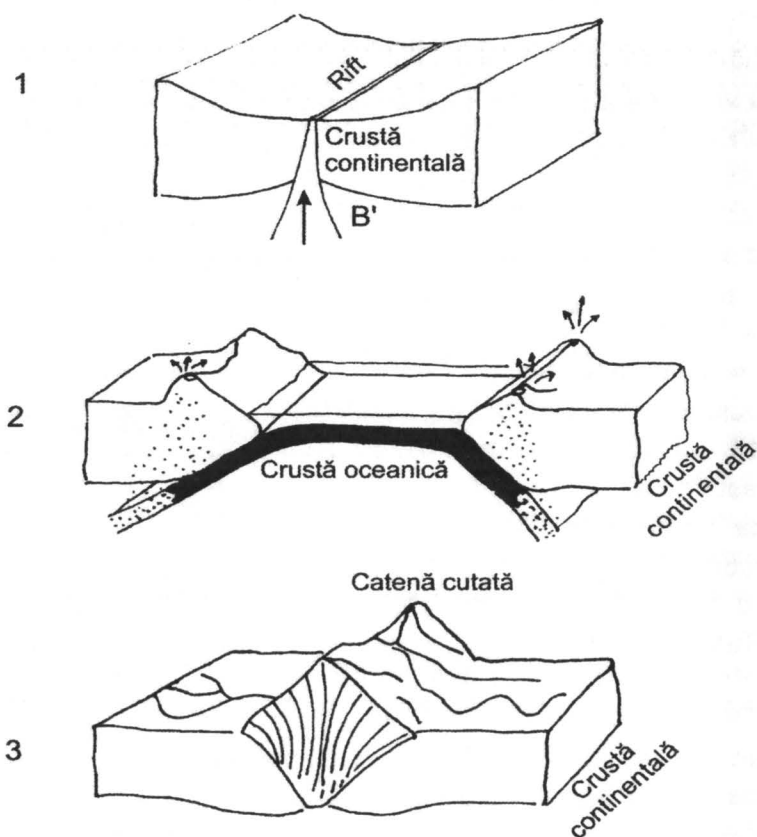
Acest concept, asociat cu formarea și ruperea supercontinentelor în timp geologic, cum este cazul Rodiniei sau al Pangeei, a fost inițiat de către geologul canadian Tuszo Wilson, de unde și numele de “cicluri Wilson” sau “megacicluri Wilson”.

În Phanerozoic sunt înregistrate trei megacicluri tectonice, de serii de faze paroxismale tectonice rezultate din coliziuni. Primul este megaciclul caledonian - în Paleozoicul timpuriu, din Cambrian și până în Silurian. Lui îi corespund Alpii Scandinaviei și Nordul Scoției. Ciclul hercinic sau varisc, din Paleozoicul târziu, începe în Devonian și se sfârșește în Permian, o dată cu încheierea Erei Paleozoice. Ciclului hercinic îi corespund Munții Europei Centrale: Munții Pădurea Neagră, Masivul Central Francez, Masivul Șistos Renan, Munții Ardeni și Munții Hartz. Megaciclului alpin îi corespunde intervalul de timp Mesozoic și Neozoic, timp în care a evoluat paleo-oceanul Tethys, a cărui sutură



Text-fig. 8.13. Triunghiul Afar și tripla joncțiune vest-africană. După Dott & Prothero (1994) și Wicander & Monroe (1993).

este însăși catena cutată alpină, respectiv lanțul Alpino-Carpato-Himalaian. Toate megaciclurile includ evoluția unor paleo-oceane și o anumită configurație paleogeografică, configurație care la sfârșitul fiecărui megaciclu a constituit premisa și obiectul megaciclului următor. Implicațiile fenomenelor tectonice în evoluția lumii vii sunt centrale și profunde, tectonica, prin toate efectele sale, influențând în mod direct macro- și microevoluția. De aceea, periodizarea timpului geologic este făcută în strânsă legătură atât cu evenimentele tectonice cât și cu cele paleobiologice, ca o expresie firească a influenței majore a tectonicii asupra



Text-fig. 8.14. Desfășurarea unui megaciclu Wilson, modificat după Wicander & Monroe (1993).

evoluției vieții.

Orogeza reprezintă suita de procese complexe ce duc la formarea munților sau a catenelor cutate, fiind subscrisă megaciclului tectonic sau ciclului Wilson. Catenele cutate iau naștere la coliziunea dintre două plăci continentale ce

prind sau nu între ele o placă oceanică sau la subducția unei plăci oceanice sub o placă continentală, o dată cu formarea prisme de acreție rezultată din răzuirea sedimentelor de pe placa oceanică subdusă. Orogeneza include o succesiune de faze tectogenetice paroxismale, rezultate din coliziuni particulare, care au un efect regional sau local, în funcție de scara coliziunii. Coliziunile dintre plăci sunt conditionate de mozaicul tectonic rezultat din mișcări anterioare, în contextul paleogeografic al momentului de timp geologic respectiv.

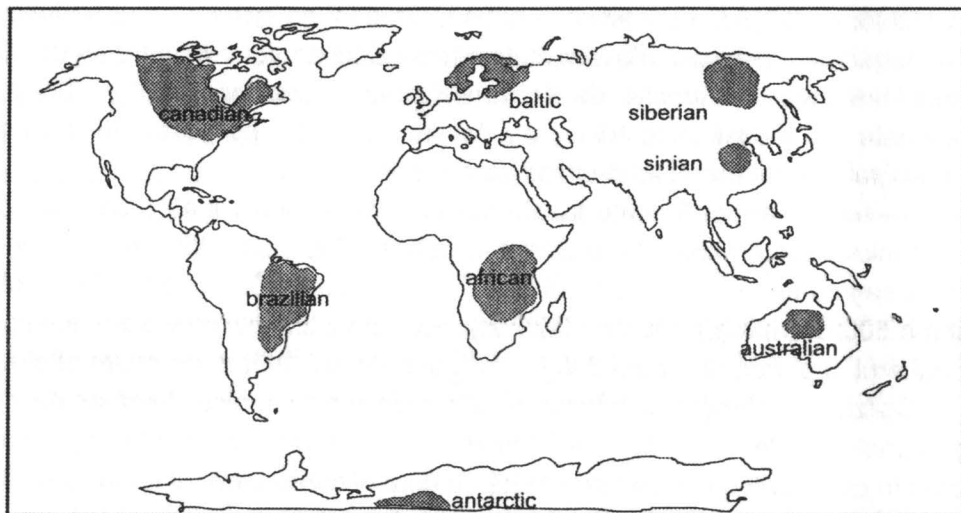
Ca exemple, pot fi citate fazele paroxismale greenvilliană (dalslandiană), din megaciclul Proterozoic, de la sfârșitul Ripheanului, acum 850 de milioane de ani, faza salairă sau sardă, din ciclul caledonian, la limita Cambrian – Ordovician, de acum 500 de milioane de ani, faza asturică, din ciclul hercinic sau varisc, din Carboniferul superior, de acum 300 de milioane de ani, alături de multe altele.

Coliziunea plăcilor, subducția și alte procese tectonice desfășurate de-a lungul zonelor labile au desfășurare limitată în timpul geologic, conform propriului rol jucat în ciclul Wilson respectiv. Odată cu consolidarea catenei cutate rezultate din faza paroxismală sau din ciclul tectonic caracteristic, se generează un nou ansamblu tectonic, mai mare ca suprafață, rezultat din alipirea noilor plăci continentale la masele continentale majore, ce includ scuturile sau nucleele continentale, zonele cele mai vechi, cratonizate. Un asemenea proces de alipire de noi plăci litosferice, respectiv de noi terenuri tectonice la terenuri consolidate într-un ciclu tectonic anterior poartă numele de acreție continentală și se exprimă prin transformarea unei arii labile într-o arie consolidată, stabilă tectonic.

Scuturile continentale reprezintă nucleele cele mai vechi, inițiale, ale plăcilor litosferice continentale, fiind primele arii stabile consolidate și păstrate în litosferă. Scuturile continentale se găsesc în ariile cele mai groase ale plăcilor continentale, au rădăcini adânci, asemănătoare cu rădăcinile catenelor muntoase. Exemplele clasice de cratoni includ Scutul Baltic, Scutul Canadian, Scutul Siberian, scutul Brazilian, scutul Namibian, printre cele principale (Text-fig. 8.15). Scuturilor li se adaugă terenuri acreționate, alipite în jurul lor, stabile tectonic, clasificate din punct de vedere tectonic și morfologic drept platforme continentale, împreună cu care formează cratoni. Platformele continentale sunt terenuri plate, tabulare, erodate ca și scuturile continentale, clasificate după vârsta acreționării lor. Pot fi vechi, precum Platforma Est-Europeană, sau acreționate mai târziu. Platformele sunt mărginite de catene cutate, foste zone instabile din punct de vedere tectonic, care au fost stabilizate și acreționate sau lipite la cratoni în urma proceselor de orogenează.

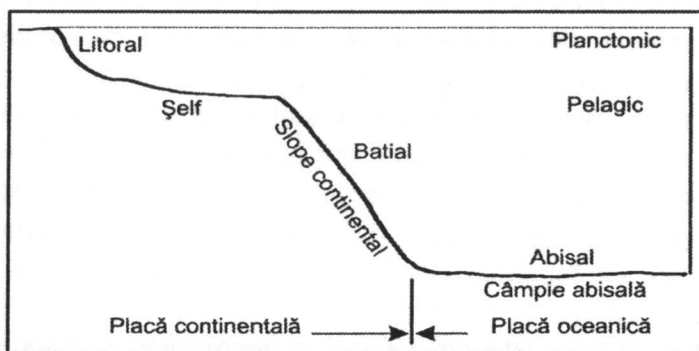
Un contact pasiv între o placă continentală și o placă oceanică are următoarele elemente geomorfologice (Text-fig. 8.16): zona de șelf, taluzul

continental și câmpia abisală. Șelful continental corespunde plăcii continentale submerse, domeniul marin respectiv purtând numele de mare epicontinentală, din



Text-fig. 8.15. Harta distribuției principalelor scuturi continentale.

jurul continentului, din punct de vedere batimetric atingând valori de până la -400 de metri adâncime. Taluzul, sau slope-ul continental, corespunde zonei de tranziție între placa oceanică și placa continentală, fiind cuprins între adâncimile de -400 de metri și -4000-5000 de metri. La baza taluzului continental începe câmpia abisală, care reprezintă placa oceanică propriu-zisă. În volumul de apă, în așa numitul “domeniu pelagic”, acestor unități geomorfologice le corespund zonele



Text-fig. 8.16. Geomorfologia unei zone de contact pasive între o placă continentală și o placă oceanică.

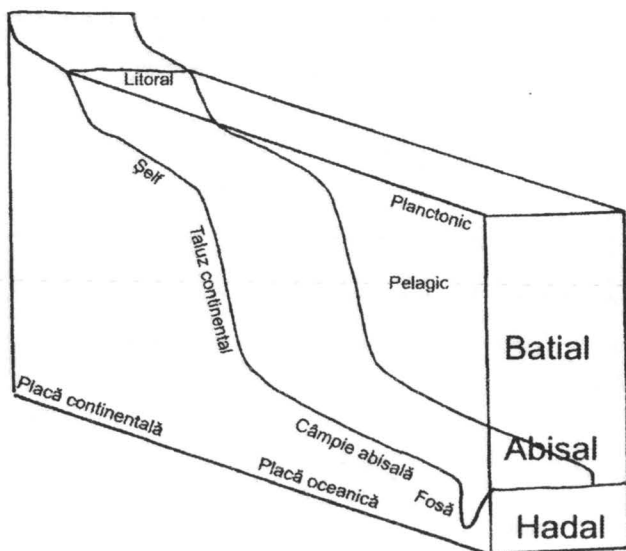
litorală (0-400 de metri), batială (-400 – 4000-5000 de metri) și abisală (-4000-5000 de metri).

Un contact activ între o placă oceanică și una continentală include șelful,

taluzul continental, câmpia abisală și fosa oceanică. Lor le corespund aceleași intervale batimetrice și aceleași zone pelagice, la care se adaugă fosa oceanică (între -5000 de metri și - 11000 de metri), cu domeniul hadal (Text-fig. 8.17).

Geomorfologia marină și oceanică este importantă în definirea sistemelor depoziționale, de formare a rocilor sedimentare asociate fiecărui element geomorfologic, precum și pentru ecologia tuturor tipurilor de ecosisteme, corespunzătoare acestor biotopuri marine.

Fenomenele de subducție și de expansiune a fundurilor oceanice sunt



Text-fig. 8.17. Morfologia unei contact active între o placă continentală și o placă oceanică.

esențiale pentru echilibrul planetar, au o semnificație economică deosebită (Berbeleac, 1988), iar fără ele s-ar produce înghețarea tectonică a planetei. Această înghețare tectonică ar putea avea efecte imediate asupra biosferei, a hidrosferei și implicit a atmosferei, prin încetarea buclelor de feedback atât de importante pentru echilibrul planetar. Tectonica activă a Pământului este responsabilă pentru reglarea fluxurilor termice globale, fiind și unul din mecanismele secundare de termoreglare planetară. Tectonica globală a fost aplicată pentru structura teritoriului românesc de către Rădulescu & Săndulescu (1973), Săndulescu (1984) și Mutihac et al. (2004).

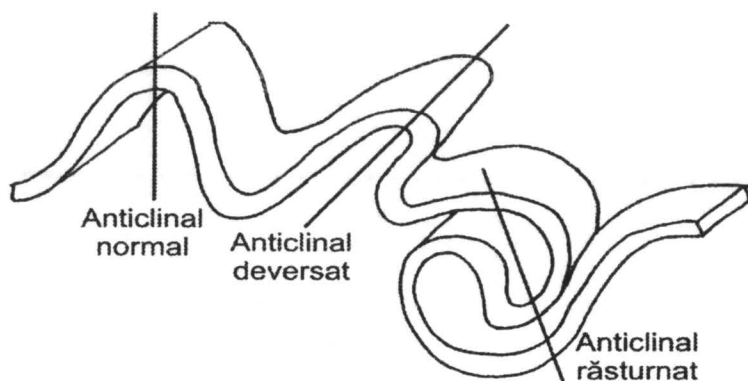
Un exemplu semnificativ de înghețare tectonică îl reprezintă planeta Marte, unde fenomenele tectonice par a se fi oprit acum aproximativ 2 miliarde de ani. Marte este o planetă de tip terestru, cu vârstă probabil identică cu a Pământului,

foarte asemănătoare cu Terra din punct de vedere morfologic și probabil și structural, dar fără semne de activitate vulcanică recentă sau de hidrosferă recentă. Din punct de vedere geomorfologic, Marte are o serie semnificativă de indicii referitoare la sisteme depozitionale sau sedimentare fluviatile, litorale sau glaciare, dar aceste sisteme depozitionale sunt oprite în trecutul geologic. Vulcanismul marțian, reprezentativ și prin cel mai mare con vulcanic din sistemul solar, cum este muntele Olimp, este și el înghețat în trecutul geologic, fără semne vizibile de activitate recentă. Rifturi de dimensiuni colosale, cu mult mai mari decât cele terestre, așa cum este cazul Văii Marineris, indică o tectonică semnificativă în trecutul planetei Marte, însă sedimentele asociate acestor rifturi sunt reduse și indică mișcări inexistente de-a lungul sistemelor de falii asociate.

## Capitolul IX. Geologie structurală

Geologia structurală studiază structurile primare ale rocilor, structuri cutate sau structuri rupturale, fiind un domeniu care se învecinează cu Petrologia magmatică, Petrologia metamorfică, Sedimentologia și Tectonica globală. Un curs de Geologie structurală a fost publicat de către Pauliuc & Dinu (1985). iar capitole semnificative de Geologie structurală au fost prezentate de Țicleanu & Pauliuc (2003) și Dragomir (1994). Structurile primare ale rocilor magmatice, metamorfice și sedimentare sunt tratate în cartea de față la capitolele respective, în acest capitol fiind tratate în special structurile cutate și structurile rupturale, precum și reprezentarea grafică a rocilor și a structurilor lor.

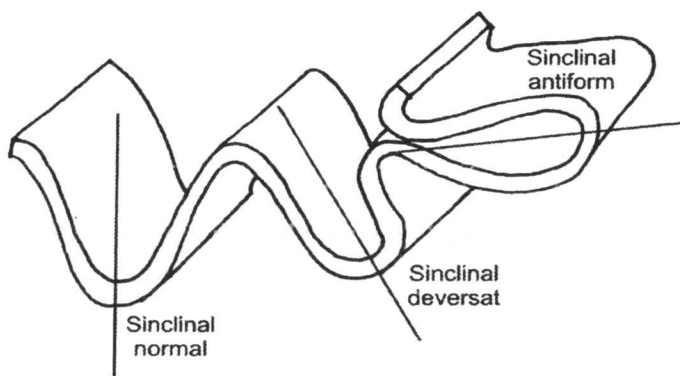
Structurile cutate includ anticlinalele și sinclinalalele. Un anticlinal este o cută orientată cu convexitatea în sus și vârsta rocilor constituente este în succesiunea normală (Text-fig. 9.1). În cazul în care această convexitate este orientată în jos și vârsta rocilor este inversată, anticlinalul poartă numele de anticlinal sinform, deversat sau răsturnat. Sinclinalul este o cută cu convexitatea orientată în jos și cu succesiunea normală a vârstelor. În cazul în care convexitatea sa este orientată în sus și succesiunea vârstelor este inversată, sinclinalul se numește sinclinal antiform sau deversat (Text-fig. 9.2).



Text-fig. 9.1. Tipuri de anticlinale: A. normal, B. deversat, C. răsturnat.

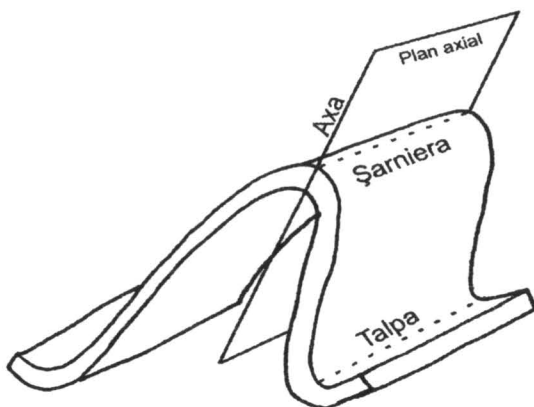
Elementele unei cute (anticlinal sau sinclinal) sunt șarniera, axa sau planul axial al cutei, creasta și talpa (Text-fig. 9.3). Șarniera unește punctele de maximă flexiune ale cutei. Planul axial al cutei unește toate șarnierele cutelor de la

interiorul și de la exteriorul unei sinforme sau antiforme. Creasta este linia care unește punctele cele mai ridicate ale cutei, talpa este linia care unește punctele cele mai coborâte ale cutei, iar flancurile sunt părțile laterale ale cutei (Țicleanu & Pauliuc, 2003).



Text-fig. 9.2. Tipuri de sinclinale: A. normal, B. deversat, C. răsturnat.

Clasificarea cutelor este foarte diversă, în raport cu forma lor, poziția lor, vârsta lor și în raport cu asociațiile în care se găsesc. Cutele sunt structuri rezultate în urma acțiunii forțelor tectonice, prin compresiunea orizontală sau prin acțiunea forțelor netectonice, cum este variația de volum a rocilor. Cutele pot fi



Text-fig. 9.3. Elementele unei cute: șarnieră, axă, creastă, talpă.

normale, inverse, deversate, monoclinale (în trepte), izoclinale (simetrice), cute în evantai, cute cufăr sau cute diapire, rezultate în urma acțiunii mecanice a sării, care străpunge stratele din jur. În asociație, cutele pot genera sinclinorii sau

anticlinorii, cu reprezentare regională (Text-fig. 9.4).

Structurile rupturale sunt rezultatul acțiunii stressului sau a presiunii orientate, fiind reprezentate prin fisuri, falii și asociații de falii de toate tipurile. Fisurile sunt rupturi la scară mică, centimetrice sau metrice, cu orientare variabilă, determinată de direcția de acțiune a stressului sau a presiunii orientate.

Faliile sunt rupturi metrice sau mai mari, elementele unei falii fiind următoarele: planul faliei, linia de falie, compartimentele, înclinarea și săritura (Text-fig. 9.5). Planul faliei este planul rupturii propriu-zise, ce separă cele două compartimente, cel din culcuș sau de sub falie și cel din acoperiș sau de peste falie.

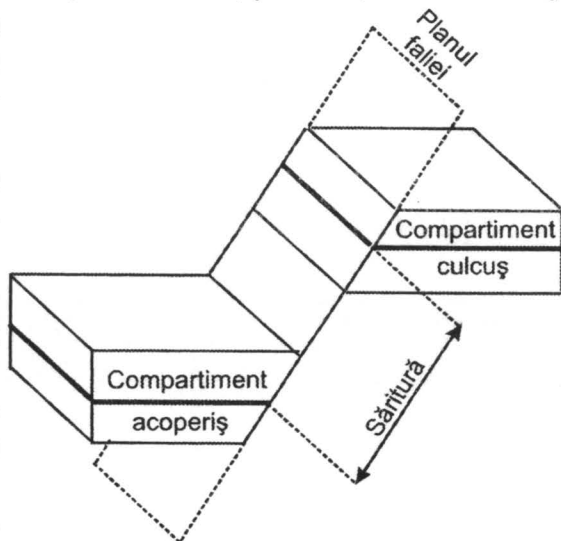
Săritura este distanța dintre două puncte, aflate inițial în contact înainte de ruptură; săritura poate să fie proiectată pe verticală sau pe orizontală. În cazul în care compartimentul din culcuș este mai ridicat decât cel din acoperiș, falia poartă numele de falie normală (Text-fig. 9.6a), iar în cazul în care compartimentul din culcuș este mai coborât decât cel din acoperiș, falia poartă numele de falie inversă (Text-fig. 9.6b). Faliile mai pot fi verticale, orizontale, oblice, etc., iar asociațiile lor pot fi radiare, concentrice, paralele, etc. O asociație particulară de falii paralele poartă numele de graben, cu compartimentul central al faliilor asociate coborât (Text-fig. 9.7a). Opusul grabenului este horstul, cu compartimentul central ridicat (Text-fig. 9.7b).

Cazuri particulare, la scară mare, de falii inverse, sunt încălecarile și pânzele de șariaj. O încălecare este o falie inversă cu o săritură de câteva zeci, sute sau mii de metri, în timp ce o pânză de șariaj este o încălecare cu o săritură de zeci de kilometri, cu compartimentul superior, șariat sau alohton, cu volum și masă uriașe (Text-fig. 9.8).

Alte cazuri particulare de falii sunt faliile transformante, asociate cu dorsalele medio-oceanice, numite ca atare deoarece transformă de-a lungul lor regimul extensional sau compersional (Text-fig. 8.12). Ele au fost tratate la

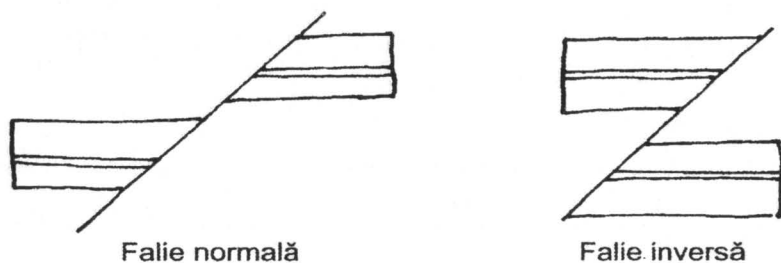


Text-fig. 9.4. Structuri regionale.



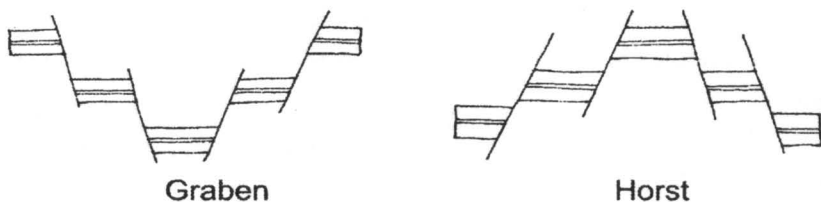
Text-fig. 9.5. Elementele unei falii.

Capitolul al VIII-lea, Tectonica globală, alături de triple joncțiuni și aulacogene (Text-fig. 8.13).



Text-fig. 9.6. Tipuri de falii: normale și inverse.

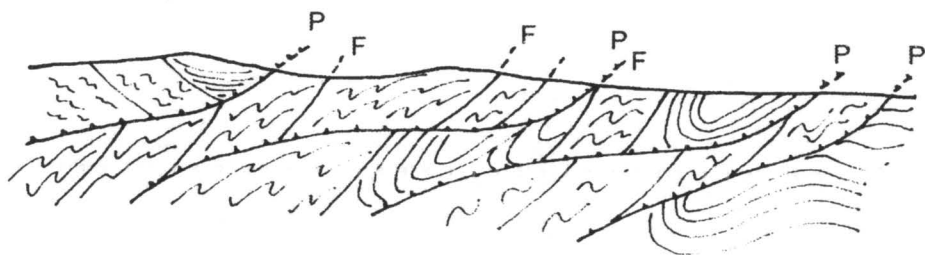
Factorii mecanici care produc cutarea sau falierea sunt reprezentați prin presiune orientată. Aceasta poate avea mai multe origini, fie în regim tectonic compresiv, colizional, fie în regim tectonic extensiv.



Text-fig. 9.7. Asociații de falii paralele.

Hărțile geologice sunt hărți speciale, care includ și reprezintă la diverse scări informația geologică (Text-fig. 9.9a, b). Hărțile geologice pot fi de mai multe tipuri: geologice clasice, tectonice, structurale, hidrogeologice, hărți cu izobate (cu grosimi de strate), geochemice, pedologice, paleogeografice, faciale, printre multe alte tipuri. Scara uzuală a hărților geologice este 1:1.000.000, 1:200.000 și 1:50.000, hărțile de detaliu, cum sunt cele la scara 1:10.000 sau 1:5000 purtând numele și de planuri geologice. O hartă geologică ilustrează din zona acoperită tipurile de roci, de minerale, de fosile, vârsta acestor roci, structura terenurilor acoperite, atât sub aspectul deformărilor lor cât și sub aspect ruptural, al faliilor și pânzelor de șariaj existente. Fiecare vârstă este exprimată printr-un cod internațional de culori și de litere, astfel încât citirea acestei hărți să se facă cu ușurință. Structurile deformaționale și rupturale sunt și ele reprezentate printr-un cod de simboluri, precum sunt reprezentate și toate tipurile de roci, acestea fiind

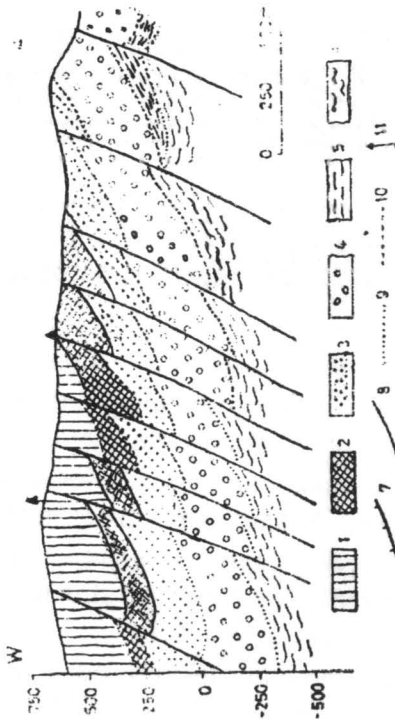
ușor de recunoscut pe hartă datorită codului lor grafic, internațional (Text-fig. 9.10). Prima hartă geologică din lume a fost publicată de William Smith, în 1815. O hartă geologică are câteva anexe importante: secțiunea geologică, coloana litostratigrafică și legenda.



Text-fig. 9.8. Pânze de șariaj în Carpații Orientali (simplificat după Tătărăm, 1988).  
F- falie; P-pânză de șariaj.

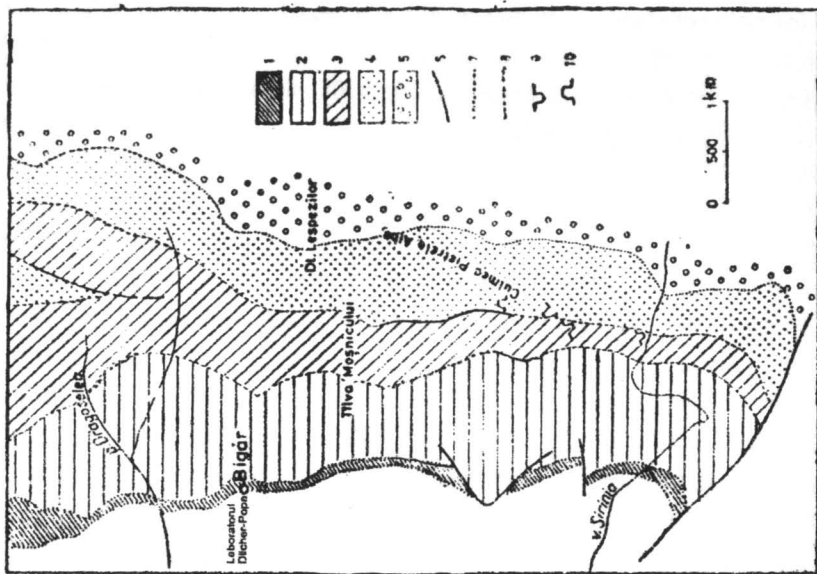
Secțiunea geologică (Text-fig. 9.8, 9.9b) este reprezentarea unei tăieturi în adâncimea zonei reprezentate, de-a lungul unor aliniamente clare, ilustrate pe hartă. Secțiunea geologică întregește imaginea structurală oferită de hartă, oferind o imagine în plan vertical, în adâncime, în timp ce harta propriu-zisă oferă o imagine în suprafață, așa cum structura geologică este deschisă la zi de către relief. Un exemplu de secțiune geologică tridimensională, în structurile Jurassic inferioare de la Bigăr, Bazinul Sirinia, este dat în Text-fig. 9.12.

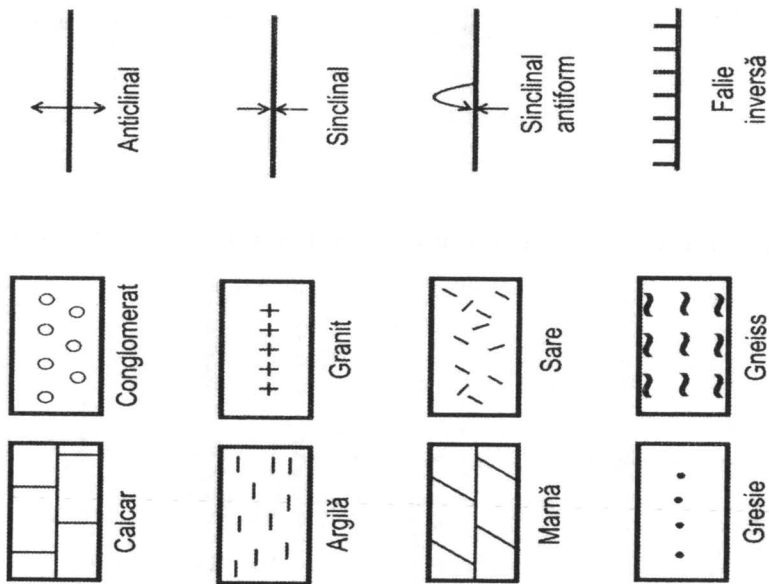
Coloana litostratigrafică este reprezentarea succesiunii rocilor în raport cu vârsta lor, ordonate unele peste cealalte, cele mai vechi găsindu-se în baza coloanei, iar cele mai tinere, către capătul ei (Text-fig. 9.11). În coloană, rocile sunt reprezentate conform codurilor de culori pentru vârste și codurilor grafice pentru tipurile de roci. Legenda hărții explică toate simbolurile, culorile și semnele grafice ce apar în cuprinsul hărții geologice.



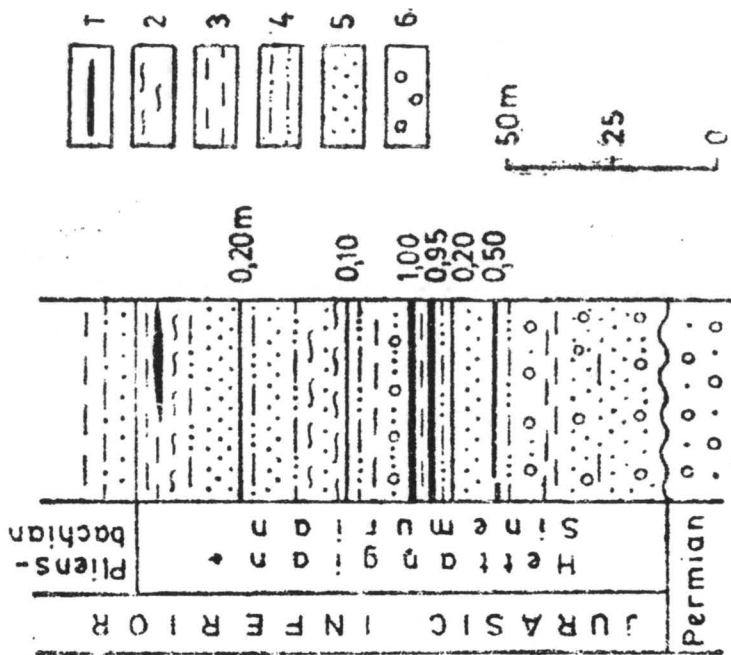
Text-fig. 9.9a. Exemplu de hartă geologică: zăcământul de cărbuni Bigăr, bazinul Sirinia. 1. Bajocian, 2. Toarcian + Aalenian, 3. Pliensbachian, 4. Hettangian + Sinemurian, 5. Permian inferior, 6. falie, 7. limită de transgresiune, 8. limită normală, 9. galerie executată, 10. galerie în execuție. Din Petrescu et al. (1987).

Text-fig. 9.9b. Exemplu de secțiune geologică: zăcământul de cărbuni Bigăr, bazinul Sirinia: 1. Aalenian-Toarcian, 2. Pliensbachian; 3. Hettangian - Sinemurian, 4. Permian inferior, 5. Carbonifer superior, 6. cristalini, 7. falie inversă, 8. falie, 9. limită de transgresiune, 10. limită normală, 11. foraj. Din Petrescu et al. (1987).



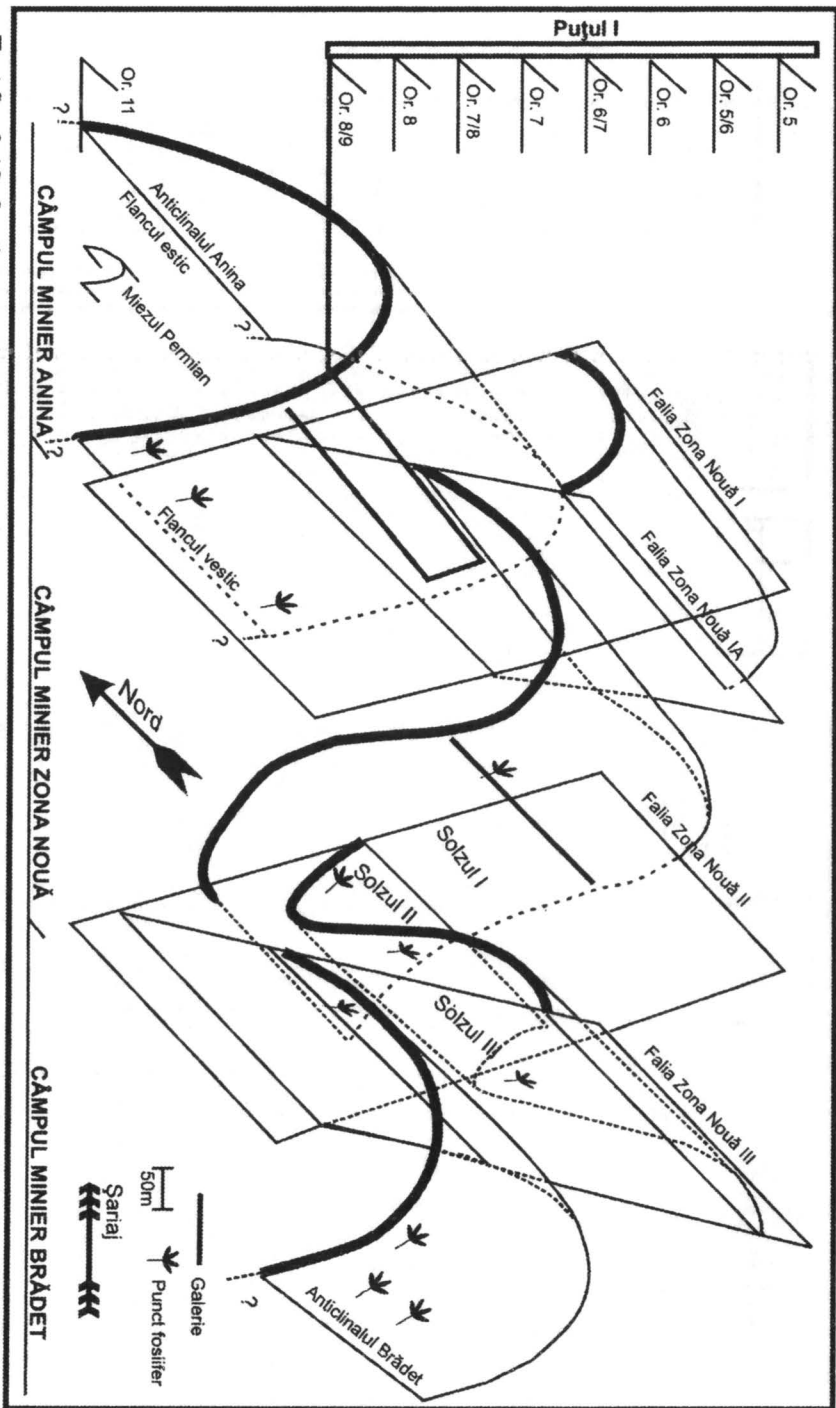


Text-fig. 9.10. Simboluri ale hărților geologice.



Text-fig. 9.11. Exemplu de coloană litostratigrafică: zăcământul de cărbuni Bigăr. 1. cărbuni, 2. șisturi cărbunoase, 3. argile, 4, șișturi argiloase, 5. gresii, 6. conglomerate. După Năstăseanu & al (1987).

Text: fig. 9.12. Secțiune geologică tridimensională în depozitele jurasice de la Anina, Bazinul Reșița (după Popa, 2000a)



## Capitolul X. Minerale

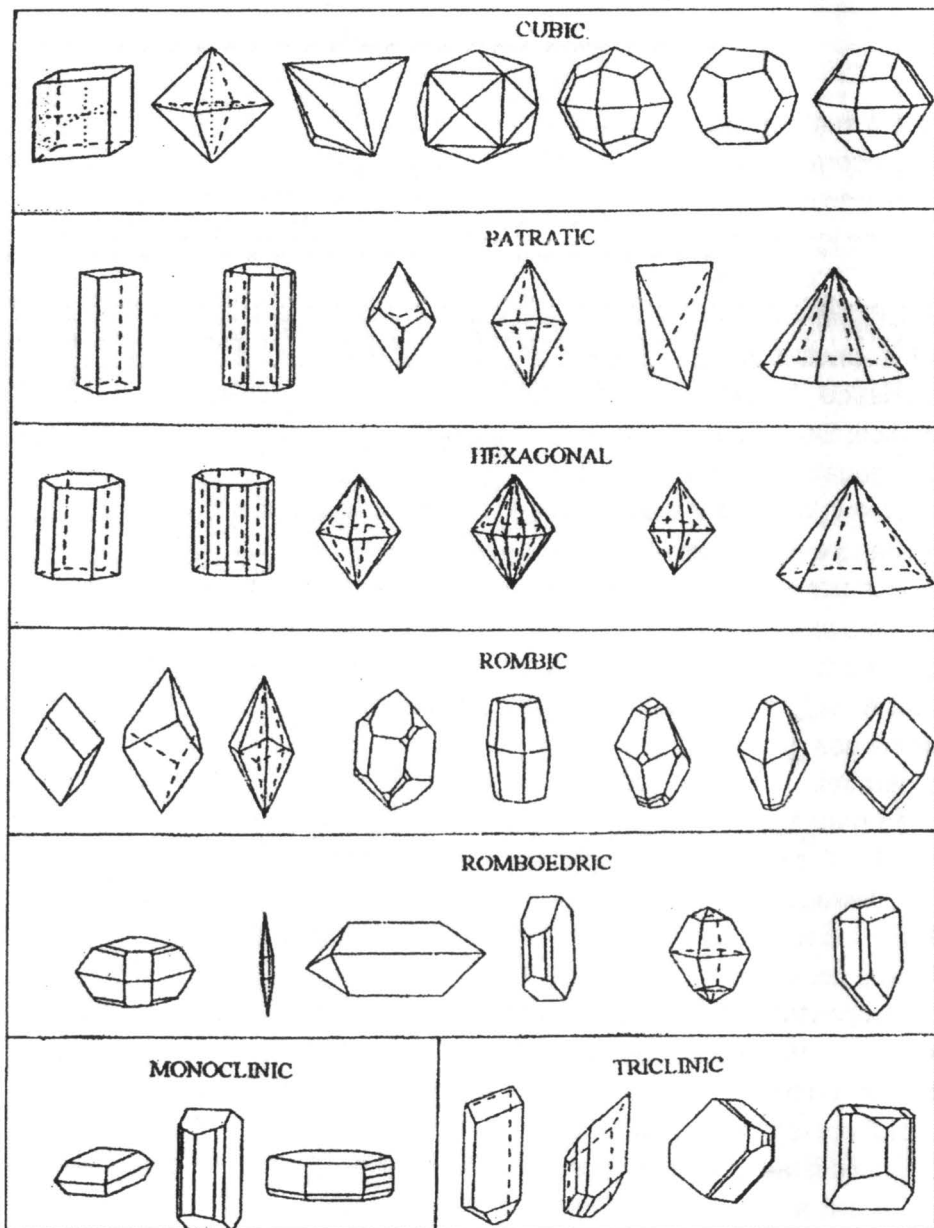
Mineralele sunt agregate naturale, stabile și omogene din punct de vedere chimic și fizic, cu compoziție chimică și aranjament molecular caracteristic. Mineralele se formează prin cristalizare, o dată cu răcirea magmelor, prin suprasaturare sau prin schimbul de ioni, în procese magmatice, metamorfice sau sedimentare. Mineralele pot avea fie o rețea cristalină regulată, fie structura lor moleculară poate fi neregulată, amorfă. Proprietățile chimice și modul de aranjare a moleculelor, regulat în cristale sau neregulat, amorf, determină o serie de proprietăți fizice, caracteristice fiecărui mineral în parte, aceste proprietăți având valoare sistematică. De asemenea, chimismul și geometria rețelei cristaline este rezultatul direct al genezei mineralului respectiv.

Rețelele cristaline sunt esențiale pentru constituția fizică a unui mineral, determinând o mare parte dintre proprietățile fizice ale acestuia. O rețea cristalină este constituită din repetarea simetrică a componentelor moleculare, distribuite în spațiu sub o anumită formă, corespunzătoare unei anumite geometrii caracterizate de simetrie. Componentele moleculare determină așa numita "celulă reticulară", repetată în volumul cristalului și organizată strict geometric. Această geometrie determină așa numitele "sisteme de cristalizare" ce constituie obiectul de studiu al Cristalografiei.

În natură au fost identificate 32 de clase de simetrie a celulelor reticulare, grupate la 7 sisteme cristalografice: sistemul cubic, tetragonal sau pătratic, trigonal, hexagonal, rombic, monoclinic și triclinic. Fiecare sistem are unghiuri constante legate de axele celulelor reticulare și dimensiuni caracteristice pentru laturile acestor celule.

Proprietățile fizice ale mineralelor sunt următoarele (după Dragomir & Androhovici, 1995): habitus, tracht, duritate, clivaj, spărtură, elasticitate și plasticitate, culoare, culoarea urmei, luciul și transparența. Habitusul este tiparul de dezvoltare spațială a unui mineral, iar trachtul este modul de combinare a fețelor unui cristal. Duritatea este o proprietate importantă a mineralelor, clasificate după o scară a durității numită "scara lui Mohs", organizată pe 10 valori, 1 fiind duritatea cea mai mică, a talcului și 10 cea mai ridicată, a diamantului. Scara lui Mohs include următoarele trepte: 1. talcul, 2. gipsul, 3. calcitul, 4. fluorina, 5. apatitul, 6. ortoza, 7. cuarțul, 8. topazul, 9. corindonul și 10. diamantul.

Clivajul este proprietatea mineralelor de a se desface în plane paralele,



Text-fig. 10.1. Sisteme de cristalizare, din Țicleanu & Pauliuc (2003)

determinate de sistemul de cristalizare și de compoziția lor chimică. Poate să fie perfect, foarte bun, bun, slab sau absent. Culoarea urmei este culoarea lăsată de pulberea unui mineral pe o piacă de porțelan poros, culoarea urmei nefiind obligatoriu aceeași cu culoarea propriu-zisă a mineralului. Luciul este de asemenea caracteristic mineralelor, variind în limite foarte largi, de la metalic, adamantin (ca diamantul), sticlos, semimetalic, sedefos, mătășos sau gras. Când se formează, mineralele pot crește izolat sau concreșcut, formele de concreștere fiind foarte variate, asimetrice sau simetrice, ultimele purtând numele de "macle".

În raport cu chimismul și cu proprietățile chimice, mineralele se împart în următoarele clase: elemente native, sulfuri și sulfosăruri, oxizi și hidroxizi, halogenuri, carbonați, sulfați, fosfați și silicați.

Elementele native sunt reprezentate prin sulf (S), grafit (C, cristalizat hexagonal), cupru (Cu) sau diamant (C, cristalizat cubic). Ca exemple de sulfuri și sulfosăruri, se pot cita galena (PbS, cristalizat cubic), blenda (ZnS, cubic), pirita (FeS<sub>2</sub>, cubic), calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>, tetragonal) sau stibina (SbS<sub>2</sub>, rombic). Oxizii și hidroxizii sunt reprezentați prin hematit (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, trigonal), magnetit (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, cubic) sau goethit (FeO(OH), rombic). Halogenurile includ halitul (NaCl, cubic), fluorina (CaF, cubic) și silvina (KCl, cubic). Carbonații cuprind calcitul (CaCO<sub>3</sub>, trigonal), aragonitul (CaCO<sub>3</sub>, rombic) și dolomitul (CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, trigonal), printre multe altele. Sulfații includ gipsul (CaSO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O, monoclinic), anhidritul (CaSO<sub>4</sub>, rombic) și baritina (BaSO<sub>4</sub>, rombic). Fosfații includ arseniați, vanadați, săruri cu anioni compatibili cu PO<sub>4</sub> și săruri ale acidului ortofosforic (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>).

Silicații reprezintă cea mai complexă clasă de minerale, reprezentând circa 75% din greutatea scoarței terestre și o treime din numărul total de minerale (Dragomir & Androhovici, 1995). Rețeaua cristalină a silicaților are la bază complexul cationic [SiO<sub>4</sub>]<sup>4-</sup>, care se poate combina într-o varietate foarte mare de moduri, rezultând clasele de silicați. Acestea sunt: nesosilicați, sorosilicați, ciclosilicați, inosilicați și filosilicați. Nesosilicații cuprind grupa olivinei, a granaților și a distenului, sorosilicații includ epidotul, iar ciclosilicații includ wollastonitul și rodonitul. Inosilicații cuprind piroxenii și amfibolii, ultimii cu grupa tremolitului și grupa hornblendelor. Filosilicații includ grupa talcului, a serpentinei, a micelilor, a cloritelor, a argilelor, iar tectosilicații, grupa feldspaților, a feldspatoizilor și a siliceii.

Rocile sunt agregate complexe de minerale, ce corespund unor procese genetice după care se poate face și clasificarea acestora: roci magmatice, roci sedimentare și roci metamorfice.

## Capitolul XI. Magmatismul și rocile magmatice

Prin magmatism se înțelege ansamblul de procese endogene care au loc în scoarța terestră, aflate în legătură directă cu magmele. Magmele sunt topituri naturale dominate de silicați, aflate în adâncimea litosferei sau către suprafața acesteia, în ultimul caz ele purtând numele de "lave". Discuții de detaliu legate de definiția termenului de magmă au fost susținute de Lăzărescu (1980). Aceste topituri sunt soluții complexe din punct de vedere chimic și sunt dominate de silicați ( $\text{SiO}_2$ ), la care se mai adaugă oxizi de aluminiu ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), subordonat participând gaze sau incluziuni solide (Rădulescu, 1981, Rădulescu & Dimitrescu, 1982), în special în cazul magmelor care se ridică spre suprafață, ultimele purtând numele de lave. Magmele, în drumul lor spre suprafață, suferă o serie de schimbări și de procese chimice, care diversifică tipurile de magme. Magmele se consolidează, în adâncime sau spre suprafață, într-un timp de obicei foarte îndelungat, prin consolidarea magmelor formându-se rocile magmatice.

Procesele magmatice sunt controlate de chimism, în special de compoziția în silicați și în fluide, de temperatură și de presiune, astfel încât formarea rocilor magmatice prin consolidarea magmelor este dictată în întregime de acești factori. Magmatismul, în raport cu adâncimea la care se produce consolidarea magmelor, se împarte în magmatism de adâncime, numit și "plutonic" sau "intruziv" și magmatism de suprafață, numit "efuziv", "extruziv" sau mai pe scurt, "vulcanism".

Magmele primare provin din astenosferă, cu o compoziție dominant bazică și ultrabazică, asemănătoare bazaltelor cu olivine (Rădulescu, 1976), pătrunzând în litosferă prin injecții de-a lungul fracturilor litosferice. Vectorii de acestor magme primare injectate în litosferă, sunt reprezentați prin curenții de convecție astenosferici. Magmele secundare, formate în litosferă, au mai suferit un ciclu geologic, fiind rezultate din topirea unor roci anterioare care au fost supuse la condiții termo-barice foarte înalte, trecând peste limitele metamorfismului.

Magmele sunt generate atât în regim compresiv, la coliziunea dintre plăcile litosferice, cât și în regim extensiv, asociate fenomenelor de expansiune a fundurilor oceanice, regimuri tectonice care își pun amprenta pe caracterele chimice ale magmelor.

Din punct de vedere chimic, magmele sunt topituri naturale caracterizate de dominantă silicaților. Silicaților li se asociază oxizi de aluminiu, de fier, de calciu, de magneziu, de potasiu și de sodiu și în secundar gaze, apă și alți

compenți chimici, care se recombina pe parcursul evoluției magmelor. Chimismul, în special raportul dintre silicați și alcalii sau oxizi de potasiu și de sodiu, determină tipurile principale de magmă și anume: magme bazice și ultrabazice, cu conținut de oxizi de siliciu de 40-55%, intermediare, cu conținut de 55-65% și acide, cu conținut de 65-80% SiO<sub>2</sub>.

O altă clasificare cuprinde: magme tholeiitice, cu conținut scăzut în alcalii, tipice zonelor de expansiune oceanică, magme calcoalcaline, cu participare aproape egală de silicați și alcalii și magme alcaline, dominate de alcalii, tipice zonelor de convergență tectonică. Rocile magmatice, rezultate din consolidarea magmelor, se împart în: bazice, dominate de minerale mafice, intermediare, cu conținut asemănător în minerale mafice și felsice și acide, dominate de minerale felsice (Text-fig.11.1, 2).

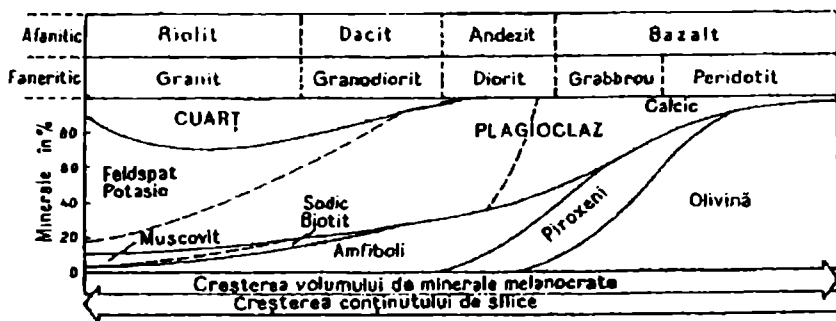
Piroclastice	Ignimbrite, tufuri, cenuși, blocuri vulcanice											
Vulcanice	Riolit	Dacit	Trahit	Trahit alcalin	Fonolit	Andezit	Bazalt					
Subvulcanice	Porfire					Melafire						
Filoniene	Pegmatite						Lamprofire					
Plutonice	Granit	Granodiorit	Sienit alcalin	Sienit	Sienit foidic	Diorit	Gabboru	Plagioclazit	Peridotit	Dunit	Piroxenit	Hornblendit
Familie	Granitoide		Sienitoide			Gabbroide		Ultramafile				
Conținut în SiO <sub>2</sub>	Acide >65%		Intermediare 52-65%				Bazice 52-44%		Ultrabazice <42%			

Text-fig. 11.1. Chimismul și tipurile de roci magmatice, după Dragomir & Androhovici (1995).

La rândul lor, rocile magmatice, în raport cu locul de consolidare al magmelor, se mai împart în roci intruzive sau plutonice, consolidate în adâncimea scoarței și vulcanice, sau extruzive, respectiv efuzive, consolidate la suprafață, rezultate din răcirea și consolidarea lavelor, atât subaerian cât și subacvatic.

Rocile magmatice includ piroxeni, amfiboli, olivine și biotit, ca minerale mafice principale și feldspați plagioclazi, feldspați alcalini, feldspatoizi, muscovit și cuarț, ca minerale leucocrate principale. Acestor minerale li se asociază magnetit, cromit, apatit, granați, turmalină, etc. drept minerale accesorii. În raport cu timpul

de consolidare și cu adâncimea la care aceasta se produce, structurile rocilor magmatice pot fi cristaline, vitroase sau amorse, cele cristaline caracterizând rocile plutonice, iar cele vitroase pe cele vulcanice.



Text-fig. 11.2. Clasificarea rocilor magmatice, după Țicleanu & Pauliuc (2003).

Roci magmatice bazice importante sunt gabbroul, plagioclazitul și dioritul, ultimul considerat și ca rocă intermediară, ca roci plutonice, corespondenții lor de suprafață fiind bazaltul, andezitul și porfiritul. Ultramafitelor precum peridotitul, dunitul, hornblenditul și piroxenitul nu au corespondenți de suprafață. Roci intermediare plutonice sunt sienitele foidice, sienitele alcaline și sienitele sens-strict, iar corespondenții lor efuzivi sunt trahitul, trahitul alcalin și fonolitul. Roci acide plutonice sunt granitul și granodioritul, iar corespondenții lor vulcanici sunt riolitul și dacitul. Acestor tipuri de roci li se adaugă cele cu geneză mixtă, vulcanică și sedimentară, precum tufurile, cineritele și ignimbritele.

În raport cu situația tectonică în care iau naștere rocile magmatice, se caracterizează și chimismul și natura bazică sau acidă a acestora (Rădulescu, 1981). În zonele de expansiune se generează magme bazaltice, bazice, tholeiitice, ce cuprind următoarele tipuri de asociații: asociații peridotit-serpentinitice, asociații ofiolitice și asociații spilitice, fiecare caracterizate prin magme cu chimism și structuri specifice. În zonele convergente, de coliziune sau de subducție, se generează magme acide sau intermediare, cu următoarele asociații: asociații andezitice și asociații granitice.

Asociațiile ofiolitice sunt asociații de roci magmatice bazice și ultrabazice generate pe plăci oceanice, în zone de rift sau de dorsale medio-oceanice. Asociațiile ofiolitice se definesc ca o succesiune de strate magmatice, incluzând din bază către top: harzburgite (ultrabazice), cumulate (aglomerări) ultramafice, gabbrouri, pillow-lave și sedimente oceanice. Masivul Trodos din Cipru este zona clasică de studiu a ofiolitelor.

Asociațiile spilitice sunt și ele generate pe plăci oceanice și includ bazalte

cu albit, cu albit și oligoclaz, la care se asociază clorit și calcit (Rădulescu, 1981), iar asociațiile peridotit-serpentinite includ gabbrouri stratificate, diorite și norite, tot de placă oceanică. În România, gabbroul de luti și serpentinitul de Tișovița sunt considerate situații geologice rare pentru înțelegerea succesiunilor serpentinitice vechi, pre-Carbonifere. În zonele de expansiune asociate rifturilor continentale, apar frecvent bazaltele de platou, cum este cazul bazaltelor din Scoția, Groenlanda și India.

Asociațiile granitice includ granite, granodiorite și cuarț-diorite (Rădulescu, 1981), cu corpuri plutonice, asociate zonelor de compresiune, în regim colizional. Asociațiile andezitice sunt caracteristice zonelor de subducție și includ andezite piroxenice, andezite cu amfiboli și biotit, dacite și riolite.

Inițial, temperatura magmei este de 700-800°C pentru magmele granitice și riolitice, dar ea poate să atingă și valoarea de 1200°C, pentru magmele gabbroice și bazaltice (Rădulescu, 1981).

Din punct de vedere fizic, magma este vâscoasă, densă, având o greutate specifică mare, influențată direct de presiune. Presiunea la care magma este supusă este foarte ridicată, de câteva mii de atmosfere, presiunea fiind unul din factorii de mișcare ai magmelor spre suprafață.

Schimbarea chimismului magmelor se poate produce prin câteva procese importante de diferențiere magmatică: licuație, diferențiere prin contact, cristalizare fracționată și mișcarea volatilelor. Licuația este procesul de diferențiere magmatică produsă în stare lichidă sau semilichidă, schimbările de chimism fiind produse prin dezamestecul de magme lichide, nemiscibile. Diferențierea prin contact se produce prin acumularea de material rezultat din pereții rezervorului magmatic, prin antrenarea de material extern, străin complexului magmatic, proces prin care apar frecvent corpuri străine sau xenolite în corpurile magmatice. Cristalizarea fracționată are loc o dată cu atingerea punctului critic de cristalizare, moment în care din masa magmatică încep să se producă prin cristalizare următoarele minerale, ordinea lor de formare fiind dictată de factori termodinamici: olivina, piroxeni, amfiboli, mice, feldspatoizi, feldspați și cuarț (Rădulescu, 1981, Dragomir, 1994, Șecălman et al., 1999). O dată ce se produce cristalizarea fracționată, începe separarea gravitațională a acestor minerale ce încep să se acumuleze separat: mineralele felsice, ușoare, se separă prin flotație de cele grele, cu compuși de fier. Volatilele pot antrena fracțiuni din masa magmatică, producând la rândul lor diferențiere.

Ridicarea magmelor se face de-a lungul unor fracturi sau falii adânci din scoarța terestră, lavelle ieșind la suprafață de-a lungul dorsalelor medio-oceanice, fracturilor în crusta continentală, coșurilor vulcanice sau tuburi de lavă, ultimele

caracterizând structura vulcanilor.

Pe măsură ce înaintează spre suprafață, magmele suferă procese de decompresie și de răcire progresivă ce conduc treptat la mărirea vâscozității și în cele din urmă la solidificare. Ascensiunea magmelor către suprafață este determinată de presiunea litostatică, de presiunea volatilizării dizolvate în masa magmatică precum și de diferența de densitate între magme și rocile înconjurătoare. Astfel de procese de răcire și de decompresie poartă numele de procese de consolidare a magmelor, fiind descrise trei faze de consolidare magmatică: lichid-magmatică, pegmatitică și hidrotermală.

Faza lichid-magmatică este prima fază, fiind caracterizată de temperaturi între 900°-600°C. În această fază se cristalizează mai întâi silicații mafici și ulterior silicații felsici. Aceste cristale sunt înglobate într-o topitură vâscoasă ce se răcește încet, având loc în adâncimea scoarței.

Faza pegmatitică este cea de a doua fază semnificativă, având loc la temperaturi între 600°-365°C. Este caracterizată de topituri mai fluide care se descompun de-a lungul unor fisuri, generând filoane. Se formează filoane cu cristale de dimensiuni mari, numite "pegmatite", care sunt rezultatul unei cristalizări foarte lente, dimensiunea cristalelor fiind direct proporțională cu timpul de cristalizare. Această fază are loc în scoarță, la adâncimi sub 50 de kilometri.

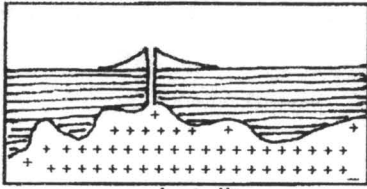
Faza hidrotermală este ultima fază de consolidare magmatică și are loc la temperaturi sub 365°C. Este faza în care din magme se dezamestecă vapori de apă, generând presiuni înalte care împing către suprafață topitura magmatică.

Un corp magmatic este o structură primară, nemodificată tectonic, de magmă consolidată, fiind caracterizat de o morfologie specifică în funcție de tipul de magmă, de adâncimea de consolidare și de structurile geologice în care un astfel de corp a fost intrus, pus în loc. Corpurile magmatice se clasifică în funcție de dimensiuni, de morfologie și de raporturile concordante sau discordante în care ele se găsesc cu rocile înconjurătoare.

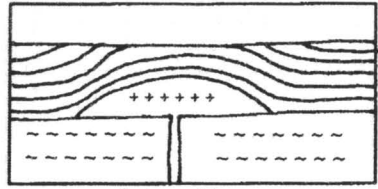
Batolitul este un corp magmatic discordant în raport cu rocile din jur, de dimensiuni foarte mari, de până la câteva sute de kilometri în lungime, situat în adâncime. Batoliții reprezintă foste rezervoare magmatice consolidate, de la care pornesc către suprafață alte tipuri de corpuri magmatice (Text-fig. 11.3a).

Dyke-ul este o injecție magmatică discordantă, dispusă pe o fractură care taie transversal rocile adiacente, de obicei plană, cu grosimi relativ reduse și dezvoltare laterală largă (Text-fig. 11.3b). Stock-ul este un corp magmatic discordant de dimensiuni mai reduse decât batolitul (Text-fig. 11.3c).

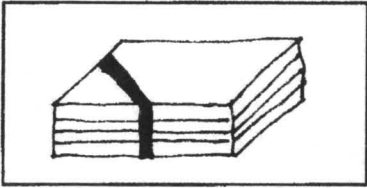
Neck-ul este un canal vulcanic, discordant în raport cu rocile din jur, cu diametru redus, ce alimentează un aparat vulcanic și face legătura dintre acesta



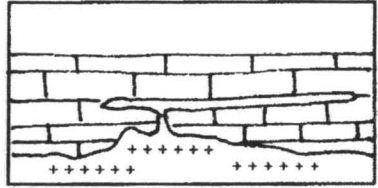
a. batolit



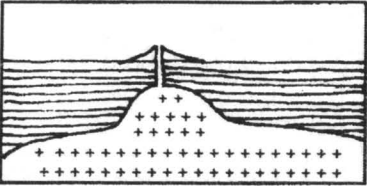
f. lacolit



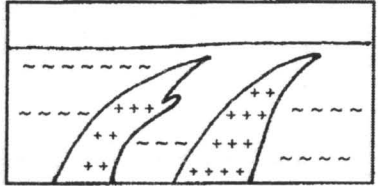
b. dyke



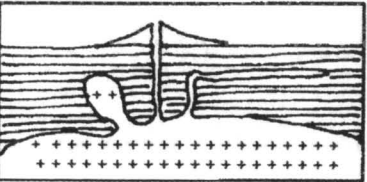
g. sill



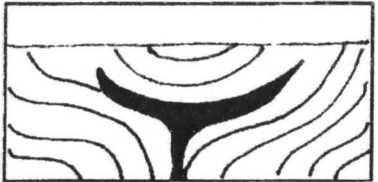
c. stock



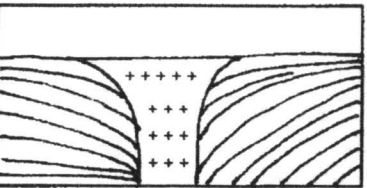
h. conolit



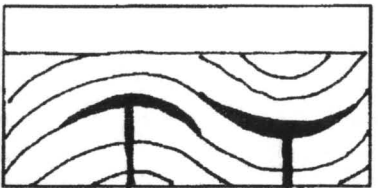
d. neck



i. lopolit



e. etmolit



j. facolit

Text-fig. 11.3. Corpuri magmatice.

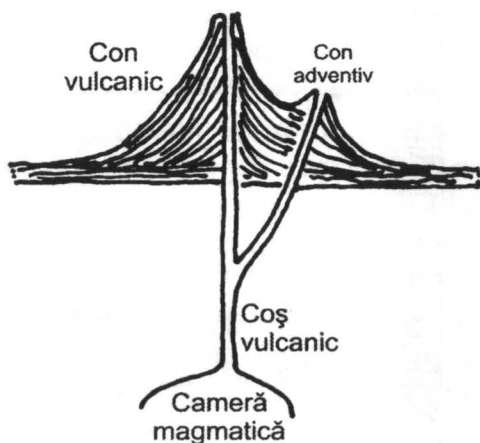
și rezervorul magmatic (Text-fig. 11.3d). Ethmolit-ul este un corp discordant de formă tronconică, cu baza în sus (Text-fig. 11.3e).

Lacolitul este un corp magmatic în formă de ciupercă sau de lentilă, concordant cu structurile stratificate în care este intrus, fiind dispus paralel cu structurile în care este injectat (Text-fig. 11.3f). Sill-ul este o injecție orizontală de-a lungul stratelor sedimentare, concordantă, paralelă cu acestea, cu o largă dezvoltare și continuitate laterală (Text-fig. 11.3g).

Chonolitul este un corp discordant de formă neregulată (Text-fig. 11.3h). Lopolitul este un corp magmatic lentiliform, cu concavitatea în sus, concordant (Text-fig. 11.3i). Facolitul este un corp magmatic concordant, intrus de-a lungul anticlinalelor sau sinclinalelor (Text-fig. 11.3j).

O dată cu apropierea magmelor către suprafață, se definesc procesele vulcanice, extruzive sau efuzive, pe măsură ce presiunea și temperatura descresc, lava modificându-și vâscozitatea și chimismul. Lavele pot să fie bogate în minerale albe, numite lave acide, care de obicei dau erupții explozive, violente. Lavele bogate în minerale negre se numesc lave bazice și sunt de obicei rezultatul unui vulcanism liniștit, sunt vâscoase, fiind reprezentative pentru vulcanismul hawaiian.

Un vulcan este un corp geologic complex, de obicei de forma conică, forma lui putând să varieze până la tronconică sau aplatizată. Un vulcan este un complex efuziv legat de un rezervor magmatic printr-un canal de aducțiune, structura clasică a unui vulcan incluzând următoarele elemente (Text-fig. 11.4): camera magmatică, coșul vulcanic și conul vulcanic.



Text-fig. 11.4. Structura unui vulcan.

Rezervorul magmatic sau camera, vatra magmatică, este rezervorul de alimentare cu lavă. Coșul vulcanic sau canalul vulcanic, este principala cale de aducțiune către suprafață a lavei, de obicei de formă circulară în secțiune transversală. În urma eroziunii coșului vulcanic rămân neck-uri vulcanice cu morfologie ascuțită. Conul vulcanic este acumularea de lavă și cenușă solidificată, depuse de-a lungul erupțiilor vulcanice anterioare. Conul vulcanic poate atinge înălțimi mari, de peste 6-7000 de metri, conuri vulcanice cunoscute fiind Fuji,

Kilimandjaro, Etna, etc. Morfologia conului vulcanic se poate modifica în urma erupțiilor explozive, momente în care o parte din con poate să fie distrusă, o dată cu formarea calderai vulcanice. O calderă tipică este caldera vulcanului Saint-Helens, formată după erupția devastatoare din 1980. Lateral, pe conul vulcanului, se formează o succesiune de strate, pe de o parte de lavă, pe de altă parte de strate de cenușă ce alternează în funcție de fazele de erupție ale vulcanului, mai ales în cazul stratovulcanilor. Din canalul vulcanic se pot forma canale adventive sau adiacente, care alimentează așa numitele conuri adventive, de dimensiuni mai mici, dispuse frecvent pe pantele conului vulcanic principal. Din canalele adventive se pot forma silluri, între stratele de lavă și cele de cenușă.

La erupție, vulcanul aruncă în atmosferă, pe lângă mari cantități de gaze și de vapori de apă, o mare cantitate de cenușă, bombe și blocuri vulcanice. Blocurile vulcanice sunt corpuri de dimensiuni mari, chiar de ordinul metrilor, fiind desprinse din coșul vulcanului și aruncate la înălțimi apreciabile. Bombele vulcanice sunt corpuri de lavă solidificată cu dimensiuni de peste 10 centimetri, se formează prin răcirea lavei în zbor, la cădere lava fiind deja solidificată. Bombele de dimensiuni mai mici, de până la câțiva centimetri, poartă numele de lapili.

Vulcanii, în special vulcanii acizi, generează mari cantități de cenușe, ce formează prin sedimentare roci piroclastice, cu origine mixtă, atât magmatică cât și sedimentară, clasificate în raport cu granulometria lor specifică.

La erupție, cenușa este incandescentă și în funcție de granulometria ei poate să fie purtată și în atmosfera înaltă sau poate să se reverse de-a lungul pantelor vulcanului sub forma unor nori incandescenti, numiți nori piroclastici. Norii piroclastici reprezintă una din amenințările majore în cazul erupției unui vulcan, deoarece aceștia pot să atingă temperaturi de câteva sute de grade Celsius și se pot deplasa cu viteze foarte mari, pe pantele vulcanului și în jurul acestuia, pe distanțe apreciabile, producând devastări la scară mare.

Pe lângă norii piroclastici, se mai produc curgeri de lavă și noroaie de cenușă foarte mobile, care poartă numele de lahar, cu efecte devastatoare asupra reliefului și biocenozelor din jurul vulcanului.

Cenușa sedimentată în apropierea vulcanului poartă numele de "tephra". Cenușile cimentate, solidificate, poartă numele de tufuri vulcanice, solidificarea lor putând avea loc subaerian sau subacvatic, în funcție de poziția geografică a vulcanului respectiv. Amestecul de cenușă și de material sedimentar suplimentar poartă numele de tufite. Rocile piroclastice includ brecciile piroclastice, cu elemente angulare cimentate, aglomeratele piroclastice, ignimbritele, cu elemente sudate între ele ca efect al temperaturilor înalte la care au fost supuse în timpul erupțiilor, tufuri, cu cenuși consolidate și tufite.

Lavele pot fi consolidate subacvatic sau subaerian. Lavele bazice, rezultate în urma erupțiilor vulcanice de-a lungul dorsalelor medio-oceanice, se constituie în structuri magmatice specifice și poartă numele de pillow-lave. Pillow-lavele sunt caracteristice regimului extensiv, sunt tipic oceanice și sunt incluse într-o succesiune caracteristică de strate, fiind asociate ofiolitelor oceanice. Curgerea acestor lave este determinată de răcirea bruscă a materialului magmatic în condiții de temperatură scăzută și presiune hidrostatică ridicată, corespunzătoare unor adâncimi de 4-5000 de metri.

Lavele acide pot genera pechstein, silicat hidratat și obsidian, silicat anhidru, ultimul fiind o materie primă preferată pentru uneltele culturilor paleolitice. Piatra ponce este rezultatul răcirii magmei acide în condiții subacvatice. Tot magmatismul acid poate să genereze lave scoriacee, bogate în goluri lăsate de dezamestecul gazelor din masa semilichidă, cu textura tipică, numită "scoriacee".

În fazele târzii, posteruptive, pot apărea geyserii, care sunt izvoare arteziene de apă fierbinte, rezultați în urma încălzirii apei în rezervoare asociate unor corpuri vulcanice calde. Astfel de manifestări sunt tipice Islandei sau Parcului Național Yellowstone. Spre deosebire de geyseri, cu manifestări intermitente, sofionii sunt izvoare continui de apă fierbinte, asociați corpurilor magmatice calde. Izvoare continui dar reci, asociate vulcanismului, sunt izvoarele carbonatate, acolo unde se formează travertin și tufuri calcaroase cu importanță paleontologică. În România, astfel de izvoare sunt tinere, asociate vulcanismului Neogen și Cuaternar.

Produse vulcanice gazoase sunt incluse în categoria fumarolelor, mofetelor și solfatarelor. Fumarolele sunt emanații gazoase asociate fazei principale de erupție, de temperaturi de peste 200° Celsius, incluzând sau nu vapori de apă și diferite tipuri de gaze. Solfatarele sunt emanații de gaze mai reci, între 200° și 40° Celsius, iar mofetele sunt emanațiile cele mai reci, sub 40° Celsius, ultimele apărând ca manifestări postvulcanice.

Fazele de erupție ale unui vulcan au produse și perioade de manifestare caracteristice. Ele sunt următoarele: faza pre-erupție, faza eruptivă și faza post-erupție. Faza pre-erupție, asociată cu cutremure locale, emanații de gaze și vapori de apă pe falile din zonă, asociate cu modificarea incipientă a reliefului vulcanului. Faza eruptivă este erupția propriu-zisă, explozivă sau nu. În timpul fazei eruptive au loc curgerile de lave, de nori piroclastici, generarea de bombe vulcanice, de blocuri și lapili, precum și de mari cantități de cenușă, în cazul vulcanilor subaerieni, însoțite de manifestări seismice puternice. Faza post-erupție este asociată cu emanații slabe de gaze și ploii de cenușă, cu produse de temperatură din ce în ce mai scăzută.

Vulcanismul poate fi clasificat în funcție de caracterul acid sau bazic al lavelor implicate, în raport cu morfologia aparatelor vulcanice, cu timpul de activitate sau cu tipul de erupție în fazele paroxismale. În raport cu tipul de lave implicate, vulcanii se împart în următoarele categorii (Lăzărescu, 1980): strombolian, hawaiian, vulcanian, maar, Bandai-San și peleean.

Vulcanismul de tip strombolian, cu lave bazice și erupții regulate, având ca loc tipic vulcanul Stromboli, din insulele Lipari. Vulcanismul de tip hawaiian, dispus pe plăci oceanice, cu lave bazice, erupții linistite și conuri vulcanice largi, de dimensiuni mari. În insulele Hawaii, astfel de exemple sunt vulcanii Mauna-Loa și Kilawea. Vulcanismul de tip vulcanian, având ca loc tipic vulcanul Vulcano, din insulele Lipari. Este un vulcanism cu lave acide sau intermediare, erupții violente însoțite de seisme și de generarea de mari cantități de cenușe și de nori piroclastici. Un astfel de exemplu este vulcanul Vezuviu, ale cărui erupții au marcat sudul Italiei în timp istoric, fiind responsabil cu distrugerea orașelor Pompeii și Herculaneum. Vulcanismul de tip maar, cu lave bazice, aproape lipsit de conuri vulcanice, de obicei coșul vulcanic fiind acoperit de un lac actual, de unde și numele de „maar”, după numele original german. Erupțiile sunt liniștite, iar vulcanii stinși de acest tip au semnificație economică, așa cum este cazul kimberlitelor din Africa de Sud, purtătoare de diamante.

Vulcanismul de tip Bandai-San este un vulcanism cu lave acide, cu erupții violente, asemănător cu tipul vulcanian, cu mari cantități de cenușe generate și nori piroclastici. Vulcanismul de tip Bandai-San conduce la formarea de caldere importante, prin aruncarea în aer a conului vulcanic. Cel mai cunoscut exemplu de vulcan ce aparține acestui tip este Krakatoa, explozia acestui vulcan în anul 1883 fiind cea mai severă explozie vulcanică documentată în timp istoric. Cenușa generată cu ocazia erupției vulcanului Krakatoa a ajuns în stratosferă, de unde a fost transportată în jurul Pământului, prin curenții înalți sau jet-streams. Vulcanismul de tip peleean este un vulcanism acid, documentat în Martinica, unde Montagne Pele a erupt în anul 1902 cu consecințe devastatoare pentru portul Saint-Pierre. Erupțiile de tip peleean sunt violente, cu nori piroclastici extrem de periculoși, generatori de cantități semnificative de ignimbrite. Erupția lui Montagne Pele a început cu o revărsare puternică de lahar, urmată de formarea unui ac vulcanic în vârful coșului care, o dată distrus, a generat nori piroclastici devastatori.

Vulcanii pot să fie activi sau stinși, în raport cu timpul de activitate desfășurat în timp istoric sau în timp geologic. Manifestările vulcanice pot fi asociate unor fracturi liniare în scoarță, așa cum este cazul vulcanilor liniari sau ele se pot asocia unor centre vulcanice, așa cum este cazul vulcanismului central.

Un tip special de vulcani îl reprezintă vulcanii submarini, dispuși pe plăci oceanice, cu morfologie conică și înălțimi raportate la nivelul câmpiei abisale de mii de metri. Astfel de vulcani poartă numele de guyot-uri, vârful lor fiind adesea retezat în urma exondării. În România, vulcanismul paleozoic este bine dezvoltat în Carpații de Sud, în Munții Almăjului, unde sunt descrise tufuri și cinerite permieni, precum și un neck vulcanic – Trescovățul, ce domină defileul Dunării (Răileanu, 1953). Vulcanismul Mesozoic, Neozoic și Cuaternar din România este foarte divers și bine dezvoltat.

## Capitolul XII. Metamorfismul și rocile metamorfice

Prin procese metamorfice se înțelege totalitatea proceselor de schimbare fizică și chimică la care sunt supuse toate tipurile de roci la condiții de temperatură și presiune foarte ridicate, cu sau fără participarea unor fluide. Astfel de condiții sunt determinate de factorii endogeni, cu originea la interiorul litosferei sau al crustei terestre, precum temperatura, presiunea și fluidele endogene. Metamorfismul acționează asupra rocii inițiale, numită "protolit", prin acțiunea factorilor metamorfici fiind generat un nou tip de rocă, numită „metamorfit”. Geneza metamorfizării pornind de la protolit poate avea loc fără schimbări chimice, cum este cazul metamorfismului izochimic sau cu schimbări chimice, cum este cazul metamorfismului metasomatic (Șeclăman et al., 1999). În natură există un ciclu de generare și regenerare a celor trei tipuri de roci cunoscute, magmatice, sedimentare și metamorfice.

Factorii metamorfismului sunt următorii: temperatura, presiunea și fluidele. Temperatura poate să genereze recristalizare, precum și schimbări chimice în cuprinsul rocilor care se metamorfozează. De obicei temperatura metamorfismului ajunge până la 1000°C, până la limita de anatexie sau de topire a rocii.

Presiunea poate să fie datorată îngropării la adâncimi variabile, de până la câteva zeci de kilometri, a rocilor ce urmează să fie metamorfozate și atunci poartă numele de presiune litostatică, dar poate să fie datorată și fenomenelor tectonice, purtând numele de presiune orientată. În cazul presiunii orientate, metamorfismul ia naștere în zonele aflate în regim tectonic compresiv, în zonele de subducție sau de coliziune, acolo unde presiunea acționează pe o direcție preferențială. Presiunea litostatică acționează uniform, asemănător presiunii hidrostatice, compactând rocile, fără deformarea acestora. În schimb, presiunea orientată are rolul unor modificări de textură în rocile asupra cărora acționează, producând orientarea preferențială a cristalelor, orientare ce este exprimată de obicei prin șistozitate, de unde și denumirea generică de "șisturi cristaline".

Fluidele rezultate în urma proceselor fizice și chimice la temperaturi și presiuni înalte. Au un rol important în schimbarea chimismului rocilor preexistente, ale protolitului, participând la formarea de roci metamorfice cu chimism schimbat.

Metamorfismul poate să aibă două efecte importante: reorganizarea rețelei cristaline în rocile supuse metamorfismului și apariția de minerale noi în rocile respective. Tipurile de metamorfism se diferențiază în raport cu rolul pe care îl

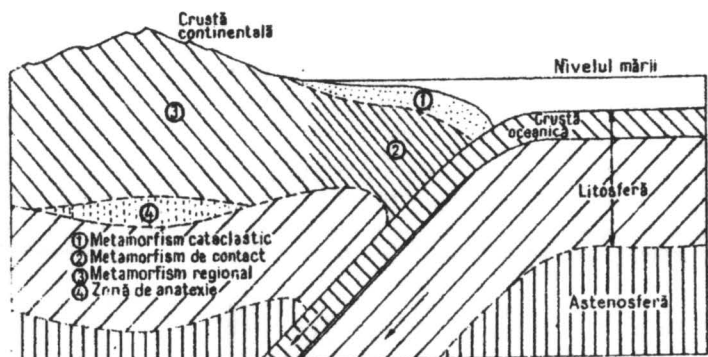
joacă factorii fizico-chimici (Text-fig. 12.1). Metamorfismul cataclastic sau dinamic este un metamorfism dominat de presiunea orientată. Rocile metamorfozate suferă distrugeri ale rețelei cristaline, respectiv cristalizări și recristalizări. Temperatura joacă un rol redus în acest caz.

Metamorfismul de contact apare la contactul dintre rocile magmatice intruzive și rocile înconjurătoare sau în apropierea zonelor de subducție, generând așa numitele "aureole de contact".

Metamorfismul termic sau izochimic, se produce fără schimbări în chimismul mineralelor. Metamorfismul metasomatic este metamorfismul ce produce schimbări chimice în minerale, fiind controlat atât de temperatură, cât și de acțiunea fluidelor metamorfice, producând albitizări, dolomitizări sau feldspatizări.

Metamorfismul regional este un metamorfism ce apare pe întinderi largi în scoarța terestră și este asociat presiunii litostatice de îngropare.

Ultrametamorfismul sau anatexia, este metamorfismul extrem, dus până la limita topirii rocii inițiale. El generează roci aflate în stare semitopită, care poartă numele de migme.

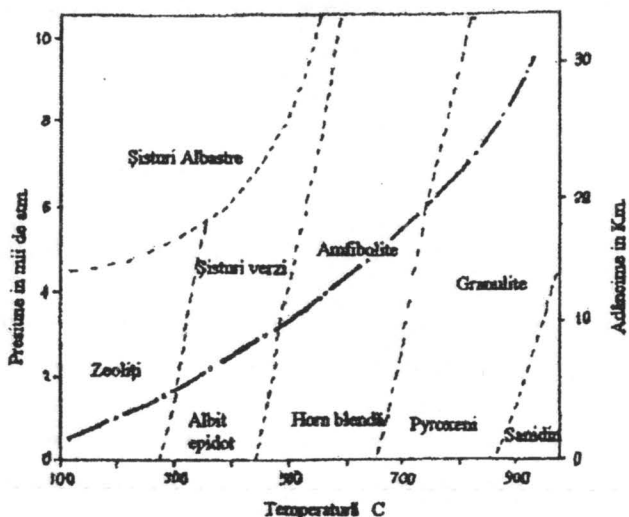


Text-fig.12.1. Tipuri de metamorfism, după Dragomir (1994)

Șeclăman et al. (1999) clasifică metamorfismul pe următoarele categorii: metamorfism metasomatic, metamorfism cinematic, metamorfism blasto-cinematic și metamorfism termo-baric.

Rocile metamorfice includ minerale comune, precum feldspați, cuarț, piroxeni, amfiboli, carbonați, oxizi, precum și minerale noi, rezultate prin metamorfism, numit și minerale tipomorfe, precum clorit, sericit, talc, granați, serpentine, grafit și wollastonit, printre multe altele. Rocile metamorfice cuprind skarnele sau roci carbonatice metamorfozate, eclogitele sau roci metamorfice cu piroxeni și amfiboli, corneene, gnaise sau roci șistoase, cu mică, amfiboli, cuarț și

feldspați, micașturi, asemănătoare gnaiselor, dar formate în special din miche, filite sau argile metamorfozate, marmure sau calcare metamorfozate, ardezii, bogate în sericit, etc.



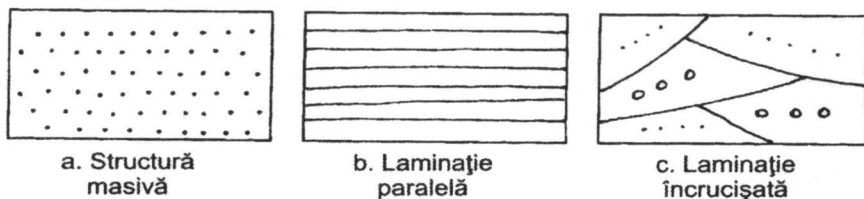
Text-fig. 12.2. Faciesuri metamorfice,  
din Țicleanu & Pauliuc (2003).

Faciesurile metamorfice reprezintă asociații de roci metamorfozate în condiții de presiune și de temperatură asemănătoare. Ca exemple, se pot cita faciesul granulitelor, amfibolitelor, corneenelor sau cel al sisturilor verzi (Text-fig. 12.2).

### Capitolul XIII. Roci sedimentare și sisteme depoziționale

Rocile sedimentare sunt roci rezultate în urma acțiunii factorilor exogeni, cum sunt vântul, apa, îngheț-dezghețul, alterarea chimică sau în urma acțiunii factorilor biotici, care au acționat asupra rocilor preexistente de natură magmatică, metamorfică sau sedimentară. Rocile sedimentare pot lua naștere prin procese de alterare, când se formează roci sedimentare reziduale, pot lua naștere din procese de eroziune, transport și depunere, ocazie cu care se formează roci detritice sau clastice sau pot lua naștere prin procese biologice sau biotice, când sunt generate prin acțiunea directă a organismelor vii, prin bioprecipitare sau bioacumulare de carbonați. Rocile sedimentare sunt expresia directă a factorilor exogeni care variază în limite foarte largi în funcție de locul sau spațiul unde rocile se formează. Diversitatea rocilor sedimentare este foarte ridicată, ținând cont și de marea diversitate a factorilor genetici ai acestora. Literatura românească de sedimentologie include lucrările publicate de Anastasiu (1988), Anastasiu & Jipa (1990) și Rădulescu & Anastasiu (1979).

Structura tipică a rocilor sedimentare este stratul, cu pluralul strate. Pluralul "straturi" este greșit în limbajul geologic și are sens în limbajul horticol, ca "straturi de flori". Stratul (Text-fig. 13.1a-c) constituie o structură primară (Pauliuc & Dinu, 1985), cu următoarele elemente: culcușul sau partea inferioară, acoperișul sau partea superioară și respectiv grosimea stratului. Stratele sunt rezultatul depunerii sedimentare pe suprafețe plane și pot să fie variabile ca grosime în dezvoltarea lor laterală. La interiorul stratului se identifică structurile sale interne: laminații paralele (Text-fig. 13.1.b), încrucișate (Text-fig. 13.1.c), oblice, șlumps,



Text-fig. 13.1. Stratul ca structură primară.

erozionale, etc. Suprafețele de strat pot înregistra diferite tipuri de structuri, cum sunt ripple marks sau urme de valuri, flute casts sau urme de curent, crăpături de uscure, etc.

Rocile sedimentare se împart în roci reziduale, clastice sau detritice, organogene sau biogene, roci autigene sau de precipitare, în sensul vechi al termenului și roci vulcano-sedimentare sau vulcanoclastice.

Rocile reziduale sunt roci sedimentare rezultate din alterarea rocilor preexistente, in situ, nefiind transportate. Includ în primul rând solurile, cu podsoluri, cernoziomuri, etc., ce fac obiectul de studiu al pedologiei și paleopedologiei (Retallack, 1991), lateritele, bauxitele și terra rossa. Lateritele sunt roci reziduale bogate în alumosilicați, bauxitele sunt foarte bogate în oxizi de aluminiu, iar terra rossa sau "pământurile roșii" sunt roci bogate în oxizi de fier.

Rocile clastice sau detritice constituie o categorie importantă de roci sedimentare, constituite din "claste" sau fragmente de roci erodate, transportate și depuse într-un context sedimentar. Se împart în roci clastice mobile și cimentate sau consolidate, clasificate în raport cu diametrul clastelor (Text-fig. 13.2). Cele mobile sunt pelite sau lutite, cum este mărul, aleurite sau siltite, cum este praful, psamite sau arenite, cum este nisipul și pefite sau rudite, cum sunt grohotișul sau blocurile. Rocile consolidate cuprind clastele prinse într-un liant, matrice sau ciment, corespund aceluiași clase, corespondenții consolidați ai mărului fiind argila, ai prafului, loessul, ai nisipului, gresia, iar ai pietrișurilor, conglomeratul și breccia.

STRUCTURA	ROCI MOBILE (fără liant)		ROCI CONSOLIDATE (cu liant)	
	Claste angulare	Claste rulate	Claste angulare	Claste rulate
$\Phi > 20$ cm PSEFITE (RUDITE)	BLOCURI	BOLOVĂNIȘ	BRECIE	CONGLOMERAT
$\Phi < 20$ cm	GROHOTIȘ	PIETRIȘ		
PSAMMITE (ARENITE)	NISIP		GRESIE	
ALEURITE (SILTITE)	PRAF		LOESS	
PELITE (LUTITE)	MÂL		ARGILĂ	

Text-fig. 13.2. Sistematica rocilor clastice,  
din Dragomir & Androhovici (1995).

Rocile organogene sau biogene sunt formate pe seama activității biotice, rezultând fie din acumularea de schelete de organisme vegetale sau animale, fie din precipitarea carbonaților sau silicei direct din corpurile acestor organisme. Rocile organogene se împart în acaustobiolite, sau roci biogene, care nu ard și roci organogene caustobiolite, sau roci biogene, care ard.

Acaustobiolitele se împart în calcare bioprecipitate, organo-sedimentare,

generate de cianobacterii, calcare bioconstruite (rezultate în urma activității corailor sau a algelor calcaroase), calcare bioacumulate (lumașeluri, sau aglomerări de schelete calcaroase, precum și creta), silicolite (diatomite, spongolite, jaspuri) și fosforite.

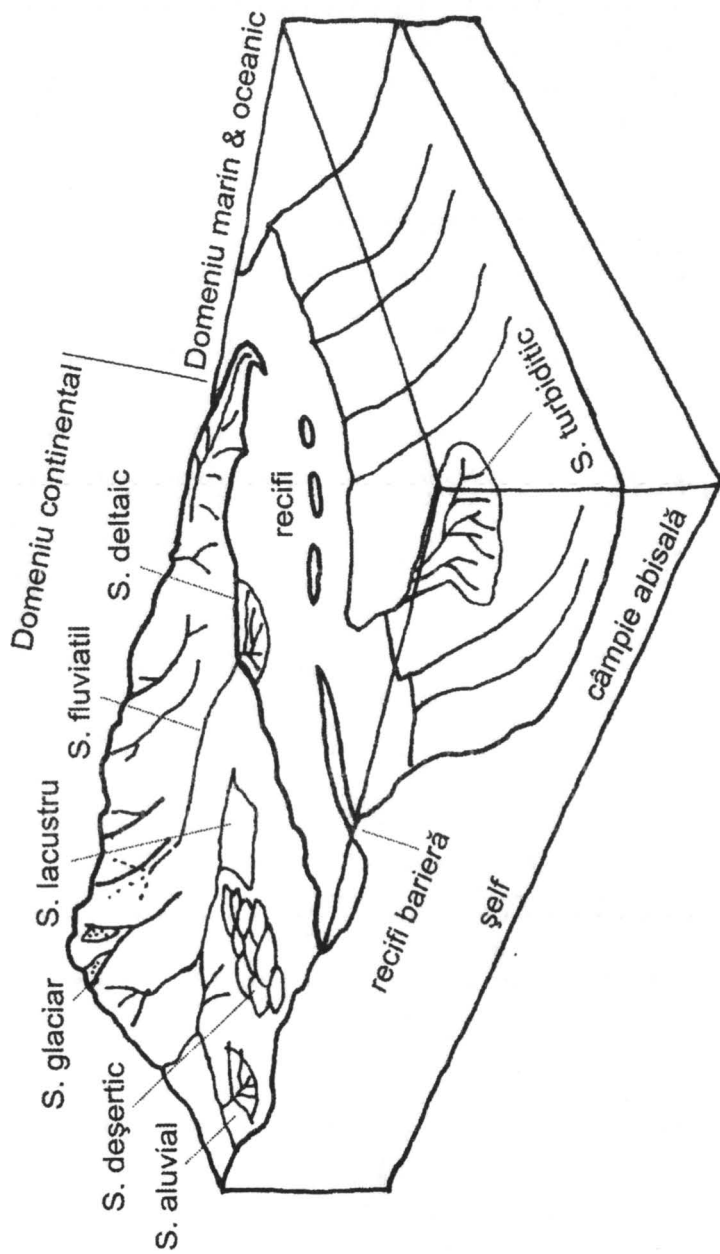
Caustobiolitele includ chihlimbarul sau ambra (rășină fosilă), șisturile bituminoase, petrolul, gazele de sondă și cărbunii. Precursorul cărbunilor este turba (putere calorică mică, este brună). Cărbunii se clasifică în raport cu puterea calorică și după carbonificare: cărbuni bruni (mați și strălucitori, pământoși, lemnoși sau ligniți, mați, lucioși și huiloși), huiă (cărbuni superiori, negri, urmă neagră) și antracit (cărbuni superiori, negri). Antracitul metamorfozat poartă numele de grafit. Cărbunii inferiori includ cărbunii bruni pământoși și lemnoși (ligniți), iar cei superiori, pe restul. Formarea cărbunilor este legată de arealele de mlaștină, respectiv de zone anoxice care permit conservarea și carbonificarea materialului vegetal, fără distrugerea acestuia prin putrezire. Geologia cărbunilor reprezintă un domeniu foarte interesant de studiu, prin abordarea genetică, structura de zăcământ și prin metode de exploatare. Cursuri semnificative de Geologia cărbunilor au fost publicate de către Petrescu et al. (1999) și Preda et al. (1993a, b, 1994), La Universitatea din București, cursul de Geologia cărbunilor este predat de către Prof.Dr. Nicolae Țicleanu.

Rocile autigene sunt roci sedimentare care se formează in situ, mai ales prin procese de precipitare. Astfel de roci includ pisolite sau perlele de cavernă, carbonatice, geysirite, silicioase, noduli polimetali, dolomitele (roci bogate în carbonat de calciu și magneziu hidratat), anhidrite (roci bogate în sulfat de calciu anhidru), sarea gemă sau halitul (NaCl), crustele calcaroase, travertinele, etc.

Rocile vulcanoclastice sunt reprezentate prin acumulări de cenușe, care poartă numele de tufuri vulcanice. Acestea pot fi libere sau consolidate și pot juca un rol important în conservarea plantelor fosile, prin permineralizarea acestora.

Rocile sedimentare suferă procese geochimice de modificare a unor proprietăți legate de chimism, sistem de cristalizare și de mineralogie, la temperaturi și presiuni reduse, aceste schimbări purtând numele de "diageneză". Diagenaza este importantă în formarea de noi tipuri de roci sedimentare, în special autigene.

Spațiul precis unde se formează rocile sedimentare poartă numele de domeniu de sedimentare, iar domeniile de sedimentare se pot împărți în două categorii mari: domeniul continental, care poate fi subaerian sau subacvatic și domeniul marin sau oceanic (Text-fig. 13.3). Rocile sedimentare se formează în aceste domenii în cadrul unor spații de sedimentare sau ipostaze de sedimentare, bine caracterizate fizic și chimic, care poartă numele de "sisteme depoziționale"



Text-fig. 13.3. Sisteme depozitionale și domenii de sedimentare. După Wicander & Monroe (1993).

sau de "ambianțe sedimentare". În cadrul domeniului continental apar următoarele sisteme depoziționale, fiecare sistem depozițional continental fiind caracterizat de asociații specifice de roci și de structuri sedimentare: sistemul glaciari, aluvial, fluviatil, lacustru, deșertic, deltaic, de plajă, ultimele două sisteme fiind considerate sisteme de tranziție între cele continentale și respectiv cele marine.

Sistemul depozițional glaciari, este caracterizat de existența ghețarilor de vale, de circ, de platou, suspendați, fiind produse morene, brecii glaciare, argile, pietrișuri, eskeruri (formate în canalele subglaciare) și blocuri eratice. Morenele și brecciile glaciare sunt acumulări de roci angulare, rezultate din răzuirea de către ghețar a terenurilor peste care acesta trece. Blocurile eratice sunt blocuri de dimensiuni mari, transportate de ghețar și lăsate pe substrat în momentul topirii acestuia. Tillitele reprezintă depozite glaciare vechi, consolidate, cu blocuri angulare, brecioase. Acest sistem depozițional are un rol deosebit în modelarea reliefului.

Sistemul aluvial generează corpuri sedimentare numite "conuri aluviale" sau "conuri de dejecție", fiind reprezentate prin stive de roci clastice mobile sau consolidate, cu structuri încrucișate. Clastele sunt grosiere, de tipul pietrișurilor, grohotișurilor, brecciilor, mobile sau cimentate.

Sistemul fluviatil este unul dintre cele mai des întâlnite sisteme depoziționale în domeniile continentale. Cuprinde râuri și fluvii de toate tipurile, acest sistem depozițional generând depozite sedimentare reprezentate prin roci calstice de toate tipurile, de obicei în strate cu structuri încrucișate. Deplasarea laterală a brațelor fluviatile produce eroziune și depunere de material sedimentar în malurile opuse. Sistemul fluviatil include două subsisteme, sistemul despletit și cel meandrat, diferențiate din punct de vedere al geometriei albiilor, al geometriei corpurilor sedimentare pe care le generează și al structurilor interne ale acestor corpuri. Sistemul fluviatil despletit este caracterizat de existența unor albiu intersectate, întreșesute, care generează structuri încrucișate caracteristice cu argile și gresii. Sistemul fluviatil meandrat, caracterizat de albiile care nu se intersectează și formează coturi sau meandre în care râul erodează și depune material sedimentar concomitent.

Sistemul lacustru este caracterizat de existența lacurilor de apă dulce, de toate tipurile și dimensiunile. Rocile generate în acest sistem sunt de obicei reprezentate prin roci clastice fine, argile, mături, nisipuri și gresii, cu laminații interne paralele, câteodată cu ripple-marks. De asemenea, varvele sunt caracteristice acestui sistem, o alternanță de argile albe și negre, rezultate anual, din succesiunea sezonieră, cele albe iarna, iar cele negre, bogate în materie organică, vara. Un subtip al sistemului lacustru este sistemul paludal, telmatic sau

de mlaștină. Acesta este un sistem carbogenerator, formator de cărbuni, deoarece reprezintă medii anoxice, unde material organică vegetală este conservată, turbifiată și carbonificată în consecință.

Sistemul deșertic este caracterizat de existența unor condiții climatice de ariditate extremă, calde sau reci. În acest sistem depozițional are loc formarea de dune de nisip, care au o structură internă încrucișată caracteristic, cu claste rotunjite, transportate eolian. Apar argile foarte bogate în săruri, care poartă numele de sabkha.

Sistemul deltaic este un sistem de tranziție între domeniul continental și domeniul marin. Este caracterizat de existența nisipurilor și a argilelor, respectiv a gresiilor și a argilelor, în lobi deltaici, alimentați de către un braț fluviatil. Structurile sedimentare cu gresie și argile avansează dinspre uscat către șelf, pe domeniul marin litoral, proces ce poartă numele de progradare. La progradare, structurile oblice și încrucișate sunt foarte frecvente.

Sistemul de plajă sau de coastă include sisteme lacustre sau lagunare, cu apă dulce sau salmastră, de cele mai multe ori afectate de uscare progresivă, motiv pentru care apar frecvent depozite evaporitice, cu gipsuri, anhidrit sau sare gemă. În cadrul domeniului marin sau oceanic se identifică sistemele depoziționale de șelf, cum sunt platformele carbonatate și sisteme depoziționale oceanice sau abisale.

Sisteme depoziționale de șelf, de platformă continentală, sunt în special reprezentate prin platforme carbonatate. Platformele carbonatate sunt sisteme depoziționale recifale, complexe bioconstruite, de carbonat de calciu organic ( $\text{CaCO}_3$ ), rezultate în urma acțiunii directe a organismelor constructoare de calcare. Aceste organisme sunt reprezentate prin corali, care precipită carbonatul de calciu ( $\text{CaCO}_3$ ) la interiorul polipierului, cărora li se asociază alge calcaroase roșii sau verzi și în secundar bivalve și gastropode precum și cyanobacterii ce generează concrețiuni calcaroase, organosedimentare, numite „stromatolite”.

Platformele carbonatate sau sistemele recifale pot avea două morfologii principale: recifi de tip barieră dispuși în benzi paralele cu linia țărmului, cu lagună și recifi de dimensiuni mai mici, numiți „patch-reef”, cum este cazul Marii bariere de corali din Estul Australiei și recifi de tip atol, cu morfologie circulară, găzduind la interior laguna, o zonă interioară de adâncime mai mică, cum este cazul atolilor polinezieni. Platformele carbonatate au jucat și joacă în continuare un rol foarte important în ecologia marină și oceanică. Pe de o parte, 97-98% din depozitele calcaroase ale Pământului sunt de origine biogenă, iar dintre acestea, mai mult de jumătate au fost generate în sisteme depoziționale recifale, restul aparținând mâurilor calcaroase abisale. Platformele carbonatate se găsesc întotdeauna în

zona de șelf, cu adâncimi mici, de până la 200-300 metri, după care se continuă cu panta continentală, care ajunge la 4000 sau 5000 de metri adâncime. O platformă carbonată este o structură bioconstruită și este rezultatul unei biocenoze extrem de complexe și diverse, practic unice. Al doilea rol al construcțiilor recifale este acela de capcană de carbon sau de "Carbon sinkhole". Capcana de carbon scoate din circuitul natural al carbonului cantități semnificative, prin preluarea bioxidului de carbon ( $\text{CO}_2$ ) atmosferic. Bioxidul de carbon atmosferic se dizolvă în masa de apă oceanică superficială și de aici este preluat de către organismele bioconstructoare, cum este cazul corailor care precipită carbonat de calciu prin procese biotice. Biocenozele recifale sunt foarte vulnerabile la poluare și de aceea astăzi se consideră ca majoritatea biocenzelor recifale sunt în pericol. O construcție recifală care se ridică pe verticală poartă numele de bioherm, iar o construcție recifală care se dezvoltă preponderent lateral poartă numele de biostrom. Pentru sistemele de tip atol, dar și pentru cele de tip barieră, s-a constatat o corelare între variația nivelului planetar sau nivelul eustatic și respectiv variația fundului marin continental sau oceanic sau nivelul izostatic. Jocul dintre izostazie și eustazie a determinat foarte precis construcțiile recifale, deoarece aceste construcții depind foarte strict de limite ecologice extrem de înguste, cum sunt luminozitatea, adâncimea, concentrațiile în oxigen și bioxid de carbon, turbiditatea, dinamica apelor și gradul de poluare.

Sistemele depozitionale oceanice, de adâncime, sunt caracteristice plăcilor oceanice propriu-zise. În domeniile oceanice se individualizează sistemul depozitional turbiditic, care este dominat de existența unor curgeri de suspensii sedimentare submerse, în lungul pantei continentale, numite curgeri turbiditice, depuse de-a lungul câmpiei abisale. Astfel de curenți turbiditici generează mari acumulări de mâl pe placa oceanică într-o succesiune ritmică, acumulări ce poartă numele de "fliș". Ritmicitatea este asigurată de producerea unor seisme, asociate mișcărilor crustale, fazelor paroxismale, flișul fiind un concept atât sedimentar, cât și tectonic. Tot pe câmpia abisală se formează acumularea de mâluri carbonatate, ce generează în timp geologic depozite de cretă sau de calcare, de mâl carbonatic transportat pe slope-ul continental și redepus pe câmpia abisală, în apropierea liniei de compensație a carbonatului de calciu (CCCD sau Calcium Carbonate Compensation Depth). Adâncimea CCCD poate să varieze între 2900 și 3500 metri.

## Capitolul XIV. Stratigrafie

Stratigrafia este știința care se ocupă cu principiile și metodele de datare, aranjare și corelare a rocilor. Manuale semnificative de Stratigrafie sunt acelea publicate de Cotillon (1992), Grigorescu et al. (1999), Grigorescu (2003), iar capitole utile de Stratigrafie se găsesc în lucrările publicate de Stanley (1986), Wicander & Monroe (1993) și Dott & Prothero (1994). Aspecte legate de Stratigrafie se găsesc și în Capitolul al IV-lea, Principiile Geologiei stratigrafice, precum și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică. Timpul geologic este o categorie abstractă, greu de imaginat luând în considerare durata sa. În Geologie și în Biologie, timpul geologic este o dimensiune esențială a proceselor de toate tipurile. Megaciclurile tectonice, schimbările paleogeografice, micro- și macroevoluția sunt procese geologice și biologice ce își găsesc expresia numai la scara timpului geologic. În consecință, periodizarea timpului geologic se face în urma marilor evenimente geologice și biologice care au avut loc. Datările de vârstă pentru toate tipurile de roci și fosile sunt încadrate la două mari categorii: determinări de vârstă absolută sau izotopice și determinări de vârstă relativă, pe baza fosilelor caracteristice. În acest mod s-a constituit și periodizat o scară geocronologică ce poate caracteriza limpede imensitatea timpului geologic. Istoria Pământului începe acum 4,5 miliarde de ani, acest interval de timp fiind împărțit în mai multe tipuri de subdiviziuni care poartă numele de „unități geocronologice”. Acestea sunt de la mare la mic: eonul, era, perioada, epoca și vârsta. Aceste subdiviziuni sunt corelate cu o serie de evenimente geologice și biologice definite și înregistrate clar.

În istoria Pământului au fost definiți trei eoni: Eonul Arhaic, Eonul Proterozoic și Eonul Phanerozoic. Primii doi eoni se mai grupează în Cryptozoic, sau intervalul vieții ascunse, care a început acum aproape 4,6 miliarde de ani și s-a terminat acum 0,545 miliarde de ani. Eonul Phanerozoic sau eonul vieții evidente, a început acum 0,545 miliarde de ani și până astăzi. Cei trei eoni se divid în ere, care sunt intervale de timp bine caracterizate din punct de vedere biologic și geologic, împărțite la rândul lor în perioade, vârste și epoci.

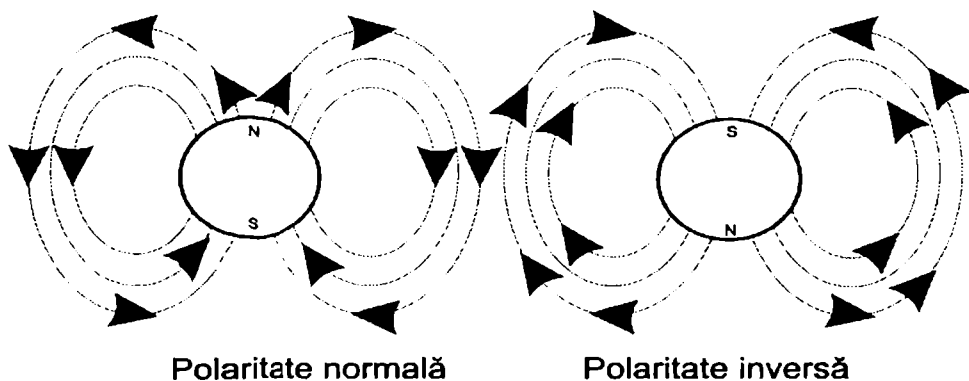
Intervalul Cryptozoic, de la *cryptos* = ascuns, *zoon* = animal, este cel mai îndelungat interval de timp geologic, de aproape patru miliarde de ani, cuprinde 88% din totalitatea istoriei geologice, este caracterizat de existența unor urme fosile foarte rare, având în vedere că de-a lungul său formele de viață nu au avut un schelet bine definit care să poată fi fosilizat și în consecință păstrat până astăzi.

Deși include cea mai mare parte a istoriei geologice a planetei, evenimentele geologice și biologice petrecute de-a lungul intervalului Cryptozoic sunt mai puțin cunoscute, deoarece rocile formate în acest interval de timp nu s-au păstrat corespunzător, ele fiind subduse, metamorfozate sau erodate de-a lungul a nenumărate procese geologice și megacicluri tectonice. Mai mult decât atât, fosilele găsite în rocile de această vârstă sunt foarte rare, deoarece corpul moale al organismelor cryptozoice nu s-a fosilizat decât foarte rar. Terra s-a format la începutul Cryptozoicului prin procese de acreție planetară, tot în aceeași perioadă având loc formarea Lunii printr-un impact meteoritic major. La scurt timp, a avut loc formarea primei cruste oceanice, a fost generată prima hidrosferă și prima atmosferă, începând diferențierea tipurilor crustale, continentale sau oceanice, alături de o serie de megacicluri tectonice și de glaciațiuni majore, ulterioare diferențierii tipurilor crustale. Din punct de vedere biologic, în Cryptozoic au avut loc evenimente epocale: apariția primelor forme de viață, procariotice, cu organisme unicelulare fără nucleu celular individualizat, ca urmare a unei îndelungi evoluții chimice, prebiotice, apariția primelor eucariote, respectiv organismele uni- sau pluricelulare cu nucleu celular individualizat și a primelor metazoare, toate aceste organisme lăsând însă urme fosile foarte rare. Detalii despre intervalul Cryptozoic se găsesc și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Eonul Phanerozoic, de la *phaneros* = evident și *zoon* = animal, este cel de-al doilea eon al istoriei Pământului, fiind caracterizat de existența organismelor cu schelet individualizat. Aceste organisme au lăsat fosile frecvente care au permis o periodizare clară a acestui interval de timp, rocile de această vârstă găsindu-se și ele frecvent, fiind supuse într-o mai mică măsură subducțiilor, metamorfismului și eroziunii, comparativ cu rocile de vârstă cryptozoică. De-a lungul Phanerozoicului s-au înregistrat trei megacicluri tectonice, caledonian, hercinic și alpin, o serie semnificativă de perioade glaciare, a avut loc acreția și fragmentarea unui supercontinent, Pangeea, alături de apariția și dispariția unor domenii oceanice precum Oceanul Iapetus, Paleotethys și Tethys, concomitent cu coliziunea și fragmentarea a numeroase plăci continentale, fenomene care au condus la configurația geografică actuală a Pământului. Din punct de vedere biologic, Phanerozoicul înregistrează marea explozie cambriană, moment în care apar brusc și cu o mare diversitate toate încrengăturile de organisme cu schelet, nevertebrate și vertebrate, alături de un număr uriaș de încrengături extinse, dispărute, unele din ele rapid, chiar la mijlocul sau la sfârșitul Cambrianului. Tot în Phanerozoic continuă evoluția nevertebratelor și a vertebratelor, cu apariția amfibienilor, a reptilelor, a păsărilor și a mamiferelor. În Cuaternar apare *Homo sapiens*, ca urmare a unei îndelungate evoluții a familiei hominidelor. Detalii

despre Eonul Phanerozoic se găsesc și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

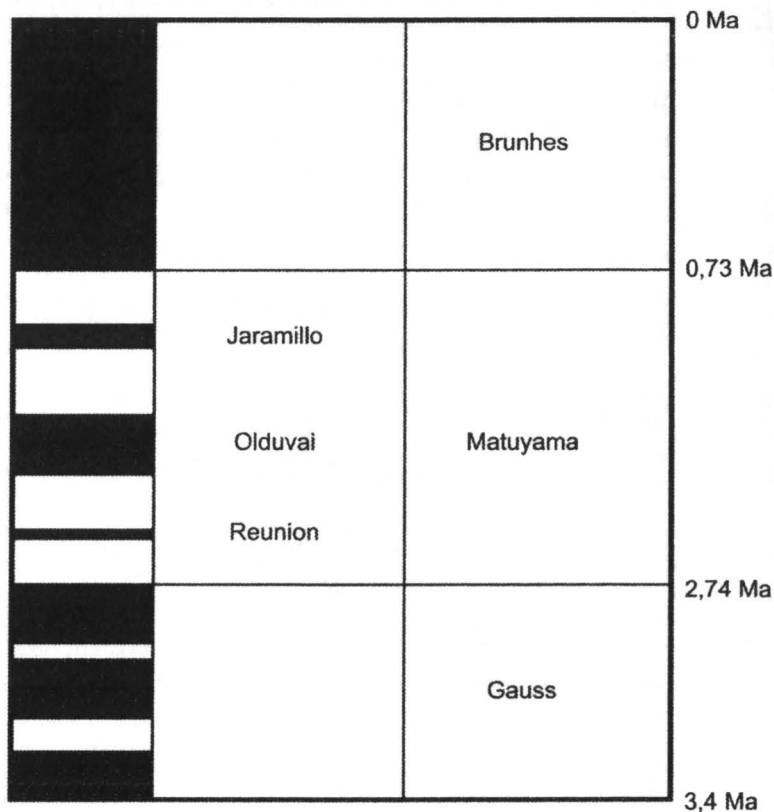
Paleoclimatul, ratele de sedimentare și chiar unele procese evolutive au suferit o influență astronomică directă, în urma variațiilor orbitale ale Pământului în raport cu Soarele. Aceste variații induc o serie de cicluri generale, cu o amplitudine de  $10^4$ - $10^6$  ani, cicluri care poartă numele de "cicluri Milankovitch", după numele astronomului sârb Milutin Milankovitch (1879-1958), care a intuit influența acestor variații orbitale (Milankovitch, 1941). Aceste influențe au fost decelate cu precizie de către Hays et al. (1976) pentru perioadele glaciare ale Cuaternarului. Variațiile orbitale sunt induse de oblicitatea axei Pământului în raport cu planul orbitei sale în jurul Soarelui, de nutație sau de rotirea axei în raport cu orbita și de excentricitate, ca urmare a faptului că Soarele se găsește într-unul din focarele elipsei ce constituie orbita Pământului. Aceste variații induc precesia anotimpurilor și insolația variabilă a crustei terestre. Spre exemplu, un ciclu complet de precesie este de 25800 de ani, fenomen ce produce așa numita precesie a echinocțiilor, astfel încât steaua Polară variază în raport cu Polul Nord. Îi urmează un ciclu de 41000 de ani și un al treilea, de 100000 de ani, dar ultimul nu este bine oglindit în ciclurile de sedimentare sau în paleoclimat, fiind "ecranat" de efecte de schimbare climatică globală, precum variația paleoconcentrațiilor de bioxid de carbon atmosferic.



Text-fig. 14.1. Polaritatea magnetică.

Paleomagnetismul studiază proprietățile magnetice ale rocilor, precum și modul în care acestea au înregistrat orientarea liniilor magnetice în raport cu locul lor de formare. Moleculele dipolare, cum este cazul silicaților, se orientează paralel cu liniile magnetice din momentul formării unei roci, fie că aceasta este magmatică sau sedimentară. În acest fel este posibilă citirea orientării liniilor magnetice la

formarea rocii respective, cu aplicații deosebite în paleogeografie, datare și analiză tectonică. O ramură a stratigrafiei, care se ocupă cu date paleomagnetice, poartă numele de magnetostratigrafie. Câmpul magnetic terestru este generat în principal în nucleu, în acumulările locale de minerale geomagnetice din scoarță, pecum și în atmosfera înaltă, respectiv în magnetosferă (Text-fig.14.1). În timp geologic, polii magnetici ai Pământului pot să se inverseze, în perioadele numite "de inversiune magnetică". Acestea sunt bine identificate în timp geologic, în opoziție cu perioadele de normalitate magnetică, mai ales pentru cele din Mesozoic și Neozoic. Pentru Holocen, astfel de epoci de polaritate normală poartă numele de Brunhes (cu evenimentele Jaramillo, Gilsa și Olduvai), Matuyama și Gilbert (Text-fig. 14.2). Primul care a descoperit că rocile pot conserva direcția



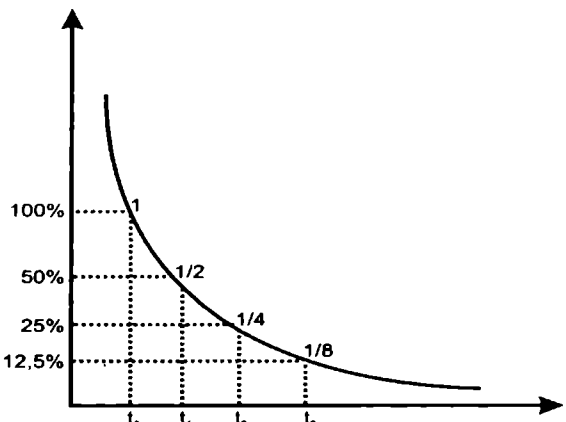
Text-fig. 14.2. Zonele de polaritate magnetică pentru intervalul 3,4Ma-Actual. Simplificat după Grigorescu (2003).

liniilor magnetice în mediul în care s-au format a fost Bernard Brunhes, la începutul secolului al XX-lea. De-a lungul timpului, au fost determinate pozițiile

polilor magnetici în trecutul geologic, poziții care au putut fi corelate și cu depozitele glaciare, cu roci specifice sistemelor glaciare numite "tillite", din perioadele în care au existat calote glaciare. Au putut fi determinate direcțiile de migrare ale polilor magnetici în timpul geologic, atât pentru Gondwana cât și pentru continentele boreale. O altă aplicație deosebită a studiilor legate de paleomagnetism o reprezintă paleogeografia, unde îmbinarea dintre paleozoologie, paleobotanică și paleomagnetism a condus la reconstituiri paleogeografice de mare acuratețe, pentru intervale îndepărtate de timp geologic. De asemenea, în secolul al XX-lea au fost descoperite benzile de inversiune magnetică, paralele cu dorsalele medio-oceanice, o descoperire care a demonstrat ipoteza expansiunii fundurilor oceanice și deriva continentelor.

Metodele de datare sunt asociate la două grupe generale: metode de datare relativă, bazate pe asociațiile de fosile care se găsesc în rocile studiate și metode de datare absolută. Metode de datare absolută sunt metodele de datare radiometrică, care se bazează pe analiza izotopilor instabili din rocile analizate. Acești izotopi trec dintr-o stare instabilă într-o stare stabilă, într-o perioadă de timp care poartă numele de timp de înjumătățire. Timpul de înjumătățire este foarte precis determinat fizic, astfel încât dacă se poate măsura raportul dintre izotopii instabili și cei stabili dintr-o rocă, se

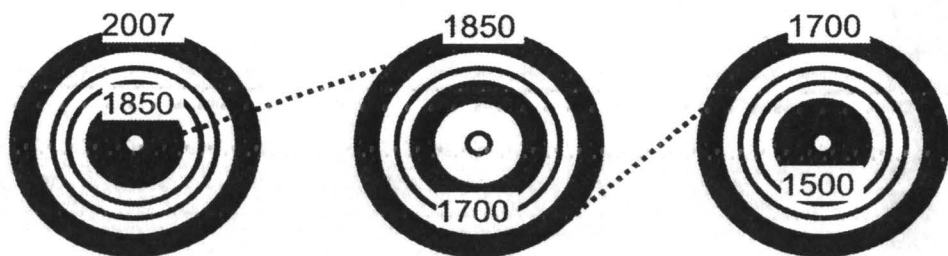
poate stabili vârsta de formare a acesteia sau vârsta ultimului metamorfism la care a fost supusă. Din punct de vedere grafic, dezintegrarea radioactivă poate fi reprezentată sub forma unei curbe (Text-fig. 14.3). Astfel de izotopi folosiți în datarea radiometrică sunt izotopii potasiului ( $K^{40}$ ) dezintegrat în argon ( $Ar^{40}$ ), uraniului ( $U^{238}$ ,  $U^{235}$ ), dezintegrat în plumb ( $Pb^{296}$ ,  $Pb^{207}$ ), toriului ( $Th^{230}$ ) dezintegrat în radium ( $Ra^{226}$ ) și carbonului ( $C^{14}$ ), dezintegrat în azot ( $N^{14}$ ).



Text-fig. 14.3. Curba de înjumătățire a unui izotop radioactiv, în raport cu timpul său de înjumătățire.

Totuși metodele radiometrice sunt limitate în cazul rocilor metamorfice, deoarece metamorfismul poate "șterge" informația izotopică inițială. Pe măsură ce metoda radiometrică a fost îmbunătățită, ea a fost folosită în datarea rocilor împreună cu alte metode de datare, cum este cea bazată pe analiza fosilelor, astfel încât au apărut scări combinate de datare. Timpii de

Înjumătățire ai diversilor izotopi variază de la câteva zeci de mii de ani, până la câteva sute de milioane de ani sau chiar miliarde de ani, de aceea metoda radiometrică, atunci când este aplicabilă, reprezintă o unealtă extrem de utilă de datare. Metodele absolute de datare, cu aplicabilitate restrânsă sunt metoda inelelor anuale, metoda varvelor și metoda speleotemelor.



Text-fig. 14.4. Metoda dendrocronologică, de datare absolută.

Metoda inelelor anuale sau metoda dendrocronologică (Text-fig. 14.4), se aplică în cazuri rare de păduri subfosile, cuaternare, prin analiza inelelor de creștere ale pădurilor temperate, inele de creștere care pot să indice anumite intervale de timp, respectiv anumite evenimente importante în istoria cuaternară. Se aplică pe specii de arbori care au inele anuale evidente, care pot să fie studiate detaliat, de la cele mai noi la cele mai vechi. O serie de evenimente climatice, cum sunt anii mai secetoși sau mai ploioși, se regăsesc în succesiunea inelelor anuale și permit corelarea și datarea arborilor fosili sau subfosili folosind acele inele anuale marker. Metoda dendrocronologică se combină foarte bine cu metoda



Text-fig. 14.5. Metoda varvelor, de datare absolută.

dendroclimatică, de reconstituire a paleoclimatului studiind inelele anuale.

Metoda varvelor (Text-fig. 14.5) se aplică depozitelor sedimentare cu varve, de obicei de vârstă cuaternară. Varvele reprezintă sedimente ciclice depuse pe fundul lacurilor din cuaternar, sedimente ce au oglindit succesiunea anotimpurilor. Varvele sunt sedimente pelitice, fine, argiloase. Unele dintre aceste lamine sau varve oglindesc la rândul lor evenimente petrecute în Cuaternar, astfel încât laminele respective pot să fie regăsite și în argilele altor lacuri, fapt ce

permite și datarea lor. O metodă asemănătoare, tot cu aplicații restrânse, este metoda tafrocronologică, aplicată stratelor de cenușă vulcanică.

Metoda speleotemelor este tot o metodă de datare absolută și se aplică concrețiunilor speleale. Speleotemele sunt formațiuni concreționare de carbonat de calciu, formate în mediile cavernicole sau speleale și oglindesc condițiile de mediu intern, din peșterile respective. Datarea folosind speleotemele se referă mai ales la speleotemele concentrice, cum sunt stalagmitile și stalactitele.

Metoda paleontologică este o metodă de datare relativă care se bazează pe conținutul fosilifer al rocilor, conținut care indică vârsta rocii respective. Încă de la începuturile geologiei ca știință, s-a constatat o corelare riguroasă între tipurile și speciile de fosile întâlnite în roci și vârsta acestor roci. Ulterior, aceste constatări s-au detaliat, în sensul definirii foarte precise a vârstei rocilor sedimentare în raport cu fosilele pe care aceste roci le conțin. Un corolar al acestei constatări este faptul că rocile mai vechi conțin fosile mai primitive decât rocile mai noi, care conțin fosile mai evolute. Astăzi, în geologia modernă, se folosesc scări geocronologice calibrate, cu o precizie variabilă. Aceste scări geocronologice sunt bazate exclusiv pe asociații de fosile indicatoare de vârstă. Tipurile de fosile se clasifică și în raport cu relevanța lor: marker, de facies și indiferente.

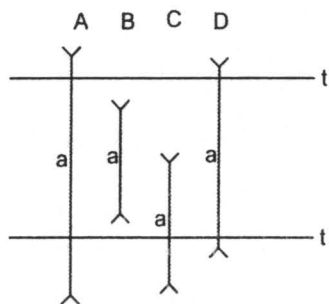
Fosilele marker, indicatoare de vârstă, sunt acele fosile care au trăit într-un interval scurt de timp geologic și au avut o largă raspândire geografică. Ele sunt cele mai bune indicatoare de vârstă din rocile sedimentare respective.

Fosilele de facies, indicatoare de paleomedii, sunt fosile care indică mai puțin precis vârsta rocii, dar indică cu fidelitate condițiile de paleomediu, în special de biotop, în care acele organisme au trăit.

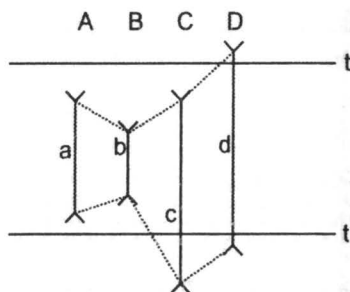
Fosilele indiferente sunt fosile care nu indică nici vârsta și nici condițiile de mediu în care au trăit organismele respective. În aceasta categorie intră și fosilele vii: *Ginkgo biloba*, *Metasequoia glyptostroboides*, un conifer cupresaceu care a fost inițial descris ca fosilă din Pliocenul din Japonia și abia ulterior a fost descoperit viu în China, *Wollemia nobilis*, un alt conifer, araucariaceu, *Nautilus pompilius*, dintre moluștele cefalopode, *Latimeria chalumnae*, un pește crossopterigian care pe lângă faptul că este o fosilă vie, reprezintă și o verigă de legătura între pești și amfibieni. Fosilele vii sunt specii de plante sau de animale rămase neschimbate în timp geologic, în marea lor majoritate descoperite inițial în stare fosilă și ulterior vii.

Biozonele sunt unități biostratigrafice ce folosesc o specie fosilă sau o asociație de specii fosile în vederea caracterizării stratigrafice a unui pachet de strate. Biozonele se împart în range zonă, zonă de asociere și zonă de înflorire. Range zona este succesiunea de strate ce conține o fosilă de o anumită specie,

marker, caracteristică unei anumite vârste; ea mai poartă numele de „taxon range zonă” (Text-fig. 14.6). Zona de asociere mai poartă numele de „assemblage zone”.

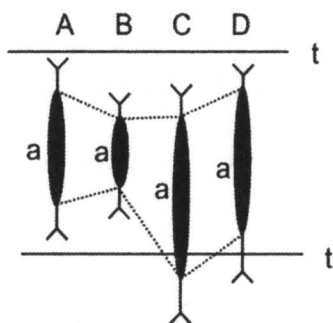


Text-fig. 14.6. Taxon-range zona. a: taxon; A-D: secțiune; t: linie de timp.



Text-fig. 14.7. Biozona de asociere. a-e: taxoni, t: linii de timp

Ea se definește printr-o asociere de specii fosile cu diverse range-uri. Zona de asociere este dată de mai mulți taxoni care se asociază (Text-fig. 14.7). Zona de înflorire sau „acme zone”, este o zonă care indică o succesiune de strate caracterizate prin explozia sau înflorirea unui anumit taxon (Text-fig. 14.8). Range-ul unei specii este succesiunea de strate în care se găsește specia respectivă, de la apariția ei și până la dispariția ei sau extincția ei. Respectiva succesiune de strate, corespunzătoare unui range corespunde și unui interval de timp geologic prin unitățile geocronologice.



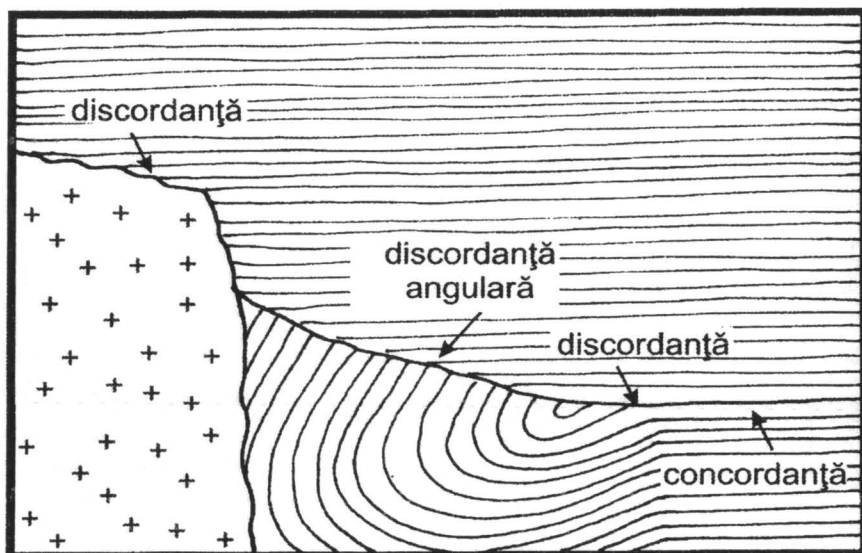
Text-fig. 14.8. Zcme zona sau zona de înflorire, t: timp; a: taxon.

Unitățile cronostratigrafice se referă la exprimarea materială, sub forma succesiunilor de strate de diverse roci, a unităților de timp sau a unităților geocronologice. Stiva de roci depuse în timpul unui eon poartă numele de eonothem, iar depozitele formate în timpul unei ere poartă numele de erathem. Rocile depuse într-o anumită perioadă geologică poartă numele de sistem.

Unitățile litostratigrafice sunt unități exprimate din punct de vedere litologic sau facial, unități ce au diverși corespondenți

geocronologici sau biostratigrafici. Unitatea de baza litostratigrafică este formațiunea. O formațiune este o succesiune de roci depuse în condiții depoziționale asemănătoare. Ea se poate împărți în membri care sunt subunități ale formațiunii, după cum formațiunile se pot grupa în unități superioare lor, numite grupuri.

Contactele stratigrafice reprezintă relații între diferite corpuri de roci, în special sedimentare, dar și sedimentare-metamorifice sau sedimentare-magmatice. Contactele stratigrafice pot fi contacte de continuitate, atunci când corpurile de roci sedimentare se succed în continuitate de sedimentare (Text-fig. 14.9, engl. "conformity") sau pot fi contacte discordante, când cele două corpuri nu



Text-fig. 14.9. Tipuri de raporturi stratigrafice. Simplificat după Dott & Prothero (1994).

se suprapun în continuitate de sedimentare. Astfel de contacte discordante pot fi de mai multe tipuri: discordanță simplă (engl. "disconformity"), atunci când între stratele sedimentare se găsește o lipsă de succesiune, datorată fie nesedimentării, fie eroziunii. Discordanța unghiulară (engl. "angular unconformity") apare între două succesiuni sedimentare, dintre care cea din bază este cutată, iar cea din top este depusă uniform, peste suprafața de eroziune care constituie limita dintre ele. Neconformitatea (engl. "nonconformity") este limita dintre un fundament magmatic sau metamorfic și stratele sedimentare depuse ulterior, peste suprafața de eroziune ce constituie limita.

## Capitolul al XV-lea. Originea vieții, avânt evolutiv și extincție

Originea vieții reprezintă unul din subiectele controversate din punct de vedere științific și a reprezentat un subiect controversat încă de la început. Teoriile cu privire la originea vieții se lovesc de două dificultăți esențiale: falsul conflict între religie și știință și incapacitatea de a demonstra teoretic sau experimental trecerea de la neviu la viu. În acest sens, au apărut o serie de teorii științifice sau religioase care nu explică în totalitate originea vieții, dar care încearcă să răspundă cât mai în detaliu la această întrebare fundamentală. Teoria larg acceptată astăzi cu privire la originea vieții este așa numita „teorie Haldane – Oparin”, teorie care încearcă să explice în mod riguros, științific, mecanismele care au produs trecerea treptată de la neviu la viu. Aceasta teorie presupune sub toate variantele sale că, după formarea Pământului ca planetă, au avut loc o serie de procese chimice care au dus în final la apariția primelor forme de viață. Astăzi este pe deplin acceptat în lumea științifică serioasă și onestă faptul că originea Pământului are loc acum aproximativ 4,5 miliarde de ani, luând în considerare datele furnizate de metodele de datare absolută, radiometrice. Destul de repede după formarea Pământului și după încetarea bombardamentului meteoritic devastator de la începutul Hadeanului, a avut loc formarea primei cruste terestre. Crusta terestră a fost o lungă perioadă de timp semitopită și nediferențiată în tipuri crustale oceanice sau continentale.

Hidrosfera se presupune a se fi format acum aproximativ 3,7 până la 3,9 miliarde de ani. Intervalul de timp scurs de la originea Pământului, la apariția hidrosferei, este foarte puțin documentat și de aceea, în lipsa rocilor de această vârstă, este foarte dificil de generat un model satisfăcător din punct de vedere riguros științific. Este foarte probabil ca originea vieții să fi fost în legătură strânsă cu apariția primei hidrosfere.

În jurul anului 1840, Charles Darwin a compus un model simplist și idealizat, gândindu-se la un „loc cald”, unde în urma influenței solare, ar fi apărut viața. Presupunerea lui Darwin este și astăzi considerată o previziune și a fost dezvoltată în mod științific, independent, la mijlocul secolului XX prin teoria Haldane - Oparin. Centrul teoriei Haldane-Oparin este dat de inter-relația dintre atmosferă, hidrosferă și litosferă, relație la care se adaugă două surse de energie: o sursă internă sau planetară și o sursă externă sau solară.

În 1953 Stanley Miller, de la Universitatea din Chicago, a alcătuit un

experiment prin care își propunea să modeleze procesele fizice și chimice care au dus la primele forme de viață. Miller l-a avut ca îndrumător pe Harold Urey, laureat al premiului Nobel, care cunoștea dezbaterile cu privire la originea vieții. Miller a modelat atmosfera primitivă din timpul Hadeanului, a Arhaicului timpuriu, atmosferă ce se presupune că ar fi conținut metan, vapori de apă, hidrogen liber și alte gaze. În această atmosferă, Miller a produs descărcări electrice și a încălzit până la fierbere un volum de apă. În felul acesta, Miller a modelat practic toți factorii chimici și energetici din sistemul primitiv. Experimentul a funcționat o perioadă de timp de câteva săptămâni și în urma lui, în instalație au fost puși în evidență aminoacizi. În felul acesta s-a putut demonstra o sinteză organică simplă, sinteză careia îi corespundeau toți factorii de mediu ai Pământului primitiv. Experiența lui Miller este extrem de importantă, deoarece este primul experiment riguros științific care a modelat cu succes condițiile care au dus la apariția vieții.

Ulterior experienței lui Miller, modelul teoretic a putut să fie dus mai departe, pornindu-se de la ideea că aminoacizii pot forma proteine și că din proteine pot să fie sintetizate bazele nucleotidice, realizându-se astfel saltul epocal de la evoluția chimică la evoluția biologică. Un asemenea salt s-a putut face numai în condițiile replicării formelor de viață respective, numai prin apariția materialului genetic generat prin apariția acidului ribonucleic sau a ARN-ului. Cortegiul de modificări ce a dus la apariția primelor structuri genetice replicative poartă numele de evoluție chimică sau evoluție prebiotică. Evoluția prebiotică este o evoluție esențialmente chimică și fizică și nu biologică în sensul strict al termenului de evoluție.

Se presupune că primele structuri chimice genetice au apărut acum aproximativ 4 miliarde de ani, ocazie cu care s-au format și primele procariote sau organisme unicelulare fără nucleu individualizat. Pentru o lungă perioadă de timp, procariotele nu au lăsat nici un fel de fosile, cele mai vechi fosile unicelulare având o vechime de 3.46 miliarde de ani, fiind descrise în Australia de Vest din așa numitul „Grup Warawoona”. În Grupul Warawoona au fost puse în evidență structuri unicelulare, slab conservate, alungite, descrise sub numele de *Primaevifilum*. Acestea seamănă izbitor cu o bacterie alungită sau cu o colonie filamentoasă bacteriană. Înainte de descrierea lui *Primaevifilum*, a fost raportată în literatura de specialitate o serie întregă de structuri ce sugerau forme unicelulare din roci mai vechi de 3,5 miliarde de ani. Astfel de roci au fost descrise din Sudul Groenlandei, de la Isua sau din Africa de Sud ori de pe Scutul Canadian. Scutul este o unitate tectonică foarte veche, ce reprezintă nucleul unor plăci tectonice de tip continental. Rocile cele mai vechi de pe planetă se găsesc întotdeauna în zonele de scut, deoarece scuturile reprezintă zonele cele mai

stabile ale litosferei continentale. Scuturile mai importante sunt umrătoarele: Scutul Baltic, Scutul Canadian, Scutul Siberian, Scutul Australian, Scutul Sud-African și Scutul Brazilian (Text-fig. 8.1).

Un moment important aproape de limita de neviu și viu îl reprezintă apariția primei membrane. Aceasta a apărut în cursul evoluției chimice sau prebiotice, membrana fiind indispensabilă celulelor vii. Structurile membranoase primitive poartă numele de „coacervate” sau de „microsfere”. Microsferele au fost obținute pe cale experimentală în cadrul unor soluții emulsive și structura lor este dată pe de o parte de chimismul substanțelor implicate, cum sunt substanțele proteice sau liposomii și pe de altă parte, de forțele superficiale, existente în emulsiile de toate tipurile.

Originea membranei celulare este, de asemenea, un subiect foarte dezbătut în lumea științifică, la fel de important ca și apariția acidului ribonucleic sau a ARN-ului și respectiv a acidului dezoxiribonucleic, sau a ADN-ului. Primele tipuri de ADN se presupune că au apărut acum 3,6 miliarde de ani, concomitent cu diversificarea formelor de viață. Evoluția biologică a implicat încă de la început procese de selecție naturală care au condus treptat la apariția de procarote din ce în ce mai evoluate și în final la apariția primelor eucariote. Apariția eucariotelor este pusă astăzi pe seama endosimbiozei, respectiv pe coabitarea dintre două procarote, una găsimdu-se inclusă în cealaltă.

Se presupune că eucariotele au apărut acum aproximativ 3 miliarde de ani, ele fiind premisa incontestabilă a metazoarelor sau a organismelor pluricelulare. Originea metazoarelor este relativ târzie, apărând acum aproximativ 2-2,5 miliarde de ani. Ca și originea eucariotelor, originea metazoarelor este foarte dificil de documentat în lipsa fosilelor. Din punct de vedere al înregistrărilor fosile, pe lângă structurile bacteriene, cum este cazul lui *Primaevifilum*, au mai fost puse în evidență structuri duale, organo-sedimentare, care poartă numele de „stromatolite”. De-a lungul Precambrianului, evoluția biologică și-a continuat cursul într-un ritm tot mai alert, de-a lungul acestui interval de timp având loc o serie de evenimente biotice epocale precum apariția ARN-ului, a ADN-ului, a eucariotelor sau a metazoarelor. Aceste evenimente cruciale au fost asociate cu primele extincții, respectiv cu primele dispariții în masă. Primul mecanism de extincție cu care s-a confruntat lumea vie a fost acela de otrăvire cu oxigen, oxigenul fiind un gaz rezultat din procesul fiziologic de chemosinteză, primele chemosinteze fiind esențialmente bazate pe sinteze anaerobe.

În timpul Proterozoicului timpuriu, oxigenul a început să se acumuleze în cantitate tot mai mare în atmosfera primitivă, fenomen care a condus la o otrăvire progresivă a întregii biosfere. Acest impas a fost depășit prin acțiunea factorilor

sedimentari și chimici, care au legat oxigenul atmosferic de fier, în oxizi de fier. În urma acestui proces au luat naștere marile zăcăminte de fier proterozoice, cum sunt cele din Canada, care poartă numele de „Banded Iron Formations” sau BIF-uri. BIF-urile sunt formațiuni laminate, cu lamine de fier ce se intercalează între lamine sedimentare clactice, laminele ferice variind în grosime între câțiva microni și până la zece metri. O dată cu geneza BIF-urilor, a avut loc scăderea concentrației de oxigen și reducerea efectului sever de otrăvire cu oxigen asupra întregii biosfere. Către sfârșitul Proterozoicului, aproape de limita cu Cambrianul, au fost înregistrate și primele metazoare descrise din Australia, din localitatea care poartă numele de Ediacara.

Cea de-a două teorie a originii vieții este o teorie eretică, dar care își găsește tot mai mulți adepți, în special când se asociază cu noi curente religioase. Aceasta teorie poartă numele de teoria Panspermiei, care postulează ideea că originea vieții nu s-a găsit neapărat pe Pământ, ci a avut loc undeva, pe o altă planetă. Această idee mută centrul de greutate al problemei, care este legat de originea vieții, fără însă a rezolva chestiunea esențială și anume trecerea de la neviu la viu. Teoria a avut un mare impact în lumea științifică la sfârșitul anilor '90, când a fost descoperit în Antarctica un meteorit ce a polarizat în curând toată comunitatea științifică internațională. Ulterior, în urma studiului incluziunilor gazoase din acel meteorit, s-a putut demonstra că el a provenit de pe Marte. Meteoritul poartă numele de inventar ALH84001, fiind colectat din regiunea dealurilor Allan. El are aproximativ 15 centimetri și conține concrețiuni carbonatice micronice care au fost puse pe seama unor bacterii extraterestre. Astăzi este tot mai general recunoscut faptul că nu se poate demonstra cu certitudine că aceste structuri au origine biotică, dar nici nu se poate infirma cu toată siguranța originea lor biotică. Meteoritul a generat un seism în lumea științifică internațională, dar astăzi dezbateră și-a pierdut intensitatea.

În timp geologic s-au înregistrat momente de avânt evolutiv, o dată cu apariția a nenumărate specii și genuri noi, concomitent, în mod exploziv, înregistrate ca atare în roci sedimentare de diverse vârste. Cel mai important moment de explozie evolutivă documentat paleontologic este Cambrianul timpuriu, moment epocal ce marchează apariția organismelor cu schelet și începuturile Eonului Phanerozoic. Explozia cambriană a însemnat apariția bruscă a nevertebratelor marine cu schelet, în acel moment producându-se apariția tuturor încrengăturilor de nevertebrate actuale marine, precum și apariția primului chordat pe nume anume *Pikaia* (Text-fig. 19.6d). Pe lângă apariția tuturor încrengăturilor actuale de nevertebrate marine, s-a produs și apariția a nenumărate încrengături extinse, a căror majoritate a dispărut foarte repede chiar

la mijlocul sau la sfârșitul Cambrianului.

Explozia cambriană este documentată în special în China de Sud, în localitatea Chenjiang, de vârstă cambrian inferioară, Chenjiang fiind și o localitate cunoscută sub numele de fossile-Lagerstätte. Sub numele de fossile-Lagerstätte se desemnează o localitate excepțională din punct de vedere paleontologic, în care fie conservarea materialului paleontologic este excepțională, fie diversitatea fosilelor este foarte mare, fie amândouă concomitent. La Chenjiang, fosilele cambriene sunt excepționale din amândouă punctele de vedere, nevertebratele cambriene fiind conservate inclusiv cu părțile lor moi, de obicei imposibil de fosilizat. O localitate asemănătoare și la fel de importantă din punct de vedere științific este localitatea Burgess, din Columbia britanică, aceasta localitate fiind descrisă în secolul al XIX-lea de către Charles Walcott, descoperitorul faunelor cambriene din șisturile de Burgess. Aici, în șisturi argiloase fine, s-au conservat nevertebrate marine de vârstă cambrian medie, cu un grad de conservare și o biodiversitate excepțională. Fauna cambriană a șisturilor de Burgess este fosilizată ca urmare a prăbușirii unei faleze, fenomen care a generat o cantitate substanțială de material detritic fin ce a îngropat repede biocenoza cambriană locală, păstrând caracterele anatomice ale corpului moale al acestor organisme (Gould, 1989).

Momentele de extincție sunt momente de dispariție în masă a multor dintre organisme, momente care sunt generate de obicei de fenomene catastrofice (Hallam & Wignall, 1997). Astfel de fenomene catastrofice sunt de obicei atribuite impacturilor meteoritice majore sau erupțiilor vulcanice importante. Astfel de manifestări perturbă global climatul planetar și duc la dispariția în masă a organismelor, atât terestre, cât și marine. Cele mai cunoscute momente de extincție sunt acelea de la sfârșitul Paleozoicului, de la limita Permian/Triasic sau de la sfârșitul Mesozoicului, de la limita Cretacic/Terțiar (Anexa 1). Cea mai severă extincție a fost extincția de la sfârșitul Paleozoicului, extincție care a însemnat dispariția a peste 80% din totalul speciilor existente anterior, atât din domeniile marine, cât și din domeniile continentale (Twitchett, 2005). Motivul extincției de la sfârșitul Permianului este încă neclar, el este foarte probabil legat de un impact meteoritic major, dar craterul acestui impact rămâne până astăzi un semn de întrebare important. Principalul candidat pentru craterul generat la sfârșitul Permianului este un crater încă fără nume, aflat sub calota glaciară antarctică, descoperit în anul 2006 prin tehnici radar, de imagistică satelitară. Vulcanismul siberian ce a format bazalte de platou la limita Permian/Triasic poate fi de asemenea un bun candidat pentru un generator eficient de schimbare climatică globală. Secțiunea tip pentru limita Permian/Triasic se găsește în China de Sud,

la Meishan, unde succesiunea sedimentară în cenuși vulcanice este continuă, fapt ce a permis identificarea detaliată a succesiunilor faunistice din zonă, la limita Cnanghsingian/Induan. Secțiuni importante pentru această limită se mai găsesc în Africa de Sud, în Bazinul Karoo și în Groenlanda de Est, pentru domeniile continentale, unde schimbările faunistice sunt evidente. Pentru domeniile marine, o secțiune tip importantă se găsește în Texas, în Munții Guadalupe.

Alt moment important de extincție a fost cel de la limita Cretacic/Terțiar, respectiv Maastrichtian/Danian, cunoscut mai ales datorită dispariției dinozaurilor și a amoniților (Anexa 1). Această extincție a marcat sfârșitul erei Mesozoice și se datorează impactului meteoritic Chixulub, precum și vulcanismului major ce a generat platoul Dekkan. O asemenea combinație de factori astronomici și geologici a condus la o schimbare climatică severă, generatoare a schimbărilor faunistice de la limita Maastrichtian/Danian, atât în domeniile continentale, cât și în cele marine. Meteoritul Chixulub a lovit America centrală în dreptul Peninsulei Yucatan și a contribuit la schimbarea configurației Golfului Mexic, părți din acest meteorit fiind găsite astăzi prin foraje de adâncime. Traectoria meteoritului a permis generarea unei mase semnificative de material ejectat, cu cuarț și tectite, aruncat spre Nord-Vest, de-a lungul teritoriului Americii de Nord, unde limita Cretacic/Terțiar este bine marcată și de existența unui strat bogat în iridiu, element radioactiv caracteristic meteoriților. Teoria impactului meteoritic ca generator al extincțiilor în timp geologic a fost introdusă de Alvarez & Alvarez, înaintea descoperirii resturilor meteoritului Chixulub, caracterul său predictiv fiind cu atât mai remarcabil cu cât dovezile geologice și paleontologice ulterioare au demonstrat-o.

Momente de extincție sunt astăzi înregistrate în Ordovician, în Devonian, în Carbonifer, la limita Triasic/Jurassic sau în Eocen. Astăzi asistăm la un nou moment major de extincție, datorită revoluției industriale, a folosirii în exces a combustibililor fosili, a defrișărilor, a poluării și a exploatarei fără control a resurselor marine. Activitatea antropică este atât de diversă, încât influența ei devastatoare se regăsește practic în toate tipurile de ecosisteme, inclusiv în cele mai greu accesibile și mai îndepărtate, precum cele cavernicole, cele abisale sau cele glaciare. Deși efectele antropizării nu sunt încă pe deplin evaluate, nu este însă prematur de observat că momentul istoric actual este la fel de sever în termeni de dispariție în masă a florei și a faunei precum extincțiile de la sfârșitul Permianului sau de la sfârșitul Cretacicului.

## Capitolul XVI. Elemente de evoluționism

Evoluționismul modern și cel clasic sunt discipline științifice oneste care explică limpede transformările graduale care au loc o dată cu evoluția firească a speciilor. Spre deosebire de evoluționism, creaționismul științific nu operează cu seriozitate în abordarea evidențelor științifice și de aceea nu este un oponent științific viabil, nici măcar dogmatic în sens religios. Între gândirea științifică și cea religioasă, subiectele evoluției speciilor și originea omului sunt conflicte false, dar există curente de opinie care au nevoie de întreținerea acestui fals conflict, întru propria justificare, ocultă sau sinceră. Teoria creaționistă este o teorie care postulează ideea formării primelor forme de viață și a tuturor speciilor, inclusiv a omului, prin intervenție divină. Aceasta teorie își are la rândul ei originea în Evul Mediu, însă nu este în realitate o teorie științifică, în ciuda numelui eronat de creaționism științific, din care derivă. Greșeala fundamentală a creaționismului științific este amestecul nepermis, neconstructiv, dintre un sistem de gândire religios și un sistem de gândire științific. În ultimii ani, creaționismul științific a încercat să mimeze o atitudine de tip științific în toate teoriile sale, dar abordarea evidențelor științifice nu a fost făcută în mod corect. Una din aceste teorii este proiectarea inteligentă, sau „intelligent design”, care postulează ideea strict religioasă a unei intervenții inteligente în crearea formelor de viață.

Abordări limpezi cu privire la evoluționism se găsesc în literatura de limbă română în lucrările publicate de Botnariuc (1961, 1979a, b, 1992), Ceapoiu (1980, 1988), Grigorescu (1980, 2003), Botnariuc & Vădineanu (1982) și Buican (1993, 1994), iar în limba engleză, cele publicate de Simpson (1949), Stanley (1988), Wicander & Monroe (1993) și Dott & Prothero (1994). Lucrarea lui Darwin (1859), rămâne o lectură fundamentală pentru orice naturalist, fiind piatra de temelie a evoluționismului clasic și modern.

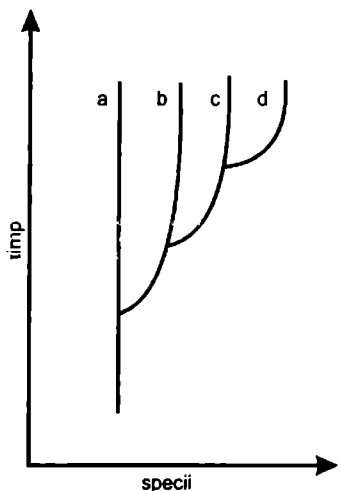
Prin evoluționism se înțelege suma teoriilor și a conceptelor care privesc transformările organismelor, evoluția lor, alături de originea, adaptarea și extincția speciilor biologice în timp geologic. Prin specie biologică se înțelege un grup de organisme care se interreproduc, care au același bazin genetic, respectiv aceeași constelație genetică, trăind și într-un anumit interval de timp geologic. Specia biologică poate să fie abordată din mai multe puncte de vedere. Din punct de vedere ecologic specia este reprezentată prin populație, care este totalitatea indivizilor aparținând unei specii biologice. Din punct de vedere sistematic și

taxonomic, specia biologică este reprezentată prin taxon, taxonul fiind un binom, un nume reprezentat prin numele genului și prin epitet sau numele speciei, alături de numele autorului și respectiv de anul în care a fost definit taxonul respectiv. Un exemplu de taxon este *Weltrichia givulescui* POPA 2000. Din punct de vedere genetic, specia este reprezentată prin constelația ei genetică, respectiv prin propriu bagaj genetic ce o definește în întregime. Din punct de vedere stratigrafic, specia biologică este reprezentată printr-un range, care este numărul de strate sedimentare ce conțin specia respectivă. Acest interval sau range mai poartă numele și de „taxon range” sau de „taxon range zone”. În sens abstract, asignarea range-ului la specia biologică a născut un concept util care poartă numele de „cronspezie”.

Specia biologică este definită printr-o o serie de caractere anatomice și morfologice proprii sau definitorii, care mai poartă numele și de caractere specifice. Aceste caractere sunt expresia directă a bagajului genetic al speciei biologice respective și includ o anumită variabilitate în cadrul populației, variabilitate ce este foarte importantă în interacțiunea populațiilor cu ale populații, precum și cu factorii de mediu. Identitatea genetică a speciei este protejată prin câteva mecanisme de anti-hibridizare sau de anti-încrucișare. Astfel de mecanisme nu permit reproducerea hibridilor și de asemenea nu permit interacțiunea mecanică dintre două populații diferite. Totuși, speciile suferă o serie de transformări progresive care duc în final la apariția de specii noi, aceste procese poartând numele general de „speciație”. Mecanismele de speciație pot să fie atribuite la două categorii majore: speciație prin izolare geografică, numită și „speciație allopatică” și speciație relațională sau ecologică, numită și speciație „simpatică”.

Trecerea de la o specie la alta se face cu o viteză variabilă, astfel încât unele specii pot să ia naștere mai rapid decât altele. Evaluarea vitezei de speciație este un subiect foarte intens dezbătut, atât de către biologi cât și de paleontologi, două teorii principale evaluând diferit vitezele de evoluție: teoria gradualismului filetic și teoria echilibrului punctuale. Teoria evoluționistă clasică, darwinistă, este înglobată în alte câteva teorii moderne ale evoluției, cum sunt Teoria sintetică a evoluției, numită și „Teoria gradualismului filetic” sau în „Teoria echilibrului punctuale”. Teoria sintetică a evoluției a rafinat teoria lui Darwin, combinând-o cu argumente genetice. Această teorie se datorează în special lui Simpson & Mayr și presupune o transformare graduală a speciilor în timp geologic, speciile putând fi reprezentate grafic sub forma unui arbore cu ramuri oblice (Text-fig. 16.1). Spre deosebire de Teoria sintetică a evoluției, Teoria echilibrului punctuale, a lui Niles Eldredge și Stephen Jay Gould (Eldredge & Gould, 1972), presupune existența

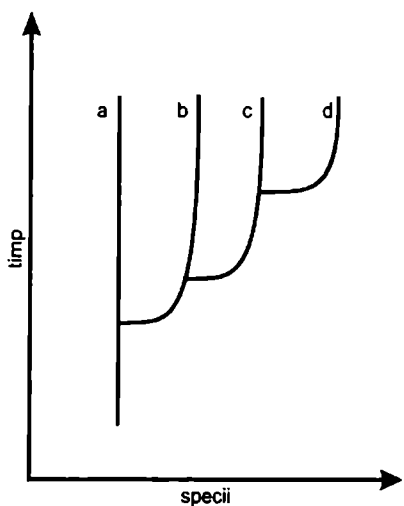
unor puseuri de speciație ce duc la apariția unor arbori cu ramuri perpendiculare (Text-fig. 16.2). Stephen Jay Gould este considerat unul dintre cei mai proeminenți paleontologi ai Secolului al XX-lea.



Text-fig. 16.1. Speciația în conceptul teoriei gradualismului filetic.

Prin microevoluție se înțelege speciația propriu-zisă, adică formarea unei specii noi dintr-o specie inițială sau specie sușă. Microevoluția ia în considerare evoluția speciilor considerate la rang de taxoni inferiori, cum sunt subspecii, specii, varietate, subgenul și genul. Specializarea evolutivă are loc prin modificarea unui organ sau a unui grup de organe pe măsură ce speciile respective se adaptează la o nouă nișă ecologică. Prin mutații se înțelege aceea modificare minoră sau majoră a constelației genetice a indivizilor dintr-o populație. Dacă mutațiile sunt minore și nu afectează viabilitatea sau reproducerea individului, atunci ele pot fi transmise descendenților. Astfel, prin selecție naturală și prin adaptarea populației la

nișa ecologică respectivă se creează un caracter corespunzător nou în populația respectivă. Înmulțirea acestor caractere cu sau fără mutații poate să ducă la apariția unei specii noi, dar în timp geologic, dacă aceste schimbări sunt frecvente,



Text-fig. 16.2. Speciația în concepția teoriei echilibrului punctat.

ele pot duce la apariția unui plan bazal nou. Prin viteză de evoluție se înțelege viteza de apariție a noi caractere moștenite și implicit a speciației. Ea se poate exprima grafic ca o funcție de timp și de caractere. Din punct de vedere grafic, viteza de evoluție este tangenta la diverse puncte în graficul evolutiv; când viteza de evoluție este zero, ramurile respective ale graficului sunt verticale și avem de-a face cu un moment de stază evolutivă. Viteza de evoluție poate să fie maximă în momente de explozie evolutivă, atunci când graficul devine paralel cu abscisa, moment care este evaluat în special de către teoria echilibrelor punctuale. Ocuparea unei noi nișe ecologice de către noi grupe de organisme duce la momente de speciație, spre exemplu, cazul păsărilor desprinse din reptile sau apariția liliecilor, ambele grupe

de animale colonizând spațiul aerian. Mișcările tectonice pot să afecteze și să accelereze speciația, măbind viteza de evoluție, astfel de exemple fiind frecvente în timp geologic, asociate diferitelor faze orogenetice. Mișcările tectonice prin fazele orogenice determină ridicarea munților, care funcționează ca niște bariere naturale ce separă allopatrie anumite populații din populațiile inițiale.

Prin macroevoluție se înțelege apariția de grupe taxonomice superioare genului și speciei. Macroevoluția este mai ales vizibilă la nivel de clasă și filum, moment în care un nou plan bazal este generat. Prin plan bazal se înțelege asociația esențială, de bază, ce definește un filum sau o încrengătură. Planul bazal se regăsește în toți reprezentanții taxonomici inferiori ai încrengăturii respective și este de obicei o sumă de până la 2-3 până la 5 caractere anatomice esențiale. Planul bazal al vertebratelor, spre exemplu, este marcat de existența coloanei vertebrale. Macroevoluția este din punct de vedere conceptual total diferită de microevoluție, care privește originea speciilor prin mecanisme de speciație. Totuși macroevoluția este în mare parte dictată de microevoluție, care este responsabilă cu generarea de mici modificări, de noi specii, specii care în timp geologic și prin modificări repetate pot să ducă la plane bazale noi. Factorii macroevoluției implică mecanisme de speciație care au loc în diferite contexte ecologice, așa cum este specializarea evolutivă, mutațiile, viteza de evoluție, ocuparea de noi nișe ecologice și tectonica.

Gândirea antică și medievală a fost marcată de ideile creaționiste ce postulează apariția de specii noi prin miracol divin. În antichitate și în Evul mediu, asemenea concepții au scuza de a fi anterioare apariției gândirii științifice. Creaționismul continuă să se manifeste și astăzi, după apariția și rafinarea gândirii științifice și din păcate el a dus la apariția unui hibrid steril care poartă numele de creaționism științific.

Primul evoluționist veritabil a fost Jean Baptiste Lamarck, principala figură a bioloșilor Secolului al XVIII-lea, care a încercat să explice originea speciilor într-un mod dinamic, ele decurgând unele din altele, mai ales în urma influenței factorilor de mediu asupra modificărilor caracterelor populațiilor. Evoluționismul lamarckist este original, veritabil, dar exagerează influența factorilor de mediu asupra modificărilor caracterelor populațiilor.

Inamicul personal și științific a lui Jean Baptiste Lamarck a fost un paleontolog renumit al vremii sale, Georges Cuvier. Cuvier rămâne astăzi unul din simbolurile creaționismului, el fiind și promotorul „teoriei catastrofiste”. Cuvier a invocat catastrofele naturale pentru a explica dispariția speciilor de fosile din stratele sedimentare de diverse vârste, invocând miracolul divin pentru apariția noilor specii ce le-au înlocuit pe primele. Deși a fost un creaționist convins și un

caracter discutabil, contribuind personal la ruina lui Lamarck, Cuvier rămâne totuși una din figurile proeminente ale Paleontologiei și Geologiei secolului al XVIII-lea.

Charles Darwin a descoperit faptul că selecția naturală este motorul transformărilor graduale, al evoluției speciilor. Aceasta idee a fost exprimată pe larg în cartea sa din 1859 „Originea speciilor prin selecție naturală”, carte ce a fost pastrată sub forma de manuscris în mai multe versiuni, timp de peste 20 de ani. Motivul publicării „Originii speciilor” a fost un alt biolog britanic pe nume Alfred Russell Wallace, care a descoperit independent de Darwin aceleași mecanisme de speciație prin selecție naturală. Puțin înainte de 1859, Wallace i-a dezvăluit lui Darwin, printr-o serie de scrisori istorice, aceleași idei la care ajunsese și acesta cu mulți ani în urmă. Astăzi, teoria clasică a evoluției poartă numele de „Teoria Darwin-Wallace”. Darwin a pornit de la o serie de premise, induse de teoria lui Malthus cu privire la incompatibilitatea dintre sursa de hrană și populația umană. Malthus a arătat că populația crește exponențial, în timp ce sursa de hrană crește aritmetic, de unde imposibilitatea supraviețuirii populației în lipsa unor factori de selecție a indivizilor săi. Darwin a calculat că într-o populație de elefanți, creșterea exponențială conduce la devastarea iremediabilă a întregului habitat și la prăbușirea ecosistemului ca întreg. Cum în natură acest fenomen nu are loc, Charles Darwin a realizat că trebuie să existe un mecanism care limitează creșterea exponențială a populației și a identificat acel mecanism cu așa numita „selecție naturală”. Prin selecție naturală se înțelege mecanismul de scoatere din populație a indivizilor mai puțin robuști sau cu caractere care îi dezavantajează în anumite condiții de mediu. După Darwin, selecția naturală este un factor ecologic care vine din exteriorul populației prin acțiunea prădătorilor sau din interiorul populației, prin competiție sau prin confruntare între indivizii aceleiași populații, caz în care mai este numită și „selecție sexuală”. Ideile lui Darwin au prins formă în urma călătoriei sale în jurul lumii, la bordul vasului Beagle. Darwin a susținut în favoarea teoriei sale argumente care pot să fie încadrate în următoarele categorii: argumente paleontologice, argumente biogeografice, argumente anatomo-morfologice și argumente etologice, de comportament. Astăzi, după descoperirea geneticii, acestor argumente li se adaugă argumente genetice, argumente biochimice, argumente biogeografice și argumente ecologice. Teoria lui Darwin este cu atât mai remarcabilă, cu cât ea a apărut înainte de descoperirea geneticii.

## Capitolul XVII. Paleobotanică și Palinologie

Paleobotanica este știința care se ocupă cu studiul fosilelor de plante care au trăit în timp geologic. Margulis & Schwartz (1988) au definit cinci regnuri ce cuprind plante și animale: Monera (ce includ Archaeobacteria și Eubacteria), Protoctista, Plantae, Fungi și Animalia. În noua clasificare, toate bacteriile sunt incluse la Monera, algele sunt incluse la Protoctista, iar briofitele și cormofitele, la Plantae, în timp ce ciupercile sunt incluse la Fungi. În clasificarea clasică, plantele se împart în plante inferioare (alge) și în plante superioare (traheofite sau cormofite). Tot Paleobotanica studiază și ciupercile fosile, studiul fungilor fiind astăzi un domeniu foarte dinamic. Un alt domeniu al Paleobotanicii este Paleopalinologia sau mai pe scurt Palinologia, care se ocupă cu studiul sporilor și al polenului fosil și actual. Atât sporii, cât și polenul plantelor superioare, se fosilizează foarte ușor datorită învelișului lor foarte rezistent chimic, precum și datorită dimensiunilor lor foarte reduse. Sporii și respectiv polenul se dispersează foarte ușor și de aceea astfel de fosile se găsesc în majoritatea rocilor sedimentare continentale și chiar marine, litorale. Detalii legate de evoluția florelor și a succesiunii lor în timp se găsesc și la Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Manuale de Paleobotanică moderne sunt acelea publicate de Sporne (1965, 1975a, b), Meyen (1987), Lemoigne (1988), Taylor & Taylor (1993), Stewart & Rothwell (1993), Agashe (1995) și Willis & McElwain (2002). Un manual remarcabil de paleoalgologie este acela publicat de Tappan (1980), iar de Palinologie, cel al lui Traverse (1988). În limba română, manuale importante de Paleobotanică și Palinologie au fost publicate de către Dragastan et al. (1980, 1997) și Petrescu & Dragastan (1981). Prezentarea plantelor fosile în acest volum am făcut-o la modul cel mai general, iar detalii legate de succesiunea și asociațiile floristice în timp geologic se găsesc în acest volum și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Există o împărțire paralelă a timpului geologic, atât din punct de vedere faunistic, cât și din punct de vedere floristic. Astfel, se consideră era Paleofitică drept intervalul de timp de la începutul Paleozoicului și până la limita Permianului timpuriu cu Permianul târziu. Paleofiticul este definit ca intervalul de timp dominat de pteridofite, cu gimnosperme subordonate și angiosperme inexistente. Mesofiticul începe din Permianul superior și se sfârșește la limita dintre Cretacicul inferior și Cretacicul superior. Mesofiticul se definește ca intervalul de timp în care

gimnospermele sunt dominante, pteridofitele sunt subordonate, ca și angiospermele, angiospermele apărând cel devreme în Jurasicul târziu. Neofiticul

Neozoic	Neofitic
Mesozoic	Mesofitic
Paleozoic	Paleofitic

Text-fig. 17.1. Limitele între Paleofitic, Mesofitic și Neofitic.

începe din Cretacicul superior și se continuă până astăzi. El este caracterizat prin dominanța angiospermelor și prin caracterul subordonat al pteridofitelor și al gimnospermelor în paleofitocenoze (Text-fig. 17.1). Detalii legate de evoluția plantelor, de range-ul lor stratigrafic sau de valoarea lor paleogeografică sunt prezentate și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Plantele fosile, inferioare sau superioare, se conservă printr-o multitudine de moduri, în diferite tipuri de roci. Rocile ce conțin plante fosile sunt în cea mai mare parte roci sedimentare, reprezentate

prin gresii, argile, tufurile, mările sau calcare. Rocile sedimentare clastice grosiere nu conservă decât rar resturi de plante și atunci numai trunchiuri sau ramuri masive, sub formă cărbunoasă sau sub formă de mulaje. Rocile clastice sau vulcanoclastice fine, cum sunt argilele, gresiile, tufurile vulcanice, mările și calcarele conservă materialul paleobotanic ca mulaje, compresiuni, concrețiuni și permineralizări. Un mulaj copiază caractere externe sau interne ale plantelor fosile, mulajele interne fiind umplutura internă a tulpinii sau a fructelor, iar mulajele externe, copia sau negativul acestora din exterior.

Impresiunile și compresiunile sunt caracteristice fosilizării plantelor superioare, deși ele pot să apară și în cazul unor grupe de alge cu tal celulozic, cum sunt algele brune sau feofitele. Prin compresiune se înțelege un fragment cărbunos vegetal, paralel cu laminația sedimentară, ce păstrează un film compresiv, urmele substanței vegetale inițiale, carbonificate sau mumificate. La desfacerea rocii de-a lungul laminației, pe o parte a eșantionului rămâne o compresiune, iar pe altă parte a acestuia, o impresiune. Impresiunea este negativul sau mulajul compresiunii, nu include un film cărbunos, dar poate cuprinde caractere morfologice utile. Gradul de conservare al acestor compresiuni și impresiuni poate varia, compresiunile putând să conserve cuticula plantei respective, mesofilul frunzelor sau elemente de țesut cortical, în cazul cortexurilor sau scoarțelor. Cuticula este deosebit de utilă în studiile paleobotanice, deoarece ea conservă fidel anatomia epidermală, anatomie care poate să fie foarte utilă în studiile de sistematică și taxonomie. Cuticulele, în cazul în care compresiunile le conservă, se extrag cu reactivi oxidanți, cum este cazul reactivului Schultze, în scopul oxidării mesofilului carbonificat și izolării cuticulei. Analiza cuticulelor în

Paleobotanică poartă numele de analiză cuticulară.

Permineralizările sunt reprezentate prin resturi de plante ale căror organe au fost impregnate cu un mineral, de regulă silice, carbonați sau fosfați. Permineralizarea are loc prin diagenеза materialului vegetal original, astfel încât în raport cu gradul de conservare, țesutul inițial se poate conserva excepțional, până la nivel de floem, xilem, mesofil sau țesut fundamental. Diagenеза cu silice, carbonați sau fosfați se face foarte lent, țesutul vegetal fiind înlocuit de moleculă cu moleculă, astfel încât conservarea țesutului poate să fie extraordinară. Impregnarea organelor de plante cu silice sau silicifierea țesuturilor vegetale are loc de obicei în tufuri vulcanice, de regulă acolo unde există un exces de silice. De aceea, resturile de plante silicifiate sunt inițial îngropate în cenușă vulcanică, incandescentă sau rece, în timp geologic având loc silicifierea, de cele mai multe ori excepțională.

Carbonatările sau impregnarea cu carbonat de calciu sunt uzuale pentru faciesurile paralice, apropiate de țărm, carbonatul de calciu fiind precipitat în așa numitele "mingi de cărbune", sau "coal balls". Coal balls-urile iau naștere la scurte imixtiuni marine în arealele mlăștinoase, la formare toate resturile vegetale din zona de formare a unui coal ball fiind impregnate cu carbonat și conservate excepțional. Coal balls-urile se secționează, tăieturile se șlefuiesc, apoi se tratează cu acid clorhidric (HCl), iar suprafețele astfel tratate se acoperă cu acetonă și acetat celulozic. Filmul celulozic topit de acetonă copiază toate caracterele anatomice, la nivel de celulă, astfel încât materialul vegetal carbonatat poate fi studiat în detaliu. Un caz special de conservare a resturilor vegetale îl reprezintă succinul, ambra sau chihlimbarul, o rășină naturală secretată în timp geologic de către unele specii de conifere, în special pinacee și cupressacee. Chihlimbarul poate să înglobeze resturi vegetale și animale, conservându-le astfel excepțional, fără a conserva însă în timp geologic și moleculele de ADN, așa cum a fost sugerat în cărți și filme de science-fiction, precum "Jurassic Park".

Sporii și polenul se conservă în mod frecvent în stare fosilă, datorită rezistenței chimice a exinei, existente în învelișul sporilor și polenului. Sporii și polenul pot să fie extrași din roci în stare dispersă, constituind obiectul de studiu al Palinologiei clasice sau ei pot să fie extrași direct din structurile de reproducere ale plantelor fosile, din saci poliniferi sau sporangi, constituind obiectul Palinologiei in situ. Spori extrași din sporangii unor filicale jurasice de la Anina au fost descriși de către Popa & Van Konijnenburg - Van Cittert (1999), aparținând speciilor *Phlebopteris woodwardii*, *Aninopteris formosa* și *Kylikipteris arguta*.

O problemă controversată în Paleobotanică este aceea a conservării structurilor celulare și a ADN-ului. Până astăzi, resturi concludente de ADN din

fosile de plante nu au fost limpede puse în evidență, în ciuda încercărilor de laborator. Resturi citoplasmatică au fost descoperite în compresii conservate în stare foarte bună, astfel de resturi citoplasmatică fiind descoperite de autor în secțiuni ultrastructurale în epidermele unui pteridosperm jurasic de la Cristian, *Pachypteris gradinarui* POPA 2000.

Prezentarea de față a grupelor de plante inferioare și superioare nu este exhaustivă și ea urmărește introducerea în cele mai importante grupe de plante, mai ales cu privire la cele cu importanță litogenetică, evolutivă și paleobotanică în general. Detalii cu privire la structura, evoluția și vârstele acestor plante se găsesc în limba română în cărțile autorilor menționați.

Monerele cuprind grupele Archaeobacteria și Eubacteria (cu Bacteriophyta și Cyanophyta). Protoctistele, incluzând plantele inferioare sau algele, cuprind următoarele grupe de plante eucariote: Chrysophyta, Silicoflagellatophyta, Baccilariophyta, Dinophyta, Acritarcha, Opalozoa, Euglenophyta, Chlorophyta, Charophyta, Phaeophyta și Rhodophyta. Numai o parte dintre reprezentanții acestor grupe s-au putut păstra în stare fosilă, unele dintre aceste grupe având și importanță litogenetică, în special drept constructoare de calcare bioprecipitate.

### **Regnul Monera, Subregnul Archaeobacteria**

Bacteriile sunt procariote cu o mare importanță ecologică, fiind și primii reprezentanți ai biosferei primitive. Sunt organisme autotrofe, microscopice sau ultramicroscopice, foarte variate morfologic, cu o fiziologie bazată pe chemosisteză diverselor elemente, cum sunt fierul (feribacterii), azotul (nitrobacterii), fosfor (fosfobacterii), sulf (sulfobacterii), calciu (calcibacterii). Primele resturi bacteriene au fost descrise din Grupul Warawoona, din Australia, sub numele de *Primaevifilum* (Text-fig. 17.2a), descrise mai în detaliu la capitolul de Geologie istorică. Ele au o vârstă de 3,3-3,5 miliarde de ani, arhaice.

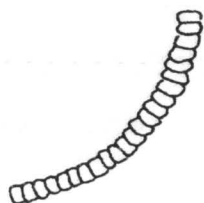
### **Regnul Monera, Subregnul Eubacteria, Phylum Cyanophyta**

Cianobacteriile sunt organisme primitive, procariote, autotrofe și fotosintetizante, cunoscute și sub numele de „alge verzi-albastre”, fiind la originea structurilor organo-sedimentare numite „stromatolite”. Morfologia cianobacteriilor este de obicei filamentoasă sau alungită. Stromatolitele au o structură internă laminitică, produsă prin acțiunea a doi factori, factorul biotic, care este reprezentat de cianobacterii și factorul sedimentar sau abiotic, reprezentat prin procese sedimentare obișnuite. În felul acesta se generează structuri laminitice alterante, constituite din cupluri de lamine submilimetrice, una biotică, alta abiotică. Succesiunile laminitice au o formă generală hemisferoidală, când sunt fixate de

substrat, cum este cazul stromatolitelor sferoidale lateral înlănțuite sau LLH (Lateral Linked Hemispheroids, Text-fig. 17.2b) sau sferoidale ori elipsoidale, cum este cazul stromatolitelor nefixate, libere. Stromatolitele sunt bine documentate astăzi în Australia, la Shark Bay, unde se formează stromatolite hemisferoidale, foarte asemănătoare cu primele stromatolite de vârstă arhaică.

### Regnul Protocista, Phylum Chrysophyta (Haptophyta)

Crisofitele, haptofitele sau algele aurii, sunt alge unicelulare, planctonice, cu pigmenți galben-aurii, cum este ficocrisina, un pigment galben. Sunt alge flagelate, de obicei cu 2 flageli, cu membrana celulară acoperită de o teacă celulozică impregnată în diverse stadii ontogenetice cu carbonat de calciu



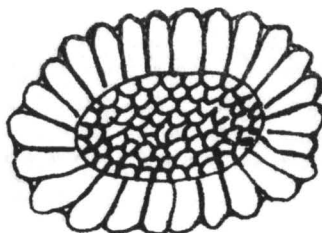
a. *Primaevifilum* (Arh.,)



b. Stromatoliți lateral înlănțuiți (LLH - Arh.-Actual)



c. *Emiliana huxleyi* (Actual)



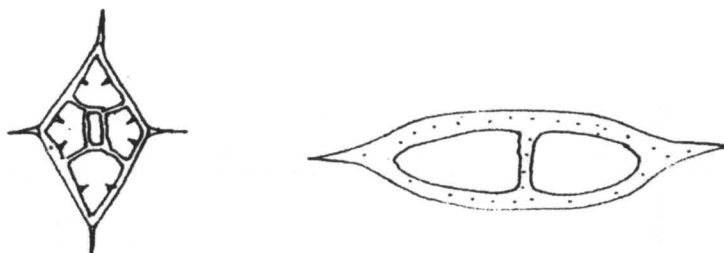
d. *Coccolithus* (J3-Actual)

Text-fig. 17.2. Exemple de bacterii (a), stromatoliți (b), crisofite (c,d).

(CaCO<sub>3</sub>). Carbonatul de calciu se depune sub forma unor plăcuțe calcaroase, care acoperă în întregime celula. Aceste plăcuțe calcaroase poartă numele de cocolite, ele sunt de dimensiuni ultramicroscopice, cu diametre de sub 1μm, de unde și numele ordinului Coccolitophorales (Braga & Riding, 2005). Cocolitele sunt foarte importante din punct de vedere geologic deoarece formează calcare

bazinale, de apă adâncă, acumulate după moartea planctonului calcaros. Aceste calcare, care inițial se găseau sub forma unor mâluri calcaroase, abisale, se formează după moartea crisofitelor, în urma acumulării lente a cocolitelor, ce provin din patura superioară, planctonică, a oceanului. Astfel de cretă este celebră în insula Rügen, din Marea Baltică. Pe măsură ce cocolitele coboară spre fundul oceanului, ele suferă un fenomen de dizolvare, care este cu atât mai puternic cu cât adâncimea crește. Dizolvarea parțială a cocolitelor permite reconstituirea paleoadâncimii unui bazin oceanic și în acest fel s-au putut face reconstituiri cu privire la paleoecologia bazinelor sedimentare oceanice.

Morfologia cocolitelor este foarte variabilă: de la discoidală, eliptică, stelată sau în forma de țepi. În funcție de această morfologie s-a stabilit și sistematica cocolitelor, definindu-se genuri și specii bazate strict pe morfologia acestor plăcuțe. De asemenea, crisofitele au un rol foarte important în circuitul carbonului în natură, alături de corali, care contribuie și ei substanțial la precipitarea carbonatului de calciu. Una din cele mai importante specii de crisofite actuale este *Emiliana huxleyi* (Text-fig. 17.2c), care are perioade anuale de înflorire în Oceanul Atlantic, înflorire vizibilă chiar de pe orbita terestră, prin imagistică satelitară. Cocolite semnificative sunt *Coccolithus* (K, Text-fig. 17.2d), *Rhabdosphaera* (K) sau *Discoaster* (Ng<sub>1</sub>).



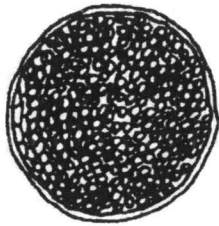
a. *Distephanus* (Ng<sub>1</sub>-Actual)

b. *Naviculopsis* (Pg<sub>2</sub>-Ng<sub>1</sub>)

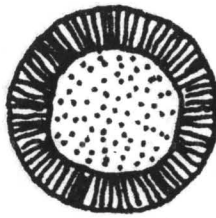
Text-fig. 17.3. Exemple de silicoflagelate.

## Phylum Silicoflagellatophyta

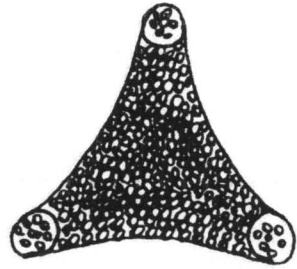
Silicoflagelatele sunt alge cu schelet silicios, opalian, unicelulare, planctonice, oceanice, autotrofe, fotosintetizante (Petrescu & Dragastan, 1981). Scheletul are următoarele părți componente: inelul bazal, aparatul apical, spini externi și spini interni (Text-fig. 17.3.a). Silicoflagelate fosile sau actuale mai des întâlnite sunt *Distephanus* (Ng<sub>1</sub>-Actual, Text-fig. 17.3a), *Naviculopsis* (Pg<sub>2</sub>-Ng<sub>1</sub>, Text-fig. 17.3b) sau *Corbisema* (K<sub>2</sub>-Ng<sub>1</sub>).



a. *Coscinodiscus*  
(K<sub>2</sub>-Actual)



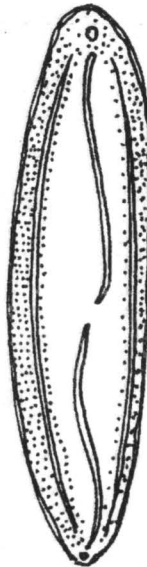
b. *Cyclotella*  
(Ng<sub>1</sub>-Actual)



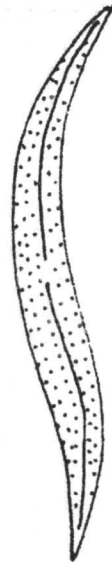
c. *Trinacria*  
(Pg)



d. *Navicula*  
(Pg<sub>2</sub>-Actual)



e. *Pinnularia*  
(Pg<sub>2</sub>-Actual)



f. *Pleurosigma*  
(Ng<sub>1</sub>-Actual)

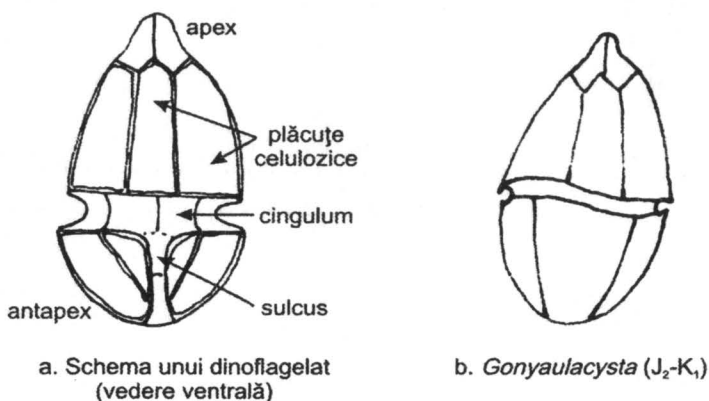
Text-fig. 17.4. Exemple de diatomee centrice (a-c) și penate (d-f).

## Phylum Bacillariophyta

Diatomeele sau bacilariofitele sunt alge unicelulare, solitare sau coloniale, marine sau continentale. Ele sunt alge cu exoschelet silicios de tip opalian, exoscheletul poartă numele de frustulă și este constituit din două valve, care se întrepătrund: o valvă inferioară sau hipovalva și o valvă superioară sau epivalva. valvele sunt ornamentate foarte variat, cu canale sau rafe, pori, noduli, spini, etc. Ornamentația și jocul dintre epi- și hipovalvă contribuie la deplasarea diatomeelor în mediile acvaticе. După gradul de simetrie, diatomeele se împart în două clase: Clasa Centricea sau diatomee centrice, cu simetrie radială și Clasa Pennatea, cu simetrie bilaterală. Diatomee centrice mai frecvente sunt *Coscinodiscus* (K<sub>2</sub>-Actual, Text-fig. 17.4.a), *Cyclotella* (Ng<sub>1</sub>-Actual, Text-fig. 17.4b), *Triceratium* (K<sub>2</sub>-Actual) sau *Trinacria* (Pg, Text-fig. 17.4c). Diatomee penate mai cunoscute sunt *Navicula* (Pg<sub>2</sub>-Actual, Text-fig. 17.4d), *Pinnularia* (Pg<sub>2</sub>-Actual, Text-fig. 17.4e) și *Pleurosigma* (Ng<sub>1</sub>-Actual, Text-fig. 17.4f). Diatomeele s-au dezvoltat exploziv în Cretacic și în Terțiar, în Terțiar formând roci poroase, care poartă numele de diatomite, cu aplicații industriale semnificative, dintre care probabil cea mai cunoscută a fost fabricarea dinamitei, prin impregnarea diatomitului cu nitroglicerină.

## Phylum Dinophyta

Dinofitele sunt alge unicelulare, planctonice, marine sau continentale, cu doi flageli, cu dimensiuni cuprinse între 10-100 μm, dar pot să atingă în unele cazuri



Text-fig. 17.5. Dinoflagelate.

și dimensiuni de 1,5 milimetri lungime. Dinofitele au faze cistate, respectiv faze în care alga își părăsește teca celulozică și se strânge într-un cist foarte rezistent

chimic și fizic, cist care se fosilizează foarte ușor. Cistul copiază morfologia tecii celulozice și este de obicei mai mic sau aproape egal cu teca inițială. La sfârșitul fazei cistate, alga părăsește cistul printr-un por care poartă numele de arheopil și formează o noua tecă celulozică. Cei doi flageli se găsesc în două canale, unul ecuatorial, care poartă numele de „cingulum” și unul meridian cu poziție ventrală, care poartă numele de „sulcus”. Plăcuțele celulozice ale tecii au o dispunere foarte precisă, această dispunere având importanță sistematică (Text-fig. 17.5a). Teca celulozică nu se păstrează în stare fosilă, dar cistul, care copiază în detaliu teca celulozică, prezintă caracterele de dispunere a plăcuțelor inițiale. Dinoflagelatele au apărut în Paleozoic, dar diversitatea lor a crescut substanțial în Mesozoic și în Terțiar, pe baza lor fiind întocmită o scară stratigrafică de detaliu pentru domeniile marine. Importanța dinoflagelatelor este în primul rând stratigrafică, deoarece acestea sunt bune indicatoare de vârstă. De asemenea, ele sunt importante în raport cu geneza petrolului. Petrolul are trei componente genetice, din care componenta vegetală poartă numele de Kerogen III. Genuri importante în Terțiar sunt *Gonyaulacysta* (J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>, Text-fig. 17.5b) și *Deflandrea* (K-Pg).

## Phylum Acritarcha

Acritarii sunt resturi organice cu afinități sistematice incerte de plante sau chiar de animale, unicelulare, cu test foarte rezistent chimic, cu potențial ridicat de fosilizare. De aceea sunt descriși încă din Proterozoic și până astăzi, cu o



a. *Baltisphaeridium*  
(Cb<sub>3</sub>-D)



b. *Polyedrixium*  
(D-T)



c. *Podamphora*  
(Ng.)



d. *Botryococcus*,  
colonie circulară,  
(C-Actual)

Text-fig. 17.6. Exemple de acritarhi (a, b), ebridiieni (c) și alge verzi (d).

varietate morfologică foarte mare, Paleozoicul rămânând însă perioada în care au avut diversitatea și frecvența maximă. Acritarii sunt sferici, elipsoidali, tetraedrali, triunghiulari, liși (fără ornamentație) sau puternic ornamentați, cu spini simpli sau bifurcați. Prezintă o deschidere circulară numită “pilom”. Se împart în

Acanthomorphytae, cu *Baltisphaeridium* (Cb<sub>3</sub>-D, Text-fig. 17.6a); Prismaticomorphytae, cu *Polyedrixium* (D-T, Text-fig. 17.6b), Herkomorphytae, cu *Dictyodinium*, Polygonomorphytae, cu *Verhachium* (O-Pg<sub>3</sub>), Sphaeromorphytae, cu *Leiosphaeridia* (Pcb-Pg); Netromorphytae, cu *Leiofusa* (O-K); Pteromorphytae și Dicramorphytae, cu *Acanthodiacrodium* (Cb-O).

### Phylum Opalozoa

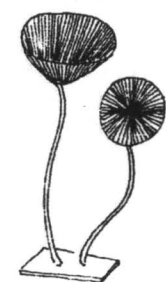
Opalozoarele sau ebridiienii sunt organisme unicelulare, cu schelet opalian, constituit din baghete alungite. Reprezintă un grup relativ restrâns, cu reprezentări care își au originea în Paleogen. Un exemplu este *Podamphora* (Ng<sub>1</sub>, Text-fig. 17.6c).

### Phylum Euglenophyta

Sunt alge continentale sau marine, unicelulare, cu reprezentanți actuali, cu o importanță paleobotanică mai redusă, avându-și originea în Cretacic. Un exemplu este *Ophiobolus* (K<sub>2</sub>).

### Phylum Chlorophyta

Clorofitele sau algele verzi sunt alge unicelulare sau pluricelulare, cu tal celulozic sau calcaros, simplu sau articulat, talul calcaros putând fi articulat sau crustos. Din punct de vedere paleontologic, clorofitele cu tal calcaros sunt deosebit de importante, deoarece au rol litogenetic, formând calcare prin precipitarea carbonatului de calciu în propriul tal. Se fosilizează relativ ușor, au o bună



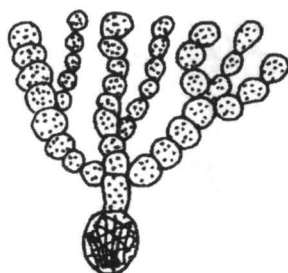
a. *Acetabularia*  
(K<sub>2</sub>-Actual)



b. *Cymopolia*  
(J-Actual)



c. *Macroporella*  
(J-K)



d. *Halimeda*  
(P-Actual)

Text-fig. 17.7. Exemple de clorofite.

semnificație stratigrafică și mai ales paleoecologică. În general, clorofitele calcaroase au un important rol ecologic, deoarece se asociază coralilor în arealele

recifale și contribuie astfel, prin fotosinteză, la oxigenarea apei. Acest rol l-au avut și în timp geologic, încă din Paleozoic, atunci când s-au asociat cu diverse tipuri de corali, în arealele recifale. Cele mai importante alge verzi aparțin următoarelor ordine: Chlorococcales, Dasycladales și Bryopsidales.

Ordinul Chlorococcales, cu alge celulozice, unicelulare, precum *Botryococcus* (C-Actual, Text-fig. 17.6d), o algă verde dulcicolă ce a produs în timp geologic cărbuni bituminoși numiți "boghead".

Ordinul Dasycladales este un ordin foarte divers, cu o mulțime de familii de alge verzi cu tal calcaros, ce are ca morfologie principală așa numitul "manșon" calcaros, cu un canal central, străbătut de ramuri simple sau ramificate. Ordinul are genuri precum: *Acetabluaria* (K<sub>2</sub>-Actual, Text-fig. 17.7a), *Halycoryne*, sau *Cymopolia* (J-Actual, Text-fig. 17.7b). Genuri fosile importante sunt *Macroporella* (J-K, Text-fig. 17.7c) sau *Oligoporella* (J-K), alge tipic recifale. Genul cambrian *Yakutina* (Cb-O) este unul dintre cei mai vechi reprezentanți ai dasicladalelor (Braga & Riding, 2005). În România, algele calcaroase dasicladale au fost studiate de către Dragastan (1975), Dragastan, în Petrescu & Dragastan (1981) și Bucur (1997, 1999, 2001) și Bucur et al. (2001).

Ordinul Halimedales, incluzând familiile Halimedaceae, Udoteaceae și Codiaceae, printre multe altele, cu alge cu talul celulozic sau calcaros, articulat, constituit din segmente interconectate, precum *Halimeda* (P-Actual, Text-fig. 17.7d). Ordinul include și alți reprezentanți precum *Udotea* (Actual), *Tydemanina* (K-Actual), *Rhipocephalus* (K-Actual) sau *Penicillus* (K-Actual). Alge calcaroase verzi din Mesozoicul României sunt studiate de către Prof. Dr. Ovidiu Dragastan, de la Universitatea din București și de către Prof. Dr. Ioan Bucur, de la Universitatea Babeș-Bolyai, din Cluj-Napoca.

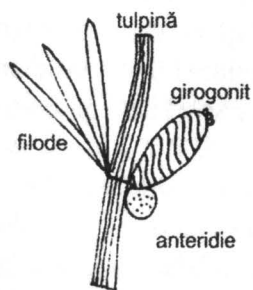
### Phylum Charophyta

Carofitele sunt alge pluricelulare, dulcicole, cu talul diferențiat, constituite din tije articulate, la noduri găsimu-se frunzulițele sau filodele și structurile de reproducere: cele femele, oogoane sau girogonite și cele masculine, anteridii. Din punct de vedere paleontologic, carofitele au o mare importanță paleoecologică deoarece sunt indicatoare ale unor condiții lacustre. De obicei, carofitele precipită carbonat de calciu în oogoane și în tijele talului, anteridiile însă nu se impregnează cu carbonat și de aceea nu se conservă în stare fosilă. Oogonul are o structură cortică, cu mai multe învelișuri, învelișul extern fiind constituit din celule dispuse spiral cu diverse ornamentații. Ornamentațiile acestor celule corticale, precum și forma lor au importanță sistematică, pe baza lor fiind stabilite genurile și speciile de carofite fosile (Text-fig. 17.8a). Carofitele au înregistrat o puternică diversificare

în Jurasic și în Cretacic, dar mai ales în Terțiar. În Dobrogea au fost descrise carofite cretacice precum *Atopochara* ( $K_1$ ), *Clypeator* ( $K_1$ ) sau *Clavator* ( $J-K_1$ , Text-fig. 17.8b). *Clavator* are ogoanele elipsoidale, cu celule apicale numite coronule, foarte proeminente. În România, carofitele paleogene din Bazinul Transilvaniei au fost studiate de către Călin Baci (1999), iar cele cretacice din Dobrogea, de către Theodor Neagu (1980).

## Phylum Rhodophyta

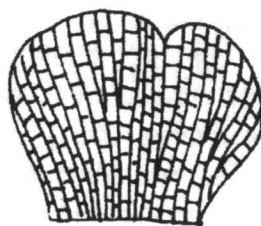
Rodofitele sau algele roșii sunt alge pluricelulare, fixate, cu tal calcaros sau celulozic, al căror pigment predominant este ficoeritrina, în combinație cu clorofila și ficocianina. Talul, în special cel impregnat cu carbonat de calciu, este divizat în



a. Schema unui carofit.



b. *Clavator* ( $J-K_1$ )



c. *Solenopora* ( $Cb-K$ )



d. *Archaeolithothamnium* ( $J_3$ -Actual)

Text-fig. 17.8. Exemple de carofite(a, b) și de rodofite (c, d).



Text-fig. 17.9. *Bifurcaria* ( $Ng_1-Ng_2$ )

hipotal și perital. Rodolitele sunt structuri calcaroase, concreționare, formate în urma cimentării talurilor de rodofite. Rodofitele își au originea în Paleozoicul inferior, cum este cazul lui *Solenopora* ( $Cb-K$ , Text-fig. 17.8c), ele înregistrând diversități crescute încă din timpul Paleozoicului. Conservarea rodofitelor este foarte bună, iar morfologia lor este foarte variabilă, fiind întotdeauna dependentă de stadiul ontogenetic. Talul rodofitelor include un țesut bazal, numit hipotal, cu celule aranjate variat și un țesut marginal, numit perital, organizat uniform, din celule izodiametrice. Tot în perital se găsesc sporangii, incluși în camere speciale numite "conceptacule". Ca exemple, pot fi citate

*Archaeolithothamnium* (J<sub>3</sub>-Actual, Text-fig. 17.8d) sau *Lithothamnium* (K<sub>2</sub>-Actual), dintre rodofitele Familei Corallinaceae.

## **Phylum Phaeophyta**

Grupează algele brune, cu tal pluricelular, cu tendință de diferențiere, celulozic, sesile, de obicei macrofite, de dimensiuni mari, cum este *Cystoseira* (Pg-Actual) sau *Bifurcaria* (Ng<sub>1</sub>-Ng<sub>2</sub>, Text-fig. 17.9). Algele brune dau în general fosile foarte rare.

## **Regnul Plantae**

În Paleozoicul timpuriu, ca și în timpul Precambrianului, domeniile continentale nu erau practic colonizate de către plante sau animale. Colonizarea uscatului s-a făcut treptat, începând probabil cu Ordovicianul târziu, continuându-se în Silurian și definitivându-se în Devonian. Trecerea de la domeniile marine la domeniile continentale s-a făcut treptat, atât de către plante cât și de către animale. Dintre animale, primii vizitatori ai domeniilor continentale au fost artropodele, dintr-un grup numit al Merostomatelor. Aceste artropode, esențialmente marine, făceau incursiuni scurte în domeniile continentale litorale. Pe continente nu exista practic covor vegetal și de aceea eroziunea catenelor muntoase și în general a domeniilor continentale, era foarte accentuată. În Ordovician plantele trăiau numai în domeniile marine, fiind reprezentate exclusiv prin diverse grupe de alge. Din punct de vedere ecologic, domeniul marin asigură un trai simplificat pentru plante, atât din punct de vedere al nutriției, cât și al reproducerii. Algele își extrag direct nutrienți dizolvați în apa mării, membranele lor celulare asigură o bună interfață cu mediul marin, fără a se pune problema unei protecții speciale a talului.

Plantele superioare sunt plante terestre, cu țesuturi conducătoare și structuri de reproducere adaptate domeniilor continentale. Ele mai poartă numele de traheofite, fiind plante purtătoare de trahei (elemente conducătoare) sau de cormofite, corpul lor vegetativ sau cormul fiind constituit din rădăcină, tulpină și frunze.

Pentru cucerirea uscatului, plantele au trebuit să rezolve o serie de probleme fundamentale, legate de supraviețuire și de nutriție în domeniile continentale, mult mai dure sub aceste aspecte de cât domeniile marine: 1. problema deshidratării; 2. problema respirației și în general a schimbului de gaze; 3. problema nutriției; 4. problema biomecanică, respectiv rezistența la îndoire, rupere și torsiune; 5. problema multiplicării sau a reproducerii, în condiții subaerene.

Pentru a evita deshidratarea, plantele au inovat un strat protector care să

acopere toate organele planetei, astfel încât pierderea de apă să fie evitată. Astfel a apărut cuticula, încă din timpul Silurianului târziu și chiar mai devreme, constituită dintr-un biopolimer foarte rezistent chimic, cu o structură complexă, pe mai multe straturi, care poartă numele de cutină. Din cauza rezistenței sale chimice mari, cuticula plantelor se conservă în stare fosilă și permite studii de anatomie și de morfologie foarte detaliate. Studiile cuticulare permit reconstituirea plantelor superioare, în felul acesta putând fi demonstrată apartenența diverselor tipuri de organe la aceeași specie biologică. Primele cuticule sunt înregistrate din Silurianul superior și mai ales din Devonianul inferior, fiind asociate cu resturi macroscopice de plante superioare. De asemenea, plantele au dezvoltat țesuturi de protecție, cum este țesutul epidermal.

Respirația a devenit posibilă prin generarea unor țesuturi specializate, cum este mezofilul din frunzele plantelor superioare. Tot în sensul optimizării respirației au apărut și structurile stomatice, de la structuri simple cu numai două celule de gardă, până la tipuri complexe specializate, cu celule stomatice și înconjurătoare, cu papile și trichomi. Stomatele și structurile epidermale în general au o mare importanță în Paleobotanica sistematică, deoarece permit reconstituirea plantelor întregi. O plantă superioară se conservă întotdeauna fragmentar, organele ei fiind dispersate, fapt care împiedică de cele mai multe ori reconstituiri de ansamblu, de plante întregi. Studiul epidermelor cutinizate, fosile și actuale, poartă numele de analiză cuticulară. Pe lângă reconstituiri, analiza cuticulară permite și evaluarea paleoconcentrațiilor de bioxid de carbon atmosferic, prin indicele stomatic. Indicele stomatic este un număr legat de densitatea stomatelor pe suprafața frunzelor, fiind de obicei un caracter tipic unei specii, dar în același timp fiind și dependent de concentrația parțială a bioxidului de carbon din atmosferă. Reconstituirea paleoconcentrațiilor de bioxid de carbon este un detaliu foarte de important în evaluarea condițiilor paleoecologice globale, în timp geologic.

În domeniile continentale, plantele trebuie să extragă apă și săruri minerale, pe care să le sintetizeze în procesul de nutriție în vederea sintezei compușilor organici vegetali. Acest proces de extracție și de sinteză este mult mai complicat de executat în domeniile continentale, decât în domeniile marine. În acest scop au fost „inventate” țesuturile conducătoare de tip liberian și de tip lemnos. Astfel au apărut primele traheide în timpul Silurianului superior și Devonianului inferior, respectiv traheidele anulare, la primele traheofite terestre. Traheidele anulare sunt traheidele cele mai simple, urmate de traheidele spiralate și de cele scalariforme. Gimnospermele au „inventat” traheidele areolate, traheide cu conductivitate osmotică crescută, în timp ce angiospermele au „inventat” traheile sau vasele adevărate. Țesuturile conducătoare lemnoase se conservă de

obicei în stare fosilă deoarece conțin lignină, un compus vegetal complex, rezistent chimic. Celuloza este componenta cea mai perisabilă, care nu se conservă niciodată în stare fosilă. Lignina a avut o mare importanță și în formarea țesuturilor mecanice, prin care s-a rezolvat o altă problemă importantă la plantele terestre și anume problema rezistenței mecanice.

Rezolvarea rezistenței mecanice și a nutriției s-au combinat foarte ușor, atât în formarea țesuturilor conducătoare și a celor mecanice, cât și în structura internă a tulpinii, respectiv a stelului. Stelul cel mai primitiv a apărut la riniofite și poartă numele de protostel. Următorul tip de stel a fost generat de către sfenopside și anume sifonostelul, în timp ce aproape toate grupele de pteridofite au avut steluri derivate, cum este atactostelul sau plectostelul. Angiospermele au „inventat” un stel mai complex și anume eustelul, cu rezistență mecanică crescută și conductivitate ridicată. Stelurile au o mare importanță mecanică, deoarece structura și distribuția cordoanelor xilemice și sclerenchimatice au rol ridicat biomecanic. Înălțimea plantei este întotdeauna direct proporțională cu rezistența biomecanică a tulpinii. Din acest punct de vedere, gimnospermele și angiospermele sunt avantajate, deoarece au țesuturi conducătoare și de susținere specializate, mai ales bine lignificate. Totuși, în timp geologic pteridofitele au dat și ele plante arborescente, așa cum sunt licopsidele și sfenopsidele din Carboniferul târziu.

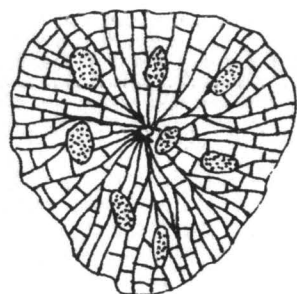
Reproducerea în domeniile subaerene este o problema delicată din punct de vedere al supraviețuirii gameților, precum și din punct de vedere al poziției și protecției organelor de reproducere. În domeniile marine, gameții sunt motili, nu au nevoie de structuri speciale protective, în timp ce în domeniul continental, ei pot fi supuși foarte rapid deshidratării și de asemenea, circulația lor poate să fie foarte restrânsă, de aceea plantele continentale au „inventat” câteva strategii menite să le asigure reproducerea și dispersia. Prima măsură a fost modificarea ciclului de alternanță a generațiilor. La alge, gametofitul este dominant și sporofitul este total subordonat.

La plantele superioare, sporofitul devine dominant și gametofitul este redus cu atât mai mult, cu cât plantele sunt mai evolute. Dominanța sporofitului în domeniile continentale este dată de rezistența sa mecanică, mai ridicată decât a gametofitului. La primele pteridofite, sporofitul este redus și aproape egal ca importanță cu gametofitul. Acest fapt este vizibil și la briofite, unde gametofitul este încă dominant pe scară evolutivă, gameții sunt dependenți de mediul acvatic pentru fecundare.

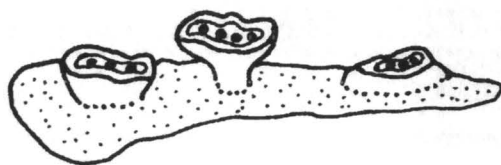
La pteridofite, gametofitul este redus la protal, în timp ce la gimnosperme și respectiv la angiosperme, gametofitul este total subordonat, redus la

megasporul ovulului și respectiv la polen. Pteridofitele au "inventat" sporii, care pot să fie izospori, identici sau heterospori, de dimensiuni diferite, macr- și microspori, cu ornamentații foarte diverse, care să le asigure o dispersie optimă în mediul ambiant. Gimnospermele au dezvoltat și rafinat structuri de reproducere prin formarea ovulului și respectiv a prepolenului și a polenului.

Din punct de vedere evolutiv, un ovul este interpretat ca un megaspor modificat al pteridofitelor, inclus într-o serie de straturi protective, cum este integumentul și respectiv nutritive, cum este nucela. Polenul la unele



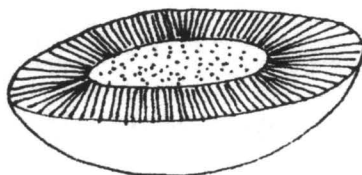
a. *Parka* ( $S_2$ )



b. *Protosalvinia* ( $D_2$ )



c. *Prototaxites* ( $D_2$ )



d. *Pachythea* ( $D_2$ )

Text-fig. 17.10. Exemple de nematofite.

gimnosperme și la angiosperme formează tubul polinic, care este generat în camera polinică a nucleei, unde acest tub este și el protejat. De-a lungul Paleozoicului târziu și al Mesozoicului, gimnospermele au perfecționat și au rafinat strategiile de reproducere, aceste strategii fiind reflectate de către diversele grupe de gimnosperme extinse sau cu reprezentanți actuali.

Briofitele se împart în hepatică și muscinee, iar traheofitele sau plantele superioare, se împart în pteridofite, gimnosperme și angiosperme. Un grup special de plante terestre este constituit din nematofite, cu afinități sistematice incerte și cu caractere de trecere între alge și briofite.

## Phylum Nematophyta

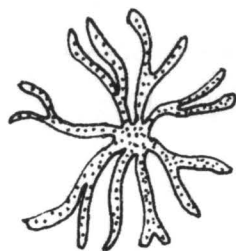
Nematofitele reprezintă un grup de plante paleozoice continentale, ce prezintă caractere de trecere între aige și briofite. Nematofitele reprezintă plante prin excelență dispărute sau extinse, fiind cunoscute numai din Silurian și din Devonian.

Din punct de vedere structural, nematofitele seamănă cu talurile algelor brune, dar ele reprezintă în realitate „soluții tehnice” sau „prototipi” generați în scopul colonizării domeniilor continentale. Acești prototipi au fost practic înlocuiți cu briofite sau cu cormofite, aceștia dispărând repede, la începutul Devonianului.

*Parka* (S<sub>2</sub>, Text-fig. 17.10a) este un nematofit cu un corp vegetativ subtriunghiular, cu sporangi pe suprafața adaxială sau superioară. *Parka* era foarte asemănătoare cu unele alge verzi, care poartă numele de coleochete. *Protosalvinia* (D<sub>2</sub>, Text-fig. 17.10b) seamănă cu corpul vegetativ al unui briofit de tip solzos sau hepatic, având sporangii încastrați în depresiuni de pe suprafața superioară sau adaxială. *Spongiophyton* (S) avea talul poros și o cavitate internă. *Prototaxites* (D<sub>2</sub>, Text-fig. 17.10c) se regăsește astăzi în stare fosilă sub forma unor plaje cărbunoase, constituite din tuburi cu diferite diametre. *Pachytheca* (D<sub>2</sub>, Text-fig. 17.10d) este găsită sub forma unor lentile de câțiva milimetri diametru, cu structură concentrică, la interior găsindu-se tuburi cărbunoase neregulate, în timp ce la exterior se găsesc tuburi cărbunoase dispuse radial. Se presupune că *Pachytheca* și *Prototaxites* aparțineau aceleiași plante, dar reconstituirea structurii și a fiziologiei ei sunt încă sub semnul întrebării.

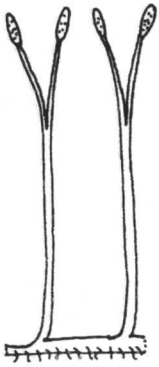
## Phylum Bryophyta

Mușchii reprezintă grup de plante cu o importanță paleobotanică redusă, corpul lor vegetativ fosilizându-se foarte rar. În timp geologic ca și astăzi, briofitele sunt asociate unor medii umede fără de care reproducerea lor este aproape imposibilă. Primele briofite au fost descrise din Devonian și se pare că diversitatea lor crește de-a lungul Mesozoicului. În România, a fost descris recent un briofit solzos, dintre Hepaticae, din Jurasicul inferior de la Anina, din Banat, aparținând genului *Hepaticites* (Text-fig. 17.11). Specia este *Hepaticites* cf. *arcuatus* (Popa, 2000a). De asemenea, urme de plante cu afinități incerte de briofite au fost recoltate și de la Secu, lângă Reșița, ele având o vârstă stephaniană.



Text-fig. 17.11. *Hepaticites* (T-K).

## Phylum Pteridophyta



Text-fig. 17.12.  
*Rhynia* (D.)

Pteridofitele mai sunt cunoscute și sub numele de criptogame vasculare. Ele poartă numele de „criptogame” deoarece structurile lor de reproducere nu sunt întotdeauna evidente, vizibile, cu fructe sau cu semințe, așa cum este cazul fanerogamelor. Pteridofitele sunt plante superioare, traheofite, purtătoare de țesuturi conducătoare specializate, cu micro- sau macrofile, frunze de dimensiuni mici sau mari, cu tulpina subpământeană și cu structuri de reproducere purtătoare de spori. Sporii sunt închiși până la maturaj în saci care poartă numele de sporangii. Sporangii la rândul lor se pot asocia în sori sau sinangii, în timp ce la unele grupe de pteridofite, cum sunt

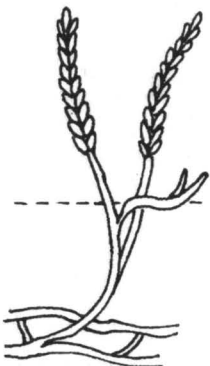
sfenopsidele, sunt grupați în conuri sau în strobili. Pteridofitele au o îndelungată istorie geologică, avându-și originea în Silurianul târziu, când au apărut cele mai primitive tipuri de traheofite, imediat după debarcarea plantelor în domeniile continentale. În timpul Paleozoicului târziu, în Devonian, Carbonifer și în Permian, pteridofitele înregistrează un puternic avânt evolutiv, stimulat și prin coevoluția cu insectele, aflate și ele în plin avânt evolutiv. Paleozoicul mai este cunoscut și sub numele de era pteridofitelor, tocmai datorită dominației criptogamelor vasculare asupra gimnospermelor în paleofitocenoze. Pteridofitele se împart în câteva clase, unele extinse, altele având atât reprezentanți fosili cât și actuali.



Text-fig. 17.13.  
*Horneophyton*  
(D.)

### Clasa Rhyniopsida

Este un grup de traheofite primitive, ierboase, simpodiale, protostelice, cu sporangii terminali elipsoidali sau reniformi. Deschiderea sau dehiscenta acestor sporangii este simplă și nespecializată. Sporii au un înveliș exinic gros și sunt de aceleași dimensiuni, izospori. Axele aeriene sunt circulare în secțiune, se divid dihotomic, au la interior o structură tipică de protostel cu protoxilem către interior, de tip protostel centrarh. *Rhynia* ( $D_1$ , Text-fig. 17.12), din Devonianul timpuriu, are axele nude, lipsite de frunze, ramificate simplu. Sporangii sunt elipsoidali, înălțimea lor nu depășea 50 de centimetri. *Rhynia* a fost descrisă din localitatea Rhynie, din Scoția, din depozite silicioase, care poartă numele de certuri.

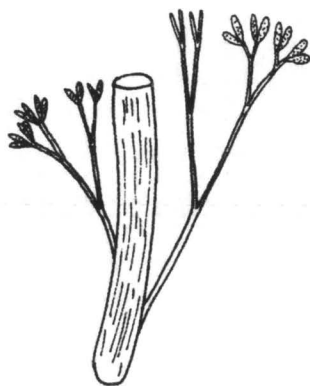


Text-fig. 17.14.  
*Zosterophyllum* ( $D_{1,2}$ )

La Rhyne, aceste certuri conservă în mod excepțional structuri anatomice, atât ale plantelor cât și ale artropodelor asociate, cum este cazul unor arahnide primitive. O plantă cu afinități sistematice incerte este *Cooksonia* (S<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>), din Silurianul târziu, care aparține cel mai probabil riniopsidelor. *Cooksonia* avea axele divizate dihotomic, simple, situate în același plan și cu sporangi terminali de forma reniformă. Alte exemple de riniopside includ *Scyadophyton* (D<sub>1</sub>), *Horneophyton* (D<sub>1</sub>, Text-fig. 17.13) sau *Taenioocrada* (D). Riniopsidele dispar în timpul Devonianului.

### Clasa Zosterophyllopsida

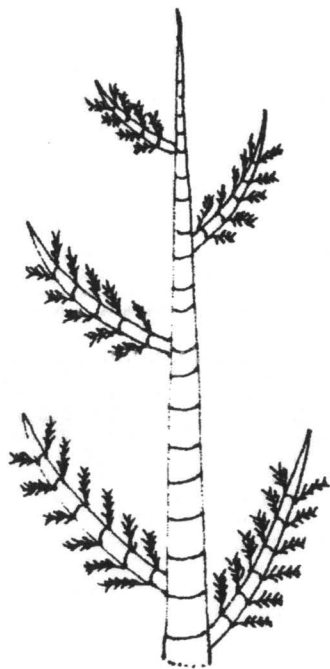
Zosterofilopsidele sunt plante primitive, protostelice, simpodiale, cu sporangi dispuși lateral pe ramuri, către capetele acestora, forma sporangilor fiind globuloasă sau lentiliformă, cu dehiscentță laterală. Cilindrul central este protostelic, cu xylem masiv gros. Tulpinile nu au frunze și câteodată nu au cuticule la partea bazală și de aceea se presupune ca erau plante parțial scufundate în apă. Un exemplu reprezentativ este *Zosterophyllum rhenanum* (D<sub>1-2</sub>, Text-fig. 17.14). Alte exemple de zosterofilale sunt *Discalis* (D<sub>1</sub>), *Sawdonia* (D) sau *Gosslingia* (D<sub>1-2</sub>).



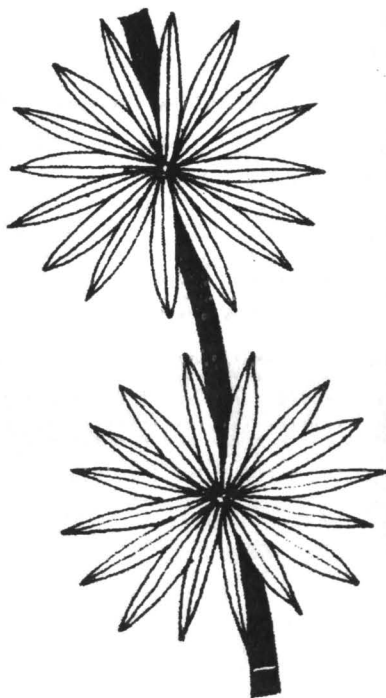
Text-fig. 17.15. *Psilophyton* (D<sub>2,3</sub>)

### Clasa Trimerophytosida

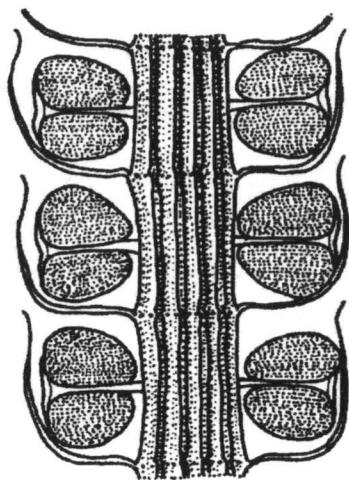
Trimerophytele sunt plante devoniene, evolute, pseudomonopodiale, protostelice, cu spini și ramuri distribuite tridimensional, cu cortex dezvoltat, sporangi dispuși distal, în perechi. Ramificația este cea mai complexă din timpul Devonianului, exceptând ramificația progimnospermelor, a primelor gimnosperme. Dehiscentța sporangilor se face de-a lungul unui sanț longitudinal, sporangii fiind fusiformi și de obicei grupați în perechi. Stelul este protostelic, centrah sau mezarah. *Psilophyton* (D<sub>2-3</sub>, Text-fig. 17.15) are ramuri trifurcate. *Trimerophyton* (D<sub>3</sub>) are o înălțime de până la 2 metri cu ramurile puțin trifurcate, dar lipsite de frunze adevărate. Alte exemple sunt *Pertica* (D<sub>1</sub>) și *Oocampsa* (D<sub>2</sub>). Trimerophytele reprezintă unul din grupurile devoniene cu un mare succes evolutiv, fiind considerate sușa sau grupul de origine al altor grupe de pteridofite, cum sunt licopsidele și chiar progimnospermele.



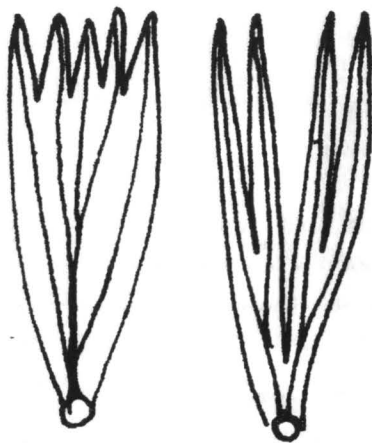
a. *Calamites* (C-P),  
plantă întreagă.



b. *Annularia* (C-P)  
frunze de *Calamites*.



c. *Calamostachys* (C-P)  
con de *Calamites*.



d. *Sphenophyllum* (C-P)

Text-fig. 17.16. Exemple de sfenopside equisetale (a-c) și sfenofilale (d).

## Clasa Psilopsida

*Psilotum* (Actual), care are ramuri divizate dihotomic, simplu, cu cilindru central de tip actinostel, respectiv cu xilem lobat în secțiune transversală, între ramurile căruia se găsea floemul. Sporangii sunt globuloși, grupați câte trei într-un sinangiu, cu dehiscență liniară.

## Clasa Sphenopsida

Sfenopsidele sunt pteridofite cu tulpina articulată, constituită din noduri și internoduri. La noduri se atașează alte ramuri sau se atașează frunze verticilate, un reprezentat actual tipic fiind *Equisetum* sau coada-calului. Stelul sfenopsidelor este sifonostel, măduva se găsește la noduri, urmând cordonul de xilem, apoi cordonul de floem, la unele sfenopside paleozoice, în jurul sifonostelului dispunându-se cortexul sau scoarța. Structurile de reproducere sunt de tip strobil sau con, cu spori variat ornamentați, care au de obicei elatere sau panglici. Sfenopsidele paleozoice erau uriașe, cu înălțimi de până la 20 sau 30 de metri. Cortexul lor era gros, în consecință sfenopsidele paleozoice generând în timp geologic mari cantități de cărbune, contribuind cu o masă lemnoasă substanțială în arealele de mlaștină carbo-generatoare. Talia sfenopsidelor a descrescut în Mesozoic, pentru ca astăzi sfenopsidele să fie ierbacee.

Ordinul Pseudoborniales grupează sfenopside bazale, primitive, cum este cazul lui *Pseudobornia ursina* (D<sub>1</sub>), o plantă de dimensiuni mari pentru standardele Devonianului, cu frunze dispuse în pseudovertilic la nodurile tulpinii.

Ordinul Equisetales include reprezentați actuali și extincți, cum era *Calamites* (C-P, Text-fig. 17.16a), cu măduvă la noduri, internodurile fiind goale ca și *Equisetum*-ul actual. Frunzele sale erau verticilate și au fost descrise la forma-genuri foliare, precum *Annularia* (C-P, Text-fig. 17.16b) sau *Asterophyllites* (C-P). Structurile de reproducere ale lui *Calamites*, cum este *Calamostachys* (C-P, Text-fig. 17.16c), au sporangi grupați la sporangiofori, care se conectează verticilat la axul conului. În Mesozoic au apărut genuri precum *Schizoneura* (T-J) și respectiv *Equisetum* (T-Actual).

Ordinul Sphenophyllales grupează sfenopside strict paleozoice, extincte. Sfenofilalele au frunzele verticilate multinerve, cu nervațiune divizată dihotomic, forma frunzei fiind triunghiulară sau deltoidală, cu vârful foarte variat morfologic, descrise la forma-genul foliar *Sphenophyllum* (C-P, Text-fig. 17.16d). Conurile de *Sphenophyllum* au fost descrise la diverse forma-genuri, cum este cazul lui *Bowmanites* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>). *Bowmanites* avea sporofile pe care se găseau mai mulți sporangi, situați pe fața adaxială sau superioară.



Text-fig. 17.18.  
*Asteroxylon* (D<sub>3</sub>)



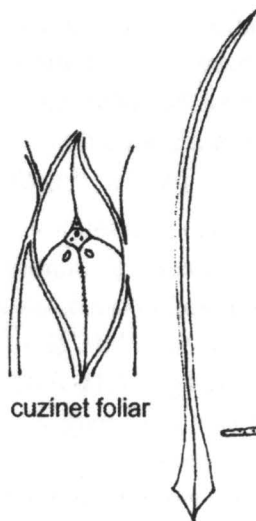
Text-fig. 17.17.  
*Baragwanatia* (S<sub>3</sub>)

## Clasa Lycopsidea

Licopsidele actuale sunt plante ierbacee, târâtoare sau repente, cu frunze solzoase uninerve, câteodată cu o structură vasculară specializată ce poartă numele de ligulă. Conurile pot să fie izosporeice ca la *Lycopodium* sau pot fi heterosporeice ca la *Selaginella*. Sunt plante cu tulpină subpământeană, ramificate dihotomic, importante din punct de vedere carbogenerator, mai ales



a. *Lepidodendron*,  
plantă întreagă  
(C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>)

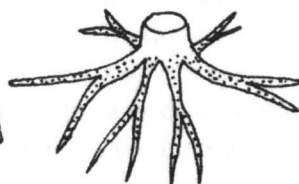


cuzinet foliar

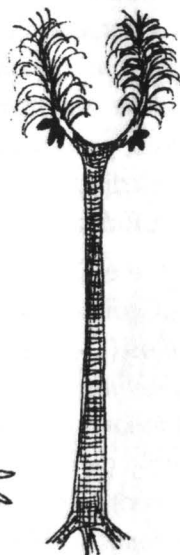
b. *Lepidophyllum*  
(C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>)



c. *Lepidostrabus*  
(C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>)



d. *Stigmaria*  
(C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>)



Text-fig. 17.20  
*Sigillaria*,  
plantă întreagă  
(C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>)

Text-fig. 17.19. *Lepidodendron* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) și organele sale.

genurile și speciile Carboniferului târziu. Clasa include următoarele ordine (Taylor & Taylor, 1993): Drepanophycales (D), Protolepidodendrales (D-C<sub>1</sub>), Lepidodendrales (D-P), Pleuromeiales (T-K), Lycopodiales (C<sub>2</sub>-Actual),

Selaginellales (C<sub>2</sub>-Actual) și Isoetales (K-Actual). În timp geologic, licopsidele au înregistrat o mare diversitate, mai ales în timpul Paleozoicului târziu, când au atins talii de mari dimensiuni, de până la 40 metri înălțime și au contribuit activ la formarea marilor zăcăminte de cărbuni.

Primele licopside, aparținând Ordinului Drepanophycales, au fost de vârstă siluriană, ierbacee, cum este cazul lui *Baragwanathia* (S<sub>3</sub>, Text-fig. 17.17), o plantă cu frunze filiforme și uninerve, una dintre primele traheofite, contemporane cu *Cooksonia*, cu sporangi globuloși, situați în axila frunzelor. Un drepanofical devonian a fost însă *Drepanophycus spinaeformis* (D<sub>1</sub>), cu tulpini simpodiale, acoperite cu spini. Un alt exemplu de drepanofical devonian este *Asteroxylon* (D<sub>3</sub>, Text-fig. 17.18), o plantă cu frunze solzoase, dispuse spiralat și sporangi lenticulari, cu dehiscență laterală. Cilindrul central era de tip actinostelic. Protolapidodendralele dobândiseră deja frunze bine individualizate, bifide, cu sporangi retroverși, ca la genul *Estinnophyton* (D).

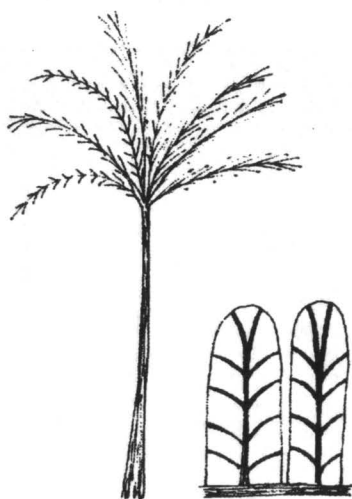
Ordinul Lapidodendrales este un ordin prin excelență Paleozoic târziu, incluzând licopside gigantice, carbogeneratoare, așa cum a fost *Lepidodendron* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>, Text-fig. 17.19a), *Sigillaria* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), *Lepidophloios* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), *Valmeyerodendron* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), *Bumbudendron* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), etc. *Lepidodendron* avea tulpina acoperită de urme foliare rombice, care poartă numele de cuzineti foliari, asemănătoare unor solzi, de unde și numele de "copac cu solzi". La tulpină, de-a lungul cuzineților foliari, se conectau frunze uninerve descrise azi sub numele de numele de *Lepidophyllum* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>, Text-fig. 17.19b). Conurile erau fie izosporeice, cum este genul *Lepidostrobus* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>, Text-fig. 17.19c) sau heterosporeice, cum este *Flemingites* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>). *Stigmaria* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>, Text-fig. 17.19d) reprezintă rizoforii sau tulpina subpământeană lui *Lepidodendron*. *Sigillaria* (Text-fig. 17.20) avea cuzineți foliari de forma hexagonală. Atât *Lepidodendron* cât și *Sigillaria* au o mare importanță carbogeneratoare, în România fiind descrise de la Secu, Lupac sau Baia Nouă. Pleuromeialele, la care este inclusă și *Pleuromeia* (T, Text-fig. 17.21), au fost licopside prin excelență triasice, columnare, caracteristice paleofitoprovinciilor boreale. Licopodialele, selaginelalele și isoetalele sunt ierbacee, își au originea în Paleozoic, dar au avut o diversificare progresivă de-a lungul Mesozoicului și Neozoicului.



Text-fig. 17.21  
*Pleuromeia* (T)

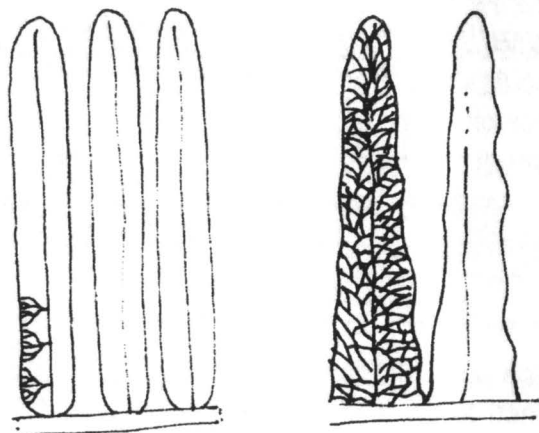
## Clasa Filicopsida

Filicopsidele sau ferigile adevărate sunt plante cu frunze macrofile, de dimensiuni mari, penat sau palmat compuse, cu arhitecturi foarte variabile, pețioluri alungite, tulpini false și structuri de reproducere cu sporangi ce conțin spori, grupați la rândul lor în sori sau în sinangii. Sporangiile pot să aibă pereți groși, fixați și cu un număr mare de spori la interior, cum este cazul ferigilor eusporangiate, din Ordinele Ophioglossales și Marattiales sau pot avea pereți subțiri, pedicelați, cu un număr mai redus de sporangi, cum este cazul ferigilor leptosporangiate, din



a. *Psaronius* (C-P) b. *Pecopteris* (C-P)

Text-fig. 17.22. Marattiales.



a. *Aninopteris formosa* (J<sub>1</sub>) b. *Thaumopteris brauniana* (J<sub>1</sub>)

Text-fig. 17.23. Exemple de filicale.

Ordinul Filicales. Sunt plante cu rizom, ierbacee sau arborescente, cu un ciclu de viață în care gametofitul sau protalul este încă bine reprezentat. Filicopsidele își au originea în Devonianul timpuriu și mediu, în special în cel mediu și s-au diversificat în timpul Devonianului superior și mai ales în Carbonifer. În timpul Carboniferului, diversitatea filicopsidelor este strâns legată de noile adaptări survenite pentru ocuparea de noi nișe ecologice, cum sunt acelea asociate arealelor umede, carbogeneratoare.

Grupele principale de filicopside includ ordinele Cladoxylales (D-C<sub>1</sub>), Iridopteridales (D<sub>1-2</sub>), Zygopteridales (D-P), Rhacophytales (D<sub>1-2</sub>), Stauropteridales (D-C<sub>2</sub>), Coenopteridales (D-P), Marattiales (C-Actual), Filicales (C-Actual), Salviniiales (K-Actual) și Marsileales (K-Actual). Filicalele reprezintă ferigi cu reprezentări atât primitivi cât și moderni, este un grup foarte divers, cu

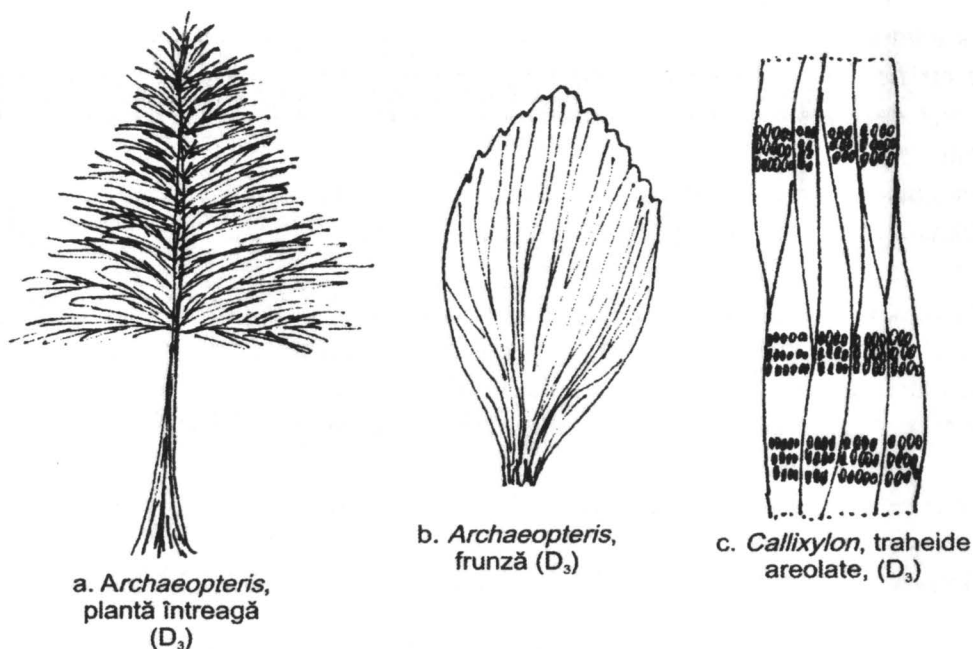
familiiile Anachoropteridaceae (C<sub>2</sub>-P), Botryopteridaceae (C-P), Sermayaceae (C<sub>2</sub>), Psalixochlaenaceae (C), Tedeleaceae (C-P), Osmundaceae (P-Actual), Gleicheniaceae (P-Actual), Schizaeaceae (J-Actual), Dicksoniaceae (J-Actual), Cyatheaceae (J-Actual), Matoniaceae (T-Actual), Loxomataceae (K-Actual), Polypodiaceae (J-Actual), Tempskyaceae (K) și Dipteridaceae (T-Actual), după Taylor & Taylor (1993). Ordinul Marattiales include reprezentări paleozoici, precum *Psaronius* (C<sub>3</sub>, Text-fig. 17.22a) sau mezozoici, precum *Marattia* (T-Actual).

*Psaronius*, era o ferigă arborescentă, carbogeneratoare, ale cărei organe au fost descrise la mai multe forma – genuri. Eusporangiatele în timpul Paleozoicului au avut o largă răspândire și diversitate, în special prin grupul Marattialelor, alături de alte ordine, tipic paleozoice. Filicopsidele în general, în Paleozoic, au frunze care au fost descrise la genul *Pecopteris* (C-P, Text-fig. 17.22b), dacă acestea erau găsite sterile și la genul *Scolecopteris* (C-P), dacă erau fertile. În timpul Mesozoicului, ferigile leptosporangiate se diversifică foarte mult și ocupă noi habitate, cum este acela al câmpiilor interfluviale deschise. Astăzi, astfel de habitate sunt ocupate în special de graminee, de iarbă, dar în timpul Mesozoicului, în special în Juristic și în Cretacic, ele erau ocupate de ferigi. Leptosporangiatele au inclus în special ordinul Filicales, cu familii precum familiilor Dipteridaceae, Matoniaceae sau Osmundaceae. În România, astfel de ferigi sunt întâlnite în Banat în Juristic și în Cretacic. Dintre Osmundaceae, au fost descrise genuri și specii comune, precum *Cladophlebis denticulata* foarte frecventă în Juristicul inferior de la Anina (Popa, 2000a, 2001). Familia Matoniaceae are reprezentanți actuali și numeroși reprezentanți fosili, bine conservați la Anina, cum este cazul lui *Aninopteris formosa* (Text-fig. 17.23a) descoperită de Givulescu & Popa (1998) și *Phlebopteris woodwardii*. Familia Dipteridaceae are și ea reprezentanți mezozoici numeroși, precum *Dictyophyllum* (T-K), *Hausmannia* (T-K) și *Thaumatopteris* (T-J), cu specia *Thaumatopteris brauniana* (Text-fig. 17.23b), un bun marker stratigrafic pentru Juristicul inferior continental. Filicopsidele reprezintă un grup de plante cu un succes evolutiv remarcabil în timp geologic, cu o biodiversitate excepțională în Paleozoic și Mesozoic, cu o paleoecologie foarte variată și cu un rol carbogenerator semnificativ.

## Phylum Gymnospermophyta

Gimnospermele sunt plante de obicei lemnoase, cu xilem cu traheide areolate, mult evoluat în raport cu structurile conducătoare pteridofitice, cu xilem anular, scalariform sau spiralat. Gimnospermele au structuri de reproducere ovulate și polinifere, avându-și originea în Devonianul târziu, atingând maximum de diversitate în timpul Mesozoicului. Inventarea ovulului și a polenului a reprezentat

un imens pas înainte în evoluția plantelor, grupul de origine probabil al gimnospermelor fiind trimerofitele devoniene. Ovulul gimnospermic include megasporul, nucela, integumentul și după caz, cupula. Polenul gimnospermelor are structuri exinice complexe, precum și morfologii foarte diverse, generând pentru unele grupe de gimnosperme evoluate tubul polinic, caracteristic unei reproduceri sexuate eficiente și competitive. Gimnospermele au reprezentanți actuali dominați de conifere și de cicadopside, dar în timp geologic ele au inclus clase și ordine importante, extinse, cum sunt progimnospermele, ginkgopsidele, care astăzi au



Text-fig. 17.24. *Archaeopteris*, (D<sub>3</sub>).

un singur reprezentant și pteridospermele sau ferigile cu sămânță. În Mesozoic, clase precum Ginkgopsida, Cycadopsida și Coniferopsida au avut un maxim de diversitate, Mesozoicul fiind cunoscut și sub numele de "era gimnospermelor".

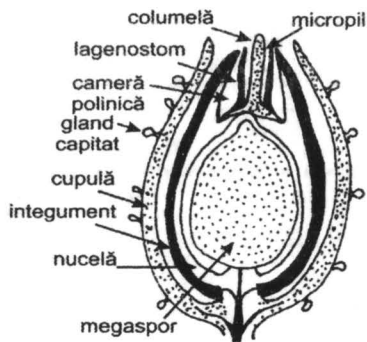
### Clasa Progimnospermopsida

Primele gimnosperme, bazale, cele mai primitive, sunt cele grupate la Clasa Progimnospermopsida, o clasă extinsă, tipică Devonianului târziu, cu două ordine: Archaeopteridales și Aneurophytales. Progimnospermele au lemne cu traheide areolate, dar reproducere prin prepolen, foarte asemănător sporilor, generat în sporangi tipici și frunze asemănătoare cu frunzele ferigilor. Un exemplu

este *Archaeopteris macilenta* (D<sub>2-3</sub>, Text-fig. 17.24a), care a fost inițial descris ca fiind o ferigă, dar în 1960, Charles Beck a demonstrat legătura dintre frunzele de tip *Archaeopteris* (Text-fig. 17.24b) și lemnul gimnospermic, cu traheide areolate, descris sub numele de *Callixylon* (Text-fig. 17.24c). În felul acesta, Beck a găsit veriga de legătură dintre pteridofite și gimnosperme.

### Clasa Pteridospermopsida

Ferigile cu sămânță reprezintă un grup de gimnosperme enigmatice, care îmbină caractere paradoxale precum foliajul de tip pteridofitic și structuri de reproducere foarte evoluate, caracterizate de existența unei frunze modificate asemănătoare carpelei de la angiosperme, care poartă numele de cupulă. Structurile cupulate sunt structuri complexe care învelesc ovulul și permit o mai bună polenizare. Dintre ordinele importante paleozoice de pteridosperme sunt Ordinele Medullosales (C-P), Calamopityales (C<sub>1</sub>), Buteoxylonaes (C<sub>1</sub>), Callistohytales (C<sub>2</sub>), Lyginopteridales (C-P), Glossopteridales (P-T), Peltaspermales (P-T), Caytoniales (T-K) și Corystospermales (T), după Taylor & Taylor (1993), la care se adaugă Hydraspermales (C). Ordine de tranziție, paleomesozoice, sunt ordinele Peltaspermales și Glossopteridales, iar ordine mesozoice propriu-zise sunt ordinele Corystospermales și Caytoniales. Pteridospermopsidele reprezintă una din sușele angiospermelor bazale, precum *Archaeofructus liaoningensis* (J<sub>3</sub>?-K<sub>1</sub>), acestea prezentând caractere pronunțate de pteridosperme. Frunzele



Text-fig. 17.25. *Lyginopteris* (*Lagenostoma*), C<sub>3</sub>.

pteridospermelor sunt foarte asemănătoare cu cele ale ferigilor, însă cu cuticule lor sunt mai groase și mezofitul mai pronunțat.

*Lyginopteris* (C<sub>3</sub>), din Ordinul Lyginopteridales, avea o tulpină asemănătoare cu a unei liane, cu un cilindru central cu măduvă și cu un cortex gros, cu sclerenchim în formă de rețea, cu rol mecanic de susținere, ce poartă

numele de "sparganum". Frunzele erau de tip *Sphenopteris*, în timp ce structurile ovulate numite *Lagenostoma* (C<sub>3</sub>, Text-fig. 17.25) aveau o nucelă groasă, cu o cameră polinică de formă conică, cu columelă și cu lagenostom. Integumentul era subțire, cu un micropil larg. *Medullosa* (C<sub>3</sub>), din Ordinul Medullosales, era o plantă arborescentă, cu frunze de dimensiuni foarte mari, penat compuse, cu foliaj ce a fost descris la genul *Alethopteris* (C-P) și ovule ce au fost atribuite genului *Trigonocarpus* (C<sub>2</sub>), structuri ce se atașau pe suprafața inferioară, abaxială, a frunzelor penat compuse. Structurile polinifere, cum este *Dolerotherca* (C<sub>2</sub>), aveau sporangii alungiți, conectați longitudinal.

Ordinul Peltaspermiales avea reprezentări numeroși, precum *Autunia* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), *Rhachyphyllum* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), *Lodevia* (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) sau *Lepidopteris* (T<sub>3</sub>), ultimul caracteristic Triasicului târziu, cu structuri ovulate de tipul *Peltaspermum* (T<sub>3</sub>) și polinifere de tipul *Antevsia* (T<sub>3</sub>). Ordinul Glossopteridales este un grup tipic gondwanic, paleo-mesozoic. Ordinul Caytoniales a fost considerat un grup evoluat, ca una dintre sușele posibile ale angiospermelor, dar structurile lor sunt de tip gimnospermic, cu structuri ovulate de tip *Caytonia* (T-K, Text-fig. 17.26a), frunze de tip *Sagenopteris* (T-K, Text-fig. 17.26b) și semințe de tip *Amphorispermum* (T-K). Ordinul Crystospermiales, cu pteridosperme evolute, de vârstă triasică, jurasică și cretacică, sunt bune indicatoare paleogeografice gondwanice, cum este cazul lui *Dicroidium* (T-J, Text-fig. 17.27a), cu structuri de reproducere interesante, cum sunt cele femele, de tip *Umkomasia* (T-J, Text-fig. 17.27b) sau masculule, de tip *Pteruchus* (T-J, Text-fig. 17.27c). O floră foarte interesantă a fost descrisă de către Anderson & Anderson (1983) din Formațiunea de Molteno, din Africa de Sud, în care genul cristospermial *Dicroidium* este foarte bine reprezentat.

Ordinul Glossopteridales este și el un ordin deosebit de important pentru domeniile continentale gondwanice, caracterizând paleofitogeografia australă în mod ideal. Glossopteridalele sunt reprezentate prin forma-genuri foliare precum *Glossopteris* (C<sub>3</sub>-P, Text-fig. 17.28a), cu nervațiune anastomozată și contur alungit, în formă de limbă, de unde și numele de "*Glossopteris*", *Gangamopteris* (C<sub>3</sub>-P, Text-fig. 17.28b), fără nervură principală, rădăcini de tip *Vertebraria* (C<sub>3</sub>-P), tulpini de tip *Araucarioxylon* și structuri de reproducere flamboyante, cum sunt *Scutum*, *Ottokaria* (Text-fig. 17.28c), *Lidgettonia*, *Denkania*, (structuri ovulate) sau *Eretmonia* (Text-fig. 17.28c) și *Arberiella* (structuri polinifere). White (1998) a publicat o analiză cuprinzătoare a florelor gondwanice de-a lungul timpului geologic.



a. *Caytonia* (T-K)

b. *Sagenoperis* (T-K)

Text-fig. 17.26. Exemple de caytoniale.



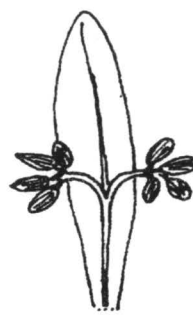
b. *Umkomasia* (T-J).



a. *Dicroidium* (T-J).

c. *Pteruchus* (T-J).

Text-fig. 17.27. Exemple de corytospermale.



b. *Gangamopteris*

a. *Glossopteris* (C<sub>3</sub>-P)  
(C<sub>3</sub>-P)

c. *Ottokaria*  
(C<sub>3</sub>-P)

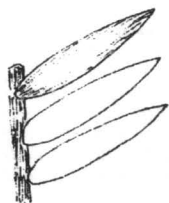
d. *Eretmonia*  
(C<sub>3</sub>-P)

e. *Nilssonia*  
(T-K)

Text-fig. 17.28. Exemple de glossopteridale (a-d) și de cycadale (e).

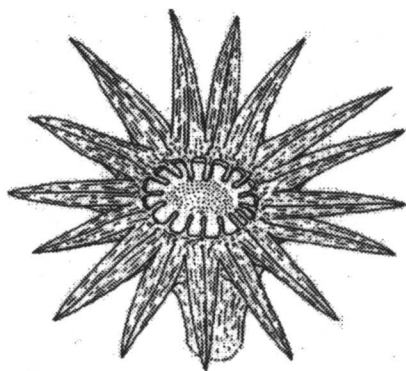
## Clasa Cycadopsida

Cicadopsidele sunt plante dioice sau monoice, cu reprezentanți actuali, care în timp geologic au avut o mare diversitate, avându-și probabil originea printre pteridospermele paleozoice. Cicadopsidele sunt plante cu frunze penat compuse, macrofile, cu tulpini cu mult țesut fundamental sau parenchim, de formă rotundă sau cilindrică, frunzele inserându-se la partea superioară a tulpinii, lăsând urme foliare care acoperă în cele din urmă toată tulpina. Structurile de reproducere sunt



Text-fig. 17.29.  
*Zamites* (T-K).

de tip con, atât ovulate cât și polinifere, deși în timp geologic unii reprezentanți au avut structuri de reproducere asociate cu macrofile. Polenul cycadopsidelor este alungit, monocolpat. Includ două ordine: Ordinul Cycadales cu reprezentanți actuali și Ordinul Cycadeoidales sau Bennettitales, cu reprezentanți exclusiv fosili. Ordinul Cycadales cuprinde plante dioice, cu stomate haplocelice, cu frunze penat compuse, lung pețiolate, cu polen alungit, monocolpat și lis, fără ornamentație. Primii lor reprezentanți au fost *Archaeocycas* (P<sub>1</sub>), *Phasmatocycas* (P<sub>1</sub>), sau *Lesleya* (P<sub>1</sub>). Reprezentații lor mesozoici au numărat *Beania* (J-K), *Nilssonia* (T-K, Text-fig. 17.28e), *Ctenis* (T-K) sau *Androstrobus* (T-K), iar exemple de reprezentanți actuali sunt *Cycas*, *Zamia* sau *Dioon*.



Text-fig. 17.30. *Weltrichia givulescui* (J.).



Text-fig. 17.31. *Williamsonia* (T-K).

Ordinul Cycadeoidales este un ordin prin excelență extins către Cretacicul terminal, include plante cu stomate sindetocelice, frunze penat compuse și tulpini scurte sau alungite, Structurile de reproducere ale benetitalelor sunt structuri remarcabile, atât cele polinifere cât și ovulifere, unisexuate sau hermafrodite, cu simetrie radiaară, prezentând o convergență morfologică evidentă cu floarea angiospermelor. Deși au inovat structuri și strategii reproductive atât de avansate pentru standardele gimnospermelor, benetitatele nu au atins nivelul de

angiospermie, semințele lor nefiind închise în frunct. În urma acestei specializări extreme, benetitalele au dispărut în Cretacicul terminal. Exemple de frunze de cicadeoidale sunt *Zamites* (T-K, Text-fig. 17.29), *Pseudoctenis* (T-K), *Sphenozamites* (T-K) sau *Otozamites* (T-K), iar *Bucklandia* (J-K) sunt cortexuri. *Weltrichia* (T-K) sunt structuri de reproducere polinifere unisexuate, cum este cazul lui *Weltrichia givulescui* din Jurasicul inferior de la Anina (Text-fig. 17.30), descrisă de Popa (2001), iar *Williamsonia* (T-K) sunt structuri ovulifere (Text-fig. 17.31). Structuri de reproducere hermafrodite au fost descrise sub numele de *Cycadeoidea* (K) sau *Williamsoniella* (T-K). Un exemplu de benetital reconstituit ca plantă întreagă este *Williamsonia sewardiana* (cu sinonimul său junior, *Bucklandia indica*), din Jurasicul din India, tulpinile sale fiind descrise sub numele de *Bucklandia indica* și frunzele ca *Ptilophyllum catchense*. În România, cicadopsidele sunt bine reprezentate, mai ales în depozite jurasice, dar și cretacice (Popa & Van Konijnenburg - Van Cittert, 2006).

### Clasa Ginkgopsida

Ginkgopsidele sunt slab reprezentate astăzi, printr-o singură specie, dar în timp geologic, mai ales în timpul Jurasicului și al Cretacicului, ele au prezentat o diversitate remarcabilă. *Ginkgo biloba* este singurul reprezentant actual, o veritabilă fosilă vie. *G. biloba* este un arbore dioic, cu frunze deltoidale, inserate în mănunchi la un brahiblast, stomate de tip halpocelic, cu structuri de reproducere ovulate pedicelate, cu câte două ovule cărnoase per structură. Structurile polinifere sunt amentiforme. Ginkgopsidele își au originea în Permian, prin reprezentați siguri precum *Trichopitys* (P), cu structuri reproducătoare filiforme, dar reprezentații lor carbonifere însă sunt discutabili. Din Triasic, ginkgopsidele înregistrează un puternic avânt evolutiv, diversificându-se exploziv. În Mesozoic, ele includ genuri precum *Sphenobaiera* (T-K, Text-fig. 17.32), *Baiera* (T-K), *Eretmophyllum* (T-K), *Torellia* (T-K), *Pseudotorellia* (T-K), etc. În România, ele sunt bine documentate din Jurasicul inferior al Carpaților de Sud (Popa, 1998, 2000a).

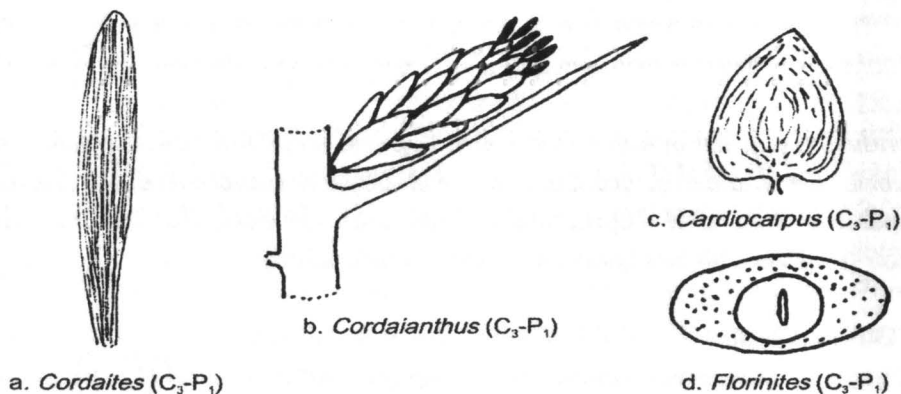


Text-fig. 17.32.  
*Sphenobaiera* (T-K).

### Clasa Coniferopsida

Coniferele sunt astăzi plante lemnoase, arbori sau arbuști, cu structuri de reproducere de tip con, de unde și numele de conifere, adică purtătoare de conuri.

Frunzele de obicei sunt aciculare, late sau solzoase, acoperite cu ceară. Conurile sunt unisexuate, polinifere și ovulifere, polenul fiind de obicei bisacat, cu saci aeri. Structura de bază a unui con ovulat de conifer este așa numitul "complex bractee-solz" se subintinde ovulele, respectiv semințele. Complexul bractee-solz a fost studiat sub aspect filogenetic de către Rudolf Florin (1951), unul dintre cei mai importanți paleobotaniști europeni. Coniferele își au originea în Paleozoicul



Text-fig. 17.33. *Cordaites* ( $C_3-P_1$ ) și organele sale.

târziu, o dată cu cel mai primitiv ordin al lor, Ordinul Cordaitales. *Cordaites* ( $C_3-P_1$ , Text-fig. 17.33a) era un conifer cu frunza lată, nervațiune paralelă, descrisă la forma genul foliar *Cordaites* și conuri foarte simple, primitive, descrise la genul *Cordaianthus* ( $C_3-P_1$ , Text-fig. 17.33b), semințe la genul *Cardiocarpus* ( $C_3-P_1$ , Text-fig. 17.33c) polen monosacat, de tipul lui *Florinites* ( $C_3-P_1$ , Text-fig. 17.33d). Un ordin de trecere între Cordaitales și Coniferales este Ordinul Voltziales, cu conifere de vârstă carboniferă și permiană, cum este *Walchia* ( $C_3-P$ ), *Ernestiodendron* ( $C_3-P$ ) sau triasică, precum *Voltzia heterophylla* (T). Coniferele moderne, cu reprezentanți actuali, sunt grupate la Ordinele Coniferales și Taxales, ultimul fiind reprezentat prin conifere speciale, cu structuri ovulate arilate, cu aril, cum este *Taxus* (Ng-Actual). Coniferales își au originea în Jurassic, o dată cu apariția unor familii moderne importante, unele dintre ele extinse. Ele au fost reprezentate prin familii importante, precum Cheirolepidiaceae, Cephalotaxaceae, Pinaceae, Podocarpaceae și Cupressaceae. În timpul Mesozoicului, coniferele erau deja mult diversificate, multe dintre ele cu un caracter carbogenerator pronunțat.

## Clasa Gnetopsida

Este grupul cel mai evoluat de gimnosperme actuale este acela al gnetopsidelor, fiind plante caracterizate de existența unui periant primitiv în jurul structurilor ovulate. Includ ordinele Gnetales, cu *Gnetum*, Ephedrales cu *Ephedra* și Welwitschiales, cu *Welwitschia*. Gnetalele își au originea în Mesozoic, dar s-au dezvoltat în Terțiar, interval de timp în care au avut o diversitate mai ridicată decât astăzi.

## Phylum Angiospermophyta

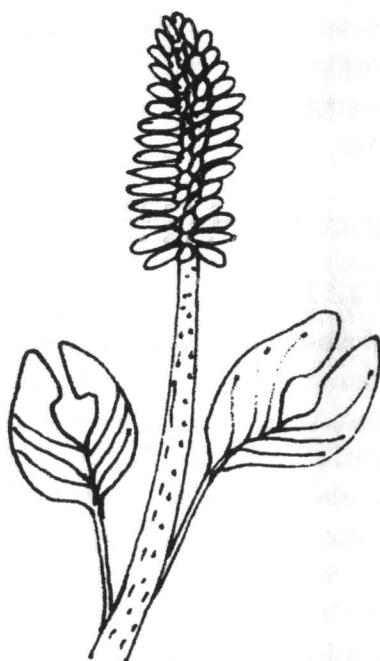
Caracterele angiospermelor implică inovații atât la nivelul structurilor vegetative cât și la nivelul structurilor de reproducere. Definiția cea mai simplă a angiospermelor este aceea de a fi plante cu sămânța închisă în fruct, însă plantele cu flori cuprind o serie mult mai complexă de caractere definitorii. Din punct de vedere vegetativ, angiospermele posedă vase conducătoare adevărate, numite și "trahei", cu o capacitate crescută de conducere a apei cu săruri minerale, de diametre mari, cu ornamentații diverse și tuburi ciuruite, nervațiune foliară anastomozată și deschisă, astfel încât nervurile de ultim ordin se pierd în mezofil. Caractere definitorii legate de reproducerea angiospermică sunt existența periantului, compus din sepale și petale, dubla fecundare, caracterul total subordonat al gametofitului, complexitatea exinei polenului, stamine individualizate, apariția carpelelor ce constituie ovarul devenit fruct după fecundare și existența cotiledoanelor. Angiospermele se împart în două clase, Clasa Monocotyledonatae și Clasa Dicotyledonatae, cu diferențe subtile, legate în primul rând de ontogenia cotiledoanelor și a embrionului în general.

Dintre cercetătorii proeminenți care s-au ocupat de paleobotanica angiospermelor bazale pot fi citați David L. Dilcher, Peter Crane și Else-Marie Friis. David L. Dilcher a activat în mod deosebit în domeniul angiospermelor bazale, cu rezultate spectaculoase legate de Jurasicul terminal din China, Cretacicul din Statele Unite, America de Sud, cât și terțiarul din America de Nord. Originea angiospermelor a fost un subiect mult discutat în comunitatea științifică, fiind numit de către Charles Darwin (1859) drept „abominabilul secret”. Chiar și astăzi este greu de explicat originea florii în complexitatea ei structurală, cu periant, androceu și gineceu. Cel mai simplu, bazal angiosperm este considerat a fi *Archaeofructus liaoningensis* (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>, Text-fig. 17.34), de vârstă Jurasic târzie sau Cretacic timpurie, descris de către David Dilcher și Sun Ge din China de Vest, din provincia Liaoning. *Archaeofructus* are caractere bazale, foarte primitive, cum este cazul carpelelor incomplete, asemănătoare cupulelor de la pteridosperme, *Archaeofructus* fiind o planta acvatică. Pe de altă parte, *A. liaoningensis* are polen

de tip angiospermic și un periant foarte primitiv, incomplet dezvoltat. Cormul său era diferențiat ca o adaptare la mediul acvatic (Sun et al, 1998, 2002a, b).



Text-fig. 17.34. *Archaeofructus liaoningensis* (J<sub>3</sub>-K).  
Desenat după Sun et al. (1998).



Text-fig. 17.35. *Archaeanthus linnenbergeri* (K).  
Desenat după Dilcher & Crane (1984)

Angiosperme cretacice aparținând Ordinului Magnoliales sunt *Prisca reynoldsii* (K<sub>2</sub>), descrisă de Retallack & Dilcher (1981), *Archaeanthus linnenbergeri* (K<sub>1-2</sub>, Text-fig. 17.35), descrisă de Dilcher & Crane (1984), *Lesqueria elocata* (K<sub>1</sub>), descrisă de Crane & Dilcher (1984). Dintre Piperales, Familia Chlorantaceae, au fost descrise *Chloranthistemon* (K<sub>2</sub>), iar dintre Hamamelidales, *Caloda delevoryana* (K<sub>1-2</sub>).

În timpul Cretacicului târziu, angiospermele s-au diversificat exploziv, pentru ca în Terțiar să devină plante dominante pe toată planeta. Astăzi ele domină lumea vegetală în proporție de peste 90%, având și o mare importanță economică, considerând lemnul produs de acestea. Originea angiospermelor este polifiletică, având cel puțin două sușe majore: pteridospermele și cicadeoidalele mesozoice. Angiosperme terțiare din România sunt studiate de către Prof. Dr. Răzvan Givulescu, membru de onoare al Academiei Române, Prof. Dr. Iustinian Petrescu, de la Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca și de către Prof. Dr. Nicolae Țicleanu, de la Universitatea din București.

## Capitolul XVIII. Paleozoologie

Margulis & Schwartz (1988) au inclus în noua lor clasificare la Regnul Protoctista protozoarele (unicelularele) animale și la Regnul Animalia, metazoarele (pluricelularele) animale. Dintre Protoctiste, vor fi discutate aici numai radiolarii și foraminiferele, iar dintre metazoare vor fi discutate în special grupele cu importanță paleontologică. Distribuția stratigrafică a faunelor și evoluția lor în timp geologic este abordată și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică. Lucrări de paleozoologie în limba română sunt publicate de către Nistor-Hanganu et al. (1982, 1983), Neagu et al. (2002, 2003a, b), Neagu (1979, 1989) și Neagu & Dragomir (1982). Conservarea materialului fosil paleozoologic este asemănătoare cu cea a materialului fosil vegetal, desris la Capitolul al XVII-lea, survenind în aceleași condiții dictate de transport, îngropare și diageneză.

### Regnum Protoctista

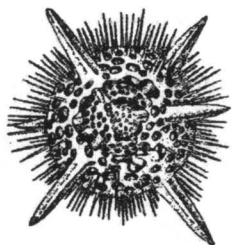
#### Phylum Actinopoda

Cuprinde radiolari, protozoare marine unicelulare, planctonice, cu axopode, incluzând clasele Acantharia, Heliozoa, Phaeodarea și Polycystinea, ultima cu ordinele Spumellaria și Nassellaria, cu importanță paleontologică (Neagu et al., 2002). Unele grupe posedă schelet silicios, ce se conservă ușor în stare fosilă, cum este cazul radiolarilor policistini și feodari. Radiolarii includ zooxantele, cu care trăiesc în simbioză. Ca exemple, dintre spumelari pot fi citați *Parentactinia* (T), *Hexacantium* (Pg<sub>2</sub>-Actual, Text-fig. 18.1a) și *Cenosphaera* (T-Actual), iar dintre naselari, genurile *Hozmadia* (T) și *Dictyomitra* (J-K, Text-fig. 18.1b). Radiolarii, prin acumularea scheletelor silicioase pe fundul bazinelor oceanice, formează roci silicioase ce poartă numele de radiolarite. La rândul lor prin transformare (diageneză), radiolaritele produc jaspuri.

#### Phylum Granoreticulosa

Cuprinde protozoare cu reticulopode, ce se împart în Clasele Reticulomixida și Foraminiferida, ultima cu importanță paleontologică (Neagu et al. 2002). Foraminiferele sunt protozoare cu schelet sau test calcaros, porțelanos, microcristalin, granular, hialin sau aglutinant, cu reticulopode ce ies din acest test prin apertură sau prin pori, planctonice sau fixate de substrat. Sunt tipic marine și oceanice. Testul este foarte variat ca morfologie, cu loje sau căsuțe de locuire

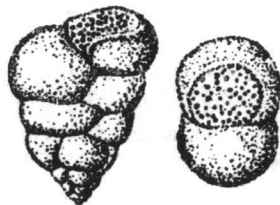
dispuse spiral, concentric, miliolin (agatisteg), seriat, biseriat sau triseriat. Sunt organisme care au o mare importanță paleozoologică, deoarece se conservă ușor în stare fosilă, se dispersează pe mari suprafețe marine, având în vedere dimensiunile lor și au dat specii cu range-uri foarte scurte în timp geologic, astfel încât sunt candidații ideali pentru fosile marker perfecte pentru domeniile marine. Ca exemple, pot fi citate *Textularia* (C-Actual), *Tritaxia* (K-Actual), *Andersenia* (K<sub>1</sub>, Text-fig18.1.c), *Orbitolina* (K, Text-fig. 18.1d) și *Globigerina* (Pg<sub>2</sub>-Actual, Text-fig.



a. *Hexacontium*  
(Pg<sub>2</sub>-Actual)



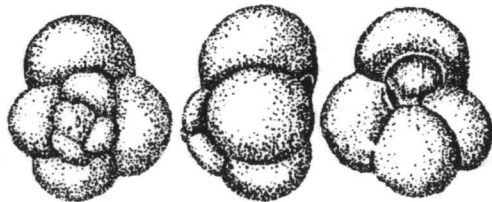
b. *Dictyomitra*  
(J-K)



c. *Andersenia* (K<sub>1</sub>)



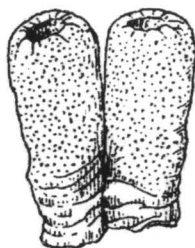
d. *Orbitolina* (K)



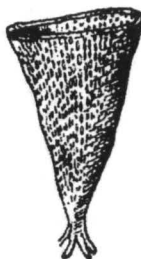
e. *Globigerina* (Pg<sub>2</sub>-Actual)



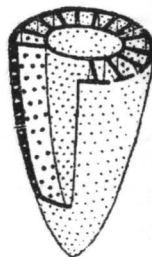
f. Schema unui  
ascon.



g. *Cylindrophyma*  
(J<sub>3</sub>)



h. *Ventriculites* (K<sub>2</sub>)



i. *Ajaciclyathus*  
(Cb)

Text-fig. 18.1. Exemple de protozoare, spongieri și incertae sedis. a-e: din Neagu & Dragomir (1982), f-i: Nistor-Hanganu et al. (1983).

18.1e). Foraminiferele mesozoice din România sunt studiate de către Prof. Dr. Doc. Theodor Neagu, membru al Academiei Române, Universitatea din București

și Dr. Gheorghe Popescu, de la Institutul Geologic al României.

Metazoarele sau organismele pluricelulare își au originea în Proterozoic, printre primele fosile din acest grup numărându-se faunele ediacariene, de vârstă vendiană. Dintre ele vor fi discutate în acest capitol încrengăturile cu importanță paleontologică, stratigrafică sau evolutivă. Se împart în Subdiviziunea Parazoa, cu metazoare slab dezvoltate, incluzând spongieri și placozoare și Subdiviziunea Eumetazoa, de metazoare bine individualizate. Eumetazoarele se împart în protostomieni, cu gastrulație spirală și orificiu bucal derivat ontogenetic din blastopor și în deuterostomieni, cu gastrulație radială, clivaj nedeterminat. mesoderm și celom dezvoltat ontogenetic din pungile enterocelice ale intestinului primitiv și orificiu bucal derivat dintr-o zonă departată de blastopor. Protostomienii includ celenteratele, ctenoforele, viermii neseșmentați ce includ platelminții, nematodele și nemerțienii, apoi rotiferele, moluștele, cu bivalve, gastropode și cefalopode, artropodele, cu trilobiți, uniramii, crustacei și chelicerate, lofoforate și brachiopode. Deuterostomienii includ echinodermele, hemicordatele, cordatele și vertebratele, ultimele cu agnate și gnatostomate.

## **Regnum Animalia**

### **Phylum Porifera**

Poriferele cuprind bureții, organisme marine sau de apă dulce, fixați de substrat, cu corpul constituit din țesuturi formate din celule cu gulerăș, flagelate, ce poartă numele de coanocite. Corpul spongiilor are o cavitate centrală sau atrium, ce se deschide către exterior printr-un oscul (Text-fig. 18.1f). Țesuturile sunt articulate de un schelet constituit din elemente microscopice ce poartă numele de spiculi sau sclere, de natură calcaroasă sau silicioasă. Spongiieri mesozoici descriși din România includ genurile *Cylindrophyma* (J<sub>3</sub>, Text-fig. 18.1g), *Ventriculites* (K<sub>2</sub>, Text-fig. 18.1h) sau *Cipellia* (J<sub>3</sub>).

### **Phylum Archaeocyatha**

Arheociatidele sunt organisme enigmatice, cu afinități sistematice incerte, de vârstă cambrian timpurie și medie, marine, fixate de substrat, cu corpul împărțit în cavități separate de pereți despărțitori verticali și orizontali, porați. Un exemplu este *Ajacyathus* (Cb<sub>1</sub>, Text-fig. 18.1i).

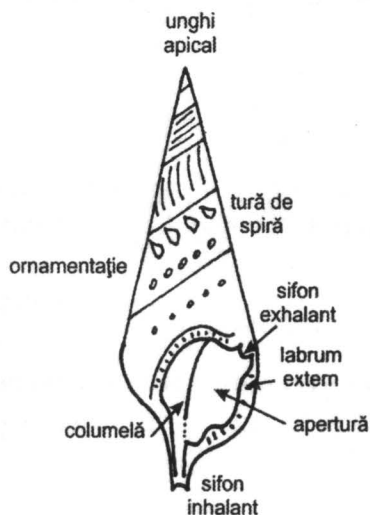
### **Phylum Mollusca**

Moluștele includ nevertebrate foarte importante din punct de vedere paleontologic, așa cum este cazul gastropodelor, bivalvelor și cefalopodelor, foarte variate morfologic, libere, de obicei nefixate de substrat, cu excepția unor reprezentări ai

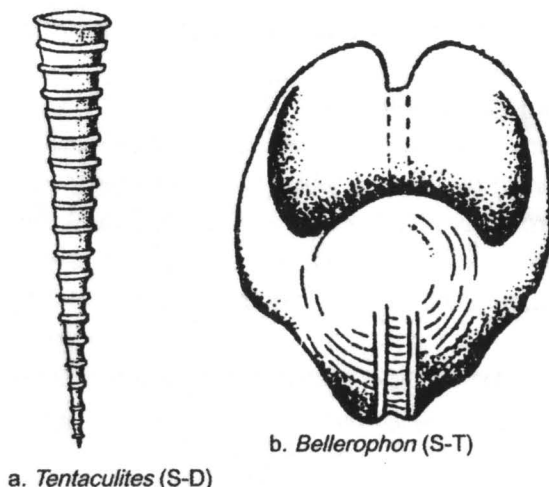
bivalvelor. Pot avea cochilia internă sau externă, larva lor este trohoforă veligeră, corpul moale incluzând mantaua, ce produce prin bioprecipitare cochilia calcaroasă.

## Clasa Gastropoda

Este un grup ce include melcii sau gastropodele, cu cochilie externă, de obicei spiralată, cu un ax central ce poartă numele de columelă. Sunt animale marine sau continentale, acvatice sau terestre, pulmonate sau branhiate, cu o mare variabilitate morfologică în timp geologic. De obicei sunt organisme bentonice, mobile sau vagile, dar câțiva rari reprezentanți au devenit pelagici. Corpul moale iese printr-o deschidere ce poartă numele de apertură, ce poate avea sau nu canale sifonale, cu îngroșări ce poartă numele de labrum sau labii. Exteriorul cochiliei este variabil colorat și ornamentat, cu spini, tuberculi, coaste și striuri de creștere (Text-fig. 18.2). Gastropodele includ reprezentanți paleozoici, cum sunt



Text-fig. 18.2. Morfologia cochiliei unui gastropod.



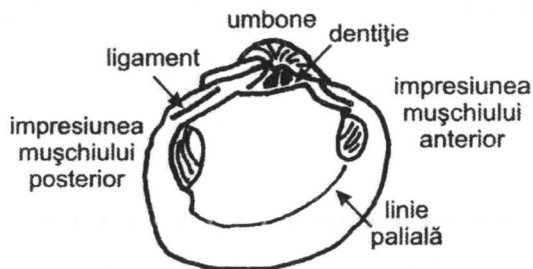
Text-fig. 18.3. Exemple de gastropode, după Nistor-Hanganu et al. (1983)

*Tentaculites* (S-D, Text-fig. 18.3.a), *Bellerophon* (S-T, Text-fig. 18.3b) sau mesozoici și terțiari, cum este *Melanopsis* (K<sub>2</sub>-Actual). Gastropodele mesozoice și terțiare sunt studiate în România și de către Prof. Dr. Ioana Pană, de la Universitatea din București.

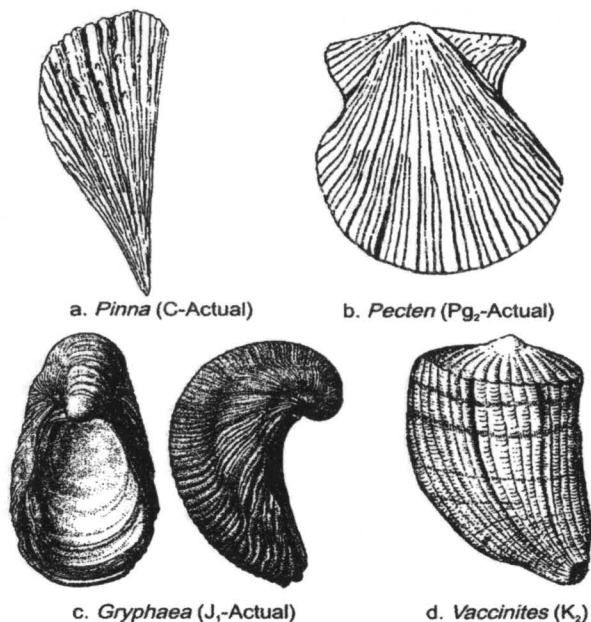
## Clasa Bivalvia

Bivalvele includ nevertebrate marine, salmastre sau dulcicole, cu cochilia constituită din două valve articulate de-a lungul planului de simetrie. Planul de

simetrie separă cele două valve și cei doi lobi ai mantalei și are poziție dorso-ventrală. Bivalvele sunt acefale, cu masa viscerală acoperită de lobi mantalei și de cele două valve. Între pliurile mantalei se dispune piciorul, un organ muscular aplatizat și după caz, sifoane inhalante și exhalante. Musculatura este reprezentată în special prin mușchii adductori, care închid valvele. Morfologia cochiliei de bivalve este foarte variată. În general, către partea anterioară, cu poziție dorsală, se găsește o umflătură numită umbone. Tot dorsal, se găsește dentiția, găzduită de așa numita "linie cardinală", precum și ligamentul, cu rol în articulație. Anterior și posterior, la interiorul cochiliei, se găsesc, după caz, impresiunile mușchilor adductori, linia palială sau impresiunea lobilor mantalei și



Text-fig. 18.4. Morfologia unui bivalv, vedere internă.



c. *Gryphaea* (J,-Actual) d. *Vaccinites* (K₂)  
Text-fig. 18.5. Exemple de bivalve. a, b, d: din Nistor-Hanganu et al. (1983), c: Cox et al. (1962).

impresiunile sifoanelor, care întrerup linia palială, în acest caz bivalvele fiind sinupaliate, spre deosebire de cele integripaliate, care nu au linia palială întreruptă. La exterior, cochilia poate să fie ornamentată prin coaste, striuri de

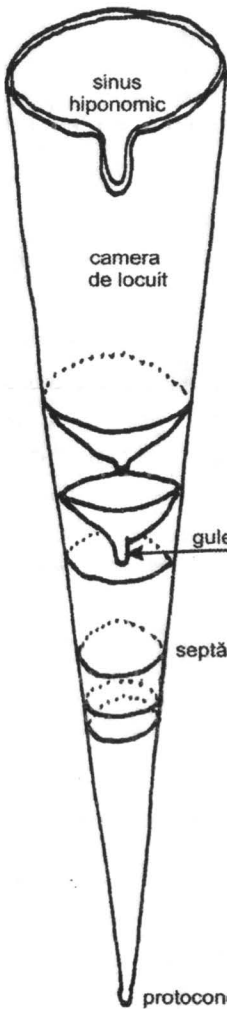
creștere, tuberculi, noduli sau chiar spini. Forma generală a cochiliei variază și ea foarte mult, de la alungită, rotunjită, globuloasă, triunghiulară, etc., până la conică sau cilindrică, cu una din valve dezvoltată și cea de a doua redusă la mărimea unui opercul. De o parte și de alta a umbonului pot apare aripioare, anterioare și posterioare. Dentiția are o mare importanță sistematică, fiind foarte variată, bivalvele posedând mai multe tipuri generale de dentiție: ctenodontă, actinodontă, schizodontă, disodontă, heterodontă, pahiodontă, etc. Ca exemple de bivalve, pot fi citate *Pinna* (C-Actual, Text-fig. 18.5a), *Pecten* (Pg<sub>2</sub>-Actual, Text-fig. 18.5b) și *Gryphaea* (J<sub>1</sub>-Actual, Text-fig. 18.5c) și *Vaccinites* (K<sub>2</sub>, Text-fig. 18.5d), ultimul un reprezentant al bivalvelor pahiodonte, aberante, conservat în calcarele roșii nodulare din stația de metrou Politehnica, din București (Popa, 2000d). Bivalvele Jurasice din România sunt studiate și de către Conf.Dr. Iulia Lazăr, de la Universitatea din București.

### **Clasa Cephalopoda**

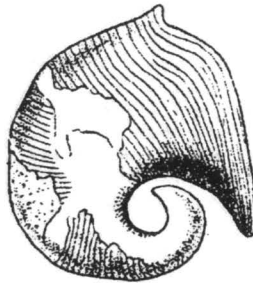
Cefalopodele includ nevertebrate marine, exo- sau endocohle, cu o mare importanță biostratigrafică. Sunt reprezentate astăzi printr-un singură specie cu cochilie externă, *Nautilus pompilius* din Suclasa Nautiloidea. Corpul moale include hiponomul și coroana de tentacule dispuse în jurul orificiului bucal, caracteristice cefalopodelor. În trecutul geologic, cefalopodele cu cochilie au prezentat o mare diversitate, cu subclase și ordine extinse, cum sunt Subclasele Actinoceratoidea, Bactritoidea, Endoceratoidea, Ammonoidea, Coleoidea și Nautiloidea.

### **Subclasa Nautiloidea**

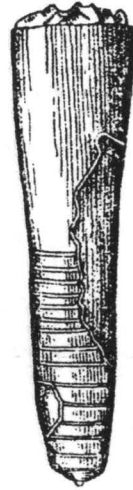
Nautiloideele cuprind cefalopode cu cochilie dreaptă sau ortoconă, curbată sau cirtoconă și spiralată sau giroconă, constituită din camere de locuit seriate. Cochilia externă (Text-fig. 18.6a) este ornamentată la exterior în mod variat, lis, cu noduri sau cu spini. La interior, camerele de locuit sunt separate prin pereți despărțitori numiți septe, ce se încastrează la cochilia externă de-a lungul liniilor lobare, care la nautiloidee sunt simple. Fiercare septă este străbătută de un sifon ce prezintă un guler sau sifon orientat întotdeauna către protoconcă sau camera inițială. Protoconca nautiloideelor nu se conservă în stare fosilă. Ultima cameră de locuit are o deschidere care poartă numele de apertură, în partea ventrală fiind străbătută de un sinus hiponomic. Genuri reprezentative sunt *Ortoceras* (O-S, Text-fig. 18.6b), *Phragmoceras* (S, Text-fig. 18.6c), *Lituites* (O<sub>2</sub>), *Nautilus* (Pg<sub>3</sub>-Actual, Text-fig. 18.6d) sau *Hercoglossa* (K-Pg<sub>2</sub>). Nautiloideele sunt utile în studiile biostratigrafice referitoare la Paleozoic și parțial la Triasic.



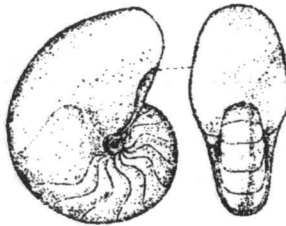
a. Morfologia unui nautiloideu.



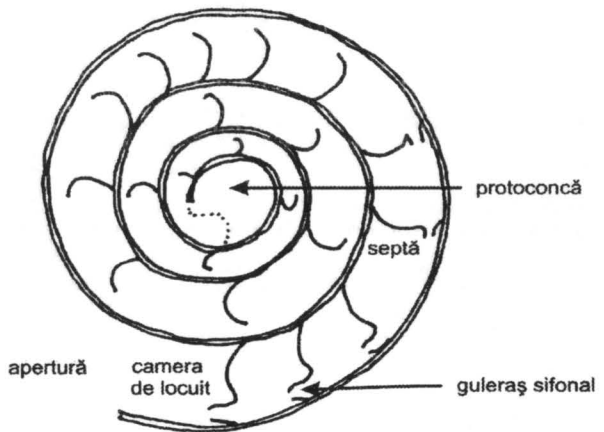
c. *Phragmoceras* (S)



b. *Orthoceras* (O-T)



d. *Nautilus* (Pg3-Actual)



e. Morfologia unui amonoideu.

Text-fig. 18.6. Morfologia unui amonoideu și a unui nautiloideu, exemple. După Neagu et al. (2003a), simplificat.

## Subclasa Ammonoidea

Amonoideele includ cefalopode exocoehle, cu cochilie giroconă, cirtoconă sau derulat-neregulată. Dimensiunile pot să varieze și ele foarte mult, de la un centimetru la trei metri diametru (Neagu et al. 2002). Cochilia externă este foarte variat ornamentată, simplă, cu noduli, coaste, striuri de creștere sau spini. Protoconca se conservă în stare fosilă. Apertura sau deschiderea ultimei camere de locuit, poate să fie simplă sau ornamentată cu diverse tipuri de procese ce poartă numele de "cozoroc". Septele camerelor de locuit se încastrează la cochilia externă după linii lobare complexe, cu importanță sistematică. O linie lobară conține bucle ce poartă numele de lobi, orientați cu convexitatea spre protoconcă și sele, orientate spre apertură. La rândul lor, lobi și selele se lobează suplimentar, în funcție de poziția sistematică a amonoideului respectiv. Astfel de linii lobare sunt linii goniaticite, simple, cu lobi ascuțiți și sele rotunjite (Text-fig. 18.7a), ceratitice, cu sele simple și lobi zimțați (Text-fig. 18.7b), linii filoceratitice (Text-fig. 18.7c) și linii amonitice (Text-fig. 18.7d). Septele camerelor de locuit sunt străbătute în partea ventrală de sifoane cu un gulerăș sifonal inițial orientat spre protoconcă și apoi, în stadiile mature, orientat către apertură. Piesele masticatorii, asemănătoare unui cioc de papagal, poartă numele de rincolite. În raport cu liniile lobare, se separă următoarele ordine ale Subclasei Ammonoidea: Anarcestida, Clymeniida, Goniaticitida, Prolecanitida, Ceratitida, Phylloceratida, Lytoceratida, Ancyloceratida și Ammonitida. Exemple semnificative de amonoidee sunt *Goniaticites* (C<sub>1</sub>, Text-fig. 18.8a), *Ceratites* (T, Text-fig. 18.8b), *Phylloceras* (J-K<sub>1</sub>, Text-fig. 18.8c), *Lytoceras* (J<sub>1</sub>-K<sub>2</sub>, Text-fig. 18.8d), *Macrocephalites* (J<sub>2</sub>, Text-fig. 18.8e), *Scaphites* (K, Text-fig. 18.8f), etc.



a. linie de sutură goniaticică



b. linie de sutură ceratitică

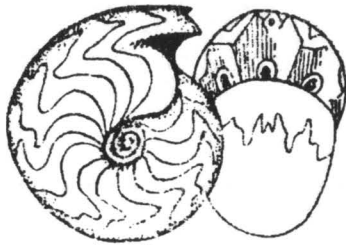


c. linie de sutură filoceratitică

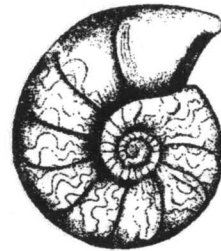


d. linie de sutură amonitică

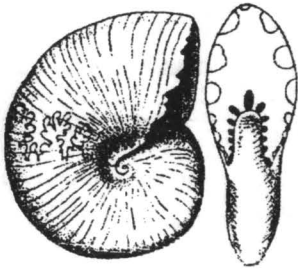
Text-fig. 18.7. Liniile de sutură la amonoidee, din Nistor-Hanganu et al. (1983).



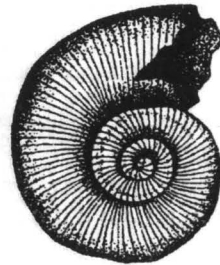
a. *Goniatites* (C<sub>1</sub>)



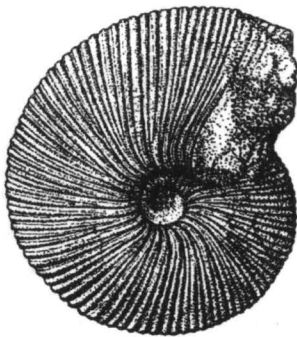
b. *Ceratites* (T)



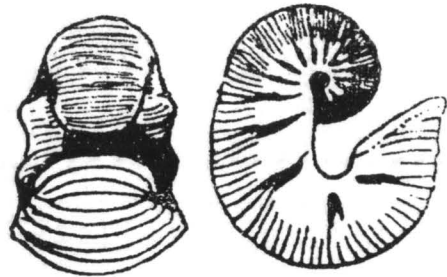
c. *Phylloceratites* (J-K<sub>1</sub>)



d. *Lytoceras* (J<sub>1</sub>-K<sub>2</sub>)



e. *Macrocephalites* (J<sub>2</sub>)

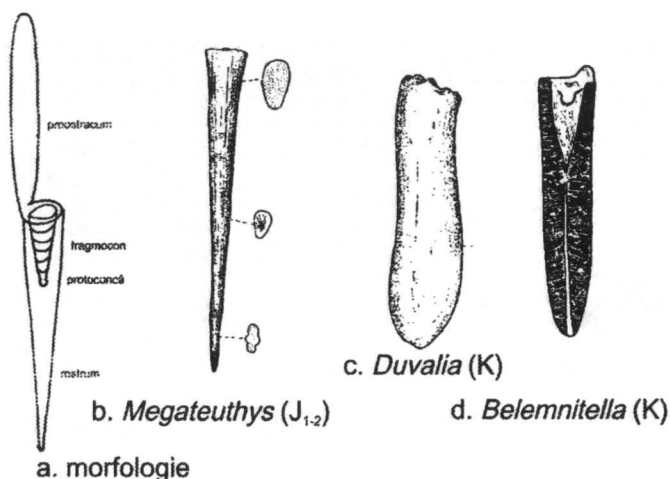


f. *Scaphites* (K)

Text-fig. 18.8. Exemple de amonoidee. a-d, f: din Nistor-Hanganu et al. (1983), e: Cox et al. (1962).

## Subclasa Coleoidea

Coleoideele includ cefalopode endocohle, dibranhiate, cu trei ordine: Aulacocerida, Belemnitida și Sepiida, ultimul cu reprezentanți actuali. Cochilia internă a belemnitiilor are formă alungită, ca de sabie, include fragmoconul, care are în vârf protoconca, rostrumul, de formă conică și proostracumul, o lamelă fină care de obicei nu se conservă în stare fosilă (Text-fig. 18.9a). Belemnitiile sunt caracteristici Jurasicului și Cretacicului, cu genuri precum *Megateuthis* ( $J_{1-2}$ , Text-fig. 18.9b), *Duvalia* (K, Text-fig. 18.9c) și *Belemnitella* (K<sub>2</sub>, Text-fig. 18.9d).



Text-fig. 18.9. Structura cochiliei și exemple de belemniti.  
b-d: din Neagu et al. (2003a).

## Phylum Arthropoda

Artropodele includ organisme cu corpul segmentat sau metamerizat, articulată, acoperite de chitină, marine sau continentale, extrem de variate din punct de vedere structural și morfologic. Încrângătura Arthropoda include Subphylumurile Onychophora, primitive, Trilobitomorpha, Chelicerata, Pycnogorida și Mandibulata. Subphylumul Trilobitomorpha include Clasele Trilobitoidea și Trilobita, ultima cu o mare importanță biostratigrafică și paleontologică. Cheliceratele includ Clasele Merostomata și Arachnida, iar mandibulatele Clasele Crustacea, Myriapoda și Hexapoda, ultima incluzând colebolele și insectele (Nistor-Hanganu et al. 1983).

## Subphylum Trilobitomorpha

### Clasa Trilobitoidea

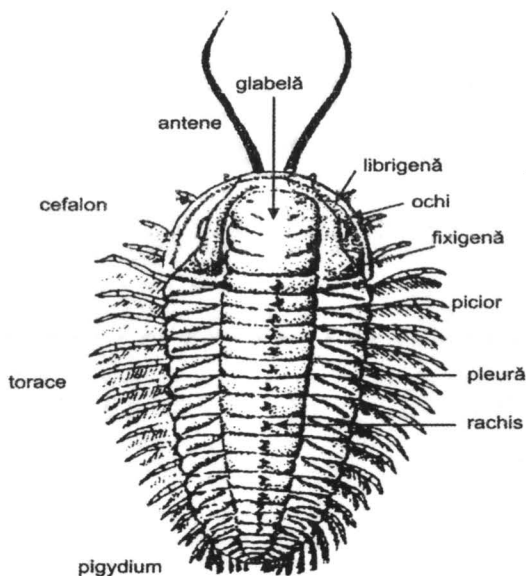
Trilobitoidele includ organisme marine, cambriene, caracteristice asociațiilor de le Burgess Shale (Canada) și Chengjiang (China). Au o morfologie foarte diversă, încă neclară în unele detalii, cum este cazul lui *Marella splendens* (Cb<sub>2</sub>, Text-fig. 18.10) sau *Opabinia regalis* (Cb<sub>2</sub>).



Text-fig. 18.10. *Marella splendens* (Cb).  
După Palmer (2000), simplificat.

### Clasa Trilobita

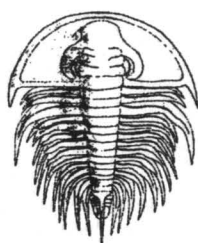
Tilobiții includ artropode marine, exclusiv paleozoice, bentonice, de dimensiuni variabile, cu corpul metamerizat, împărțit în trei zone sau lobi, de unde și numele de trilobiți: cefalonul, anterior, toracele, median și pigidiumul, posterior (Text-fig. 18.11). Cefalonul cuprinde metamere bine sudate, având pe suprafața dorsală o zonă centrală proeminentă, glabela, de o parte și de alta a acesteia găsindu-se ochii și regiunile genale. Regiunile genale cuprind librigena sau aria mobilă, pe care de obicei sunt situați ochii și fixigena sau aria fixă, dinspre glabelă, separate de sutura facială. Librigenele se pot termina cu spini laterali, numiți și “spini genali”. Ochii trilobiților erau compuși, holocroali, cu multe lentile și schizocroali, cu lentile mai putine dar mai mari. putând aparărea frecvent și trilobiți orbi. Pe suprafața ventrală se găsește placa rostrală, hipostomul și metastomul, hipostomul fiind o placă striată, de formă semilunară. Toracele este constituit din tergite articulate, bine separate unele de altele, legate între ele în zona centrală cu semi-inele de articulație. Per ansablu, tergitele toracice formeaza de-a lungul axei de simetrie rahisul, părțile laterale ale elementelor formând pleurele, terminate cu spini. În Paleozoicul timpuriu, tergitele toracelui nu permiteau înrularea în scop de apărare, această mobilitate fiind caracteristică Paleozoicului târziu. Pigidiumul are tergite bine sudate, cu pleure ce pot forma câmpuri pleurale largi și se poate termina cu un



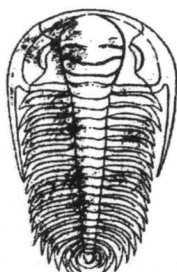
Text-fig. 18.11. Morfologia unui trilobit (*Triarthrus*)

În Paleozoicul timpuriu, tergitele toracelui nu permiteau înrularea în scop de apărare, această mobilitate fiind caracteristică Paleozoicului târziu. Pigidiumul are tergite bine sudate, cu pleure ce pot forma câmpuri pleurale largi și se poate termina cu un

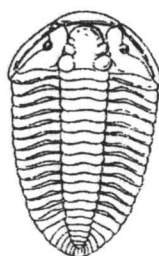
spine terminal. Trilobiți semnificativi sunt *Olenellus* (Cb<sub>1</sub>, Text-fig. 18.12a),



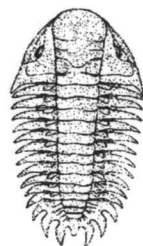
a. *Olenellus* (Cb<sub>1</sub>)



b. *Paradoxides* (Cb<sub>2</sub>)



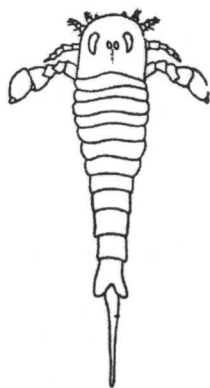
c. *Paradoxides* (S<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>)



c. *Cheirurus* (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>)

Text-fig.18.12. Exemple de trilobiți, după Neagu et al. (2003b).

*Paradoxides* (Cb<sub>2</sub>, Text-fig. 18.12b), *Calymene* (S<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>, Text-fig. 18.12c) și *Cheirurus* (O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>, Text-fig. 18.12a). O lucrare semnificativă de popularizare referitoare la Paleozoologia trilobiților este cea publicată de către Fortey (2000).



Text-fig.18.13. *Eurypterus* (O-C), după Nistor-Hanganu et al. (1983)

## Subphylum Chelicerata

### Clasa Merostomata

#### Subclasa Eurypterida

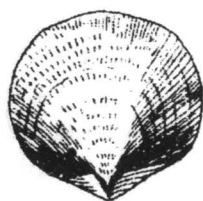
Merostomatele au o prosomă anterioară, cu chelicere pe tergitul preoral, cu 6 tergite în total, și o opistosomă, cu 12 tergite. Sunt reprezentate astăzi printr-o singură specie, *Limulus polyphemus*, o fosilă vie. În timpul Paleozoicului însă, merostomatele au fost reprezentate în special prin euripteride sau scorpioni de mare, picnogonide și aglaspide. Euripteridele au reprezentat prădători de top în mările și lagunele paleozoice, fiind carnivore feroce, cum este cazul lui *Eurypterus* (O-C, Text-fig. 18.13) și *Pterygotus* (O-D), cu dimensiuni ce

puteau atinge și 2 metri în lungime. Una dintre teoriile care încearcă să explice debarcarea pe uscat a amfibienilor devonieni se bazează și pe presiunea puternică pe care acești prădători o declanșaseră în biocenozele Devonianului timpuriu. Euripteridele au fost și primele nevertebrate care s-au aventurat pe uscat, în incursiuni scurte, limitate de capacitatea de umezire a branhiilor.

## Subphylum Mandibulata

### Supraclasa Crustacea

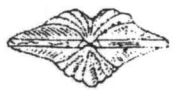
Crustaceele reprezintă artropode acvatice, cu exoschelet chitinos sau calcaros, cu părți cefalice, toracice și abdominale, primele două putând fi sudate în unele cazuri. Crustaceii includ malacostracii, filopodele, maxilopodele, ciripedele și ostracodele. Din punct de vedere paleontologic, crustaceii au o însemnătate substanțială, în special în ceea ce privește ostracodele și filopodele. Ostracodele sunt crustacei microscopici, cu exoschelet bivalv, marini sau dulcicoli, cu relevanță stratigrafică și paleoecologică.



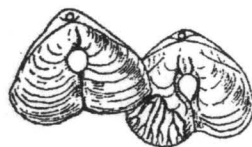
a. *Orthis* (O<sub>1-2</sub>)



b. *Productus* (C)



c. *Spirifer* (D<sub>3</sub>-C)



d. *Pygope* (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>)

Text-fig. 18.14. Exemple de brachiopode, după Neagu et al. (2003b).

## Phylum Brachiopoda

Brahiopodele cuprind nevertebrate cu cochilie externă, bivalvă, articulate sau nearticulate, marine, fixate de substrat printr-un peduncul, purtătoare de lofofor, un organ special dispus în apropierea orificiului bucal. La brahiopode, lofoforul era susținut de brachidium, o structură caracteristică ce se fosilizează. Se împart în trei clase Lingulata, Inarticulata și Articulata. Planul de simetrie este perpendicular pe cele două valve și pe brachidium și nu paralel cu valvele, ca în cazul moluștelor bivalve. Valva ventrală sau inferioară poartă numele de valvă pedunculară, iar cea superioară sau dorsală, de valvă brahială, ce susține brachidiumul. Brachidiumul are importanță sistematică și este foarte variabil ca formă și structură. Exteriorul valvelor brahiopodelor este foarte variat ornamentat, cu coaste, striuri, noduli sau spini. Linia de contact între valve poartă numele de comisură și se împarte în comisură frontală, comisuri laterale, iar în partea posterioară, linie cardinală. Porul prin care iese pedunculul de fixare din valva pedunculară are o morfologie și o structură complexă, care au și ele importanță sistematică specială pentru brahiopode. Genuri paleozoice importante sunt *Orthis* (O<sub>1-2</sub>, Text-fig. 18.14a), *Productus* (C, Text-fig. 18.14b) și *Spirifer* (D<sub>3</sub>-C, Text-fig. 18.14c), iar din Mesozoic, *Pygope* (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>, Text-fig. 18.14d) și *Juralina* (J<sub>3</sub>). Brahiopodele mesozoice din România sunt studiate de către Prof. Dr. Aurelia Bărbulescu, de la Universitatea din București.

## Phylum Echinodermata

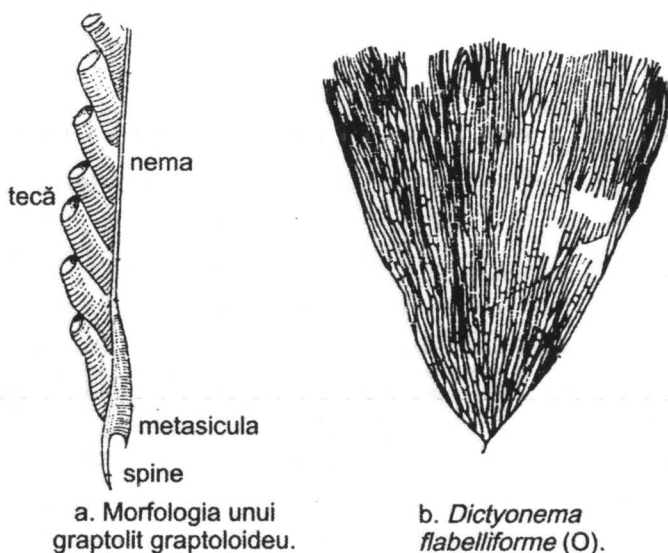
Echinodermatele cuprind deuterostomieni cu exoschelet, sunt organisme marine prin excelență, de obicei bentonice dar și cu reprezentări pelagici, pentaradiare, cu acvifer caracteristic și celom larg. Exoscheletul este constituit din plăci de carbonat de calciu, poroase, cu spărtură spatică. Incluz Subphylumurile Homalozoa, Blastozoa, Crinozoa sau crinii de mare, Asterozoa sau stelele de mare și Echinozoa sau aricii de mare. Echinodermatele reprezintă un grup complex și divers, cu o semnificație biostratigrafică și paleontologică substanțială. Homalozoarele au reprezentări enigmatice, exclusiv paleozoici, cu unele afinități cu cordatele. Blastozoarele sunt la rândul lor organisme paleozoice bentonice, cu sau fără brațe, ce cuprind cistoideele, blastoideele și eocrinoideele. Crinozoarele includ reprezentări în special bentonice sesili (fixați) și mai rar pelagici, cu brațe ramificate, frecvent conservați în stare fosilă sub forma elementelor calcaroase dezarticulate. Echinozoarele includ nevertebrate marine bentonice vagile (mobile), cu corp central globulos, fără brațe, acoperit de plăci calcaroase dispuse ordonat și de spini sau radiole calcaroase. Plăcile calcaroase se distribuie ordonat în zone ambulacrale și interambulacrale, caracteristice. Asterozoarele sunt și ele organisme bentonice vagile, cu o importanță paleontologică mai redusă, pentaradiare, cu cinci brațe.

## Phylum Stomochordata

Stomocordatele sau hemicordatele includ graptoliții, un grup de organisme marine paleozoice foarte importante din punct de vedere biostratigrafic. Cuprind trei clase: Pterobrachiata (O -Actual), Enteropneusta (Actual) și Graptolithina (Cb<sub>2</sub>-C). Graptoliții sunt organisme coloniale, cu indivizi situați în teci sau zoecii chitinoase, grupate la rândul lor în serii dispuse de-a lungul unor axe ce poartă numele de nemă, care are în vârf o tecă inițială numită siculă. Indivizii dispuși de-a lungul nemei sunt legați între ei printr-un cordon care poartă numele de stolon (Text-fig. 18.15a). Nemele se grupează în radosomi, care la rândul lor se pot grupa la un pneumatofor, cu rol de flotor. Graptoliții se împart în două clase mai importante, graptoliții dendroidei și cei graptoloidei. Dendroideii sunt dispuși în colonii dendritice, de obicei fixați de substrat, iar graptoloideii sunt planctonici, cu colonii liniare, uniseriate. Exemple de graptoliți: *Dictyonema* (O, Text-fig. 18.15b), *Monograptus* (S), *Dichograptus* (S), etc. Graptoliții reprezintă organisme cu o mare importanță biostratigrafică, stratigrafia Paleozoicului, în special a Paleozoicului inferior, fiind bazată pe speciile marker furnizate de acest grup.

## Phylum Chordata

Este un grup de deuterostomieni reprezentat prin organisme cu notocord, un schelet intern dispus dorsal, deasupra tubului digestiv și sub tubul neural. Include Subphylumurile Urochordata, Stomochordata și Vertebrata.



Text-fig. 18.15. Graptoliți, după Nistor-Hanganu et al. (1983).

## Subphylum Vertebrata

Este un grup de cordate cu endo- sau exoschelet, cartilagos sau osos, cu structuri osoase tipice craniului, de unde și numele de craniate. Detalii cu privire la distribuția stratigrafică a acestor grupe și exemple se găsesc și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică. Se împart în Infraphylum Agnata, de vertebrate fără fălci și Infraphylum Gnathostomata, de vertebrate cu fălci (Grigorescu, în Nistor-Hanganu et al., 1983). Agnatele includ ciclostomii și ostracodermii, ultimii reprezentând un grup exclusiv extinct, paleozoic, cu exoschelet calcaros, de tipul lui *Arandaspis* (O, Text-fig. 19.8b), *Cephalaspis* (S<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>) și *Pteraspis* (D<sub>1</sub>).

Gnathostomatele includ Clasa Pisces, cu Placodermata, Chondrichthyes, Ancathodia și Osteichthyes, Clasa Amphybia, Reptilia, Aves și Mammalia. Peștii placodermi reprezintă un grup paleozoic, cu corpul acoperit de plăci calcaroase masive, cum este cazul la *Dunkleosteus* (D<sub>3</sub>). Acantodii sau peștii cu spini reprezintă și ei un grup paleozoic, cum este cazul lui *Climatius* (S<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>). Peștii cartilaginoși, din grupul Chondrichthyes, includ rechini cladodonți (*Cladoselache*,

D<sub>3</sub>, Text-fig. 19.12d), hibodonți (*Hybodus*, J<sub>1</sub>) și elasmobranhi (*Lamna*, Pg). Peștii osoși, din grupul Osteichthyes, dominanți astăzi, au apărut în Devonian și s-au diversificat pe parcursul Paleozoicului târziu, Mesozoicului și Terțiarului.

Clasa Amphibia își are primii reprezentanți încă din Devonianul superior din Groenlanda, de unde a fost descrisă *Ichtyostega* (D<sub>3</sub>, Text-fig. 19.12a), dintre labirintodonți. Se împart în Subclasele Labyrinthodontia, Lepospondilia și Lissamphibia, ultima cu reprezentanți actuali dintre anure sau broaște și urodele sau salamandre.

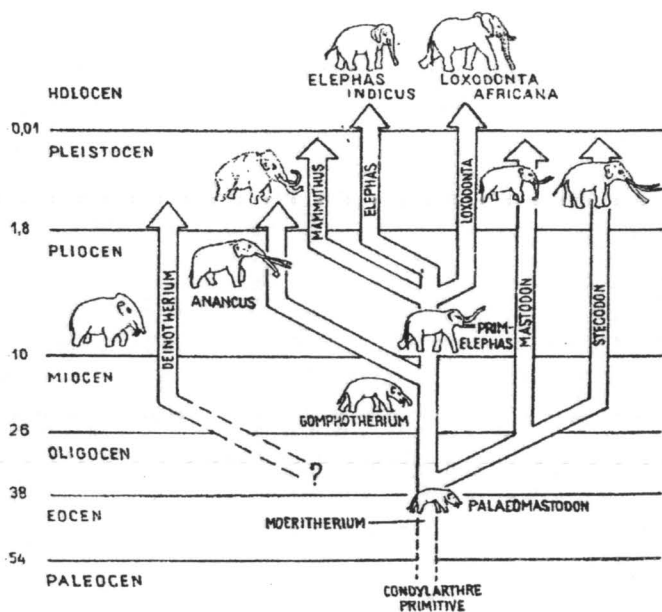
Clasa Reptilia își are originea în Carboniferul târziu și în raport cu structura oaselor craniului include Subclasele Anapsida, Ichtyopterigya, Euryapsida, Archosauria, Lepidosauria și Synapsida (Grigorescu, în Nistor-Hanganu et al., 1983). Primele reptile, dintre anapside, au fost cotilosaurienii, cum este cazul lui *Hylonomus* (C<sub>3</sub>), descris din Noua Scoție (Joggins). Diversitatea reptilelor crește pe parcursul Permianului și explodează în Mesozoic, interval de timp când reptilele domină asociațiile faunistice continentale. În Triasicul târziu apar și primii dinosaurieni, din Suclasa Archosauria. În Mesozoic, reptilele se adaptează practic la toate mediile de viață, terestru, aerian și acvatic. Reptilele actuale sunt ectoterme, depind de o sursă externă de căldură pentru a-și păstra constantă temperatura corpului. După unele teorii însă, cel puțin o parte dintre dinosaurieni par a fi dobândit caractere euriterme (endoterme).

Clasa Aves își are originea în Juristic, o dată cu unul dintre reprezentanții cei mai primitivi ai săi, *Archaeopteryx* (J<sub>3</sub>), din Kimmeridgianul de la Solnhofen, Germania. Se împarte în Subclasele Archaeornithes, cu reprezentanți primitivi și Neornithes, cu reprezentanți evoluți.

Clasa Mammalia include vertebratele cele mai evolute, endoterme, cu glande mamare, vivipare, cu dentiție foarte diversificată. Primii reprezentanți, din grupul triconodontelor, au fost descrise din Triasicul superior, cum este cazul lui *Morganucodon* (T<sub>3</sub>). Se împart în subclasele Prototheria, Eotheria, Allotheria și Theria. Mamiferele devin grupul dominant o dată cu începutul Terțiarului, când se diversifică exploziv și ocupă nișele ecologice ale reptilelor mesozoice. Exemple ilustrative pentru evoluția mamiferelor sunt evoluția proboscidiienilor (a elefanților, Text-fig. 18.16) sau a calului.

Evoluția omului este documentată limpede din punct de vedere paleontologic, filogenia omului fiind confirmată de dovezile paleontologice. Primii reprezentanți ai hominidelor au fost ramapitecii (cu *Rhampithecus* sp., cu o vârstă între 14 și 7 milioane de ani), urmați de australopiteci (cu *Australopithecus afarensis* și *A. robustus*, Text-fig. 19.24a, b), apoi de *Homo habilis*, *Homo erectus*,

*Homo sapiens neanderthaliensis* și în cele din urmă, *Homo sapiens fossilis* și *Homo sapiens sapiens*. Detalii legate de evoluția omului se găsesc și în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.



Text-fig. 18.6. Evoluția proboscidiienilor, din Nistor-Hanganu et al. (1983)

În România, în domeniul Paleontologiei vertebratelor au activat Prof.Dr. Gregoriu Ștefănescu și Dr. Tiberiu Jurcsak și activează Prof. Dr. Dan Grigorescu, Lect. Dr. Ing. Zoltan Csiki, de la Universitatea din București, Prof. Dr. Vlad Codrea, de la Universitatea Babeș-Bolyai din Cluj-Napoca, Conf.Dr. Sorin Baci, de la Universitatea A.C. Cuza din Iași, printre alții.

## Capitolul XIX. Geologie istorică

Geologia istorică este esențialmente istoria geologică a Pământului, o știință complexă ce abordează evenimentele geologice și biologice petrecute în timp geologic de la formarea Pământului ca planetă și până astăzi. Cronologia timpului geologic este marcată de trei diviziuni majore sau eoni, Arhaicul, Proterozoicul și Phanerozoicul (Fanerozoicul sau eonul vieții evidente), toate trei cuprinzând subdiviziuni numite ere, epoci și vârste. Geologia istorică sintetizează date de toate tipurile, paleontologice, paleoecologice, paleoclimatice, stratigrafice, paleogeografice, structurale, tectonice, astronomice, pentru a determina cât mai precis evoluția Pământului în timp geologic. Geologia istorică este domeniul cel mai complex dintre științele Pământului, luând în considerare practic toate datele disponibile pentru a înțelege în detaliu evoluția planetei.

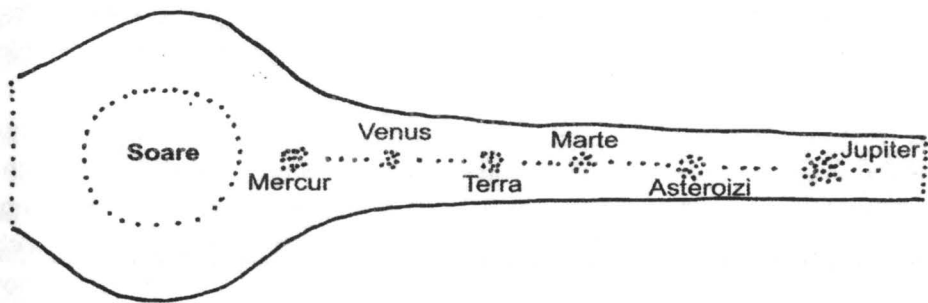
Manuale remarcabile de Geologie istorică sunt cele publicate de Stanley (1986), Wicander & Monroe (1993), Dott & Prothero (1994), cu accent pus pe istoria geologică a Americii de Nord, iar în limba română, cele publicate de Saulea (1967) și Tătărâm (1984, 1988). O compilație biologică a subiectelor de Paleozoologie, Paleobotanică și Geologie istorică este aceea publicată de Cojocaru (2005), influențată de lucrările lui Tătărâm (1984, 1988).

Încă de la formarea lor, geosferele, respectiv litosfera, hidrosfera, atmosfera și biosfera s-au găsit într-o relație foarte strânsă unele cu celelalte. Orice cauză care a determinat un efect imediat într-una din sfere, a declanșat și continuă să declanșeze un efect și în celelalte geosfere. Reacțiunea către geosfera sursă se întoarce printr-o buclă de feedback, întoarcere care este tipică sistemului planetar. Interacțiunea strânsă dintre geosfere duce la evoluția biosferei și implicit conduce la apariția unei ciclicități în timp geologic a fenomenelor petrecute în litosferă, hidrosferă și atmosferă, oglindite adânc în biosferă, pentru a fi apoi reflectate înapoi prin bucle de feedback către geosfera de origine. Acest determinism extrem de strict și rafinat este rezultatul buclilor de feedback instalate între biosferă și restul geosferelor abiotice. Aceste bucle de feedback sunt garantul coevoluției biosferei cu geosferele, precum și al stării de echilibru planetar. Starea de echilibru face din Pământ un tot unitar, în care toate componentele sunt strâns legate între ele, iar relațiile dintre ele sunt reglate prin bucle de feedback la toate nivelurile.

Cauzalitatea și determinismul planetar au fost intuite și de către primii

geologi importanți, care au încercat să explice natura istoriei geologice și timpul evenimentelor geologice în general. Charles Lyell, unul dintre cei mai fecunzi gânditori în Geologia secolului al XIX-lea, a încercat să impună un model uniformitarianist, în care evenimentele geologice s-au petrecut întotdeauna cu aceeași intensitate, în interacțiuni continue dintre geosfere și biosferă. Lyell a imaginat o anumită ciclicitate a evenimentelor geologice, care ar caracteriza natura istoriei Pământului drept una statică. O asemenea imagine a fost însă contrazisă de William Thomson, cunoscut în Fizică drept Lord Kelvin, care a reușit să demonstreze faptul că sistemul planetar pierde continuu energie calorică și în consecință, evenimentele fizice și chimice petrecute în istoria sa nu au cum să se repete cu aceeași intensitate. De aceea, Kelvin a imaginat un model dinamic al evoluției Pământului, apropiat de realitatea geologică pe care o cunoaștem astăzi. Modelul dinamic al lui Kelvin este însă inoperant fără existența buclelor de feedback, reponsabile cu reglajul relațiilor optime între geosfere și biosferă.

Formarea Pământului ca planetă este astăzi explicată științific printr-un model complex, în contextul formării întregului sistem solar. Cel mai probabil, geneza Pământului în sistemul solar s-a făcut prin așa-numitul fenomen de acreție planetară, prin aglutinare a materialului dispersat în ceea ce ulterior avea să



Text-fig. 19.1. Formarea Pământului prin acreție planetară, în cadrul Sistemului solar. După Dott & Prothero (1994), simplificat.

devină sistemul solar (Text-fig. 19.1). În acest fel s-au format planetele de tip terestru, așa cum este cazul Pământului, sau al planetei Marte, planete care au aglutinat rocile dispersate în jurul Soarelui. Mecanismele de aglutinare a materialului dispersat sunt gravitaționale, forțele de atracție devenind cu atât mai puternice cu cât masa acreționată creștea. O astfel de teorie face parte din familia de teorii „reci” referitoare la formarea Pământului. Modalitățile de aglutinare a materiei reci, în formarea planetelor sistemului solar, sunt explicate variat,

incluzând chiar trecerea unei stele apropiate în raport cu Soarele (Chamberlin și Moulton), trecere ce ar fi putut extrage gravitațional materie solară, răcită, precipitată și aglutinată ulterior pe orbite variate în jurul acestuia, formând așa numitele „planetesimale” protoplanetare. Creșterea masei planetare s-a produs gravitațional, pe măsură ce materialul fragmentar era aglutinat în continuare la corpul inițial al protoplanetelor, concomitent cu contractarea gravitațională a acestora și cu creșterea în consecință a propriului lor câmp gravitațional. În lumina acestei familii de teorii, capătă mai mult sens formarea către Soare a primelor 4 planete de tip terestru (Mercur, Venus, Pământul și Marte, urmate de centura de asteroizi, interpretați ca resturi rămase de la formarea acestor planete), în timp ce masa gazoasă, volatilă, a început să se acumuleze către exterior, contribuind la formarea planetelor exterioare, gazoase sau joviene (Jupiter, Saturn, Uranus și Neptun). Jupiter a rămas și astăzi foarte aproape de autoaprindere, în stadiul de protostea. În măsura în care acreționarea suplimentară de gaze ar fi continuat cu autoaprinderea, sistemul solar ar fi avut astăzi doi sori.

În opoziție cu familia de teorii „reci” se găsește familia de teorii „fierbinți”, ce încearcă să explice geneza Pământului pomind de la o nebuloasă fierbinte, de tip solar, care a condus la formarea Soarelui și aproape simultan și independent la formarea planetelor. Vârsta Pământului a fost calculată pentru prima dată de către Claire Patterson (1922-1995), un fizician atomist care a lucrat la producerea bombei atomice americane, în Proiectul Manhattan. Patterson a demonstrat în 1953, pe baza izotopilor radioactivi din roci terestre și din meteoriți, că vechimea Pământului este de 4,51-4,56 miliarde de ani (Palmer, 2003).

Un al doilea fenomen extrem de important în stadiul timpuriu de formare a Pământului a fost un impact meteoritic major, coliziunea cu o altă planetă, planetesimală sau protoplanetă de aproximativ o treime din mărimea Pământului, fenomen care a avut ca efect formarea Lunii prin ejectarea de material pe orbită. Mecanismul de lovire, de tip tangențial, poate fi descris ca unul „norocos” pentru Pământ, în urma căruia Terra și-a pierdut o parte din masă fără a-și pierde însă consistența gravitațională, fără de care planeta s-ar fi dezintegrat.

## **Intervalul Cryptozoic**

Cryptozoicul este o perioadă uriașă de timp geologic asupra căreia datele de Geologie sau Paleontologie sunt în general foarte rare, de unde și numele inițial de Azoic. De aici rezultă și caracterul paradoxal al acestui eon: durata sa geologică imensă și sărăcia datelor cu privire la evenimentele petrecute. Cryptozoicul mai poartă numele și de Precambrian, pentru a indica poziția sa antecambriană, respectiv prefanerozoică și include doi eoni: Arhaicul și

Proterozoicul (Grigorescu et al. 1999). Durata Cryptozoicului este de 88% din durata timpului geologic terestru, iar a Phanerozoicului de numai 12%. Sfârșitul Cryptozoicului este marcat de apariția primelor organisme cu schelet, de vârstă cambriană. Evenimentele tectonice ale Cryptozoicului sunt apreciate a fi fost în număr de 16 (Cotillon, 1988), distribuite atât în Arhaic cât și în Proterozoic. Detalii cu privire la acest eon se găsesc și în Capitolul al XIII-lea, Stratigrafie.

## **Eonul Arhaic**

Este prima subdiviziune a Cryptozoicului, incluzând formarea Pământului ca planetă, impactul meteoric ce a dus la formarea Lunii, formarea primei cruste terestre de tip oceanic, diferențierea acesteia în crustă oceanică și crustă continentală, formarea primei hidrosfere și a primei atmosfere. Arhaicul este în general o perioadă de timp în care Pământul este încă fierbinte, cu suprafața inițial topită, ce s-a răcit progresiv și încet. În Arhaic are loc originea vieții, ca rezultat al evoluției chimice asociate cu izvoare hidrotermale submerse, conform teoriei clasice Haldane-Oparin, tot atunci începând evoluția biologică ce a dus la apariția și diversificarea primelor cyanobacterii coloniale. Arhaicul (Anexa 1) cuprinde intervalul de timp scurs de la formarea Pământului, acum aproximativ 4,5 – 4,65 miliarde de ani și până acum 2,5 miliarde de ani. La sfârșitul Arhaicului se presupune ca a avut loc prima faza paroxismală dintr-un megaciclu tectonic mai amplu, numită faza paroxismală belomorliană sau kenorenă, în ciuda caracterului primitiv al crustei terestre și a instabilității generale a acesteia.

Problemele ridicate de cunoașterea Arhaicului provin din raritatea rocilor de această vârstă, datorată evenimentelor tectonice, metamorfice și erozionale care s-au succedat într-un interval de timp atât de lung. Nu există date limpezi legate de paleogeografia acestui interval, după cum există date foarte puține legate de evenimentele tectonice din aceasta perioadă îndelungată de timp geologic.

Cele mai vechi minerale terestre au fost descrise din scutul Australiei de Vest, cu o vârstă de 4,4 miliarde de ani, reprezentate prin zircoane. Scutul Sud African include roci de 4 miliarde de ani, ca și gnaisele de Acasta, din scutul canadian. Complexul Napier, din Antarctica are o vârstă absolută de 3,9 miliarde de ani (Cocks, 2005). În orice caz, rocile cu vechimi între 4 și 3 miliarde de ani se găsesc întotdeauna asociate zonelor de scut, zone ce reprezintă nucleele continentale cu cele mai mari vechimi terestre. În Groenlanda de Sud, au fost descrise cele mai vechi roci sedimentare nemetamorfozate, aparținând Grupului de Isua, cu o vârstă de 3,8 miliarde de ani, acestea incluzând și resturi de procariote.

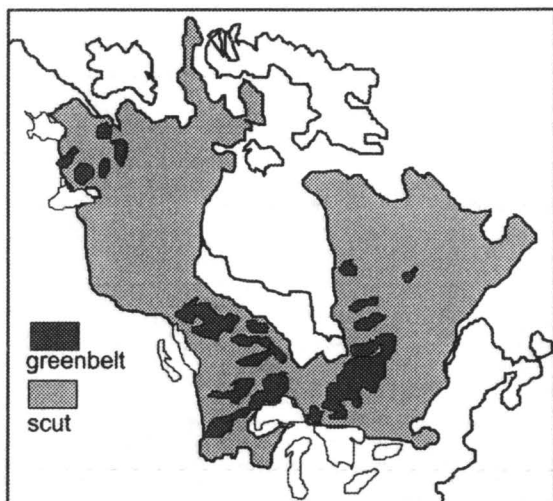
Arhaicul timpuriu mai poartă numele și de Hadean, fiind un interval de timp definit între 4,5 – 3,8 miliarde de ani. În acest interval de timp, Pământul a fost intensiv bombardat cu meteoriți, fapt care probabil a dus la împiedicarea apariției primelor forme de viață. La începutul acestui interval de timp a avut loc formarea Lunii, în urma unui impact meteoritic major cu un corp planetesimal cu dimensiuni de aproximativ o treime din masa Pământului, aproximativ de dimensiunile planetei Marte. Impactul a avut loc semitangențial, fapt care a permis ejectarea unei mase apreciabile pe orbita terestră, masă care ulterior a fost acreționată sub forma satelitului natural al Pământului. Dacă impactul ar fi fost concentric, masa planetesimală ar fi fost reținută, Pământul fie crescând în mod corespunzător, fie întreaga planetă, de-abia individualizată prin acreție, ar fi fost dispersată pe orbita Soarelui. În timp geologic, Luna a avut o influență majoră asupra biosferei, inducând o ciclicitate tradusă în primul rând prin cicluri mareice, tidalitice. În Arhaic, atracția Lunii a exercitat probabil mării terestre puternice ce au produs o încălzire suplimentară a scoarței terestre timpurii și așa încinse, semitopite sau topite. În Arhaic, orbita Lunii se găsea mult mai aproape de Pământ decât astăzi, fiind cunoscut faptul că în timp geologic, Luna s-a departat de Pământ în mod treptat. Viteza de rotație a Lunii în jurul Pământului a fost mult mai ridicată decât astăzi, o revoluție completă în jurul Pământului fiind efectuată în aproximativ zece ore.

Prima crustă terestră a fost cea de tip oceanic, în timp ce primele elemente de crustă continentală s-au format în Arhaicul timpuriu (Text-figs. 8.10; 8.11), acum aproximativ 3,8 miliarde de ani, prin coliziunea arcurilor insulare (Wicander & Monroe, 1993). Crusta de tip continental a apărut ca urmare a unor subducții dintre plăcile oceanice arhaice, cu producerea inițială de arcuri insulare andezitice. La coliziunea dintre arcurile insulare a început să se producă crustă continentală, cu apariția păturii granitice sialice, tipice crustei continentale. Aceste fragmente incipiente de crustă continentală au dus la formarea primelor nuclee continentale, situate în centrul scuturilor continentale actuale. Ulterior, în jurul scuturilor continentale s-au acreționat terenuri din ariile labile înconjurătoare, acestea au devenit stabile, formând platforme continentale în jurul scuturilor. Asocierea dintre un scut continental și terenurile unei platforme adiacente acestuia poartă numele de cratonizare, iar rezultatul acesteia este o arie stabilă din punct de vedere tectonic ce poartă numele de craton. Scuturile cele mai vechi, cu origini arhaice, sunt Scutul Canadian și Scutul Baltic (Text-figs. 8.2, 8.15). Aceste scuturi, împreună cu scuturile asiatice, africane, australiene și sud-americe, au condus la primele configurații paleogeografice ale Arhaicului terminal și Proterozoicului, determinând paleogeografia Paleozoicului timpuriu,

mai bine cunoscută și înțeleasă datorită abundenței de date.

Apariția primei cruste continentale în urma coliziunii arcurilor insulare andezitice este legată și de apariția așa numitelor “centuri de roci verzi” sau “greenstone belts”, succesiuni

arhaice dominate de existența cloritului, așa cum acestea au fost descrise din Africa de Sud, America de Sud și din America de Nord, din scuturile Sud African (3,6 miliarde de ani) și respectiv Canadian (2,7 miliarde de ani). Astfel de centuri de roci verzi includ o succesiune de roci dominate de bazalte metamorfozate și chiar și roci sedimentare din diverse ambianțe depozitionale, fiind considerate a aparține din punct de vedere



paleotectonic unor unități cratonice, de scut, la care s-au asociat prin acreție terenuri de platformă, înglobate ulterior Proterozoicului timpuriu în unitățile respective.

Text-fig. 19.2. Distribuția greenbelts-urilor în cuprinsul Scutului Canadian. După Wicander & Monroe (1993).

Prima hidrosferă s-a format în timpul Hadeanului, dar existența ei a fost probabil întreruptă periodic de impacturi meteoritice majore, ceea ce a dus la evaporari succesive. Prima atmosferă a fost caracterizată de inexistența oxigenului, gaz care a apărut târziu în componența atmosferei, ca urmare exclusivă a proceselor biotice din Proterozoic, moment care a marcat și prima extincție din istoria vieții, generată de „otrăvirea” cu oxigen, ca strictă urmare a activității autotrofe, fotosintetizante a primelor forme de viață. Gazele dominante în atmosfera primitivă au fost amoniacul ( $\text{NH}_3$ ) și metanul ( $\text{CH}_4$ ), alături de vapori de apă, rezultată în urma activității vulcanice. Inexistența oxigenului și a ozonului este indicată de existența uraninitului și a piritei arhaice, ambele minerale puternic instabile în prezenta oxigenului (Wicander & Monroe, 1993).

Originea vieții este situată la o vârstă de aproximativ 3,9-3,8 miliarde de ani, primele organisme fiind bacteriile procariote, lipsite de nucleu celular individualizat. În orice caz, schimbarea înregistrată în concentrațiile de izotopi ai carbonului, pentru vârste de 3,5 miliarde de ani, sugerează existența vieții terestre (Cocks, 2005).

Primele forme de viață au apărut probabil în zone asociate cu izvoare

fierbinți, hidrotermale, din zonele de rift, în oceanul primordial, în urma sintezei chimice a aminoacizilor, fapt ce a permis apariția primelor molecule de acid ribonucleic (ARN) și ulterior, a primelor molecule de acid dezoxiribonucleic (ADN). O serie de catalizatori chimici, cum sunt argilele, au permis probabil accelerarea evoluției chimice, prebiotice, în zonele cu izvoare hidrotermale. Nutriția primelor forme de viață a fost autotrofă, astfel de organisme producându-și singure nutrienții, cum este cazul adenzin-trifosfatului (ATP). De asemenea, primele forme de viață au fost strict anaerobe, ducându-și existența într-un mediu total lipsit de oxigen, oxigenul fiind rezultatul direct al activității de fotosinteză a acestor procariote.

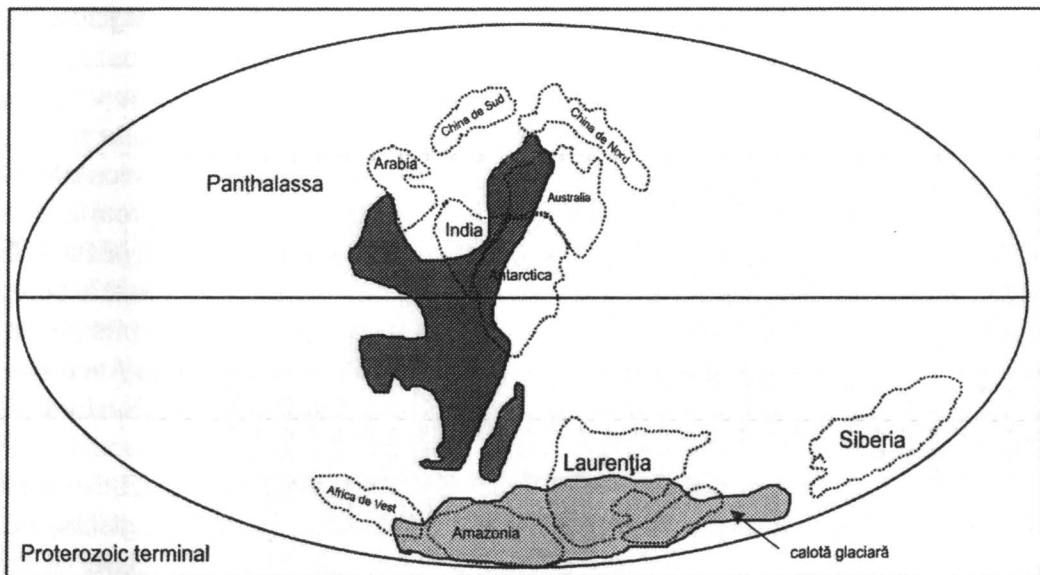
În Arhaic apar deja primele stromatolite, cu o vârstă de 3,45 - 3 miliarde de ani, așa cum au fost documentate în Australia și Africa de Sud, din Supergrupul Swaziland, de 3,4 miliarde de ani, care devin dominante în timpul Proterozoicului. Primele stromatolite, structuri duale organo-sedimentare, produse și prin activitatea microfilmelor de cyanobacterii, apar în Arhaic, fiind documentate în Supergrupul Pilbara, în Australia de Vest, unde au o vârstă de 3,45 miliarde de ani. În Australia de Vest, în cadrul Grupului Warawoona, au fost descrise resturi de procariote cu vârste de 3,3-3,5 miliarde de ani, un asemenea exemplu fiind *Primaevifilum* (Text-fig. 17.2a), unul dintre primele procariote. În Africa de Sud, în Grupurile de Fig Tree și Onverwacht, au fost descrise procariote cu vârste cuprinse între 3,3-3,4 miliarde de ani.

Existența eucariotelor arhaice este încă un subiect controversat, primii sterani, derivați din steroizi, ca biomarkeri ai eucariotelor, fiind înregistrați în roci de vârste de 2,9-2,8 miliarde de ani, în Arhaicul terminal (Cocks, 2005, Xiao, 2005). Primele eucariote au apărut probabil ca urmare a unor procese de simbioză între anumite tipuri de procariote, mecanismul imaginat fiind redistribuirea materialului genetic la interiorul unei asociații de două procariote simbiote, cu formarea primului nucleu celular individualizat. Deși nu s-au găsit urme limpezi de eucariote arhaice, existența steranilor în Formațiunile arhaice de Maddina și de Marra Bamba (Australia) indică posibila apariție a acestora în Arhaicul terminal (Xiao, 2005).

## Eonul Proterozoic

Proterozoicul este era terminală a Cryptozoicului sau a Precambrianului. Datele geologice și paleontologice asupra Proterozoicului sunt mai ample comparativ cu cele legate de Arhaic și în consecință, evenimentele biotice și geologice petrecute în acest interval de timp sunt mai bine înțelese. Proterozoicul (Anexa 1) se împarte în Proterozoic timpuriu sau Karelian (2,5-1,8 miliarde de ani), mediu (1,8-1

miliarde de ani) și târziu (1-0,543 miliarde de ani), în Proterozoicul târziu fiind definite intervalele de timp Vendian sau Ediacarian și Sinian, ambele anterioare Cambrianului. Proterozoicul include faze paroxismale precum faza svecokarelică sau hudsoniană, dalslandiană sau greenviliană, în Proterozoicul mediu și assyntică sau cadomiană, în Proterozoicul terminal.



Text-fig. 19.3. Configurația paleogeografică în Proterozoicul terminal. După Scotese (2006, online).

Generarea de crustă continentală prin coliziunea succesivă a arcurilor insulare (Text-fig. 8.11) a continuat în timpul Proterozoicului, interval de timp în care cratoni ce aveau ca nuclee scutul Canadian, Baltic, Sud African, au crescut corespunzător prin acreționarea de noi terenuri inițial labile tectonic, devenite stabile prin alipirea acestora ca unități de platformă asociate scuturilor. Astfel de fenomene de acreție tectonică au fost documentate și în centurile de roci verzi, caracteristice însă Arhaicului. Asocierea cratonilor Canadian, Baltic și Groenlandez a dus în timpul Proterozoicului la formarea unei mase continentale mai largi ce poartă numele de Laurentia, a cărei existență avea să dureze de-a lungul Proterozoicului, fragmentarea ei începând la finele acestui interval de timp. Dovezile de coliziune Proterozoic timpurie a acestor cratoni sunt documentate spre exemplu în cuprinsul Scutului Canadian, unde cratonii Rae și Sclavilor s-au ciocnit (Wicander & Monroe, 1993). Acestei coliziuni i-au urmat ridicarea unei catene cutate sau a unui orogen, înregistrată în cuprinsul fazei paroxismale hudsoniene. Dealtfel, în cuprinsul Scutului canadian sunt astăzi recunoscute o serie de arii cratonice arhaice și proterozoice acreționate prin coliziune urmată de

orogeneză, așa cum sunt unitățile cratonice Rae, Sclavilor, Nain, Hearn, Snowbird, Wopmay și Wyoming, separate de orogene de aceeași vârstă precum Trans-Hudson, Tomgat, New Quebec și Taltson. Astfel de exemple sunt dovezi limpezi ale primelor cicluri tectonice și ale primelor faze paroxismale documentate din istoria Pământului.

La limita dintre Proterozoicul mediu și Proterozoicul târziu se înregistrează formarea unui supercontinent ce poartă numele de Rodinia, rezultat din coliziunea Laurenției cu alte mase continentale, rezultatul fiind faza paroxismală grenvilliană, cu o vârstă de aproximativ 1 miliard de ani. Oceanul ce înconjură Rodinia poartă numele de Mirovia, marcat de existența unor fragmente crustale oceanice aflate în raporturi active. Durata de viață a Rodiniei a fost foarte lungă, de aproape 250 milioane de ani, acest supercontinent fragmentându-se acum aproximativ 850-750 milioane de ani, fiind pregătită în acest fel configurația paleogeografică ce a documentat marea glaciație proterozoic târzie și respectiv marea explozie cambriană, ulterioară glaciației. Rodinia s-a rupt odată cu desprinderea Australiei și Antarcticii de Laurenția, formând astfel continentul sudic, numit Gondwana. Ulterior, a început și fragmentarea Laurenției (Text-fig. 19.3).

La limita Arhaic-Proterozoic și în timpul Proterozoicului timpuriu sunt înregistrate dovezile unei perioade glaciare timpurii, una dintre primele glaciațiuni din istoria Pământului, fiind documentate tillite și brecii glaciare slab metamorfozate. Un alt puls glaciare a fost înregistrat în Proterozoicul terminal, între 0,9 și 0,6 miliarde de ani, compus din cel puțin două faze glaciare paroxismale, una mai veche sau sturtiană și una mai nouă, marinoană, considerat unul dintre cele mai severe momente de glaciațiune din istoria geologică, fenomen cunoscut astăzi sub numele de „bulgăre de zăpadă” sau de „snowball-Earth”, așa cum a fost denumit de către Hoffman et al. (1998) și Sankaran (2003). Ideea inițială îi aparține lui Mihail Budyko (1969), care a prezentat un model matematic pentru susținerea acestei teorii. Efectul de snowball-Earth implică în sensul său original instalarea unor condiții de glaciațiune foarte severă, astfel încât sistemul de curenți oceanici proterozoici s-a blocat și calotele glaciare s-au unit de-a lungul Ecuatorului, într-o stază glaciare globală, cu o calotă glaciare completă ce poate atinge grosimea de peste un kilometru la Ecuator. Ieșirea din aceasta stază glaciare s-a datorat, conform autorilor teoriei, activității vulcanice de la sfârșitul Proterozoicului, astfel încât vulcanii activi ar fi pătruns prin calota glaciare sub forma unor nunatakuri sau vârfuri muntoase ce străpung azi calota glaciare groenlandeză, în limba inuită, ridicând concentrația globală de bioxid de carbon, astfel încât să fie instaurat un efect de seră ce ar duce la topirea calotei glaciare și implicit, la creșterea paleobiodiversității vendiene și respectiv la explozia

cambriană. Un alt mecanism imaginat pentru ieșirea din staza glaciară globală este acela al impactului meteoritic, ce ar fi produs un crater australian cunoscut astăzi sub numele de craterul Acraman.

Teoria snowball-Earth este o teorie seducătoare și din punct de vedere evoluționist. Dacă luăm în considerare faptul că fosilele tipic proterozoice rămân stromatolitele și cyanobacteriile în general, care ar fi singurele ce ar fi putut rezista unei perioade glaciare atât de severe și de îndelungate, teoria este justificată. În același sens, se explică în mod coerent avântul evolutiv vendian și explozia cambriană, iar geneza depozitelor carbonatice de vârstă proterozoic târzie din Groenlanda de Nord-Est își găsesc și ele coerența. De asemenea, teoria este seducătoare și în lumina schimbărilor globale actuale, declanșate de revoluția industrială, deoarece explică amplitudinea și intensitatea schimbărilor climatice globale în trecutul geologic.

Hidrosfera proterozoică includea domenii oceanice majore cu o configurație paleogeografică mai greu de apreciat, fiind determinată existența în Proterozoicul târziu a unui supercontinent, Rodinia, cu poziție centrată pe Polul Sud, înconjurat de un superocean, Mirovia, constituit dintr-un mozaic de plăci în mișcare. Dealtfel, paleogeografia Rodiniei și a fragmentelor ei, cum este cazul Laurenției și a maselor continentale adiacente cum este cazul Gondwanei, este astăzi încă destul de neclară, paleogeografia mai bine documentată fiind aceea a Paleozoicului timpuriu, începând cu Cambrianul. Acest fapt legat de neclaritatea datelor paleogeografice proterozoice este datorat inexistenței fosilelor certe și de incapacitatea de a decela provincii paleogeografice care permit reconstituirea completă a configurației maselor continentale proterozoice.

Atmosfera proterozoică a înregistrat o serie de fluctuații semnificative în ceea ce privește concentrațiile de gaze, în special de oxigen. Biosfera primitivă, arhaică, dominată de procariote autotrofe, fotosintetizante, a condus la acumularea în atmosferă a unor mari cantități de oxigen, toxic pentru biosfera anaerobă. Aceasta creștere a concentrației globale de oxigen a condus în timpul Proterozoicului la otrăvirea progresivă a biosferei, fapt ce a declansat prima extincție din istoria vieții. Din fericire, vulcanismul a salvat biosfera proterozoică de la otrăvire, prin introducerea în sistem a fierului, un element care se combină foarte repede cu oxigenul, formând oxizi de fier. În acest fel, fierul din apa oceanului, dizolvat și intrat în contact cu atmosfera, o dată ce a fost ridicat din adâncime prin curenți oceanici de upwelling sau de ridicare, a format mari cantități de oxizi de fier, fapt ce a condus în final la formarea unor mari zăcăminte de fier și a unor depozite sedimentare roșii numite „red beds”. Zăcămintele de fier sunt asociate cu așa numitele formațiuni cu benzi de fier sau „Banded Iron Formations”

sau „BIF-uri”. Bifurile sunt succesiuni de lamine, în benzi alternante, cu o lamină ce dominată de silice, cu puțin oxid de fier și o lamină de magnetit sau de hematit, ultima fiind rezultată prin oxidarea fierului în condiții litorale, de mare puțin adâncă. Sursa inițială a fierului a fost localizată cu zonele de rift. Vârsta acestor formațiuni variază între Arhaic și Proterozoic, dar marea lor majoritate a fost generată în intervalul de timp 2,5-2 miliarde de ani, în Proterozoicul timpuriu, concomitent cu creșterea frecvenței stromatolitelor fotosintetizante, acum 2,3 miliarde de ani, respectiv cu creșterea accelerată a concentrației de oxigen atmosferic datorat proceselor fotosintetizante. Astfel, atmosfera proterozoic medie și târzie a redevenit reducătoare, concentrația obișnuită, actuală, de oxigen atmosferic atingând valorile de azi abia în timpul Devonianului, o dată cu instalarea unei flore terestre bine diversificate.

Procariotele proterozoice, cu eubacterii și arhebacterii, s-au diversificat progresiv, iar primele resturi sigure de eucariote au fost înregistrate în Proterozoicul timpuriu, în depozite silicioase din America de Nord, din Michigan sau din Australia, cu vârste de 2 miliarde de ani. În China, eucariote sigure au fost descrise din Formațiunea de Tuanshanzi, din China de Nord, cu vârstă de 1,7 miliarde de ani (Xiao, 2005). Eucariote din Proterozoicul mediu au fost descrise din Grupul de Ruyang din China de Nord, așa cum este cazul lui *Dictyosphaera delicate* și *Shuiyousphaeridium macroreticulatum*, aparținând acritarhilor acantomorfi (ornamentați cu spini). Primele rodofite sau alge roșii sunt înregistrate în Formațiunea de Hunting, din Canada, cum este cazul lui *Bangiomorpha pubescens*, de 1,2 miliarde de ani, iar primele xantophyte, așa cum este cazul lui *Palaeovaucheria clavata*, apar în Siberia, în Grupul de Lakhanda, în Proterozoicul mediu (Xiao, 2005). Tot în Proterozoicul mediu apar și primii acritarhi, resturi organice ce reprezintă probabil faze cistate ale unor alge. Acritarhii proterozoici sunt din ce în ce mai diverși spre Proterozoicul târziu, iar ocurența lor este semnalată în toată lumea. Genuri reprezentative sunt *Leiosphaeridia*, din grupul acritarhilor sferici, liși, fără ornamentație sau *Shuiyousphaeridium macroreticulatum* dintre cei acantomorfi. Genuri precum *Chuarina*, *Tawuia* sunt resturi frecvente de eucariote cu afinități incerte, iar *Longfengshania* reprezintă metazoare, toate din Proterozoicul târziu. Asociațiile Proterozoicului târziu sunt tot mai numeroase în resturi de eucariote și de metazoare.

Faunele Proterozoicului terminal, numite și faune ediacariene, siniene sau vendiene, reprezintă cazuri excepționale de conservare a materialului fosil. Astfel, în dealurile de la Ediacara, în Australia de Sud, a fost descoperită în 1947 de către R. Sprigg o asociație de metazoare marine fără schelet, foarte diversă, epicontinentală, de ape puțin adânci, cu *Dickinsonia* (Text-fig. 19.4a), *Charnia*

(Text-fig. 19.4b), *Parvancorina minchami*, *Spriggina floundersii* (Text-fig. 19.4c), *Charniodiscus arboreus*, *Tribrachidium heraldicum* (Text-fig. 19.4d), *Ovatoscutum concentricum*, etc. Toate aceste forme au afinități sistematice incerte, amintind de artropode, viermi anelizi, echinoderme sau spongieri și reprezentând probabil chiar unii strămoși ai acestora, dar în același timp putând fi grupe total deosebite de acestea. Unul dintre argumentele unicității filogenetice a acestor metazoare este posibila lor hrănire pasivă, fapt care a sugerat lipsa oricăror legături cu faunele evoluat de metazoare din Cambrian. În orice caz, afinitățile filogenetice ale faunelor ediacariene rămân și astăzi un subiect controversat. Fauna de la



a. *Dickinsonia*



B. *Charnia*



C. *Spriggina floundersii*



D. *Tribrachidium heraldicum*

Text-fig. 19.4. Reprezentații vendiene, Proterozoic terminal.  
a-c, după Tătărău (1988).

Ediacara este o faună excepțională, deoarece cuprinde primele faune de metazoare din istoria geologică.

Ulterior descoperirilor de la Ediacara, au fost descrise în lume și alte ocurențe cu faune vendiene, ca în Newfoundland, Mexic, Namibia, Siberia, etc. În România, o faună ediacariană a fost descrisă de către Gheorghe Oaie (1999), din sisturile verzi din Dobrogea centrală, de vârstă vendiană, cu resturi de meduzoizi, această faună fiind cea mai veche faună fosilă din România.

## **Eonul Phanerozoic**

Phanerozoicul sau Fanerozoicul este cea de a doua mare diviziune a timpului geologic, interval de timp ce este documentat prin fosile evidente. Paleogeografia Phanerozoicului este mai limpede documentată în virtutea identificării paleobioprovinciilor, a decelării evenimentelor tectonice, magmatice și metamorfice, aspecte care au permis elucidarea în ansamblu a configurațiilor paleogeografice la diverse intervale de timp în Phanerozoic. Având în vedere evenimentele geologice și biotice documentate în intervalul de timp de acum 545 milioane de ani și până astăzi, Phanerozoicul (Anexa 1) include trei ere: Era Paleozoică, Era Mesozoică și Era Cenozoică (Neozoică), fiecare dintre aceste ere fiind marcată de existența unor grupe de plante sau de animale, de existența unor megacicluri tectonice și a unor configurații paleogeografice caracteristice. Detalii cu privire la acest eon se găsesc și în Capitolul al XIII-lea, Stratigrafie.

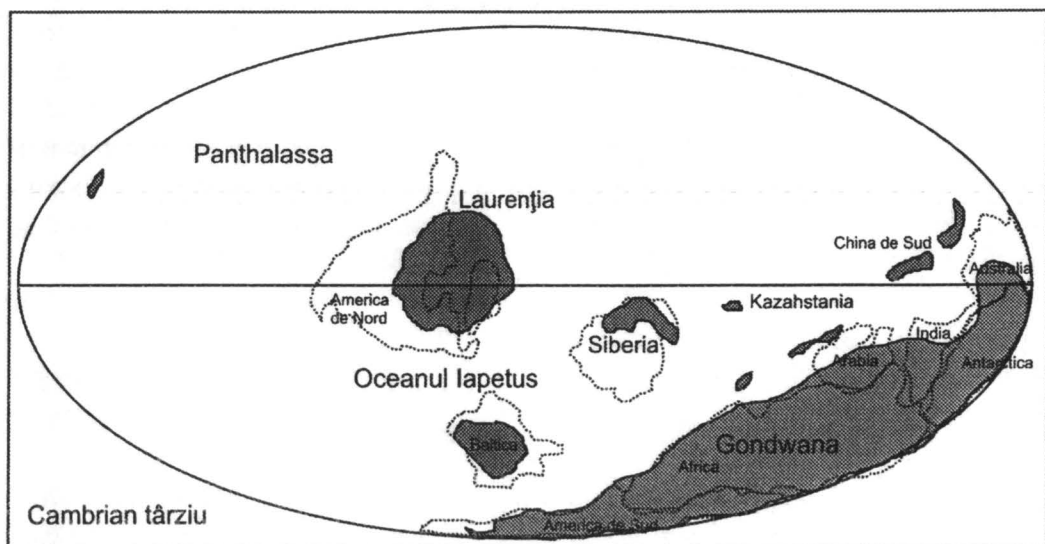
### **Era Paleozoică**

Cuprinde 6 perioade și anume: Cambrianul, Ordovicianul, Silurianul, Devonianul, Carboniferul și Permianul (Anexa 1). Paleozoicul a început acum 545 milioane de ani, o dată cu debutul Cambrianului și s-a sfârșit acum 245 milioane de ani, o dată cu începutul Triasicului. Cambrianul, Ordovicianul și Silurianul aparțin Paleozoicului timpuriu, iar Devonianul, Carboniferul și Permianul corespund Paleozoicului târziu. Paleozoicul include două megacicluri tectonice, megaciclul Caledonian, desfășurat de-a lungul Paleozoicului timpuriu și megaciclul Hercinic sau Varisc, ce corespunde Paleozoicului târziu.

### **Perioada Cambriană**

Reprezintă prima perioadă a Erei Paleozoice, este marcată din punct de vedere paleobiologic de marea explozie cambriană și de o paleogeografie dominată de fragmentele continentale ce au constituit masa Rodiniei proterozoice. Cambrianul a fost supranumit și „timpul genezei”, în sens figurat, tocmai datorită inovațiilor biologice ale căror martor este acest interval de timp. Perioada Cambriană a debutat acum 545 de milioane de ani și s-a încheiat acum 505 milioane de ani, include trei faze paroxismale: faza assyntică sau cadomiană, în Cambrianul timpuriu, faza baikaliană, în Cambrianul mediu și faza salairă sau sardă, în Cambrianul târziu, la limita cu Ordovicianul (Anexa 1). Cambrianul a fost definit de Sedgwick în 1835, după Cambria, numele vechi al Țării Galilor, stratotipul său găsindu-se în nordul Țării Galilor (Wales). Cambrianul cuprinde trei subdiviziuni: timpuriu, cu Tommotian, Atdanabian și Lenian; mediu, cu Amgaien și Mayaien și târziu, cu Dresbachian și Franconian.

Cambrianul începe o dată cu apariția primelor organisme cu schelet, respectiv cu apariția trilobitului *Olenellus* (Text-fig. 18.12a) în provinciile nordice și a *Redlichiei*, în paleobioprovinciile sudice, dar astăzi este recunoscut faptul ca depozitele sedimentare nefosilifere de sub primele strate cu acești trilobiți sunt și ele de vârstă cambriană, în Maroc sau în alte zone geografice (Cotillon, 1992). O fosilă marker pentru baza Cambrianului mai este și *Treptichnus pedum*, o urmă fosilă identificată în majoritatea profilelor cambriene (Hughes & Heim, 2005). Limita superioară, cu Ordovicianul, este marcată de apariția graptolitului flabeliform *Dictyonema flabelliforme* (Text-fig. 18.15b), indicatoare a Ordovicianului.



Text-fig. 19.5. Paleogeografia Cambrianului târziu, după Scotese (2006, online)

Fragmentarea Rodiniei spre sfârșitul Proterozoicului a condus la o configurație paleogeografică ce cuprindea cratonii Laurentia, Kazahstania și Siberia, cu o poziție mai mult sau mai puțin ecuatorială, împreună cu masele continentale China de Nord și China de Sud (Text-fig. 19.5). O masă continentală majoră era constituită de Gondwana, ce includea scuturile continentale ale Africii, Antarcticii, Americii de Sud și Indiei, cu o poziție ce includea și Polul Sud, toate fragmentele Gondwanei fiind reunite la scurt timp după ruperea Rodiniei. Gondwana a fost formată din fragmente ale Rodiniei, interconectate în Proterozoicul târziu. Un alt continent semnificativ se numea Baltica, incluzând scutul Baltic, având o poziție sudică în raport cu Laurentia, Siberia și Kazahstania. Între Baltica, pe de o parte și Laurentia și Kazahstania, pe de altă parte, se

întindea Oceanul Iapetus, a cărui existență a caracterizat întregul Paleozoic timpuriu și a cărui sutură o constituie însăși catena Caledoniană. Emisfera nordică era dominată de Oceanul Panthalassic, o reminiscență a oceanului ce înconjură Rodinia proterozoică. Marile epicontinentale, ce înconjurau continentele cambriene, au fost foarte bine dezvoltate, dominând paleogeografia Cambrianului și premergând dezvoltarea explozivă a biocenozelor în jurul maselor continentale Gondwaniană, Baltică sau Laurențiană. Raportul magneziu/calciu în marile cambriene a fost relativ redus, fapt ce a permis precipitarea preferențială a calcitului și nu a aragonitului în exoscheletele nevertebratelor, prin procese de bioprecipitare (Hughes & Heim, 2005).

Marea explozie cambriană reprezintă un moment de cotitură în istoria vieții, în virtutea faptului că într-un interval de timp foarte scurt din punct de vedere geologic au apărut majoritatea încrengăturilor de nevertebrate cu exoschelet cu reprezentanți actuali, alături de o mulțime de încrengături de nevertebrate fără reprezentanți actuali, multe dintre acestea dispărute la finele sau chiar la mijlocul Cambrianului. Alături de nevertebrate, apar și primele cordate, cum este cazul lui *Pikaia* (Text-fig. 19.6d), documentat din șisturile de Burgess, din Columbia Britanică.

Localități importante din punct de vedere paleontologic se găsesc în Columbia Britanică, la Burgess, de vârstă Cambrian medie și în China, în provincia Yunnan, la Chengjiang, de vârstă Cambrian inferioară. Aceste localități reprezintă ocurențe de tip Lagerstätte, adică localități cu un conținut fosilifer excepțional, atât din punct de vedere al diversității cât și din punct de vedere al conservării materialului paleontologic. Cele două localități conservă o bogată asociație de nevertebrate, cu schelet dar, fapt și mai important, fără schelet, conservate în roci detritice fine, de tipul șisturilor. Astfel, Burgess și Chengjiang reprezintă veritabile ferestre deschise către trecutul geologic, unice datorită diversității și conservării lor excepționale. Alte localități importante pentru paleontologia cambriană sunt Sirius Passet, în Groenlanda și Kangaroo Bay, în Australia. Secțiuni cambriene semnificative se găsesc în Platforma Siberiană, China, Maroc, Kazahstan, Platforma Baltica și Australia.

Explozia cambriană a fost intuită de cercetători timpurii, cum este cazul chiar al lui Charles Darwin, care în Originea speciilor (1859) acceptă drept o problemă semnificativă apariția bruscă a faunelor cambriene, după o absență aproape totală a oricărui fosil precambriene.

Cauzele exploziei biologice cambriene își găsesc originea în contextul climatic, tectonic și paleogeografic al Cambrianului. Încheierea mării glaciaționi de la sfârșitul Proterozoicului, avântul evolutiv al faunelor ediacariene, efectul de seră

asociat ieșirii din glaciația proterozoică, concentrația crescută de bioxid de carbon atmosferic și oceanic, a dus în timpul Cambrianului la apariția organismelor cu schelet și la inovații radicale, masive în organizarea nevertebratelor. Biocenozele cambriene reprezintă deja biocenoze evoluate, cu piramide trofice și lanțuri trofice bine definite, cu majoritatea tipurilor de interacțiuni interspecifice deja instalate, cum este cazul predatorismului, multa vreme desconsiderat la nivelul Cambrianului. În Cambrianul mediu se dezvoltase deja o provincialitate faunistică pronunțată, demonstrată de marea variabilitate și distribuție a faunelor cu trilobiți.

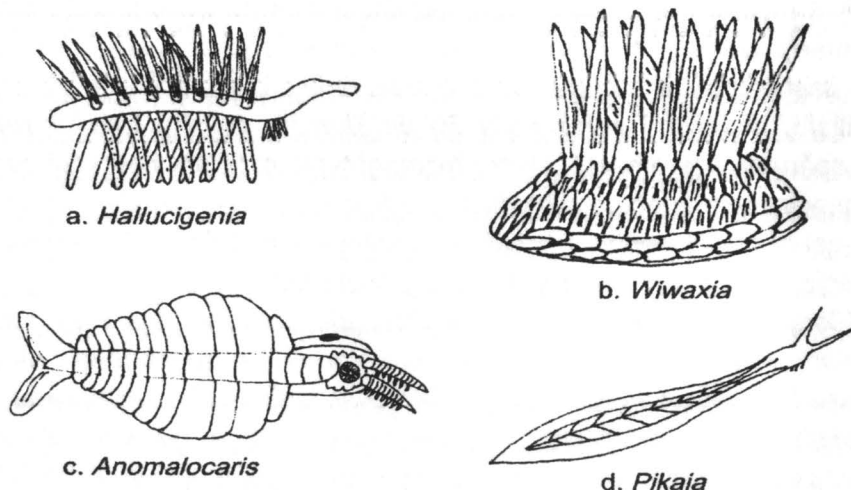
În Cambrian apar majoritatea încregăturilor de nevertebrate marine cu reprezentanți actuali, precum radiolari, forămanifere, spongieri, anthozoare, bivalve, gastropode, artropode, brachiopode, anelide, echinoderme, briozoare și multe altele, însumând aproximativ 50 de filumuri, cu sau fără reprezentanți actuali, apărute „instantaneu”. Dintre încregăturile extincte, cele mai cunoscute sunt arheociatidele, precum și hiolitidele, alături de planuri bazale cu totul bizare, precum cel al *Hallucigeniei*. Trilobiții și trilobitoideii sunt din ce în ce mai diverși, deși înregistrează tipuri primitive, lipsite de posibilitatea de înrulare.

Flora marină înregistrează cyanobacterii, acritarhi, alge roșii calcaroase (*Epiphyton*, *Pseudoanthos*, *Kenella*, *Taninia*) și de asemenea, alge verzi calcaroase (*Cambroporella*, *Yakutina*, *Mejerella*), toate în plin avânt evolutiv. Flora continentală era cvasiinexistentă, deși se presupune că în Paleozoicul timpuriu a existat un covor vegetal firav de plante inferioare, alge, fungi sau licheni. O fosilă cambriană, probabil de natură vegetală, enigmatică, rămâne *Aldanophyton antiquissimum*, descris din depozite continentale din Siberia. Adevărata colonizare a domeniilor continentale, cu plante superioare, traheofite, s-a făcut cel mai devreme la sfârșitul Ordovicianului sau în Silurian.

Fauna excepțională conservată la Burgess, în Columbia Britanică, a fost descoperită de către Charles Walcott în 1909, ulterior colecții majore constituite din această ocurență fiind depozitate la Muzeul Smithsonian, din Washington DC. Referitor la fauna de la Burgess există și o bogată literatură științifică și de popularizare, așa cum este cazul lucrărilor lui Stephen Jay Gould (1989), Briggs et al. (1994) și Conway-Morris & Whittington (1979, 1985).

În Canada, au fost descrise unele faune anterioare faunei de la Burgess, în Munții MacEnzie, Canada, cu fosile de tipul lui *Lapwortella* și *Archaeooides*, de vârstă Cambrian bazală. Fauna de la Burgess este în schimb extrem de bogată, atât în încregături cu schelet cât și în filumuri fără schelet, în special bentonice, ce trăiau pe fundul unei mări puțin adânci, epicontinentale, din apropierea țărului de vest al cratonului Laurențian. Dintre organisme fără schelet sunt celebre *Hallucigenia* (Text-fig. 19.6a), cu afinități sistematice necunoscute, *Ottoia*, un

vierme priapulid, *Wiwaxia* (Text-fig. 19.6b), *Canadia* sau *Leancoilia*. Dintre organismele cu schelet, cele mai cunoscute sunt *Marella splendens* (Text-fig. 18.10), *Olenoides serratus*, *Tuzoia*, *Sanctacaris* sau unul dintre prădătorii de top din biocenoza de la Burgess, *Anomalocaris* (Text-fig. 19.6c). Organisme bentonice, fixate de substrat, erau *Dinomiscus*, *Thaumaptilon* și arheociatide. Un supraviețuitor ediacarian a fost *Kullingia*, în timp ce primul chordat, una dintre cele mai remarcabile inovații ale deflagrației cambriene, se numește *Pikaia gracilens* (Text-fig. 19.6d).



Text-fig. 19.6. Organisme cambriene de la Burgess Shale.

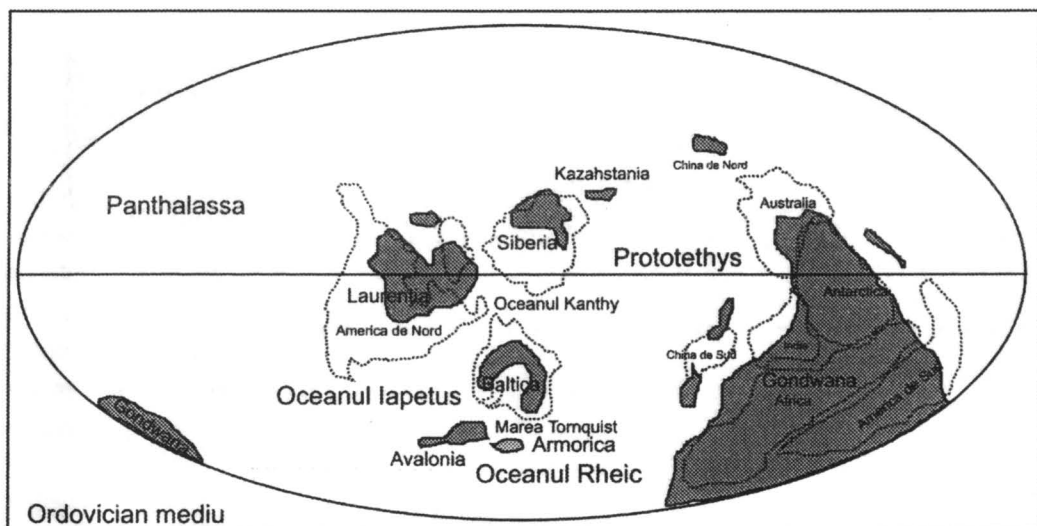
În România, în forajele executate în Platforma Moesică, s-au găsit gresii fine cambriene cu trilobitul *Paradoxides paradoxissimus* (Text-fig. 18.12b, Muțiu, 1980), faună cu mare importanță paleobiografică.

Relația între faunele proterozoice ediacariene și faunele cambriene este încă destul de obscură și face din originea faunelor cambriene o enigmă cu atât mai semnificativă. Diploblasticele și triploblasticele cambriene au inițiat noi procese de gastrulație, cu o ontogenie mult mai complicată decât cea a organismelor vendiene, fapt care a condus la diversificarea substanțială a faunelor de aceasta vârstă. Cambrianul a înregistrat două extincții, una în Cambrianul mediu, moment în care dispar arheociatidele și trilobiții oleneloizi și a doua în Cambrianul terminal, când dispar alte tipuri de trilobiți și conodonte. Clima cambriană nu a înregistrat pulsuri de glaciațiune și de aceea se presupune că nici calota polară sudică nu era dezvoltată.

## Perioada Ordoviciană

Ordovicianul a fost definit de către Lapworth în 1879, își trage numele după tribul galez numit ordovici și își are stratotipul în Țara Galilor, fiind definit ca o soluție intermediară și inspirată în conflictul dintre Sedgwick și Murchinson în ceea ce privește sistemele Cambrian și Silurian. Este perioada de mijloc a Paleozoicului timpuriu, a început acum 505 milioane de ani și s-a sfârșit acum 435 milioane de ani (Anexa 1). Ordovicianul include faza paroxismală salairă sau sardă, la limita cu Cambrianul și faza taconică, la limita cu Silurianul. Se împarte, de la vechi către nou, în Tremadocian, Arenigian, Llanvirnian, Llandeilian, Caradocian și Ashgillian.

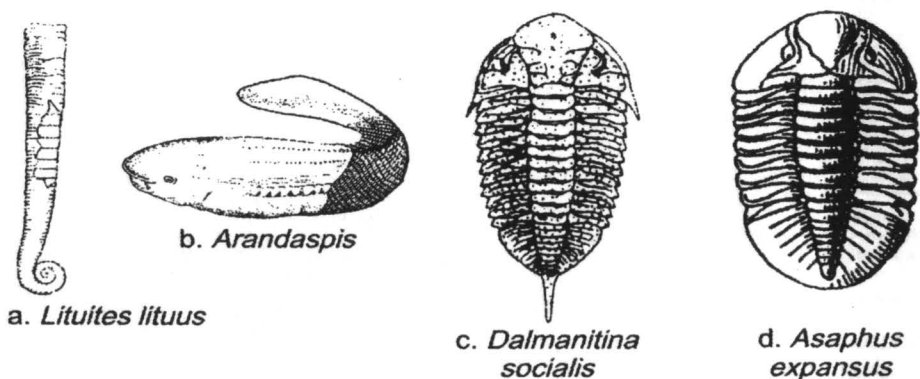
Ordovicianul este marcat de apariția graptolitului flabeliform *Dictyonema flabelliforme* (Text-fig. 18.15) sau de apariția conodontului *Iapetognathus fluctivagus*. Limita sa superioară, cu Silurianul, este marcată de apariția graptolitului monograptid *Glyptograptus persculptus* sau a graptolitului *Akidograptus acuminatus*, ce marchează începutul Silurianului, peste ultima zonă cu graptolitul *Nemagraptus gracilis*, ce marchează topul sistemului Ordovician. Secțiunea tip clasică se găsește în Țara Galilor, dar alte secțiuni semnificative pentru sistemul Ordovician se găsesc și în Canada, la Green Point, Newfoundland, în Scoția, în Spania sau în Maroc.



Text-fig. 19.7. Configurația paleogeografică a Ordovicianului mediu, după Scotese (2006, online).

Ordovicianul este marcat de o mare mobilitate crustală, fapt care pune probleme în reconstituirile paleogeografice pentru acest interval de timp (Fortey, 2005, Text-fig. 19.7). În general, Ordovicianul a fost caracterizat de restrângerea progresivă a Oceanului Iapetus, situat între Baltica și Laurentia, de apropierea

Chinei de Sud de Kazahstania și de accelerarea subducțiilor de pe rama de nord a Gondwanei, prin consumul de crustă oceanică a Oceanului Prototethys (Text-fig. 19. 7). Din Gondwana se desprinde o masă continentală importantă numită Avalonia, incluzând Țara Galilor, sudul Angliei, Noua Scoție și Noua Anglie. Avalonia se deplasa spre nord, în direcția Laurenției, rama nordică a Avaloniei înregistrând subducția plăcii oceanice a lapetusului. Avalonia a fost despărțită de Baltica prin Marea Tornquist, mare ce a avut o istorie relativ scurtă în timpul Ordovicianului, pe măsura ce Avalonia și Baltica se apropiau una de cealaltă. La ruperea Avaloniei de Gondwana, prin riftarea unei fișii cu poziție aproape Est-Vest din Gondwana, a luat naștere un ocean important pentru geografia Paleozoicului în general și anume Oceanul Rheic, acest ocean deschizându-se în Ordovician și încheindu-și existența în Permian, o dată cu încheierea ciclului Hercinic. La Sud de Avalonia, desprinsă tot din Gondwana, s-a constituit un alt microcontinent, numit Armorica. Între continentele Baltica și Siberia se găsea Oceanul Kanthy. Geografia microcontinentelor aflate în jurul marilor mase continentale a fost foarte complexă în timpul Ordovicianului, aceste microcontinente fiind în final acreționate la masele continentale majore.



Text-fig. 19.8. Reprezentanți ordovicieni. a, c: din Tătărâm (1988), b. Nistor-Hanganu et al. (1983), d. Neagu et al. (2003b)

Paleobiogeografia Ordovicianului este și ea foarte variată, mult mai complexă decât cea a Cambrianului și reflectă o un puternic provincialism controlat de batimetrie, clima, nutrienți și curenți oceanici, precum și de schimbarea progresivă a configurațiilor paleogeografice ordoviciene. Se identifică provincii epicontinentale, de mare puțin adâncă, unde platformele carbonatate sunt numeroase și provincii oceanice, cu asociații de organisme pelagice sau bentonice, ambele bine adaptate paleomediilor lor de viață, cu faciesuri de

adâncime reprezentate prin șisturi și gresii fine cu graptoliți și alte organisme pelagice. Asociațiile de faune marine ordoviciene sunt caracterizate de apariția primilor recifi de anthozoare primitive, respectivi primii corali tabulați, stromatoporoide, hidrozoare, asociate cu briozoare, de bivalve și gastropode primitive, brachipode precum *Orthis calligramma* (Text-fig. 18.14a) și *Obolus apollinis*, alături de primii reprezentanți ai molustelor nautiloidee, precum *Lituites lituus* (Text-fig. 19.8a) și *Endoceras duplex*, ultimii fiind și prădătorii de top în piramidele trofice ordoviciene. Echinodermele primitive au ca reprezentanți pe *Echinospaerites aurantium* și *Bothriocidaris pahleni*. Apar și primele primele vertebrate, lipsite de fălci sau agnate, cum este cazul lui *Sacabambaspis* și *Arandaspis* (Text-fig. 19.8b). Conodonte s-au diversificat puternic, cu reprezentanți precum *Promissum*, un conodont prădător de dimensiuni mari. Ordovicianul este perioada de înflorire a graptoliților flabeliformi, precum *Dictyonema flabelliforme* (Text-fig. 18.15b), alături de *Didymograptus extensus*, *Tetragraptus approximatus*, *Diplograptus multidens*, *Dicellograptus anceps*, toate aceste specii funcționând și ca fosile marker pentru vârstele ordoviciene. Trilobiții se diversifică la rândul lor, cu numeroși reprezentanți precum *Dalmanitina socialis* (Text-fig. 19.8c), *Iliaenus esmarckii* și *Asaphus expansus* (Text-fig. 19.8d), printre multe alte specii.

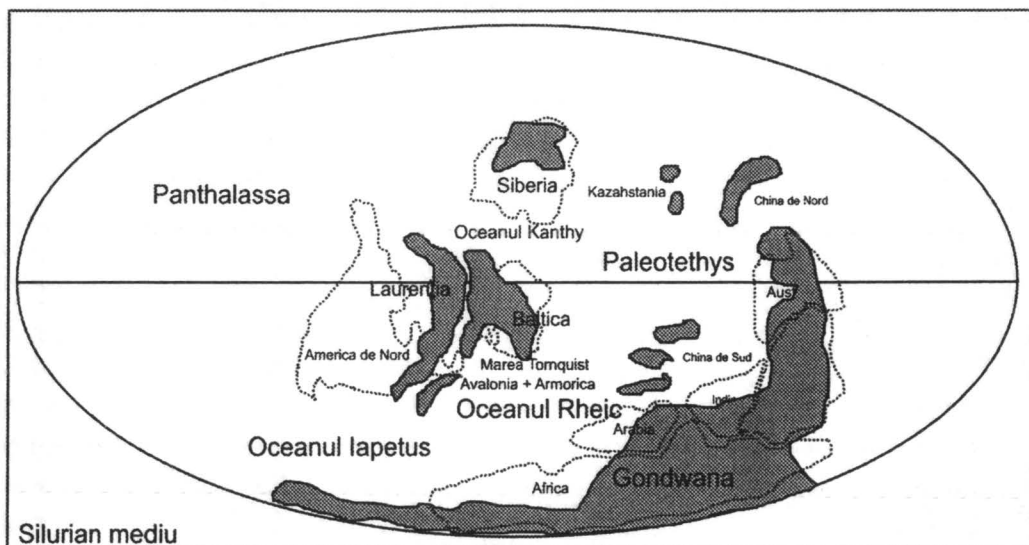
Floarele ordoviciene, exclusiv marine, includ acritarhi, alge albastre-verzi, alge verzi calcaroase, dasycladaceae (*Dasyporella*, *Vermiporella*, *Rhabdoporella*) și alge calcaroase roșii (*Solenopora*, *Parachaetetes*). În domeniile continentale nu se cunosc resturi de faună, doar rare urme de deplasare ale unor nevertebrate necunoscute. Flora continentală nu este nici ea documentată, fiind probabil reprezentată prin alge asociate domeniilor umede, prin fungi sau licheni. Resturi incerte de posibile plante terestre, precum *Boiophyton*, *Akdalophyton* sau *Saxonia* sunt puțin probabil a reprezenta plante continentale. La sfârșitul Ordovicianului se instalează o glaciațiune severă ce declanșează și extincția de la sfârșitul acestei perioade. Severitatea glaciațiunii Ordovicianului terminal este marcată de acoperirea întregii Gondwane de către calota polară sudică, precum și a unor părți din Baltica, Avalonia, și Laurentia, scăderea nivelului oceanelor cu peste 300 de metri. Extincția de la sfârșitul Ordovicianului a fost una dintre cele mai severe extincții în istoria vieții, fiind depășită în amplitudine numai de extincția de la sfârșitul Permianului sau de cea de la sfârșitul Cretacicului, prima marcând sfârșitul Paleozoicului și a doua marcând sfârșitul Mesozoicului. Ordovicianul din România a fost descris din forajele din Platforma Moesică și include o faună cu graptoliți, precum *Didymograptus hirundo* și *D. cf. extensus* (Macarovici & Turculeț, 1972).

## Perioada Siluriană

Silurianul este perioada terminală a Paleozoicului timpuriu, a fost definit de către Murchinson în 1835 și își are stratotipul în Țara Galilor, primindu-și numele după siluri, un trib britanic. Silurianul a început acum 435 milioane de ani și s-a încheiat acum 410 milioane de ani, include faza taconică, la limita cu Ordovicianul și faza ardenică, la limita cu Devonianul. Se împarte în Llandoveryan, Wenlockian, Ludlowian și Pridolian. Este o perioadă relativ scurtă de timp geologic (Anexa 1). Silurianul începe cu apariția graptolitului *Parakidograptus acuminatus* (Cocks, 2005b) și se încheie cu apariția graptolitului monograptid *Monograptus uniformis*, indicator al Devonianului în faciesurile marine. Secțiuni tip ale Silurianului se găsesc și în Scoția, unde abundența fosilelor a permis o stratigrafie de detaliu a acestui sistem. Alte regiuni semnificative pentru geologia și paleontologia sistemului Silurian se găsesc de-a lungul fluviului Nistru, în Canada, în zona Anticosti, în Norvegia, Suedia, precum și în statul New York (SUA), la granita cu statul Ontario (Canada).

Din punct de vedere paleogeografic (Text-fig. 19.9), un eveniment silurian tectonic important este coliziunea dintre Avalonia și Baltica, la începutul Silurianului, dar această coliziune a avut loc oblic, astfel încât rezultatele acestei coliziuni nu au fost puternic evidențiate orogenetic. Coliziunea dintre Baltica-Avalonia, pe de o parte și Laurenția, pe de altă parte, a avut loc în termeni severi din punct de vedere tectonic, definitivându-se orogeneza caledoniană. Acestei catene cutate, ridicată în principal din coliziunea dintre Baltica-Avalonia și Laurenția, îi aparțin Alpii Scandinavi, Apalașii și munții Grampieni din Scoția, alături de Alpii Stauning și alte catene cutate din Groenlanda de Est. Subducțiile de-a lungul marginii nord-vestice a Gondwanei au condus la un vulcanism accentuat și la apariția de arcuri vulcanice subsecvente, reprezentate azi în Australia și Noua Zeelanda (Cocks, 2005b). Coliziunea siluriană dintre Baltica-Avalonia și Laurenția a condus la formarea unui continent numit „Continental vechii gresii roșii”, numit Euramerica sau Laurusia, definitivat la începutul Devonianului. Datorită dimensiunilor sale, Laurusia devoniană a indus un climat arid în domeniile sale continentale, fapt care a condus la formarea de sedimente continentale roșii, bogate în oxizi de fier, de unde și numele de „Continental vechii gresii roșii”. Un asemenea efect climatic, caracteristic formării unor mase continentale majore controlate climatic în condiții de ariditate, a mai avut loc în timp geologic în Permian și în Triasic, o dată cu formarea supercontinentului Pangeea, la coliziunea dintre Gondwana și Laurusia. Oceanele Panthalassic și Rheic și-au continuat existența, iar Oceanul Iapetus a înregistrat o restrângere progresivă, între Laurusia și Gondwana, prin subducții duble, sub ambele mase

continentale. Oceanul Iapetus și-a încheiat existența în Silurianul târziu, o dată cu încheierea ciclului Caledonian. Kazahstania, China de Nord și Siberia au rămas mase continentale apropiate, dar independente, grupate în emisfera nordică.

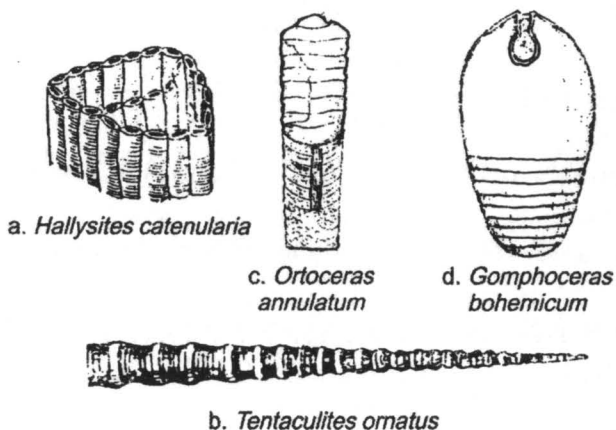


Text-fig. 19.9. Configurația paleogeografică a Silurianului mediu, după Scotese (2006, online)

Marginea de nord-vest a Gondwanei, cu domenii marine de șelf, a constituit în timpul Silurianului un domeniu epicontinental marin neoxigenat, fapt care a permis acumularea de șisturi negre, bogate în materie organică și în fosile marine pelagice. Condiții caracterizate de o mai bună oxigenare a masei de apă marine s-au instalat în Silurianul târziu, fapt care a permis instalarea unor platforme carbonatate importante. Tot în Silurianul târziu și-au făcut apariția lagune în jurul Laurusiei, fapt care a permis acumularea de roci evaporitice, reprezentate prin gips, anhidrit și sare, aceste roci fiind cunoscute sub numele de facies Downtonian.

Silurianul a fost caracterizat de o diversificare importantă a faunei marine, post extincție, ca rezultat al încheierii glaciațiunii ordoviciene. Construcțiile recifale, primele din istoria geologică generate de corali, înregistrează o biodiversitate crescută de organisme bentonice sesile, cu corali tabulați, briozoare, tetracoralii, crinoide, alge calcaroase verzi (*Rhabdoporella*, *Vermiporella*, *Girvanella*, apărute în Ordovician sau *Hedstroemia*) și roșii, bivalve și brachiopode, alături de o mulțime de grupe de faună bentonică vagilă sau liberă, precum trilobiți din ce în ce mai evoluți, artropode merostomate și gastropode. Fauna marină înregistrează noi grupe, precum corali tabulați (*Hallysites catenularia*, Text-fig. 19.10a; *Favosites gotlandica*), tetracoralii (*Acervularia*

*ananas*), stromatoporoide, brachipode articulate (*Strophonema rhomboidalis*, *Spirifer*, *Chonetes*, etc), cu tipuri noi precum rhynchonellidele și spiriferidele și nearticulate, echinoderme cistoidee și crinoidee, gastropode (*Tentaculites ornatus*, Text-fig. 19.10b), nautiloidee ortocone (*Ortoceras annulatum*, Text-fig. 19.10c, *Gomphoceras bohemicum*, Text-fig. 19.10d) și cirtocone (*Phragmoceras broderipi*). Faunele bentonice vagile includeau trilobiți Phacopizi (*Bronteus*, *Phacops*) și Ptychopariizi (*Calymene blumenbachi*, *Dalmanitina*), alături de artropode merostomate precum gigantostreceii sau euripteridele, un grup nou de carnivore de top, reprezentați prin *Pterigotus buffaloensis* și *Eurypterus fischeri* (Text-fig. 18.13). Euripteridele se numărau și printre primele nevertebrate care au început scurte incursiuni în domeniile continentale. Graptoliții monograptizi înregistrează în Silurian cea mai mare diversitate, cu genuri precum *Monograptus*, *Rastrites* și *Cyrtograptus*. Vertebratele au fost reprezentate prin agnați, ostracodermi, cu plăci osoase în regiunea cefalică, lipsiți de fălci, doar cu un orificiu bucal ventral, cu reprezentanți precum *Jamoytius*, *Cephalaspis*, *Pteraspis* și *Birkenia* (Saulea, 1967, Tătărâm, 1988). O prezență specială printre peștii Silurianului târziu a fost și *Climatius*, posesor de fălci articulate, un precursor al peștilor cartilagiноși-osoși.



Text-fig. 19.10. Représentations faunistiques siluriennes.  
a-c: după Tătărâm (1988)

În domeniile continentale, flora își începe ofensiva de colonizare a noilor spații terestre, Silurianul superior înregistrând apariția primelor plante superioare, traheofite. Ele aparțin rhyniofitelor, cum este cazul lui *Cooksonia*, sau pteridofitelor licopside, cum este cazul lui *Baragwanathia* (Text-fig. 17.17). Colonizarea

domeniilor continentale de către plante, precum și problemele ridicate sub aspect fiziologic, a fost descrisă în detaliu într-un capitol anterior de Paleobotanică. Faunele continentale ale Silurianului nu sunt documentate precis, însă există date privitoare la unele artropode arahnide și milipede sau miriapozi, în Silurianul târziu. Flora continentală a Silurianului superior rămâne însă o flora ierbacee, primitivă, cu plante insuficient cutinizate, reprezentate aproape exclusiv prin rhyniofite.

Silurianul din România a fost descris în foraje executate în Platforma Moldovenească și din Dobrogea, include chitinozoare (*Conochitina intermedia*), brachiopode (*Leptaena rhomboidalis*), trilobiți (*Dalmanites caudatus*), graptoliți (*Monograptus priodon*) și conodonte (*Panderodus unicostatus*), citate de Macarovici & Turculeț (1972).

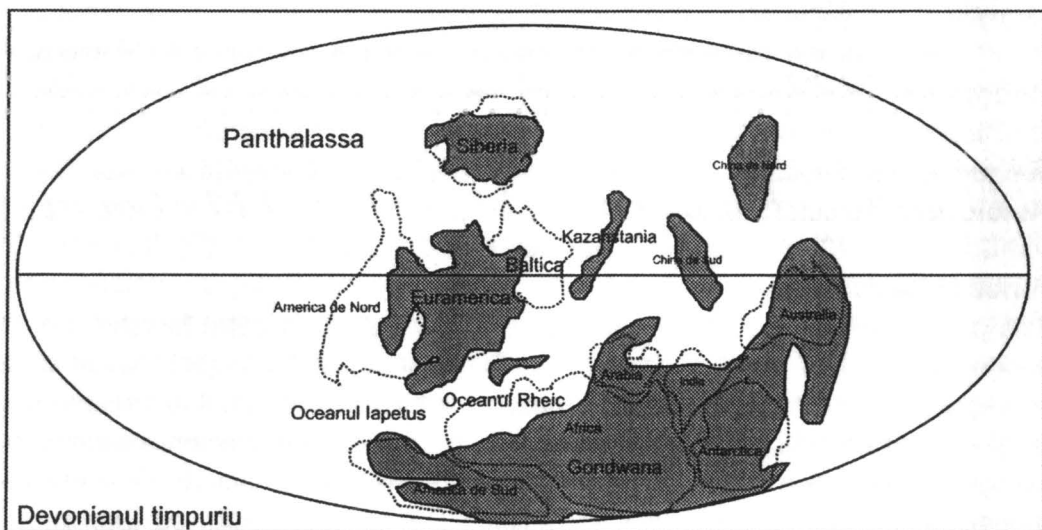
### **Perioada Devoniană**

Este prima perioadă a Paleozoicului târziu, a fost definit de către Murchinson și Sedgwick în 1839, avându-și stratotipul în Devonshire, Sudul Angliei. Devonianul a început acum 410 milioane de ani (Anexa 1), s-a încheiat acum 360 milioane de ani și este o perioadă lungă de timp geologic, presarată cu evenimente tectonice, biologice și climatice importante pentru istoria Pământului. Include Devonianul inferior, cu Lochkovian, Praguian și Emsian, Devonianul mediu, cu Eifelian și Givetian și Devonianul superior, cu Frasnian și Famennian. La limita cu Silurianul se înregistrează faza ardenică, la începutul Devonianului mediu, fază erică și la limită cu Carboniferul, faza bretonă. Devonianul debutează cu apariția graptolitului monograptid *Monograptus uniformis* și se încheie cu apariția cefalopodului goniatit *Gottendorfia subinvoluta*, marker pentru baza Carboniferului.

Paleogeografia Devonianului (Text-fig. 19.11) este marcată de existența Laurusiei, numită de către unii autori și Euramerica, formată prin coliziunea dintre Baltica-Avalonia și Laurenția, în urma căreia s-a încheiat ciclul caledonian, la sfârșitul Devonianului a dispărut Oceanul Iapetus și s-a ridicat catena caledoniană. Laurusia sau Euramerica mai este cunoscută și sub numele de „Continentul vechii gresii roșii”, „Old red sandstone” sau ORS, datorită climatului arid care i-a caracterizat existența, demonstrat prin formarea de gresii roșii, bogate în oxizi de fier. În timpul Devonianului, Kazahstania și Siberia se apropiau tot mai mult de Laurusia, în timp ce Gondwana se apropia la rândul ei tot mai mult de acest continent, prin reducerea progresivă a Oceanului Rheic, ce era consumat către nord, de către o subducție sub Euramerica. Continentele China de Sud și China de Nord se apropie de Gondwana, într-o mișcare convergentă, în apropierea lor găsim Oceanul Paleotethys, omologul oriental al Oceanului

Rheic și urmaș al domeniului oceanic Prototethys din Cambrian și Ordovician. Din punct de vedere tectonic, Devonianul poate fi considerat ca o perioadă de restrângere a domeniilor oceanice perigondwanice și perieuramericane, într-o mișcare convergentă a maselor continentale care a anticipat formarea, în Permian, a supercontinentului Pangeea.

Devonianul a fost marcat de o răcire climatică progresivă, înregistrând



Devonianul timpuriu

Text-fig. 19.11. Configurația paleogeografică a Devonianului timpuriu, după Scotese (2006, online)

trecerea de la climatul cald, de efect de seră sau de „green house” al Paleozoicului timpuriu, la climatul mai rece, de „ice house”, al Paleozoicului târziu, răcire marcată de scăderea drastică a paleoconcentrației globale de bioxid de carbon, la sfârșitul Devonianului (McGhee, 2005). O asemenea scădere a paleoconcentrației globale de bioxid de carbon în Devonian a fost determinată de dezvoltarea covorului vegetal terestru, ca urmare a colonizării uscatului de către plantele superioare, la sfârșitul Silurianului. Subsecvent, nutrienții ajunși în domeniile marine epicontinentale au condus la înfloriri majore de alge marine, care au fixat carbonul oceanic cu o rată de fixare accelerată, procesul de scădere a paleoconcentrației globale fiind în acest mod și mai accelerat. Paleoconcentrația de bioxid de carbon atmosferic la începutul Devonianului era de aproximativ 12-14 ori mai ridicată decât azi, în timp ce la sfârșitul acestei perioade, paleoconcentrația globală nu depășea de 2 ori nivelul de astăzi (McGhee, 2005). De aceea, la sfârșitul Devonianului s-a dezvoltat o calotă glaciara grosă pe cuprinsul teritoriului Gondwanei, în jurul Polului Sud.

Din punct de vedere paleobiologic, Devonianul este o perioadă de inovații

și de avânt evolutiv, martor al triumfului vieții continentale în toată diversitatea ei. Domeniile continentale sunt colonizate intensiv de către plantele superioare, debarcate încă din timpul Silurianului superior. Aceasta colonizare a implicat inovarea mai multor tipuri de planuri bazale pentru traheofite, precum pteridofitele și gimnospermele, cu majoritatea claselor și ordinelor lor primitive. Colonizarea a avut ca efect și schimbarea climatică petrecută în timpul Devonianului, dar a indus și un avânt evolutiv pentru nevertebratele și vertebratele terestre, aflate într-o strânsă coevoluție cu flora devoniană. Astfel, artropodele, peștii continentali și primii amfibieni au înregistrat o biodiversitate explozivă, micro- și macroevolutivă. În domeniile marine și oceanice, continua diversificarea accelerată a multor grupe de nevertebrate, precum corali, gastropode, bivalve, nautiloidee și ammonoidei goniatitizi, trilobiți, în timp ce vertebratele înregistrează inovația peștilor placodermi, cu fălci sau apariția de noi tipuri prin renunțarea la carapace și apariția peștilor cartilaginoși-osoși prin primii rechini și a peștilor crossopterigieni, ultimii asigurând trecerea către primii amfibieni.

Plantele superioare devoniene înregistrează o veritabilă explozie evolutivă, prin diversitate și complexitate. În Devonian, nematofitele (*Spongiophyton*, *Prototaxites*, Text-fig. 17.10c; *Pachytheca*, Text-fig. 17.10d), rhyniofitele (*Rhynia*, Text-fig. 17.12; cu *Rhynia gwine-waughanii*, *Rhynia major*), zosterofitele (*Zosterophyllum*, Text-fig. 17.14, cu *Z. rhenanum*; *Nothia aphylla*, *Gosslingia cordiformis*) și în special trimerofitele (*Trimerophyton*, *Psilophyton*, Text-fig. 17.15, *Pertica*) constituie materia primă pentru noutățile evolutive introduse la nivelul pteridofitelor licopside cu ordinele Drepanophycales (*Drepanophycus spinaeformis*, *Asteroxylon mackiei*, Text-fig. 17.18), Protolepidodendrales (*Protolepidodendron scharianum*, *Lepidosigillaria whitei*), sfenopside (*Pseudobornia ursina*, *Archaeocalamites radiatus*) sau a primelor filicopside. Gimnospermele își aveau și ele sușa în grupul trimerofitelor, primele gimnosperme apărute în Devonianul târziu fiind grupate la Progimnosperme, cu Ordinele Archaeopteridales (*Archaeopteris macillenta*, Text-fig. 17.24) și Aneurophytales (*Aneurophyton*), dispărute la sfârșitul Devonianului, o dată cu puseul glaciatic ce produce criza Frasnian-Famenniană. Pteridospermopsidele (ferigile cu sămânță) apar în Devonianul târziu, introducând noi inovații legate de protecția seminței și de arhitectura corpului vegetativ, cum este cazul lui *Moresnetia* și a lui *Elkinsia*, primele ferigi cu sămânță de vârstă Famenniană. Devonianul este perioada în care au apărut primele asociații forestiere, pădurea Devoniană fiind dominată de progimnosperme (*Archaeopteris*) și sfenopside (*Pseudobornia*), etajul inferior fiind ocupat de coroanele licopsidelor și a filicopsidelor. De asemenea, o dată cu dezvoltarea pădurilor, apar și primele



*Pterichtyodes*, pești fără carapace, placodermi, cum este cazul lui *Dunkleosteus* (Text-fig. 19.12c), un prădător de top, gigant al mărilor devoniene, pești cartilaginoși-osoși, precum *Cladoseleache* (Text-fig. 19.12d) și pești crossopterigieni evoluți, precum *Holoptychius*.

Ambianțele depoziționale continentale Euramericane au permis instalarea unor faciesuri cu gresii roșii, de tip „red beds”. Faciesurile marine includ calcare recifale cu tetracorali, tabulați și stromatoporoide, precum și gresii fine, fosilifere, epicontinentale. Faciesurile bazinale, de apă adâncă, includ șisturi negre, descrise în Germania și sub numele de șisturi de Hunsruck, cu o faună fosilă semnificativă.

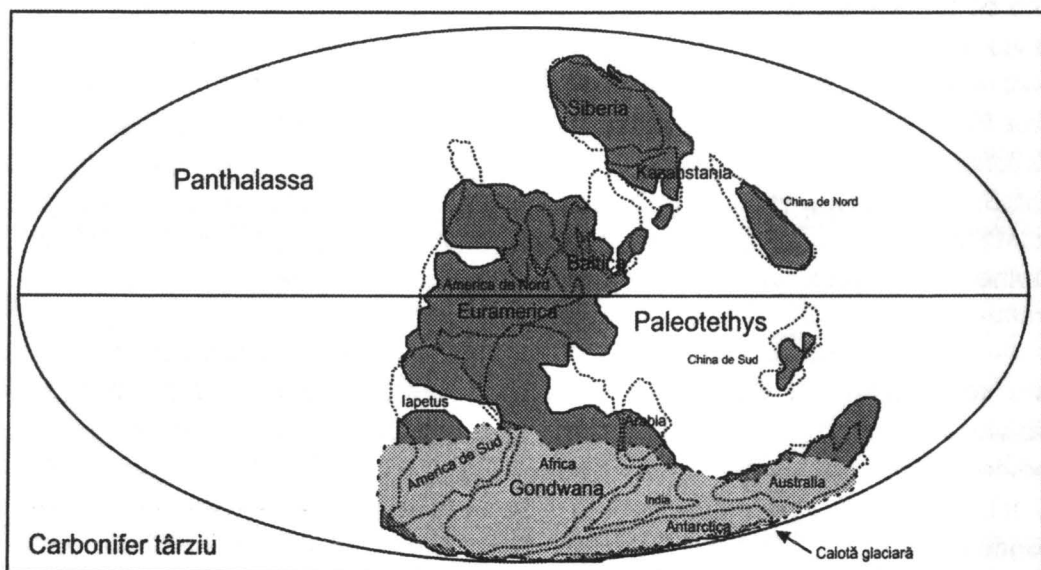
Sfârșitul Devonianului a fost marcat de o extincție în masă, resimțită în special în domeniul marin și oceanic, unde dispar aproximativ 70% din numărul de genuri și specii. Această extincție este datorată cel mai probabil răcirii climatice și dezvoltării calotei glaciare gondwaniene. Motivul scăderii de temperatură a fost probabil legat de dezvoltarea covorului vegetal, de dezvoltarea fitoplanctonului și de unele manifestări vulcanice care au contribuit la instalarea unui efect de iarnă vulcanică, ultima ipoteză fiind o ipoteză încă disputată în Geologie. Biodiversitatea marină a descrescut dramatic spre sfârșitul Devonianului, încă din Frasnian, în timp ce la începutul Devonianului, în Lockhovian și Praguian, biodiversitatea se găsea în creștere accelerată. Începând cu Eiffelianul și în timpul Givetianului, biodiversitatea scade, pentru a înregistra valori minime începând cu Frasnianul, criza Frasnian-Famenniană purtând și numele de “evenimentul Hangenberg”. În particular, la limita dintre Frasnian și Famennian, a avut loc o cădere bruscă a temperaturii medii anuale globale, fapt care a declanșat accelerarea tempo-ului extincției, ocazie cu care au dispărut o mare parte dintre grupele de nevertebrate marine și de plante superioare, terestre, cum este și cazul progimnospermului *Archaeopteris*.

În România, depozitele devoniene sunt în general metamorfozate, cum este cazul celor din Carpații Meridionali, în Munții Țarcu, cu *Psilophyton* și *Archaeopteris*, descrise de Semaka (1970) sau pe Valea Dunării, la Drencova. De asemenea, Devonianul nemetamorfozat este prezent în Platforma Moesică, iar la zi, în Dobrogea, în dealurile Bujoarele, descoperit de Ion Simionescu și detaliat de Magdalena Iordan (1973). La Bujoarele (Bujorul Românesc și Bujorul Bulgaresc) a fost declarată o rezervație paleontologică, cu specii dintre crinoide, tentaculiti, brachiopode și trilobiți, precum *Tentaculites scalaris*, *Acrospirifer primaevus*, *Orthotethes umbraculum*, *Spirifer hercynense*, *Hysterolithes hystericus*, *Dalmanella cricularis*, *Schelwienella hipponyx*, printre multe altele.

## Perioada Carboniferă

Carboniferul a fost definit de către William Conybeare și William Phillips, în 1822, în Anglia și este perioada de mijloc a Paleozoicului târziu. A început acum 360 milioane de ani, s-a încheiat acum 295 milioane de ani și a fost o perioadă lungă de timp geologic (Anexa 1). Cuprinde faza paroxismală bretonă, la limita cu Devonianul, faza sudetă, la limita dintre Carboniferul inferior și cel superior și faza asturică, la limita dintre Westphalian și Stephanian. Ca subdiviziuni, Carboniferul inferior include Tournaisianul și Viseanul, iar cel superior Serpukhovianul, Bashkirianul, Moscovianul, Kasimovianul și Gzelianul. Diviziunile Carboniferului superior în facies continental, numit și Silezian, sunt: Namurianul, Westphalianul și Stephanianul. Carboniferul debutează cu conodontul *Siphonodella sulcata*, goniatitul *Gottendorfia subinvoluta* și se încheie cu apariția lui *Streptognathodus wabaunsensis* și a amonoidului *Properinites*, ce marchează începutul Permianului. În America de Nord, Carboniferul este împărțit în Mississippian sau Carbonifer inferior și Pennsylvanian sau Carbonifer superior, cu o limită ce nu corespunde limitei Carbonifer inferior - Carbonifer superior din domeniul gondwanic sau siberian (Scott, 2005).

Carboniferul a fost o perioadă caracterizată de îngustarea progresivă a



Text-fig. 19.13. Configurația paleogeografică a Carboniferului târziu, după Scotese (2006, online)

Oceanului Rheic și a altor domenii oceanice între Euramerica, Siberia și Gondwana, în pregătirea formării supercontinentului Pangeea, din perioada Permiană (Text-fig. 19.13). De asemenea, a fost caracterizată de o climă tipică de

“ice house”, de înflorirea vegetației continentale, cu efect legat de generarea unor mari depozite de cărbuni, depuși în banda tropicală umedă, a domeniilor continentale. Ca evenimente paleobiologice, în domeniile terestre în Carbonifer au apărut primele reptile, primele conifere, cicadopside și ginkgoale, ca inovații structurale la plane bazale deja experimentate în timpul Devonianului. În domeniile marine și oceanice, se diversificau amonoideele și s-a redus biodiversitatea trilobiților și a merostomatelor, concomitent cu perfecționarea structurală a acestora.

Clima carboniferă, datorată în special paleoconcentrației globale de bioxid de carbon și a configurației paleogeografice, a fost caracterizată de existența unor benzi climatice, de la rece, polară, la temperat aridă și respectiv tropicală. Banda climatică tropicală a avut un rol deosebit în dezvoltarea ecosistemelor terestre, respectiv în creșterea biodiversității floristice și faunistice, în special în timpul Carboniferului superior, cel mai important interval antracolic în istoria geologică. În timpul Carboniferului, clima a fost în general dominată de caracterul de “ice house”, cu menținerea permanentă a unei calote glaciare în jurul Polului Sud, în domeniul continental al Gondwanei. Dealtfel, în Africa de Sud se înregistrează astăzi depozite foarte groase cu tillite carbonifere, indicatoare ale unor ambianțe sedimentare glaciare care s-au dezvoltat și au migrat puternic de-a lungul Carboniferului. În Carboniferul timpuriu, Polul Sud este indentificat la nivelul Africii centrale, în Carboniferul târziu să fie determinat spre Etiopia și Somalia, pentru ca în Permian să fie identificat în Antarctica, toate aceste continente fiind unite în Paleozoicul târziu în cadrul masei continentale gondwanice. Identificarea Polului Sud și a migrației acestuia în raport cu deriva continentelor în Paleozoicul târziu s-a făcut pe baze sedimentologice, indicațiile glaciare ale tillitelor sau a morenelor glaciare consolidate, fiind cei mai fideli markeri.

Flora continentală carboniferă includea pteridofite și gimnosperme, cu o mare biodiversitate, în special în timpul Carboniferului superior, în Namurian, Westphalian și Stephanian (Pennsylvanian). Briofitele erau în plină diversificare, atât prin Hepaticae cât și prin Muscinee. Pteridofitele erau grupul cel mai divers, care înregistrează avântul evolutiv cel mai puternic în Carbonifer, alături de o biodiversificare explozivă, alături de unele grupe de gimnosperme, cum este cazul pteridospermelor. Dintre pteridofite, sfenopsidele sunt reprezentate prin forme arborescente equisetale (*Calamites*, Text-fig. 17.16a-c) sau ierbacee, sphenophyllacee (*Sphenophyllum*, Text-fig. 17.16d). Licopsidele lepidodendracee sunt extrem de diverse în Carboniferul târziu (*Lepidodendron*, Text-fig. 17.19a-d; *Lepidophloios*, *Sigillaria*), atingând talii gigantice, în timp ce licopsidele din Ordinul Isoetales, precum *Chaloneria cormosa* și din Ordinul Lycopodiales, precum

*Oxroadia gracilis*, sunt rare. Pădurile de lepidodendracee au produs în Carbonifer o masă lemnoasă masivă în centura climatică tropicală, astfel încât producerea de cărbuni westphalieni a fost substanțială pentru acest interval de timp. Pădurile de lepidodendracee au fost treptat înlocuite în Stephanian prin păduri cu ferigi arborescente de tipul lui *Psaronius* (Text-fig. 17.22a-b), masa lemnoasă carbogeneratoare fiind de asemenea substanțială, dar de natură diferită. Această înlocuire s-a făcut în urma fazei paroxismale asturice, care a indus schimbări climatice și depozitionale în centura climatică tropicală la nivelul Carboniferului terminal.

Filicopsidele sau ferigile propriu-zise carbonifere reprezintă un grup extrem de divers și de interesant, fiind reprezentat prin Eusporangiate și Leptosporangiate deopotrivă. Grupele ancestrale de filicopside precum Cladoxylales (*Cladoxylon*), Iridopteridales, Stauropteridales (*Stauropteris*), Coenopteridales și Zygotpteridalele (*Zygotpteris*) s-au găsit alături de Marattiale (*Psaronius*, *Pecopteris*, *Acitheca*) și Filicales sau ferigile moderne, cu familiile Botryopteridaceae, Anachoropteridaceae, Psalixochlaeniaceae, Sermayaceae și Tedeleaceae, toate grupele furnizând și numeroase specii carbogeneratoare importante, în special Marattialele.

Gimnospermele carbonifere includeau în mod special pteridospermopsidele sau ferigile cu sămânță și coniferopsidele, în timp ce cicadopsidele și ginkgopsidele își fac apariția în Carboniferul târziu. Pteridospermopsidele carbonifere sunt reprezentate prin ordinele Pityales (*Pitus*), Medullosales (*Medullosa*), Lyginopteridales (*Lyginopteris*, Text-fig. 17.25), Callistophytales (*Callistophyton*), Calamopityales (*Calamopitys*, *Stenomylon*), Buteoxylones (*Buteoxylon*) și Glossopteridales (*Glossopteris*, subordonate în Carboniferul terminal, dar dominante în Permian, indicatoare tipice pentru provincia paleofloristică Gondwana), printre multe alte grupe, au dat specii importante din punct de vedere carbogenerator și au jucat un rol foarte important în ecologia pădurilor carbonifere. De asemenea, pteridospermele carbonifere sunt deosebit de importante din punct de vedere filogenetic, pregătind și anticipând evolutiv grupele permieni și mai ales cele mesozoice. Spre sfârșitul Carboniferului apare și Ordinul Peltaspermales, cu *Autunia*, *Arnhardtia*, *Lodevia* și *Rhachyphyllum*, pteridosperme importante mai ales pentru Permianul timpuriu, rare în Carboniferul terminal. Coniferopsidele includ Ordinul Cordaitales, grupul predominant de conifere carbonifere, cu frunza lată, cum este cazul lui *Cordaites*, un grup foarte important filogenetic, reprezentând sușa coniferelor Voltizales și respectiv a coniferelor propriu-zise, ale Ordinului Coniferales. Cordaitalele au fost studiate de Rudolf Florin, care a propus și o filogenie a coniferelor, pomind de la grupul lor de

origine, Cordaitales. Conifere carbonifere mai evoluat decăt cordaitalele sunt reprezentate prin Ordinul Voltziales, Familia Walchiaceae (*Walchia*, *Ernestiodendron*, *Otovicia*, etc.), apărute spre sfârșitul Carboniferului.

Carboniferul reprezintă un moment de mare avânt evolutiv pentru traheofite, în urma condițiilor paleoecologice excepționale pentru dezvoltarea unor păduri tropicale extinse în cuprinsul centurii tropicale. Biodiversitatea plantelor superioare carbonifere și avântul lor evolutiv a fost egalat în amplitudine numai de carbogeneza exuberantă, apărută ca efect al acestui avânt evolutiv. Plante carbogeneratoare carbonifere importante se regăsesc printre sfenopside, licopside, pteridosperme și conifere cordaitale, plante care au făcut posibilă geneza unor zăcăminte semnificative de vârstă carboniferă, aceste zăcăminte reprezentând și baza energetică a revoluției industriale începută în Anglia secolului XVIII.

Zonarea fitogeografică a Carboniferului superior (Willis & McElwain, 2002) includea un biom tropical umed (America de Nord, China și Nordul Africii), un biom tropical umed vara, un biom subtropical deșertic (Groenlanda, Canada de Nord, Brazilia, Africa de Vest), un biom cald temperat corespunzător paleobioprovinciilor angariene și parțial gondwanice și un biom de climat rece, arctic (Siberia de Nord-Est și Gondwana centrala). Provinciile floristice și faunistice carbonifere clasice se împărțeau în Provincia Euramericană, Angariană și Gondwanică.

Vertebralele au inovat grupul antracozaurilor, tetrapode ce reprezintă sușa sau grupul de origine al reptilelor propriu-zise și au înregistrat apariția primelor reptile, cum sunt cazurile lui *Hylonomus* și *Palaeothyris*, descrise din localitatea Joggins, din Noua Scoție, Canada. Dintre antracozaarii carboniferi făceau parte *Seymouria* și *Eogyrinus*. Peștii de apă dulce erau reprezentați prin genuri precum *Cambona*. Tot dintre amfibieni făceau parte și temnospondilii sau labirintodonții, cum este cazul lui *Eryops*, *Cacops* și *Mastodonsaurus*. Insectele au înregistrat un avânt evolutiv fără precedent, în coevoluție cu flora exuberantă, astfel încât au apărut grupe noi de gândaci (*Palaeodictya*) și de himenoptere foarte variate, cum este cazul lui *Meganeura*, o libelulă gigantică din Stephanianul euramerican. Milipelele precum *Arthropleura* (Text-fig. 19.14a) puteau și ele atinge dimensiuni gigantice, de ordinul metrilor, iar la rândul lor arahnidele trigonotarbide (*Trigonotarbus*) și amblipigide atinseseră talii foarte mari. Scorpionii, posibil derivați din merostomate, au apărut în Carbonifer și se diversificau rapid (*Pulmonoscorpius*, cu talii de până la 70 centimetri). Dealtfel, merostomatele atingeau și ele talii impresionante, cum este *Hibbertopteris scouleri*, de peste 3 metri lungime (Palmer, 1999). O localitate fosile - Lagerstätte pentru artropode carbonifere este East Kirkton, în Scoția. Bivalvele de apă dulce se diversificau, cu

genuri precum *Anthracosia* și *Carbonicola*.

Flora marină era reprezentată prin alge planctonice, precum acritarhi sau alge calcaroase roșii și verzi, bentonice. Fauna marină era reprezentată prin foraminifere fusulinide (*Fusulina*, *Pseudoschwagerina*) sau endotiride (*Endothyra*), spongieri, tetracorali (*Zaphrentis*, Text-fig. 19.14b, *Caninia*), tabulați în regres (*Michelinia*), stromatoporoide, fenestelide (*Fenestella*), echinoderme blastoidee (*Pentremites*), crinoide (*Actinocrinites*), bivalve (*Naiadites*), gastropode (*Bellerophon*), ammonoidee goniatitice (*Pericyclus*, Text-fig. 19.14c, *Gattendorfia*, *Goniatites*), amonoidee ceratitice (*Schistoceras*), brachiopode de talii mari (*Productus*, *Spirifer*, *Gigantoproductus*, Text-fig. 19.14d, aflate la apogeu). Trilobiții se găseau într-un regres puternic al biodiversității, dar au produs tipuri structurale din ce în ce mai complexe (*Phillipsia*). Merostomatele erau și ele în regres. Peștii erau reprezentați prin placodermi, pești cartilaginoși-osoși foarte diverși, incluzând selacieni sau rechini cu forme clasice precum *Cladodus* sau reprezentanți enigmatice, cu cocoasă. Peștii osoși includeau peștii ganoizi, cum este *Palaeoniscus* și crossopterigieni, precum *Coelacanthus*.



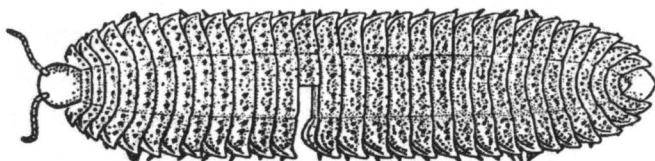
b. *Zaphrentis*



c. *Pericyclus*



d. *Gigantoproductus*



a. *Arthropleura*

Text-fig. 19.14. Reprezentați faunistice carbonifere.  
a: după Taylor & Taylor (1993), b-d: Tătărâm (1988)

Din punct de vedere facial, Carboniferul include faciesuri continentale cu cărbuni, caracteristice acestei perioade, atât de tip depresiune intramontană cât și paralice, cu influențe marine. Faciesurile marine includ faciesuri flișoide, cum este faciesul de Culm, asociat fazei paroxismale sudete sau faciesuri calcaroase, de șelf.

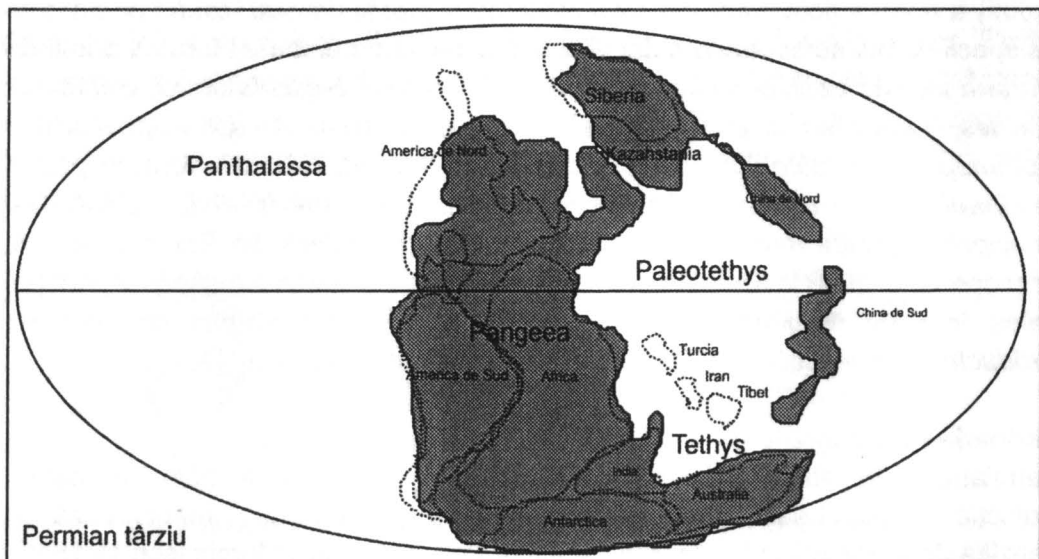
În România, Carboniferul este bine reprezentat în Carpații de Sud, în Munții Aninei și Munții Almăjului (Dragastan et al., 1997, Popa, 2005). De asemenea, existența Carboniferului a fost invocată la Schela, fără argumente paleontologice limpezi (Semaka, 1963, 1972). În Munții Aninei, în Bazinul Reșița, zăcăminte carbonifere, westphalian - stephaniene, semnificative, se găsesc la Lupac și Secu, ultima localitate fiind foarte bogată în plante stephaniene și obiect de conservare, sub forma unei rezervații paleobotanice. Deși este o localitate lipsită de cărbuni a bazinului Reșița, Zăgradia este bogată în compresioni carbonifere și permieni. În Munții Almăjului, în Bazinul Sirinia, Baia Nouă reprezintă cel mai important zăcămint carbonifer, de vârstă westphaliană. Popa (2005) a revizuit flora Carboniferului târziu din Carpații de Sud, citând peste 200 de specii de plante superioare din aceste bazine intramontane. Flora carboniferă din țară include *Lepidodendron aculeatum*, *L. acutum*, *Sigillaria brardi*, *Stigmaria ficoides*, *Calamites cistii*, *C. crucis*, *Annularia stellata*, *A. sphenophylloides*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Acitheca* cf. *hemitelioides*, *Nemejcopteris feminaeformis*, *Polymorphopteris polymorpha*, *Pecopteris unita*, *Cordaites principalis*, printre multe alte specii. O insectă carboniferă din România a fost descoperită în 1999 la Secu (Popa, 2005). Carboniferul marin a fost descoperit pe Valea Idegului, în Munții Țarcu, cu calcare ce includ *Spirifer tomacensis*, *Productus semireticulatus*, *Michellinia favosa*, printre alte specii.

### **Perioada Permiană**

Permianul este ultima diviziune a Paleozoicului târziu, se încheie cu marea extincție ce marchează limita dintre Paleozoic și Mesozoic, înregistrează și tranziția de la Paleofitic la Mesofitic și a fost definit de către Murchinson în 1841, în Ural. A început acum 295 milioane de ani și s-a încheiat acum 245 milioane de ani și este o perioadă de timp relativ scurtă, comparativ cu Devonianul sau Carboniferul. Include fazele paroxismale saalică, la limita dintre „Autunian” și Saxonian, thuringiană, la limita dintre Permianul timpuriu și cel târziu și pfalzică sau palatină, la limita cu Triasicul. Permianul inferior cuprinde vârstele Asselian, Sakilometriarian, Artinskian și Kungurian, iar cel superior vârstele Ufimian, Kazanian și Tatarian, toate pentru faciesuri marine. Pentru domeniile continentale, Permianul inferior sau Rothliegendesul, se împarte în „Autunian” și Saxonian, iar cel superior sau Zechstein, are o singură vârstă, Thuringianul. O alta periodizare a Permianului implica următoarele vârste și epoci: Lopingianul (Permian superior), cu Changhsingian și Wuchiapingian, Guadalupianul, cu Capitanian, Wordian și Roadian și Cisuralianul (Permian inferior), cu Kungurian, Artinskian, Sakilometriarian și Asselian (Twitchett, 2005). Stratotipi permieni se găsesc în

Texas (Munții Guadalupe), în Urali sau în China (provincia Meishan). Permianul debutează cu ammonoideul *Properrinites* și foraminiferul *Pseudoschwagerina morikawai* și se încheie cu apariția nautiloideului *Otoceras concavum*, indicator al Triasicului bazal.

În general, Permianul poate fi caracterizat drept o perioadă dominată de existența supercontinentului Pangeea (Text-fig. 19.15), care se va continua în Triasic, pentru a-și începe fragmentarea de-abia spre sfârșitul acestei perioade și la începutul Jurasicului. Din punct de vedere paleobiologic, Permianul înregistrează schimbarea floristică Paleofitic-Mesofitic, iar la sfârșitul său, marea extincție ce a încheiat Era Paleozoică.



Text-fig. 19.15. Configurația paleogeografică a Permianului târziu, după Scotese (2006, online)

Din punct de vedere paleogeografic, Pangeea se definitivează o dată cu alipirea Siberiei și Kazahstanului la marea masă continentală Euramericană, în timp ce Gondwana și Euramerica deja se conectaseră către sfârșitul Carboniferului, o dată cu încheierea orogenezei hercinice (Lucas, 2005) și ridicarea munților hercinici. Pangeea era înconjurată de Panthalassa, un vast ocean planetar al cărui urmaș avea să devină Oceanul Pacific. Astfel a rezultat la începutul Permianului un supercontinent care avea să fie fragmentat de abia spre sfârșitul Triasicului și începutul Jurasicului. Pe coasta de Est a Pangeei se găsea un golf întins, corespunzător Oceanului Paleotethys, bordat către sud de o masă continentală alungită est-vest, constituită din microcontinentele kimmerice: Turcia, Iran și Tibet și aproape închis către est de masa continentală a Chinei de Sud. Aceste microcontinente kimmerice se vor deplasa în Permian, Triasic și Jurasic

către rama de nord a Paleotethysului, îngustând progresiv și în cele din urmă, colmatând acest paleo-ocean, lovindu-se de China de Nord și masele boreale, la sfârșitul Jurasicului, o dată cu faza paroxismală neokimmerică. Ele lasă în urmă, spre sud, Neotethysul sau mai pe scurt, Tethysul, un ocean care avea să joace un rol important în megaciclul alpin și în configurațiile paleogeografice ale întregului Mesozoic. Formarea Pangeei a dus inevitabil la instalarea unui climat arid către centrul acestui supercontinent, moment cu care începe formarea de noi strate de gresii roșii, cunoscute sub numele de New Red Sandstone.

Flora continentală a moștenit o serie de reprezentanți din Carboniferul terminal, dar a înregistrat o serie de apariții de grupe noi, precum și o importantă schimbare floristică, la nivelul limitei dintre Permianul timpuriu și Permianul târziu. La această limită se trasează și limita dintre Paleofitic și Mesofitic, ca schimbare floristică ce anticipează marea extincție faunistică de la sfârșitul Permianului.

Pteridofitele includeau sfenopside, licopside cu Sphenophyllales (*Sphenophyllum*, *Lilpopia*) și Equisetales (*Calamites*) și filicopside, ce înregistrează apariția unor grupe noi. Astfel, Ordinele Zygopteridales și Marattiales își continuă existența, în timp ce Ordinul Filicales include familii carbonifere precum Anachoropteridaceae, Botryopteridaceae și Tedeleaceae, dar și familii nou apărute în Permian, precum Osmundaceae și Gleicheniaceae.

Gimnospermele includ pteridosperme cu originea în Carbonifer, precum Ordinul Peltaspermales și Glossopteridales, dar spre deosebire de Carbonifer, aceste ordine se diversifică puternic în Permian. Peltaspermalele includ genuri precum *Autunia conferta* și *A. naumanii*, prima un indicator excelent pentru Permianul timpuriu, *Arndhardia scheibei*, *Rhachyphyllum schenkii* și *Lodevia suberosa*, genuri și specii identificate și în depozitele permieniene din România, din Carpații de Sud (Popa, 1999, Seghedi et al., 1999). Glossopteridalele reprezentau pteridosperme prin excelență gondwanice, în timpul Permianului atingând perioada lor de apogeu, traversând chiar și limita Paleofitic - Mesofitic. Ele se diversifică exploziv, cu genuri precum *Glossopteris* (Text-fig. 17.28a), *Gangamopteris* (Text-fig. 17.28b), *Araucarioxylon*, *Ottokaria* (Text-fig. 17.28c), *Denkania*, *Arberiella*, *Eretmonia* (Text-fig. 17.28d), etc., toate reprezentând structuri variate descrise din Australia, Africa de Sud sau India.

Cicadopsidele se găseau în plin avânt evolutiv, cu genuri remarcabile precum *Lesleya*, *Spermopteris*, *Phasmatocycas*, *Sobernheimia* și *Arhaeocycas*. Gingkopsidele permieniene au apărut odată cu *Trichopitys heteromorpha* și *Polyspermophyllum sergii*, ultimul fiind un reprezentant gondwanic.

Coniferele permieniene reprezintă un grup fascinant, în condițiile în care cordaitalele s-au găsit în declin din ce în ce mai pronunțat, devenind extinse în

Permianul timpuriu. În Permian se diversifică puternic coniferele “intermediare” ale Ordinului Voltziales, mai evolute decât cordaitalele, dar mai simple decât coniferales. Ele sunt reprezentate prin familii exuberante, precum Walchiaceae (Utrechtiaceae), Tucididaceae, Majonicaceae, Ullmaniaceae, Ferugliocladaceae și Buriadiaceae. Aceste familii de conifere au perfecționat metodele de polenizare, arhitectura conurilor și au introdus inovația stazei de germinare a semințelor, fapt care a permis colonizarea înălțimilor muntoase ale Pangeei prin posibilitățile sporite de supraviețuire în timpul transportului pe distante mari.

Grupe enigmatice de plante permieni sunt reprezentate de Ordinele Gigantopteridales și Vojnovskyales. Ordinul Gigantopteridales este un ordin prin excelență permian, cu majoritatea reprezentanților săi din China, cu reprezentanți precum *Gigantopteris nicotiniaefolia*, *Gigantopteridium*, *Gigantonoclea*, *Delnortea*, prezentând afinități cu pteridospermele, dar mai ales cu gnetalele. Originea gnetalelor prezintă un deosebit interes științific, fiind considerate plante evolute, purtătoare ale unui periant primitiv și de aceea o posibilă sușă, la rândul lor, pentru plantele cu flori sau angiosperme, cheie pentru “abominabilul secret”, așa cum a numit Darwin originea angiospermelor. Vojnovskialele au fost descrise din Bazinul Pechora sau din Texas, cu *Vojnovskia paradoxa*, *Gaussia* și *Sandrewia texana* (Taylor & Taylor, 1993).

Schimbarea floristică de la nivelul limitei dintre Permianul timpuriu și cel târziu se produce în termenii înlocuirii pteridofitelor ca fond floristic dominant, caracter tipic paleofitic, în favoarea gimnospermelor, caracter tipic mesofitic. Practic, în Permianul târziu se instalează caracterele paleofitocenotice ale Mesofiticului, ce devin din ce în ce mai pronunțate în Triasic, pentru ca florea Jurasicului să devină asociații pur mesofitice.

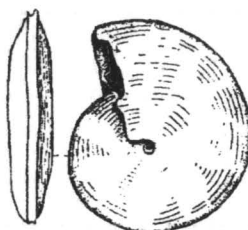
Nevertebratele continentale includeau gastropode, bivalve de apă dulce (*Athracosiide*), ostracode de talie mare și insecte diversificate, adaptate la diverse grupe de plante, din ce în ce mai specializate. Au fost descrise și modalități de hrănire a insectelor pe seama structurilor polinifere (Krassilov, 1997).

Nevertebratele marine includeau foraminifere fusulinide (*Schwagerina*, *Fusulina*, Text-fig. 19.16a), tetracoralii rușoși (*Zaphrentis*, *Aulophyllum*), briozoare fenestelide (*Fenestella retiformis*), bivalve (*Schizodus*), gastropode, ammonoidee goniatitide (*Apathoceras*) și ceratitide (*Medlicotia*, Text-fig. 19.16b, *Cyclolobus*, *Propanoceras*) și trilobiți cu capacitate de înrulare din familia Proetidae (*Phillipsia*). Unul dintre ultimii trilobiți, din Permianul târziu, este *Anisopyge cooperi*. Merostomatele dispar în Permian, cu excepția limulidelor (*Limulus*).

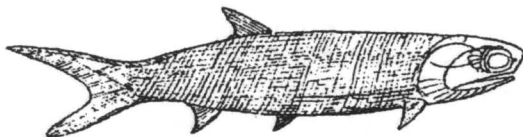
Vertebratele continentale și cele marine cuprindeau grupe importante de pești, amfibieni și reptile. Peștii includeau pești cartilaginoși, precum



a. *Fusulina*



b. *Medicottia*



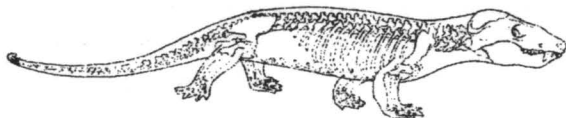
c. *Palaeoniscus*



d. *Seymouria*



e. *Dimetrodon*



f. *Cynognathus*

Text-fig. 19.16. Reprezentanți faunistici permieni,  
după Nistor-Hanganu et al. (1983)

*Pleuracanthus* și *Helicoprion* și pești osoși, precum peștii ganoizi (*Palaeoniscus*, Text-fig. 19.16c; *Amblypterus*).

Amfibiienii erau reprezentați prin stegocefali de talie mare, precum *Cacops*, *Branchiosaurus* și *Archaeogosaurus*. Reptilele sunt în principal reprezentate prin grupul sinapsidelor teriomorfe, terapside, cum sunt cotilosaurienii (*Seimouria*, Text-fig. 19.16d; *Pareiasaurus*, *Labidosaurus*), pelicosaurienii (*Varanosaurus*, *Dimetrodon*, Text-fig. 19.16e; *Edaphosaurus*), teriodontele evaluate sau dicinodontidele (*Cynognathus*, un reprezentat gondwanic important, Text-fig. 19.16f; *Lystrosaurus*, *Oudenodon*) și prosaurienii (*Proteosaurus*, *Mesosaurus*). Interesant de remarcat este faptul ca unele reptile permieni erau acoperite de blană, caracter ce trimite la ideea existenței reptilelor endoterme, cu sânge cald și anunță apariția în Triasic a primelor mamifere.

Faunele permieni au înregistrat o puternică dispariție în masă la sfârșitul acestei perioade, extincție care este considerată cea mai severă dispariție în masă din istoria Pământului. Extincția permiană a marcat limita dintre Paleozoic și Mesozoic, la această limită disparând practic peste 70% din efectivele faunelor marine și continentale permieni la un loc, respectiv 95% din faunele marine considerate separat (Wignall, 2005). Cu acest prilej dispar grupe importante de faună, precum trilobiții, corali tabulați, corali rușoși, graptoliții, echinodermele primitive, blastoidee și foraminiferele fusulinide, iar dintre vertebrate, peștii placodermi, peștii acantodii, pelicosaurii și majoritatea reptilelor anapside. Extincția permiană a fost datorată cel mai probabil unui impact meteoric, craterul său de impact fiind recent descoperit sub calota glaciara antarctică, deși există încă o serie de semne de întrebare cu privire la vârsta acestui crater. Craterul antarctic, numit și mascon sau crater meteoric rezultat dintr-un impact major, se găsește în Țara lui Wilkes, sub calota glaciară antarctică, la o adâncime de aproximativ 1,6 kilometri și are un diametru de 500 kilometri (Von Freese et al., 2006). Alte explicații alternative pentru marea extincție permiană îl constituie vulcanismul siberian, bazaltic sau fenomenele globale de anoxie oceanică, determinate de posibile acumulări de hidrogen sulfurat submarine, alături de explicații mai greu de demonstrat, cum ar fi explozia unei supernove. De asemenea, este foarte posibil ca aceste cauze să fi fost combinate, astfel încât să producă o extincție de o asemenea severitate.

Ca faciesuri, pentru Permianul superior este caracteristic faciesul evaporitic cunoscut sub numele de Zechstein. Zechsteinul corespunde marii epicontinentale în regresiuine dintre zona siberiană și cea euramericană, zona ce a funcționat în Permianul târziu, depozitele de sare de aceasta vârstă fiind cunoscute în Europa centrală și de vest. Red beds-urile continentale sunt de

asemenea caracteristice Permianului, ca un efect al aridității induse de formarea Pangeei, în special în Rotliegendes. Aceste strate roșii mai sunt cunoscute și sub numele de New Red Sandstone, pentru a le deosebi de Old Red Sandstone, de vârstă devoniană. De asemenea, brechiile roșii-violacei, asociate sau nu cu vulcanite, poartă numele de facies de Verrucano.

În România, Permianul este descris din Carpații de Sud, Munții Apuseni și din Dobrogea, în facies predominant continental. O re-evaluare a sistemului permian în România a fost publicată de către Seghedi et al. (1999), ca și o corelarea cu sistemul Permian din Bulgaria (Yanev et al., 1999). În Carpații de Sud, depozitele permieni sunt prezente în Bazinele Reșița, Sirinia, Presacina și Cerna-Jiu (Autohtonul Danubian și Pânza Getică), cu o bogată floră compresivă (Popa, 1999), în Munții Apuseni în Autohtonul de Bihor și în Dobrogea, cu o floră perminalizată sau în așa numita formațiune de Carapelit (Seghedi et al., 1999). În Carpați, depozitele permieni sunt reprezentate prin șisturi bituminoase negre, bogate în resturi de plante, compresiuni și spori-polen și de pești ganoizi, prin gresii și argile roșii și prin magmatite acide și intermediare. Șisturile negre permieni, de vârstă Permian inferioară sau "autuniană", reprezintă orizontul productiv pentru extragerea uraniului, în localități precum Ciudanovița, Gârliște, Jitin în Banat sau Băița Bihor, în Bihor.

## **Era Mesozoică**

Este era de mijloc a Phanerozoicului, caracterizată din punct de vedere paleobiologic de dominanța gimnospermelor și a reptilelor marine și continentale. Din punct de vedere tectonic, Mesozoicului îi corespunde orogeneza kimmerică și prima parte a orogenezei alpine. Include Triasicul, Jurasicul și Cretacicul.

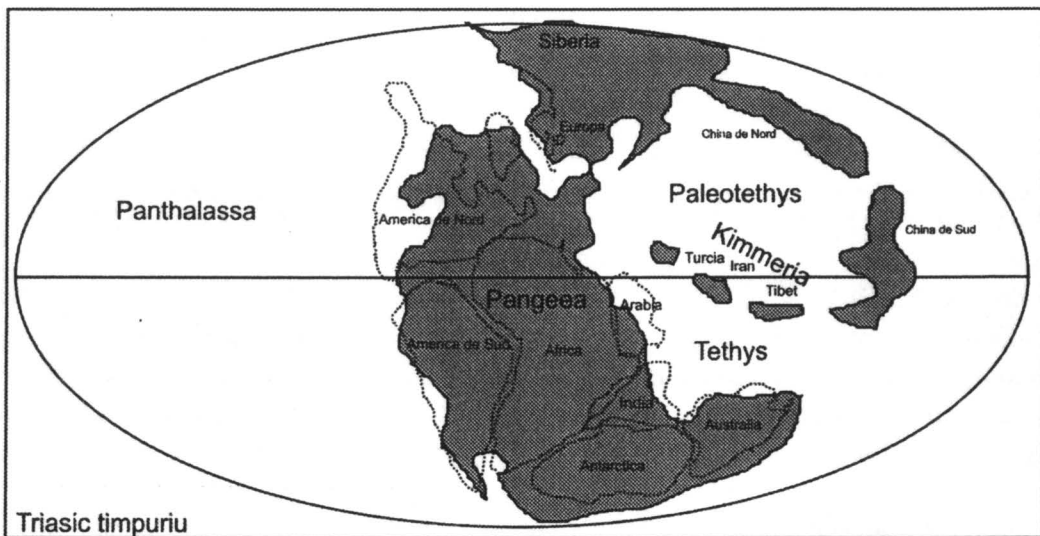
## **Perioada Triasică**

Triasicul este prima perioadă a Mesozoicului, a fost definit de către Frederic August von Alberti în 1834 în Germania (Lucas & Orchard, 2005). Von Alberti a fost inspirat în alegerea numelui după caracterele litologice ale Triasicului german, împărțit în trei entități, de unde și numele. Triasicul a început acum 245 milioane de ani și s-a sfârșit acum 205 milioane de ani (Anexa 1). A fost caracterizat de existența supercontinentului Pangeea, care spre Triasicul terminal și-a început fragmentarea. Din punct de vedere paleobiologic, Triasicul a fost caracterizat de diversificarea gimnospermelor, de apariția primelor mamifere și de diversificarea reptilelor. Limita Triasic - Juristic a înregistrat o extincție majoră, resimțită în special în domeniile marine. Triasicul include fazele paroxismale palatină, la limita cu Permianul și paleokimmerică, la limita cu Jurasicul. Se împarte în Triasic

timpuriu, cu Induan și Olenekian (respectiv Scytian sau Werfenian), Triasic mediu, cu Anisian și Ladinian și Triasic târziu, cu Carnian, Norian și Raetian. Triasicul începe cu apariția nautiloideului *Otoceras concavum* și a bivalvelor *Claraia clarai* și *Costatoria costata* și se sfârșeste o dată cu apariția amonitului *Psiloceras planorbis*, indicator al Jurassicului bazal.

Triasicul este caracterizat de revirimentul faunistic și floristic post-extincție și de ocuparea nișelor ecologice rămase libere în urma extincției permo-triasice de către grupe noi faunistice și floristice. Sfârșitul Triasicului a înregistrat o extincție cu o amplitudine mai redusă comparativ cu marea extincție permo-triasică. Din punct de vedere paleogeografic, de-a lungul Triasicului, Pangeea continua să existe în configurație nefragmentată, permițând o migrație continuă a faunelor pe întreaga suprafață a supercontinentului (Lucas, 2005; Lucas & Orchard, 2005).

Marile bazine triasice au fost grupate de Lucas & Orchard (2005) în raport cu următoarele regiuni: Cordiliera Nord-Americană, America de Est (Supergrupul Newark), Groenlanda - Svalbard - Franz Josef, Europa de Vest, Siberia, Israel, Iran - Azerbaijan, regiunea caspica, Himalaya, Ordos - Junggar, China de Sud, Timor, Australia, Noua Zeelandă, Japonia și Munții Transantarctici. Saulea (1967) și Tătăram (1984) detaliază ocurența depozitelor triasice în lume și din România.



Text-fig. 19.17. Configurația paleogeografică a Triasicului timpuriu, după Scotese (2006, online).

Pangeea triasică (Text-fig. 19.17) avea o poziție aproape simetrică în raport cu paleoecuatorul, fapt care a permis instalarea unor centuri climatice simetrice, orientate est-vest. La Est, în golful pangeic, masele continentale kimmerice (Turcia, Iran și Tibet) se aflau și ele la ecuator, separând la Nord

domeniul Paleotethysului, iar la Sud, domeniul Tethysului. În timpul Triasicului și Jurassicului, continentele kimmerice și-au continuat driftul către nord, micșorând Paleotethysul și lărgind Tethysul. China de Nord se găsea în conexiune directă cu masa continentală siberiană, fiind continuată către sud cu masele continentale Indochina și Malaysia.

Flora continentală a Triasicului a reunit asociații floristice mesozoice cu unele influențe paleofitice, cel puțin pentru Triasicul timpuriu. Provinciile paleofloristice triasice includeau Provincia Gondwana, notală, cu *Voltzia* și *Dicroidium*, Eurosiniană și Siberiană, ultimele două cu *Voltzia*, *Scytophyllum* și *Lepidopteris*. Dintre pteridofite, floarele cu licopside de tipul *Pleuromeia* sunt bine documentate, mai ales în Permianul timpuriu. Acestea mai includeau sfenopside, cu *Equisetites*, *Equisetum*, *Schizoneura* și o serie de ordine și familii de filicopside, foarte bine reprezentate. Marattialele includeau *Marattia* și *Marattiopsis*, iar Filicalele cuprindeau familii precum Osmundaceae (*Osmundopsis*), Matoniaceae (*Phlebopteris*, *Matonia*), Dipteridaceae (*Dictyophyllum*, *Hausmannia*) și Gleicheniaceae, toate aceste familii continuându-și existența și în Jurassic.

Gimnospermele includeau pteridosperme, cicadopside, ginkgopside și coniferopside. Pteridospermele erau în special reprezentate prin Ordinul Peltaspermales, cu *Scytophyllum* și *Lepidopteris ottonis*, unul dintre markerii semnificativi ai Rhaetianului continental. De asemenea, Ordinul Corystospermales era în plin avânt evolutiv, cu diversificarea speciilor genului *Dicroidium*, caracteristic provinciilor gondwanice. Ordinul Caytoniales și-a făcut apariția în Triasic, cu *Caytonia* și *Sagenopteris*, genuri care se vor diversifica puternic în Jurassic. Glossopteridalele, caracteristice Permianului gondwanic, se găseau într-un puternic declin, aproape de dispariție.

Cicadopsidele s-au diversificat spectaculos începând cu Triasicul, incluzând două ordine: Cycadales, cu reprezentanți actuali și Cycadeoidales sau Bennettitales, un grup extinct. Cicadalele includeau *Bijuvia simplex*, *Leptocycas gracilis*, etc. iar cicadeoidalele *Pterophyllum*, *Ischnophyton iconicum* sau *Vardekloeftia sulcata*.

Ginkgopsidele se diversificau la rândul lor, în trendul general de diversificare și avânt evolutiv al gimnospermelor mesozoice. Genuri foliare precum *Ginkgo*, *Ginkgoites* sau *Baiera* sunt documentate în mod frecvent din depozitele continentale triasice din întreaga lume.

Coniferopsidele includeau Ordinul Voltziales, cu conifere de tranziție și Coniferales, cu conifere moderne. Voltzialele erau reprezentate prin *Voltzia heterophylla*, iar Coniferalele prin ordine precum Palissyaceae (*Palissya*, *Stachyotaxus*), Cheirolepidiaceae (*Hirmeriella*), Podocarpaceae, Araucariaceae

(*Araucarites*), Cupressaceae și Pinaceae.

Angiospermele nu au fost reprezentate în Triasic, dar o serie de plante cu caractere asemănătoare angiospermelor au fost descrise din sedimente triasice, precum *Furcula granulifer*, o plantă enigmatică din Triasicul superior din Groenlanda de Est, Țara lui Jameson (Harris, 1926, 1932).

Faunele triasice au înregistrat diversificarea puternică a reptilelor, apariția dinosaurilor și apariția primelor mamifere. Amfibienii mai sunt reprezentați prin rari stegocefali (*Trematosaurus braunii*). Reptilele teriomorfe, precum cinodontidele (*Cynognatus*, *Lystrosaurus*) se găseau și ele în plină diversificare, dar teromorfele au dispărut la sfârșitul Triasicului (Saulea, 1967, Tătărâm, 1984). Reptilele fitosauriene se diversificau în Triasic (*Nicrosaurus*, *Rutiodon*, *Desmotosuchus*), au apărut și arhosaurii propriu-ziși (*Taenystropheus*, Text-fig. 19.18a, *Euparkeria*, Text-fig. 19.18b, *Proterosuchus*, *Scaphonix*, *Ticinosaurus*), alături de primii crocodilienii, de primii dinosauri (*Coelophysis*, *Plateosaurus*, Text-fig. 19.18c, *Herrerasaurus*, *Eoraptor*), de primele reptile zburătoare (*Shaviopteryx*, *Longisquama*, *Eudimorphodon*) și de primii chelonieni (*Triassocheilus*). Primele mamifere erau de dimensiuni mici, din grupele Morganucodontide și Kuehneotheriide, rozătoare, cum este cazul lui *Morganucodon* sau *Megazostrodon*, ambii de vârstă Triasic târzie.

Flora marină triasică număra alge planctonice, precum acritarhi, clorofite, însă majoritatea algelor triasice cunoscute sunt alge calcareoase fixate, clorofite, cum sunt *Diplopora*, *Oligoporella*, *Physoporella*. Faunele marine triasice includeau reptile de dimensiuni mari, precum *Shonisaurus*, *Ichtyosaurus*, *Mixosaurus* și *Nothosaurus*. Peștii triasici includeau condrostei și holostei. Nevertebratele marine (Saulea, 1967, Tătărâm, 1984) erau reprezentate prin hexacorali (*Isastrea*, *Montivaltia*, *Thamnasteria*), apăruti în Triasic, condontele triasice sunt deosebit de utile în determinările de vârstă, furnizând markeri prețioși, iar bivalvele (ex. *Costatoria costata*, Text-fig. 19.18f) includeau pectinide, pemide, aviculide, ostreide, trigoniide și megalodontide caracteristice (Tătărâm, 1984). Gastropodele sunt reprezentate prin naticide, trochide, ceritide, printre multe alte grupuri. Cefalopodele ammonoidee sunt caracterizate de existența ceratitilor (*Cladiscites tomatus*, Text-fig. 19.18d, *Ceratites trinodosus*, Text-fig. 18.8b, *Tirolites cassianus*, Text-fig. 19.18e), caracteristici Triasicului. De asemenea, apar phylloceratidele (*Monophyllites*), Arcestidele (*Arcestes*), printre altele. Nautiloideele ortocone erau și ele prezente (*Ortoceras*, Text-fig. 18.6b). Echinoidele erau reprezentate prin cidaride, alături de crinoide (*Pentacrinus*). Brachiopodele includeau în special rhynchonellide și terebratulide, în timp ce spiriferidele se găseau în regres. Crustaceele erau în plin avânt evolutiv, în Triasic apărând și primele decapode.



a. *Taenistropheus*



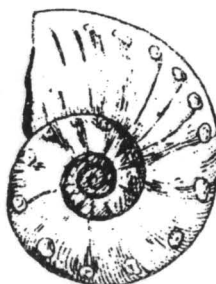
b. *Euparkeria*



c. *Plateosaurus*



d. *Cladiscites tornatus*



e. *Tirolites cassianus*



f. *Costatotria costata*

Text-fig. 19.18. Reprezentanți faunistici triasici.  
a-e: după Nisto-Hanganu et al. (1983)

Faciesurile Triasicului sunt foarte variate, Grigorescu et al. (1999) publicând o sinteză a acestora. Faciesurile triasice se împart în două categorii principale: faciesuri germanice, continentale și lagunare, separate clasic în Buntsandstein, Muschelkalk și Keuper și faciesuri alpine, marine, calcaroase sau marnoase. Faciesurile germanice includ pentru Buntsandstein gresii, conglomerate și argile, cu urme frecvente de tetrapode (*Cheirotherium*). Muschelkalk-ul cuprinde calcare și dolomite, marnă, gipsuri și sare gemă, iar Keuperul include gresii, argile de origine lagunară, intercalate în depozite marine cu dolomite și marnă. Faciesurile alpine sunt dominate de calcare și marnă, asigurate la o serie de denumiri ce includ calcarele de Guttenstein, Virgloria, Partnach, Wettenstein, Raibl, Dachstein, Hallstatt sau Kossen. Aceste denumiri caracterizează diverse variații faciale determinate de ambianța depozițională și de vârstă a faciesurilor respective.

În România, Triasicul este descris din Dobrogea de Nord, Carpații orientali și în Munții Apuseni. În Dobrogea de Nord, Triasicul este bine reprezentat la Tulcea ("La Monument"), la Desli Caira, unde așa numita "limită Olenekian - Anisian" este excepțională și bogat fosiliferă, putând fi un stratotip de importanță globală, pentru aceasta limită. De asemenea, la Agighiol, Triasicul marin este deosebit de bogat în amonoidae și nautiloidee, în facies de Halstatt ce alternează cu faciesul de calcare roșii nodulare, asemănător tipului Ammonitico Rosso. Dealul Agighiol reprezintă și una dintre cele mai importante rezervații paleozoologice din România.

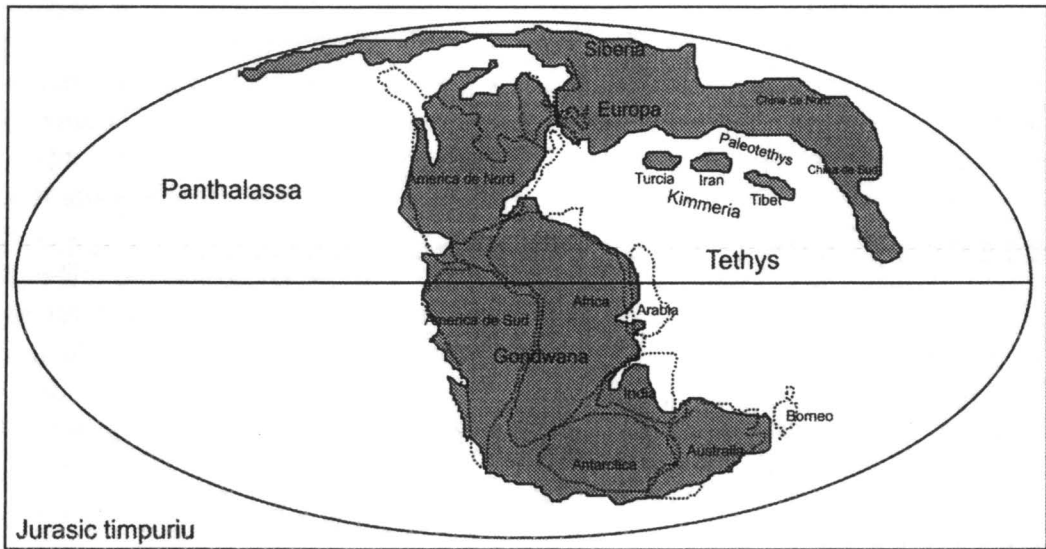
## Perioada Jurasică

A fost definit de către von Humboldt în 1799 în Elveția, este perioada de mijloc a Mesozoicului, a început acum 205 milioane de ani și s-a sfârșit acum 135 milioane de ani (Anexa 1). Cuprinde Jurasicul timpuriu sau Liasicul, cu Hettangian, Sinemurian, Pliensbachian și Toarcian, Jurasicul mediu sau Doggerul, cu Aalenian, Bajocian, Bathonian și Callovian și Jurasicul târziu sau Malmul, cu Oxfordian, Kimmeridgian și Tithonian. Jurasicul începe cu faza paroxismală paleokimmerică și se sfârșește cu faza neokimmerică. Definiția Jurasicului a fost rafinată de către Alcide d'Orbigny în 1842-1849 și de către Albert Oppel, în 1856-1858, iar Alexandre Brongniart a folosit pentru prima oară termenul, în 1829 (Page, 2005).

Baza Jurasicului este definită prin apariția amonitului *Psiloceras planorbis*, limita să superioară fiind trasată o dată cu apariția calpionelidului *Berriasella grandis*, ce marchează baza Cretacicului.

Din punct de vedere paleogeografic (Text-fig. 19.19), Jurasicul debutează

cu ruperea progresivă a supercontinentului Pangeea, prin deschiderea Atlanticului de Nord și concomitent, cu deschiderea Atlanticului Central, între Africa și Americi, împreună cu driftul progresiv, către Sud, al Gondwanei. Oceanul Tethys se deschide puternic, la Sud de continentele kimmerice (Turcia, Tibet, Iran), care accelerează spre Nord, colmatând la sfârșitul Jurasicului Oceanul Paleotethys. Colmatarea Paleotethysului și coliziunea dintre continentele kimmerice a condus la ridicarea catenei kimmerice, respectiv a lanțului Cauzazian, continuat către vest prin sudul Crimeei și Dobrogea de Nord. Coliziunea continentelor kimmerice cu masa continentală asiatică a reprezentat în fapt faza paroxismală neokimmerică.



Text-fig. 19.19. Configurația paleogeografică a Jurasicului timpuriu, după Scotese (2006, online).

Florea Jurasicului inferior și superior au prezentat un net caracter mesofitic. Acest caracter se traduce prin dominanța gimnospermelor cicadeoidale, cicadale și ginkgoale, iar dintre pteridofite prin creșterea diversității filicalelor eu- și leptosporangiate. Angiospermele nu sunt reprezentate în timpul Liasicului și Doggerului, făcându-și apariția cel mai devreme în timpul Jurasicului târziu. Florea Liasicului și ale Doggerului prezintă un caracter uniform, fiind strâns legate între ele ca succesiune florală. Rhaetianul este dominat de cicadale și pteridosperme coristospermale, pentru ca cele jurasic timpurii să fie dominate de benetitale și filicale. Uniformitatea florelor jurasic timpurii este evidentă sub raportul spectrelor florale de pe întreg teritoriul continental, din depozite sedimentare liasice, păstrate până astăzi neerodate sau nemetamorfozate. Gradienții floralii minori, ce separă fitoprovinciile jurasice, dau dificultăți în stabilirea paleofitoprovinciilor Jurasicului timpuriu, iar uniformitatea în timp a florelor ca

reacție la uniformitatea climatică induce și dificultăți de interpretare stratigrafică. Aceste caractere floristice s-au moștenit din Rhetian, din a cărei floră s-a dezvoltat gradat (Vachrameev, 1991). În timpul Liasicului, floarele australe nu au o individualitate crescută, așa cum apar separate în cursul Doggerului și mai ales al Malmului. Flora gondwanică cu *Dicroidium* din timpul Rhetianului tinde să se uniformizeze cu cea boreală, diferențierea urmând a fi reîncepută în timpul Doggerului. Zonarea floristică a intervalului Liasic se poate totuși urmări de-a lungul a trei regiuni sau imperii paleofitogeografice principale: 1. Regiunea Siberiană, fără subunități fitogeografice, 2. Regiunea Eurosiniană, cu Provinciile Eurosiniană, Asia de Mijloc și Asia Răsăriteană și 3. Regiunea Australă sau Notală, fără subunități fitogeografice de grad inferior. Liasicul a reprezentat și unul dintre momentele culminante carbogeneratoare, tot ca efect al condițiilor climatice favorabile acestor acumulări. Este interesantă absența concrețiunilor carbonatice, a coal ball-urilor, în arealele paralice jurasic timpurii, ca una dintre diferențele sedimentologice în raport cu Carboniferul târziu, primul moment carbogenerator de importanță globală.

Pteridofitele au înregistrat o diversificare redusă la nivelul sfenofitelor (*Schizoneura*, *Equisetum*) sau al licopsidelor (*Isoetes*, *Isoetites*), dar această diversificare a fost mai puternică la nivelul filicopsidelor, când apar familii noi precum Schizeaceae (*Klukia exilis*, caracteristică pentru Jurassicul mediu), Dicksoniaceae (*Kylikipteris arguta*, *Dicksonia*), Cyatheaceae (*Cyatheites*) și Polypodiaceae, alături de familii mai vechi precum Osmundaceae, Matoniaceae (*Aninopteris*, Text-fig. 17.23a) și Dipteridaceae (*Dictyophyllum*, *Thaumatopteris*, Text-fig. 17.23b și *Hausmannia*).

Gimnospermele pteridospermopside au inclus ordinele Corystospermales (*Dicroidium*, *Umkomasia*, *Pteruchus*, unele specii de *Pachypteris* și probabil și de *Ctenozamites*), Caytoniales (*Sagenopteris*, Text-fig. 17.26a; *Caytonia*, Text-fig. 17.26b; *Amphorispermum*), alături de incertae sedis (*Pachypteris gradinarui*, *Ctenozamites*). Gimnospermele cicadopside s-au diversificat exploziv, atât prin Ordinul Cycadales (*Nilssonia*, Text-fig. 17.28f; *Beania*, *Androstrobus*), cât și prin Ordinul Cycadeoidales (*Williamsonia*, Text-fig. 17.31; *Weltrichia*, Text-fig. 17.30; *Zamites*, Text-fig. 17.29; *Otozamites*, *Ptilophyllum*, *Pterophyllum*, etc.). Ginkgopsidele sunt reprezentate prin genuri precum *Karkenia*, *Schmeissneria*, *Ginkgo*, *Ginkgoites*, *Baiera* și *Sphenobaiera* (Text-fig. 17.32), printre multe altele. Coniferopsidele includ familii deja apărute în Triasic, precum Cheirolepidiaceae, Cupressaceae, Araucariaceae și Pinaceae, dar și familii noi, precum Cephalotaxaceae și Arctopityaceae, ultima cu afinități sistematice incerte. Ordinul Taxales, cu conifere evoluat și structuri reproducătoare arilate, au apărut și ele în

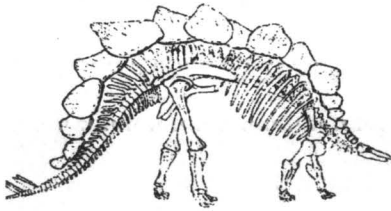
Jurasic, cu genuri și specii precum *Marskea jurassica* (Harris, 1979).

Angiospermele apar cel mai devreme la sfârșitul Jurasicului, în China. Primele resturi de angiosperme primitive, bazale, au fost descoperite în provincia Liaoning, în Mongolia interioară, în cadrul Formațiunii de Jehol, depozitele sedimentare ale acestei formațiuni incluzând o floră și o faună excepțional conservată. Totuși, baza Formațiunii de Jehol are o vârstă disputată, unii autori considerând-o Cretacic inferioară. În orice caz, primul angiosperm a fost descoperit de către Davil L. Dilcher și Sun Ge și a fost numit *Archaeofructus liaoningensis*, aparținând Familiei Archaeofructaceae (Sun et al, 1998, 2002a, b). *Archaeofructus liaoningensis* (Text-fig. 17.34) reprezintă o descoperire epocală în paleobotanică, indiferent de vârsta Jurasic târzie sau Cretacic timpurie a acestor fosile, un răspuns paleontologic adecvat la "abominabilul secret" al lui Charles Darwin.

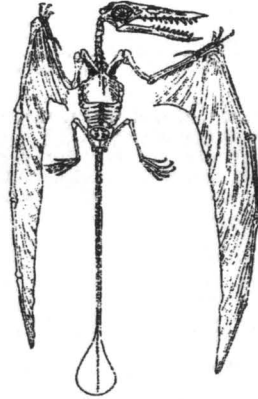
Floarele Jurasicului au fost studiate de către Thomas Maxwell Harris, atât din Yorkshire (Harris, 1961, 1964, 1969, 1974, 1979), cât și din Tara lui Jameson, Groenlanda de Est (Harris, 1926, 1931, 1932a, 1932b, 1935, 1937, 1946). Opera lui Harris este cheia paleobotanicii moderne a Jurasicului din Europa și din lume. Flora Jurasicului mediu din Yorkshire a fost studiată în continuare de către Van Konijnenburg - Van Cittert, în Van Konijnenburg - Van Cittert & Morgan (1999).

Fauna continentală jurasică a înregistrat diversificarea puternică a reptilelor, în special a dinosaurilor (Saulea, 1967, Tătărâm, 1984). Dintre amfibieni, apar anurele (*Palaeobatrachus*) și urodelele. Crocodilienii, rinchocefalii și chelonienii se dezvoltau progresiv. Dinosaurii ornitischieni sunt reprezentați prin genuri precum *Stegosaurus* (Text-fig. 19.19a), *Kentrurosaurus* sau *Compsosaurus*, iar saurischienii prin *Diplodocus*, *Brontosaurus*, *Camarosaurus*, ierbivore, sau *Allosaurus*, *Megalosaurus* sau *Compsognatus*, carnivore. Reptilele zburătoare s-au diversificat puternic, cu genuri precum *Dimorphodon*, *Rhamphorhynchus* (Text-fig. 19.19b) sau *Pterodactylus*. Primele păsări apar în Jurasicul târziu, cum este cazul lui *Archaeopteryx*, din Kimmeridgianul de la Solenhofen, Germania. Mamiferele trituberculata includeau pe *Triconodon* sau *Amphitherium*, iar multituberculata pe *Microlestes* sau *Plagiaulax*. Symmetrodontele carnivore includeau pe *Spalacotherium* (Tătărâm, 1984), iar primele insectivore, pe *Endotherium*. Dintre nevertebratele continentale, insectele înregistrează o puternică biodiversificare, ca rezultat al puternicei coevoluții cu plantele.

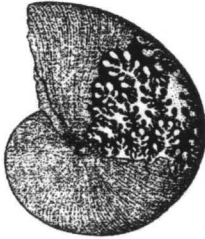
Flora marină cuprindea clorofite, rodofite, bacilariofite, dinoflagelate, acritari și pirofite coccolitoforidee. Clorofitele erau reprezentate atât prin genuri și specii cu tal celulozic (*Botryococcus*) cât și prin genuri și specii cu tal calcaros,



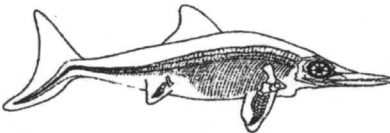
a. *Stegosaurus*



b. *Rhamphorhynchus*



c. *Phylloceras*



e. *Ichtyosaurus*



d. *Hildoceras*



f. *Plesiosaurus*

Text-fig. 19.20. Reprezentații faunistice jurasice. a-b: după Nistor-Hanganu et al. (1983), c-d: Cox et al. (1962), e-f: Barbu (1968).

cum este cazul Ordinilor Bryopsidales (*Halimeda*) și Dasycladales (*Macroporella*, *Teutloporella*, *Actinoporella*, *Physoporella*, etc.). Rodofitele, alături de clorofite, erau importanți generatori de calcare bioacumulate, asociate corailor în arealele recifale. În România, alge calcareoase jurasice au fost studiate de către Dragastan (1975, 1980)

Formaniferele jurasice includeau nodosariide, textulariide, pfinderinide și involutinide. Spongierii silicioși (*Tremadictyon*, *Ventriculites*, Text-fig. 18.1a) și calcarosi erau frecvenți și diverși în arealele recifale, alături de hexacorali, care au înregistrat o explozie a biodiversității, cu grupe precum montlivatiide, thamnasteride, calamophyllide, faviide, etc. Bivalvele s-au diversificat la rândul lor, cu ostreide, pteriide, pectinide, limide, spondilide, cyrenide, rudisti, printre multe alte grupe. Gastropodele includeau nerineide, pleurotomariide, etc. Amonoideele au înregistrat reprezentanți ai ordinilor Phylloceratina (*Phylloceras*, Text-fig. 19.19c; *Tragophylloceras*), Lytoceratina (*Lythoceras*) și Ammonitina (*Hildoceras*, Text-fig. 19.19d; *Psiloceras*, *Carpoceras*, *Macrocephallites*, etc.), foarte diverși, cu o serie semnificativă de familii și suprafamilii. Amonoideele au oferit fosile marker esențiale pentru biostratigrafia întregului Jurasic. Nautiloideele au o biodiversitate redusă, în timp ce Belemnoidae se diversifica puternic (*Megateuthys*, *Hibolites*, *Passaloteuthys*). Brachiopodele includ terebratulide, rinconelide, zeilleride și foarte rare spiriferide, o reminiscență paleozoică și triasică (Tătăram, 1984). Echinodermele includ crinoidee (*Millericrinus*, *Saccocoma*), asteride și echinoide (*Collyrites*).

Vertebratale marine includeau pești cartilaginoși-osoși din grupul rechinilor plăți, batoidei (*Hibodontus*, *Squalaraja*), holostei, și teleostei. Reptilele marine sunt dominate de ihtiosauri (*Ichtyosaurus*, Text-fig. 19.19e), alături de plesiosauri (*Plesiosaurus*, Text-fig. 19.19f).

Faciesurile Jurasicului, sintetizate de Grigorescu et al. (1999) sunt variate în raport cu bazinele sedimentare și cu poziția paleogeografică a acestora. În bazinele oceanice, s-au depus calcare roșii de Adneth și calcare albe de Hierlaz, gresii și strate de cărbuni în bazinele continentale, cunoscute sub numele de facies de Gresten, și sisturi bituminoase, bogate în materie organică, în Jurasicul timpuriu. În Jurasicul mediu au fost generate calcare de Klaus, roșii, nodulare, bogate în amoniți sau marnă și gresii, unele oolitice, feruginoase. În Jurasicul târziu s-au depus așa numitele "strate cu *achanticum*" sau calcare recifale, masive, cunoscute anterior sub numele nereprezentativ de calcare de Stramberg, sau argile, gipsuri și gresii cunoscute sub numele de facies Purbeckian.

În România, depozitele jurasice sunt bine reprezentate în unitățile carpatice, în Platforma Moesică, în Dobrogea, variind facial și ca vârstă în limite

foarte largi. Jurasicul inferior, în special Hettangian - Sinemurianul, este reprezentat prin gresii și argile cu cărbuni, cu o floră continentală foarte bogată și bine conservată în Carpații de Sud, în bazinele Reșița, Sirinia, Presacina, Cerna-Jiu, Holbav și Cristian. Anina este cea mai importantă localitate cu plante fosile din Jurasicul României, o veritabilă localitate fosile-Lagerstätte, cu o floră Hettangian - Sinemuriana foarte diversă și excepțional conservată. Flora de la Anina sau de la Doman cuprinde peste 120 de specii de plante fosile, incluzând primul briofit jurasic din țara, *Hepaticites* cf. *arcuatus*, benetitale precum *Weltrichia givulescui*, *Zamites schmiedelii*, *Ptilophyllum maculatum*, conifere precum *Storgardia johannae*, isoetale precum *Isoetites* sp., sfenofite carbogeneratoare ca *Schizoneura carcinooides* sau ferigi osmundaceae precum *Cladophlebis denticulata*. Lucrările miniere pentru extragerea huilei și a șisturilor bituminoase de la Anina au permis deschiderea excepțională, tridimensională, a stratelor continentale cu fosile de plante (Popa, 2000a, b), urme de pași de reptile (Popa, 2000c) și tuneluri de reptile (Popa & Kedzior, 2006). Dealtfel, patrimoniul geologic de la Anina și în general din Bazinul Reșița este excepțional și constituie motivul înființării de noi rezervații paleobotanice în carierele Ponor și Colonia Cehă, Puțul 1 de la Anina, pentru plante jurasic inferioare și Secu, pentru plante carbonifere.

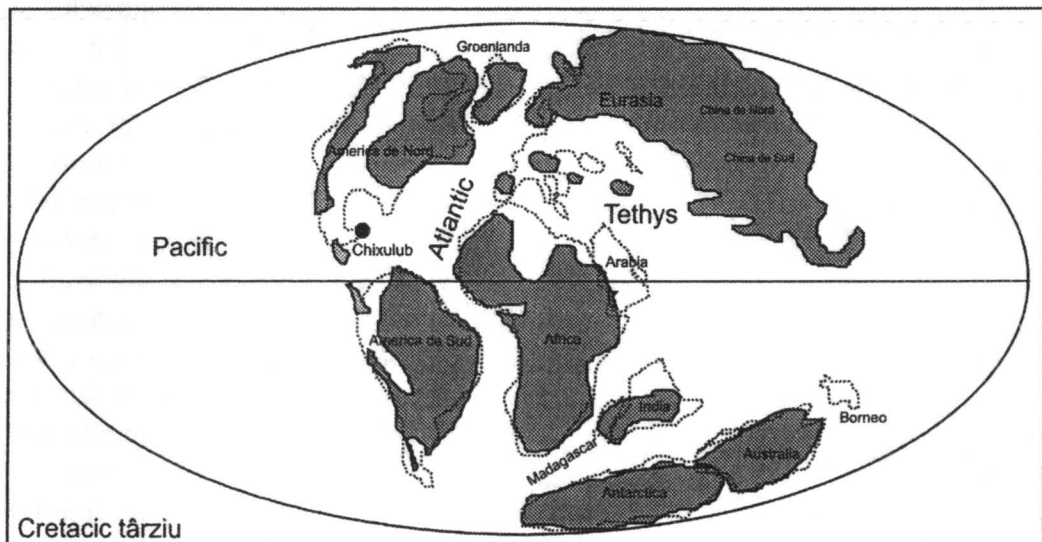
Hettangian - Sinemurianul este prezent și în faciesuri marine, cum este cazul Bazinului Sirinia, cu așa numitul facies de Munteana sau Munților Apuseni, cu bivalve, amoniți și brachiopode. Pliensbachianul și Toarcianul includ și șisturi bituminoase, în timp de Jurasicul mediu este dominant mamos, cu bivalve și amoniți. Calcarele roșii de Klaus, din Bazinul Sirinia, Carpații de Sud, sunt deosebit de fosilifere, fapt care a permis înființarea unei rezervații paleozoologice la Svinita, în Parcul Natural Porțile de Fier. Jurasicul mediu din Munții Bucegi este de asemenea bogat în bivalve (Lazăr, 2006). Jurasicul superior este larg dezvoltat în Carpați, prin calcare recifale, de platformă carbonată, de vârstă Kimmeridgian superior - Tithonic, continuându-se și în Cretacicul inferior. Oxfordianul în România este de obicei reprezentat prin jaspuri și calcare alodapice, bazinale, de apă adâncă.

## **Perioada Cretacică**

Este perioada terminală a Mesozoicului, a fost definit de către J.J. d'Omalus d'Halloy în 1822 în Nordul Franței, a început acum 135 milioane de ani și s-a încheiat acum 65 milioane de ani (Anexa 1). Este cea mai lungă perioadă a Phanerozoicului (MacLeod, 2005a). Se împarte în Cretacic timpuriu, cu Neocomian (împărțit la rândul său în Berriasian, Valanginian și Hauterivian), Barremian, Aptian și Albian și în Cretacic târziu, cu Cenomanian, Turonian și

Senonian (ultimul împărțit la rândul său în Coniacian, Santonian, Campanian și Maastrichtian). Cretacicul începe cu faza paroxismală neokimmerică și înregistrează în Senonian faza subhercinică, iar la limita cu Paleogenul, faza laramică. Cretacicul debutează cu apariția amonitului *Berriasella jacobii* și se încheie cu amonitul *Pachydiscus neubergicus*, marker al Maastrichtianului.

În domeniile continentale, Cretacicul este caracterizat de diversificarea puternică a reptilelor și a mamiferelor, include marea schimbare floristică de la limita Mesofitic - Neofitic (Cretacic inferior - superior). În domeniile marine, Cretacicul înregistrează dezvoltarea unor mari platforme carbonatice, precum și formarea unor depozite semnificative turbiditice, ca rezultat al fazelor paroxismale mesocretacică și subhercinică. Cretacicul se sfârșește o dată cu catastrofa declanșată la sfârșitul Maastrichtianului, momentul de extincție fiind unul dintre cele mai severe din istoria terestră, atât în domeniile continentale, unde dispar dinosaurii, cât și în domeniile marine, unde dispar amoniții, belemnii și bivalvele pahiodonte, printre multe alte grupe faunistice.



Text-fig. 19.21. Configurația paleogeografică a Cretacicului târziu, după Scotese (2006, online).

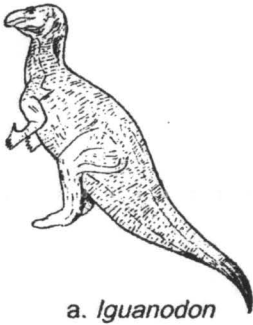
Din punct de vedere paleogeografic (Text-fig. 19.21), Cretacicul este caracterizat de deschiderea progresivă a Oceanului Atlantic, în special a Atlanticului Central și de Nord. Atlanticul de Sud s-a deschis către sfârșitul Cretacicului, când fragmentarea Gondwanei devine și mai accentuată. Oceanul Tethys rămâne principalul domeniu oceanic la Vest de Africa, rama sa nordică găzduind o linie importantă de subducție, unde a avut loc și consumul de crustă oceanică, de-a lungul Cretacicului și în Terțiar. În Cretacic se documentează

desprinderea subcontinentului indian din Gondwana, precum și riftarea Australiei în raport cu Antarctica. La începutul Cretacicului, Africa se desprinde de America de Sud. Europa de Vest, ca și Africa de Nord, se suprapunea în general unui domeniu marin epicontinental, cu excepția Bohemiei, care a funcționat ca un areal exondat, gazdă dezvoltării unor flore cretacice bine documentate (Velenovsky, 1880, 1925, Kvacek & Dilcher, 2000). America de Nord era parțial acoperită de așa numitul domeniu marin de interior sau "Interior Seaway".

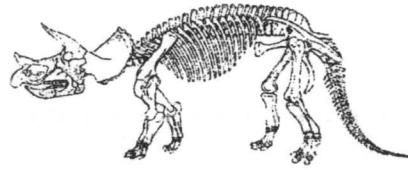
Flora cretacică a înregistrat o schimbare majoră la limita Cretacic inferior - Cretacic superior, limită ce marchează trecerea de la Mesofitic la Neofitic. În acest fel, florea dominată de gimnosperme, ce conținea subordonat angiosperme și pteridofite, au fost înlocuite de florea dominată de angiosperme, cu gimnosperme și pteridofite cu un rol fitocenotic mai redus. Totuși, florea Neofiticului avea să își găsească caracterul definitiv la începutul Terțiarului, după limita Cretacic - Terțiar care a marcat și limita dintre Mesozoic și Cenozoic.

Florele continentale ale Cretacicului timpuriu erau încă flore mesofitice, cu gimnosperme puternic diversificate, aparținând cicadopsidelor, ginkgopsidelor și coniferelor. Filicopsidele Ordinului Filicales înregistrează, pe lângă familiile deja apărute în Triasic și Jurassic, apariția Familiilor Loxomataceae și Tempskyaceae, ultima extinsă tot în Cretacic (*Tempskyia*), alături de două noi ordine de filicopside și anume Ordinele Marsileales (*Marsilia*) și Salviniaceae (*Salvinia*), de ferigi acvatică. Pteridospermele se găsesc într-un puternic regres, reprezentate prin Caytoniales, Corystospermales și Incertae sedis, devenind extinse spre sfârșitul Cretacicului. Cicadopsidele sunt asemănătoare cu cele jurasice (*Williamsonia*, *Weltrichia*, *Zamites*, *Otozamites*) și cu genuri și specii noi apărute (*Cycadeoidea dakotensis*, *Williamsonia*, *Monathesia*). Ginkgopsidele și-au început regresul, dar coniferele s-au diversificat, mai ales prin reprezentanții lor aparținând familiei Cheirolepidiaceae (*Frenelopsis*). Angiospermele se găseau în plină diversificare, aveau un port ierbaceu, dar încă aveau un caracter subordonat în fitocenozele Cretacicului timpuriu, în favoarea coniferelor și a cicadopsidelor. Gimnosperme incertae sedis, cu puternice afinități cu angiospermele, au fost raportate și din Cretacic, așa cum este cazul lui *Montsechia vidalii*, o plantă acvatică din Cretacicul spaniol. Cretacicul timpuriu rămâne data sigură a apariției angiospermelor, în condițiile în care vârsta primului angiosperm, bazal, *Archaeofructus liaoningensis*, este încă disputată.

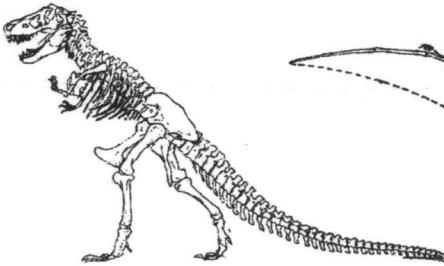
Florele Cretacicului târziu au început să fie dominate de către angiosperme, fapt care a imprimat acestor flore un caracter neofitic primitiv. Explozia angiospermelor în timpul Cretacicului târziu se datorează instalării unor noi condiții climatice și ecologice în domeniile continentale, fapt care a condus la



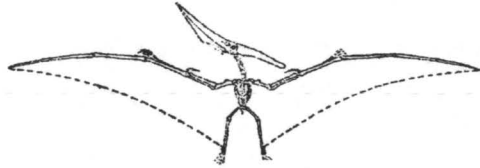
a. *Iguanodon*



b. *Triceratops*



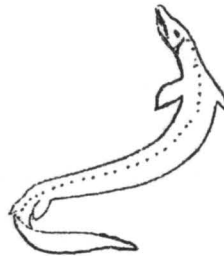
c. *Tyrannosaurus*



d. *Pteranodon*



e. *Ichthyornis*



f. *Mosasaurus*

Text-fig. 19.22. Reprezentanți faunistici cretacici. a, f: după Barbu (1968), b-e: Nistor-Hanganu et al. (1983).

schimbarea raportului de biodiversitate între grupele majore de plante. Explozia angiospermelor se datorează și strânsei coevoluții cu insectele, care au început să se specializeze în raport cu diferite familii, genuri și specii de angiosperme. Totuși, nici în Cretacicul târziu nu aparuseră monocotiledonatele ierbacee, astfel încât domeniile terestre deschise nu erau încă acoperite de iarbă. Coniferele cheirolepidiaceae devin extinse, dar familiile Cupressaceae (*Cupressus*, *Sequoia*, *Taxodium*) și Pinaceae (*Pinus*, *Abies*) devin din ce în ce mai diverse.

Faunele terestre cretacice se găseau în plină diversificare, cu reptile și mamifere dominând asociațiile faunistice, păsările diversificându-se și ele. Reptilele cretacice erau reprezentate prin crocodilienii, chelonienii, dinosaurii, pterosaurii, rincocofalii și squamatele. Începând cu Jurasicul târziu, dinosaurienii se diversifică exploziv, atingând specializări nebănuite anterior în Jurasic. Dinosaurii ornitischieni includeau ankilosaurii (*Ankylosaurus*), omitopode (*Iguanodon*, Text-fig. 19.22a; *Hypsilophodon*), ceratopside (*Triceratops*, Text-fig. 19.22b; *Chasmosaurus*), pahicefalozaurii, iar dinosaurii saurischieni prin sauropode, titanosaurii (*Argentinosaurus*), dromeosaurii sau dinosaurii cu pene, tiranosaurii (*Tyrannosaurus rex*, Text-fig. 19.22c; *Tarbosaurus*, *Carnotaurus*), alosaurii și ceratosaurii. Reptilele zburătoare includeau pterodactilii (*Ornithodesmus*, *Ornithocheirus*, *Dsungaripterus*, *Pteranodon*, Text-fig. 19.22d, *Quetzalcoatlus*). Singurele reptile care au supraviețuit limitei Cretacic - Terțiar au fost chelonienii, crocodilienii și squamatele. Păsările erau reprezentate prin *Elopteryx*, *Hesperornis* sau *Ichthyornis* (Text-fig. 19.22e). Mamiferele includeau multituberculata, triconodonte, simetrodonte, pantoteride și insectivore, precum și marsupiale, ultimele cu originea în pantoteride (Tătăram, 1984).

Flora marină includea alge crisoficee, generatoare de calcare bazinale și mai ales cretă, reprezentate în stare fosilă prin nanoplancton (*Coccolithus*, Text-fig. 17.2d; *Rhabdosphaera*, *Nannoconus*). De asemenea, planctonul cretacic mai includea acritarhi, clorofite și dinofite, iar algele bentonice erau reprezentate prin clorofite și rodofite și în special prin genuri și specii calcaroase.

Foraminiferele au o mare importanță stratigrafică pentru tot intervalul cretacic, cu rotaliine (*Rotalipora*) și textulariine (*Orbitolina*, Text-fig. 18.1d). Radiolariii și tintinopselele sunt și ele folosite pentru calibrarea stratigrafică a Cretacicului inferior. În Cretacic se dezvoltă puternic hexacoraliile, bivalvele, cu grupe aberante, cum este cazul rudiștilor (*Vaccinites*, Text-fig. 18.5d; *Hippurites*). Amoniții s-au diversificat exploziv și includeau subordinea Ammonitida (*Neocomites*, *Romaniceras*, *Mantelliceras*) și Lytoceratida (*Scaphites*, Text-fig. 18.8f; *Hamites*, *Ancyloceras*). Belemnitidele includ *Duvalia* (Text-fig. 18.9c) și *Actinocamax*, printre multe altele. Brahiopodele se găseau în regres, dar

echinodermele și artropodele se diversificau. Vertebratele marine includeau pești osoși, holostei și teleostei, pești cartilaginoși-osoși, precum și reptile bine adaptate la mediul marin (*Mosasaurus*, Text-fig. 19.22f, *Tylosaurus*). Intiozaurii devin extincți în Albian (MacLeod, 2005b).

Faciesurile marine cretacice sunt reprezentate fie prin faciesuri carbonatice, de platformă sau prin argile și mame bazinale. Ele includ calcare masive, recifale, puternic fosilifere, cu corali și rudiști, cunoscute sub numele de "facies urgonian", de vârstă barremian-apțiană. Din aceeași categorie face parte și faciesul de Gosau, dominat de pahiodonte. Faciesurile bazinale includ depozite de fliș și mari depozite de cretă, în special în Europa de Vest, de unde și numele perioadei, Cretacic. Faciesul wealdian este un facies continental, lagunar, deltaic și fluviatil, de vârstă hauterivian-barremiană, cu plante și resturi de dinosauri, continuat peste faciesul lagunar purbeckian, neocomian bazal.

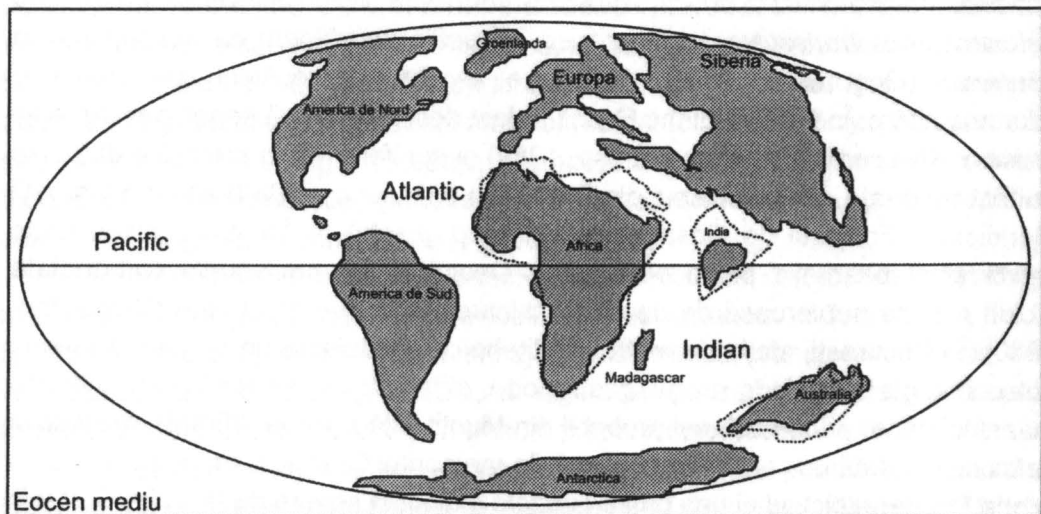
În România, Cretacicul este bine reprezentat, atât în faciesuri marine cât și continentale. Depozitele marine includ faciesuri flișoide (Dumbrăvioara, Bota-Botița, Lupchianu, Tisaru), albian-cenomaniene, sau bazinale adânci (Gura Beliei, Horgazu, Hangu, Lepșa), senoniene. Cretacicul continental este reprezentat prin depozite maastrichtiene cu dinosaurieni, cum este *Maghariosaurus dacus* sau *Telmatosaurus transsylvanicus*, precum și reptile zburătoare ca *Hatzegopteryx tambema* (Grigorescu, 2005). Lor li se asociau crocodilieni, chelonieni și micromamifere. În Munții Poiana Ruscă, a fost descrisă o floră senoniană cu ferigi precum *Gleichenia* (Petrescu & Dușa, 1980) și conifere. Flore cretacice disperse au fost raportate din Turonianul din Dobrogea (Givulescu, 1980) sau din Carpații Meridionali. Faciesul de Gosau este bine reprezentat în Munții Apuseni, unde există și o rezervație paleozoologică la Dealul Misei. Faciesurile carbonatate includ o serie numeroasă de depozite calcaroase, cu corali și alge (Dragastan, 1980). În București, stația de metrou Politehnica găzduiește un bogat patrimoniu paleozoologic ce include rudiști, gastropode, alge calcaroase roșii și stromatolite maastrichtiene, aduse cel mai probabil din Munții Gilău (Popa, 2000d). Cretacicul se încheie o dată cu catastrofa produsă de meteoritul Chixulub, moment crucial în istoria Phanerozoicului și una dintre cauzele extincției severe de la limita Cretacic - Terțiar. Cauzele extincției cretacice includ, pe lângă impactul meteoritic, manifestările vulcanice majore din India (Podișul Dekkan) și scăderea nivelului oceanului planetar. Chixulub a avut aproximativ zece kilometri în diametru, a fost un asteroid sau o cometă și a lovit Terra în zona Golfului Mexic, în apropiere de Yucatan, împrăștiind material ejectat pe tot cuprinsul Americii de Nord, de la Sud-Est către Nord-Vest, unde nivelul de iridiu la această limită este foarte bine marcat.

## Era Cenozoică

Era Cenozoică sau Neozoică este ultima eră a Phanerozoicului, incluzând perioadele Paleogen și Neogen, acestea formând Terțiarul în accepțiunea clasică a termenului. Cuaternarul, următor Terțiarului, este considerat exagerat, antropocentric, de către unii autori ca având statut separat, de eră, pe motivul apariției lui *Homo sapiens*, a omului modern. Cenozoicul mai poartă numele și de Cainozoic, un termen care include atât Terțiarul cât și Cuaternarul.

### Perioada Paleogenă

Este prima perioadă a Cenozoicului, include epocile Paleocen, Eocen și Oligocen, a început acum 65 milioane de ani și s-a sfârșit acum 23,5 milioane de ani (Anexa 1). Include fazele paroxismale Iaramică, la începutul Paleocenului, pirineană, la începutul Oligocenului și savică, la începutul Neogenului. Paleocenul se divide în Danian, Selandian și Thanetian, Eocenul se divide în Ypresian, Lutetian, Bartonian și Priabonian, iar Oligocenul se divide în Rupelian și Chattian. Paleogenul debutează cu *Globigerina eugubina* și se încheie la apariția foraminiferului *Globorotalia kuglerii*.



Text-fig. 19.23. Configurația paleogeografică a Eocenului mediu, după Scotese (2006, online)

Paleogeografia Paleogenului (Text-fig. 19.23) este marcată de apropierea Indiei de Asia și coliziunea celor două continente, cu începutul ridicării lanțului himalayan. Australia se desprinde de Antarctica și își începe driftul către Nord. America de Nord pierde domeniul epicontinental al Mării Interioare (Interior Seaway), după cum Nordul Africii este din ce în ce mai puțin acoperit de ape. Oceanul Atlantic a continuat să se lățească, îndepărtând Americile de Africa și de

Europa. Europa centrală și de Est este acoperită de domeniul marin, epicontinental, al Tethysului de Vest și al Paratethysului. Vechiul domeniu Oceanic al Tethysului s-a închis, prin subducția prelungită de la Sud de Asia, în urma acestui rămânând Oceanul Indian. Orientul îndepărtat era acoperit tot de domenii marine epicontinentale.

Flora marină paleogenă era reprezentată prin alge calcareoase roșii și verzi, dinoflagelate, cocolitoforidee, diatomee și silicoflagelate. Prin cocolitoforidee s-au stabilit scări de datare detaliate pentru perioada paleogenă. Fauna marină includea primele mamifere adaptate la condiții marine, cum este cazul lui *Protocetus* și *Pakicetus*, printre primele cetacee. Peștii osoși și cartilaginoși-osoși erau frecvenți, după cum dinții de selacieni (*Lamna*) se colectează în mod frecvent din depozite Eocene, iar schelete complete de pești osoși se găsesc în șisturi bituminoase de vârstă oligocenă. Foraminiferele și corali s-au diversificat, în același timp cu bivalvele și gastropodele.

Flora continentală a fost dominată de angiosperme în toate fitocenozele paleogene, instaurându-se pe deplin caracterul neofitic al acestor flore. Flora continentală era deseori carbogeneratoare, cum este cazul florelor eocene sau oligocene și au avut un caracter indicator paleoclimatic evident. Atât dicotiledonatele cât și monocotiledonatele sunt frecvente în asociații, lor subordonându-li-se conifere și în mod secundar pteridofite.

Faunele continentale au fost dominate de mamifere, care au ocupat rapid nișele ecologice lăsate libere de dispariția dinosaurilor și de diminuarea diversității reptilelor. Păsările se diversifică puternic, în cadrul grupului Neomithes, de păsări moderne. Mamiferele includ multituberculate, marsupiale, insectivore, carnivore și ierbivore unghiate, cum sunt creodontele, notoungulatele, condilartrele și primatetele. La sfârșitul Paleocenului apar primele ecvide, prin *Hyracotherium*. O localitate fosiliferă-Lagerstätte pentru Eocenul timpuriu este Messel, lângă Frankfurt, în Germania.

În România, Paleogenul este reprezentat prin depozite turbiditice în Carpații Orientali și prin depozite epicontinentale, de tranziție sau continentale în Transilvania. De asemenea, Paleogenul din Transilvania include calcare cu foraminifere (numuliți) și resturi de sirenide. În Carpații Meridionali, Oligocenul include și faciesuri continentale, cu o bogată floră carbogeneratoare în Bazinul Petroșani (Pop, 1993).

## **Perioada Neogenă**

Este perioada terminală a Terțiarului, în sensul lui Arduino, așa cum Terțiarul a fost definit de către acesta în Italia, în 1760. Neogenul începe acum aproximativ 23

milioane de ani și se încheie acum 2 milioane de ani (Anexa 1). Include Miocenul și Pliocenul, fiind înregistrate o suită de faze paroxismale: stirică, moldavică, attică, rhodaniană, caucaziană și valahă. Miocenul se împarte în Aquitanian, Burdigalian, Langhian, Serravalian, Tortonian și Messinian, iar Pliocenul cuprinde Zancleanul și Piacenzianul.

Neogenul este perioada în care paleogeografia, faunele și floarele devin din ce în ce mai asemănătoare cu cele actuale. Mamiferele și angiospemele au oferit cele mai bune fosile marker, folosite la alcătuirea scării biostratigrafice a întregului interval de timp neogen.

Paleogeografia Neogenului a început să devină asemănătoare cu geografia modernă, în sensul că poziția neogenă a continentelor a devenit aproape identică cu cea actuală. Europa Centrală și de Est cuprindea bazine epicontinentale a căror salinitate a descrescut progresiv, până la transformarea lor în bazine lacustre. Tethysul de Vest avea să dispară spre sfârșitul Neogenului, iar Tethysul oriental sau Paratethysul, inițial dezvoltat la începutul Miocenului, din bazinul Vienei și până la Lacul Aral, avea să se restrângă progresiv, până la configurația unor lacuri, ulterior secate. Această restrângere progresivă avea să definească o serie de sub-bazine, precum Bazinul Transilvaniei, Bazinul Dacic, din forelandul Carpaților, Bazinul Panonic și Bazinul Ponto-Caspic sau Euxinic (Țicleanu & Pauliuc, 2003). Orientul îndepărtat și Sud-Estul Americii de Nord erau de asemenea acoperite de bazine epicontinentale, de adâncime mică.

Flora continentală este caracterizată de asociații dominate de angiosperme dicotiledonate, cu *Liquidambar*, *Myrica*, *Platanus*, *Vitis*, etc, alături de monocotiledonate, cu *Sabal* și de gimnosperme coniferae, cu *Pinus*, *Abies*, *Taxodium* sau *Glyptostrobus*. Fauna continentală este dominată de mamifere, foarte variate și diverse: carnivore, precum *Thylacosmilus*, *Smilodon*, *Crocota*, *Felis* sau ierbivore, precum *Anancus*, *Tetralophodon*, *Archidiscodon*, *Anchitherium*, etc. Provincialitatea faunistică a început să devină din ce în ce mai pronunțată, deși încep și marile migrații faunistice, identificate pe baza resturilor de mamifere. În Africa, în Pliocenul au apărut *Australopithecus afarensis*, *Australopithecus africanus* (Text-fig. 19.24b) și *Australopithecus robustus* (Text-fig. 19.24.c).

Flora marină includea alge dinofite, clorofite calcaroase, rodofite, crisofite și diatomee. Fauna marină a înregistrat creșterea biodiversității în ceea ce privește bivalvele, foraminiferele și gastropodele, precum și unele echinoide (Tătăramă, 1984). Dintre foraminifere, globigerinidele, nodosariidele, numulitidele, bulimidele și alveolinidele sunt semnificative, printre alte grupe. Bivalvele includeau grupe semnificative precum ostreide, veneride, pteriomorfe, cardiide,

etc. Gastropodele cuprindeau fuside, aporhaide, naticide, turitelide și vermetide, iar echinoidele casidulide, clipeasteroide și spatangoide. Mamiferele marine se diversifică, cu cetacee (delfini și balene) și pinipede (foci).

Faciesurile Neogenului sunt în general faciesuri post-paroxismale, cu pietrișuri, nisipuri și argile, slab consolidate. În România, Miocenul cuprinde marnele cu *Spiratella*, tufurile de Hădăreni, de Buzna, de Slănic, marne și nisipuri fosilifere. Vulcanismul neogen a fost bine reprezentat în Carpații Orientali, unde s-au format masive vulcanice precum Rodnei, Oaș, Gutâi și Căliman. Pliocenul continental este deosebit de fosilifer în Oltenia, unde flora pliocenă a avut un caracter carbogenerator pronunțat, cu *Byttneriophyllum tiliaefolia* și *Glyptostrobus europaeus*, exploatarea masive de ligniți fiind deschise în jurul orașului Motru, la Lupoia, Roșița, Jilț, etc.

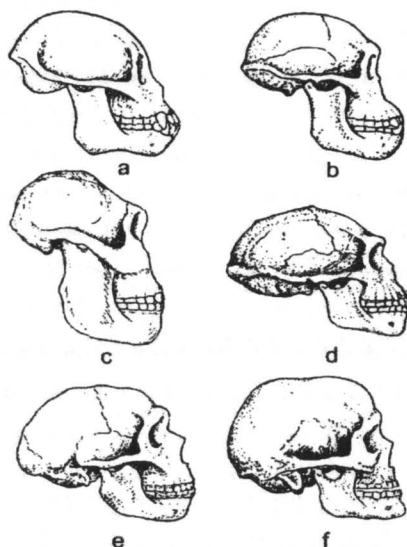
### Perioada Cuaternară

Este ultima diviziune a Cenozoicului ce începe acum 2 milioane de ani. A fost definit de Geinitz în 1846. Cuaternarul se împarte în Pleistocen și Holocen și a avut o lungime de aproape 2 milioane de ani, continuându-se până astăzi. Include fazele paroxismale rodaniană, caucaziană și valahă. Este o perioadă de timp care înregistrează evoluția omului modern, câteva perioade glaciare bine definite și definitivarea configurației geografice moderne. Titluri utile pentru Geologia Cuaternarului în limba română sunt cursurile publicate de Macarovici (1968), Meszaros (1990) și Petrescu (1990).

Pliocenul terminal și Pleistocenul au înregistrat șase perioade glaciare majore, care poartă numele de Biber, Donau, Gunz, Mindel, Riss și Würm, ce fluctuează ca temperaturi medii anuale de-a lungul ineterstadiilor, aceste perioade glaciare fiind separate de momente interglaciare, mai calde. Calota polară nordică s-au dezvoltat mult spre sud, cea mai puternică perioadă glaciară fiind Riss, cu calota glaciară polară depășind spre Sud paralela orașului Lyon (Cotillon, 1992). Climatul cuaternar a fost înregistrat fie în inelele anuale ale arborilor, fie în varvele lacurilor, fapt care a permis studii de palinologie și de paleobotanică detaliate pentru acest interval de timp.

Flora continentală era foarte asemănătoare cu cea de azi, dar elementele termofiliene dispar treptat din paleofitocenozele continentelor boreale, ca efect al puseurilor glaciare ale Cuaternarului. Elementele reci își găseau însă un areal mult mai larg decât cel de astăzi, cum este cazul lui *Dryas octopetala*, *Salix arctica*, *Betula nana*, plante care astăzi sunt caracteristice arealelor de tundră, arctice, iar în perioadele interglaciare, mai calde, *Rhododendron ponticum*, *Buxus sempervirens* și *Thuja orientalis*, printre altele. Inerglaciarele mai calde au prilejuit

aparitia lui *Betula alba*, *Picea excelsa*, *Fagus silvestris*, *Carpinus betulus*, etc.



Text-fig. 19.24. Exemple primat superioare și hominide.  
a. *Dryopithecus*, b. *Australopithecus africanus*, c. *Australopithecus robustus*, d. *Homo erectus*, e. *Homo neanderthaliensis*, f. *Homo sapiens fossilis*. Din Nistor-Hanganu et. al. (1983).

Fauna continentală cuprindea proboscidiieni (*Mammuthus primigenius*, *Anancus arvernensis*, iar în perioadele interglaciare, mai calde, *Archidiscodon meridionalis*), insectivore, rozătoare și carnivore mari. Hominidele se diversifică și evoluează accelerat, prin ramuri precum *Homo habilis*, *Homo erectus* (Text-fig. 19.24d), *Homo heidelbergensis*, *Sinanthropus*, *Homo neanderthaliensis* (Text-fig. 19.24e), *Cro-Magnon* și în cele din urmă, *Homo sapiens fossilis* (Text-fig. 19.24f). Cele mai vechi resturi de *H. sapiens* au fost găsite în Banat, în apropiere de Steierdorf, având o vârstă de 42.000 de ani. Hominidele cuaternare au evoluat în paralel cu antropoidele mari sau pongide, de care s-au desprins în Miocen, acum aproximativ 10 milioane de ani, prin *Ramapithecus* și *Australopithecus afarensis*. Fauna și flora marină era foarte asemănătoare cu cea actuală. Faciesurile Cuaternarului sunt reprezentate prin nisipuri, pietrișuri și argile neconsolidate ce constituie de obicei umplutura văilor sau a teraselor fluviale.

## **Resurse web**

1. Cursul de Elemente de Geologie și Paleontologie, completări în ediția online - <http://mepopa.com/egp.htm>
2. Mihai's Paleobotany Chronicles - <http://mepopa.com>, cu mirror-urile următoare: <http://mepopa.ro>, <http://fosile.ro>, <http://paleo.ro> și <http://paleobotanica.ro>.
3. Facultatea de Geologie și Geofizică a Universității din București - <http://gg.unibuc.ro>
4. Wikipedia - <http://wikipedia.org>
5. Muzeul Field din Chicago, Illinois - <http://fieldmuseum.org>
6. Muzeul de Istorie Naturală a Universității din Florida - <http://flmnh.ufl.edu>
7. Palaeontologia Electronica - <http://palaeo-electronica.org>
8. International Organisation of Paleobotany - <http://palaeobotany.org>
9. Links for Palaeobotanists - <http://www.mineralogie.uni-wuerzburg.de/palbot1>
10. Paleo Ring - <http://b.webring.com/t/Paleo>
11. Paleomap Project - <http://www.scotese.com/Default>

## **Bibliografie**

**Agashe, S.N., 1995. Paleobotany: plants of the past, their evolution, paleoenvironment and application in exploration of fossil fuels. Science Publishers, Lebanon, vi, 359 pp.**

**Anastasiu, N., 1988. Rocile sedimentare. Editura Universității din București, București, 502 pp.**

**Anastasiu, N. și Jipa, D., 1990. Texturi și structuri sedimentare. Editura Universității din București, București, 319 pp.**

**Anastasiu, N., Grigorescu, D., Mutihac, V. and Popescu, G., 1998. Dicționar de Geologie, 1. Editura didactică și Pedagogică, București, 347 pp.**

**Anderson, J.M. și Anderson, H.M., 1983. Palaeoflora of the Southern Africa. Molteno Formation (Triassic). Part 1. Introduction. Part 2. Dicroidium, 1. Balkema, A.A., Rotterdam, 227 pp.**

**Baciu, C., 1999. Studiul paleontologic asupra charophytelor din formațiunile paleogene din Nord-Vestul Bazinului Transilvaniei, Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca.**

**Barbu, V., 1968. Paleontologie. Editura Didactică și Pedagogică, București, 500 pp.**

**Berbeleac, I., 1988. Zăcămintele minerale și tectonica globală. Editura Tehnică, București.**

**Bleahu, M., Brădescu, V. și Marinescu, F., 1976. Rezervații naturale geologice din România. Editura tehnică, București, 225 pp.**

**Botnariuc, N., 1961. Din istoria biologiei generale. Editura științifică, București, 756 pp.**

**Botnariuc, N., 1979. Biologie generală. Editura didactică și pedagogică, București,**

426 pp.

Botnariuc, N., 1979. *Concepția și metoda sistematică în biologia generală*. Editura Academiei Române, București, 227 pp.

Botnariuc, N., 1992. *Evoluționismul în impas?* Editura Academiei Române, București, 286 pp.

Botnariuc, N. și Vădineanu, A., 1982. *Ecologie*. Editura didactică și pedagogică, București, 438 pp.

Braga, J.C. și Riding, J., 2005. Calcareous algae. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 428-436.

Brasier, M.D., 2005. Precambrian. Prokaryote fossils. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam.

Briggs, D.E.G., Erwin, D.H. și Collier, F.J., 1994. *The Fossils of the Burgess Shale*. Smithsonian Institution Press, Washington DC, 238 pp.

Brongniart, A., 1828. *Historie des vegetaux fossiles, ou recherches botaniques et geologiques sur les vegetaux renfermes dans les divers couches du globe*. Tome premier., 1. A. Ascher & Co., Amsterdam, 488 pp.

Bucur, I.I., 1997. *Formațiunile mesozoice din zona Reșița-Moldova Nouă, Cluj-Napoca*, 214 pp.

Bucur, I.I., 1999. Stratigraphic significance of some skeletal algae (Dasycladales, Caulerpales) of the Phanerozoic, Depositional episodes and bioevents. Farinacci, A. & Lord, A.R., pp. 53-104.

Bucur, I.I., 2001. Nouvelles decouvertes de Dasycladales fossiles dans les depots du Cretace inferieur de la Zone de Reșița-Moldova Nouă (Carpates Meridionales, Roumanie). In: L. Olaru (Editor), 3rd Romanian National Symposium of Palaeontology. *Acta Palaeontologica Romaniaae. Vasiliana '98*, Iași, pp. 41-52.

Bucur, I.I., Filipescu, S. și Săsăran, E. (Editors), 2001. Algae and carbonate platforms in western part of Romania, Cluj-Napoca, 221 pp.

Budyko, M., 1969. The effect of solar radiation on the climate of the Earth. *Tellus*, 21: 611-619.

Buican, D., 1993. Biognoseologie, evolution et revolution de la connaissance. *Maison d'Edition All*, București, 118 pp.

Buican, D., 1994. *Revoluția evoluției*. Editura științifică, București, 320 pp.

Ceapoiu, N., 1980. *Evoluția speciilor*. Editura Academiei, București, 288 pp.

Ceapoiu, N., 1988. *Evoluția biologică. Microevoluția și macroevoluția*. Editura Academiei Române, București, 304 pp.

Cocks, R.M., 2005. Precambrian. Overview. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 350-354.

Cocks, R.M., 2005. Silurian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 184-193.

Cojocaru, I., 2005. *Paleobiologie. Viața în timpurile geologice*, 4. Editura Universității "Al. I. Cuza", Iași, 421 pp.

Conway-Morris, S. și Whittington, H.B., 1979. The animals of the Burgess Shale. *Scientific American*, 241: 122-133.

Conway-Morris, S. și Whittington, H.B., 1985. Fossils of the Burgess Shale. A national treasure in Yoho National Park, British Columbia. *Miscellaneous Reports*, 31 pp.

Cotillon, P., 1992. *Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, 187 pp.

Cox, L.R., Castell, C.P. and Muir-Wood, H.M., 1962. *British Mesozoic fossils*. British Museum (Natural History), London, 205 pp.

Crane, P.R. și Dilcher, D.L., 1984. Lesqueria: an early angiosperm fruiting axis from the Mid-Cretaceous. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 71(2): 384-402.

Damian, R., 2001. *Geologie generală*. Editura Universității din București, București, 186 pp.

Darwin, C., 1842. *Geology of the voyage of the Beagle: the structure și distribu-tion of coral reef*. Smith Elder & Co., London.

Darwin, C., 1844. *Geological observations on the volcanic islands visited during the voyage of H.M.S. Beagle*. Smith Elder & Co., London.

Darwin, C., 1846. *Geological observations on South America*. Smith Elder & Co., London.

Darwin, C., 1859. *On the origin of species by means of natural selection, or on the preservation of favoured races in the struggle to survive*. John Murray, London.

Dilcher, D.L. și Crane, P.R., 1984. Archaeanthus: an early angiosperm from the Cenomanian of the western interior of North America. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 71(2): 351-383.

Dott, R.H. și Prothero, D.R., 1994. *Evolution of the Earth*. McGraw-Hill, New York, 569 pp.

Dragastan, O., 1975. Upper Jurassic și Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley Basin (East Carpathians). *Memoires*, 21: 7-87.

Dragastan, O., 1980. *Alge calcaroase din Mesozoicul si Terțiarul României*. Editura Academiei, București, 169 pp.

Dragastan, O., Damian, R. și Popa, M.E., 1997. *Paleobotanică și Palinologie*. Editura Universității București, Bucharest, 210 pp.

Dragastan, O., Petrescu, I. și Olaru, L., 1980. *Palinologie cu aplicații în geologie*. Editura Didactică și Pedagogică, București, 419 pp.

Dragastan, O., Popa, M.E. și Ciupercianu, M., 1997. The Late Palaeozoic phytostratigraphy and palaeoecology of the Southern Carpathians (Romania), Primul Simpozion Național de Paleontologie, București, pp. 57-64.

Dragomir, B.P., 1994. Geologie fizică generală. Editura Universității din București, București, 331 pp.

Dragomir, B.P. și Androhovici, A., 1995. Geologie generală. Editura Universității din București, București, 192 pp.

Du Toit, A.L., 1937. Our wandering continents: a hypothesis of continental drifting. Oliver & Boyd, Edinburgh.

Eldredge, N. și Gould, S.J., 1972. Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. In: T.J. Schopf (Editor), Models in paleobiology. Freeman, Coper & Co., San Francisco, pp. 82-115.

Florin, R., 1951. Evolution in cordaites and conifers. Acta Horti Bergiani, 15(11): 285-388.

Fortey, R.A., 2000. Trilobite! Eyewitness to evolution. Harper Collins Publishers, London, 269 pp.

Fortey, R.A., 2005. Ordovician. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 175-184.

Gabbott, S.E., 2005. Lagerstätten. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 307-315.

Givulescu, R. și Popa, M.E., 1998. Aninopteris formosa Givulescu et Popa, gen. et sp. nov., a new Liassic matoniaceous genus and species from Anina, Banat, Romania. Review of Palaeobotany and Palynology, 104: 51-66.

Glasspool, I., Edwards, D. și Axe, L., 2004. Charcoal in the Silurian as evidence for earliest wildfire. Geology, 32(5): 381-383.

Gould, S.J., 1989. Wonderful life. The Burgess Shale and the nature of history.

Norton, 347 pp.

Grigorescu, D., 1980. Înaintea apariției omului, București, 210 pp.

Grigorescu, D., 1994. The geocological education and geological site conservation in Romania, *Geological and Landscape Conservation*, pp. 467-472.

Grigorescu, D., 1996. Geotope conservation in Romania, Future measure in a regional Carpatho Balkan cooperation. *Geologica Balcanica*, 26: 87-90.

Grigorescu, D., 2003. Stratigrafie și Geologie istorică. Partea I: Stratigrafie, 1. Ars Docendi, București, 127 pp.

Grigorescu, D., 2005. Rediscovery of a "forgotten land". The last three decades of research on the dinosaur-bearing deposits from the Hateg Basin. *Acta Palaeontologica Romaniaae*, 5: 191-204.

Grigorescu, D., 2006. "Geoparcul dinozaurilor Țara Hațegului". De la cercetarea geologică la o strategie de dezvoltare durabilă a regiunilor. *Anuarul Institutului Geologic*, 74: 75-77.

Grigorescu, D. și Andrașanu, A., 2006. Hațeg Dinosaurs Geopark - A new strategy for sustainable development in Romania, *Proceedings of the 4th EGN meeting, Crete*, pp. 123-127.

Grigorescu, D., Lazăr, I., Andrașanu, A. și Melinte, M., 1999. Stratigrafie și Geologie istorică. *Caiet de lucrări practice. Ars Docendi, București*, 95 pp.

Grigorescu, D. și Norman, D., 1990. Earth science conservation in Romania. *Earth Science Conservation*, 27: 6-8.

Hanganu, E., 1977. *Paleontologia nevertebratelor*. Editura Universității din București, București, 700 pp.

Harris, T.M., 1926. The Rhaetic flora of Scoresby Sound, East Greenland. *Saertryk af Meddelelser on Gronland, LXVIII*.

Harris, T.M., 1931. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 1:

Cryptogams (exclusive of Lycopodiales). Meddelelsler om Gronland, 2, Kobenhavn, 1-102 pp.

Harris, T.M., 1932. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 2: Description of seed plants Incertae sedis together with a discussion of certain cycadophyte cuticles. Meddelelser om Gronland, 85, Kobehavn, 1-112 pp.

Harris, T.M., 1932. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 3: Caytoniales and Bennettitales. Meddelelser om Gronland, 85, Kobenhavn, 1-133 pp.

Harris, T.M., 1935. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 4: Ginkgoales, Coniferales, Lycopodiales and isolated fructifications. Meddelelser om Gronland, 112, Kobenhavn, 1-176 pp.

Harris, T.M., 1937. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 5: Stratigraphic relations of the plant beds. Meddelelser om Gronland, 112, Kobenhavn, 1-114 pp.

Harris, T.M., 1961. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 1: Thallophyta and Pteridophyta, 1. British Museum (Natural History), London, 212 pp.

Harris, T.M., 1964. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 2: Caytoniales, Cycadales and Pteridospermales, 2. British Museum (Natural History), London, 1-192 pp.

Harris, T.M., 1974. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 4: Ginkgoales and Czekanowskiales, 4. British Museum (Natural History), London, 150 pp.

Harris, T.M., 1979. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 5: Coniferales, 5. British Museum (Natural History), London, 166 pp.

Hays, J.D., Imbrie, J. și Shackelton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages. Science, 194: 1121-1131.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. și Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. Science, 281: 1342-1346.

Hughes, N.C. și Heim, N.A., 2005. Cambrian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R.

Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 163-175.

Hutton, J., 1795. *Theory of the Earth, with proof and illustrations*. Cadell & Davies, London.

Iordan, M., 1973. Studiul faunei devonien inferioare din Dealurile Bujorele (Unitatea de Măcin, Dobrogea de Nord). *Dări de Seamă ale Ședințelor, LX*: 33-70.

Krassilov, V.A. și Rasnitsyn, A.P., 1997. Pollen in the guts of permian insects: first evidence of pollinivory and its evolutionary significance. *Lethaia*, 29: 369-372.

Kvacek, J. și Dilcher, D., 2000. Comparison of Cenomanian floras from Western Interior North America and Central Europe. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, 44(1): 17-38.

Lăzărescu, V., 1980. *Geologie fizică*. Ed. Tehnică, București, 512 pp.

Lazăr, I., 2006. *Jurassicul mediu din Bucegi - versantul vestic - paleontologie și paleoecologie*. Ars Docendi, București, 185 pp.

Lemoigne, Y., 1988. La flore au cours des temps géologiques. Part IV. *Geobios*, spec. mem 10, 2, Lyon, 296 pp.

Lemoigne, Y., 1988. La flore au cours des temps géologiques. Parts I-III. *Geobios*, mem. spec. 10, 1. CNES, Lyon, 384 pp.

Lucas, S.G., 2005. Pangaea. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 225-228.

Lucas, S.G. și Orchard, M.J., 2005. Triassic. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 344-351.

Lyell, C., 1830. *Principles of Geology*. John Murray, London.

Macarovici, N., 1968. *Geologia Cuaternarului*. Editura Didactică și Pedagogică, București, 234 pp.

Macarovici, N. și Turculeț, I., 1972. Paleontologia stratigrafică a României. Editura Tehnică, București, 263 pp.

MacLeod, N., 2005. Cretaceous. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 360-372.

MacLeod, N., 2005. End Cretaceous extinctions. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 372-385.

Margulis, L. și Schwartz, K., 1988. *Five Kingdoms*. W.H. Freeman & Comp., New York, 376 pp.

McGhee, G.R., 2005. Devonian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 194-200.

Meszaros, N., 1990. Cuaternar. Curs pentru studenții geologi și geografi. Universitatea "Babeș-Bolyai", Cluj-Napoca, 208 pp.

Meyen, S., 1987. *Fundamentals of Palaeobotany*. Chapman și Hall, London, 432 pp.

Milankovitch, M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Special Publication.

Mutihac, V., Stratulat, M.I. și Fechet, R.M., 2004. *Geologia României*. Editura Didactică și Pedagogică, București, 249 pp.

Muțiu, R., 1991. On the presence of the cambrian in the Moesian platform (România). *Revue Roumaine de Geologie*(1): 85-93.

Neagu, T., 1979. *Micropaleontologie, protozoare, 1*. Editura Tehnică, București.

Neagu, T., 1989. *Micropaleontologie, metazoare*. Editura Tehnică, București, 285 pp.

Neagu, T., 2005. Centenarul Laboratorului de Paleontologie, Acta Palaeontologica Romaniaae. Ars Docendi, București, pp. 7-8.

Neagu, T. și Dragomir, B.P., 1982. Determinator practic de micropaleontologie. Editura Universității din București, București, 159 pp.

Neagu, T. și Georgescu-Donos, M.O., 1973. Characee eocretacice din Dobrogea de sud (Valea Akargea-Peștera). Studii și cercetări de geologie geofizică geografică(1): 171-185.

Neagu, T., Lazăr, I. și Cămaru, P., 2002. Paleozoologia nevertebratelor. Paleozoologia vertebratelor, 1. Editura Universității din București, București, 192 pp.

Neagu, T., Lazăr, I. și Cămaru, P., 2003a. Paleozoologia nevertebratelor. Paleozoologia vertebratelor, 2. Editura Universității din București, București, 210 pp.

Neagu, T., Lazăr, I. și Cămaru, P., 2003b. Paleozoologia nevertebratelor. Paleozoologia vertebratelor, 3. Editura Universității din București, București, 331 pp.

Nistor-Hanganu, E., Manoliu, E., Grigorescu, D. și Dragomir, B.P., 1982. Paleontologie, lucrări practice. Editura Univrsității din București, București, 289 pp.

Nistor-Hanganu, E., Șuraru, N. și Grigorescu, D., 1983. Paleontologie. Editura Didactică și Pedagogică, București, 496 pp.

Oaie, G., 1999. Structuri sedimentare biogene (tracce fossils) în depozitele paleozoice ale Dobrogei de Nord. Studii și Cercetări de Geologie, 43-44: 59-68.

Page, K.N., 2005. Jurassic. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 352-360.

Palmer, D., 1999. Atlasul lumii preistorice. Aquila '93, Oradea, 224 pp.

Palmer, D., 2003. Fossil revolution. The finds that changed our view of the past.

Collins, London, 144 pp.

Pauliuc, S. și Dinu, C., 1985. Geologie structurală. Editura Tehnică, București, 340 pp.

Petrescu, I., 1990. Perioadele glaciare ale Pământului. Editura Tehnică, București, 251 pp.

Petrescu, I. și Dragastan, O., 1981. Plante fosile. Introducere în Paleobotanică. Dacia, Cluj-Napoca, 470 pp.

Petrescu, I. et al., 1987. Geologia zăcămintelor de cărbuni, 2. Editura Tehnică, București, 386 pp.

Pop, E., 1993. Monografia geologică a bazinului Petroșani. Ed. Acad. Ro., București, 300 pp.

Popa, M.E., 1992. The Early Liassic of Anina: New Paleobotanical Aspects. Documenta Naturae, 1-3(74): 1-9.

Popa, M.E., 1999. The Early Permian Megafloora from the Reșița Basin, South Carpathians, Romania, 5th EPPC. Acta Palaeobotanica. W. Szafer Institute of Botany, Krakow, pp. 47-59.

Popa, M.E., 2000a. Early Jurassic land flora of the Getic Nappe, University of Bucharest, Bucharest, 258 pp.

Popa, M.E., 2000b. Aspects of Romanian Early Jurassic palaeobotany and palynology. Part III. Phyt stratigraphy of the Getic Nappe. Acta Palaeontologica Romaniaiae, 2: 377-386.

Popa, M.E., 2000c. First find of Mesozoic tetrapod tracks in Romania. Acta Palaeontologica Romaniaiae, 2: 387-390.

Popa, M.E., 2000d. The Polytechnics subway station: rudists in the heart of Bucharest. Acta Palaeontologica Romaniaiae, 2: 391-396.

Popa, M.E., 2001. Aspects of Romanian Early Jurassic palaeobotany and palynol-

ogy. Part IV. A new species of *Weltrichia* from Anina. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologie*, XLVI(2): 69-76.

Popa, M.E., 2001. Ponor SSSI (Site of Special Scientific Interest). Lower Jurassic Paleoflora. In: I.I. Bucur, Filipescu, S., Săsăran, E. (Editor), *Algae and carbonate platforms in western part of Romania. Field trip guidebook*. Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca, pp. 167-171.

Popa, M.E., 2003. Geological heritage values in the Iron Gates Natural Park, Romania. In: M. Pătroescu (Editor), *ICERA 2003*. Ars Docendi Publishing House, Bucureşti, pp. 742-751.

Popa, M.E., 2005. Aspects of Romanian Early Jurassic Palaeobotany and Palynology. Part VI. Anina, an exceptional locality. *Acta Palaeontologica Romaniae*, 5: 375-378.

Popa, M.E., 2005. Aspects of Romanian Palaeozoic palaeobotany and palynology. Part II. Overview of the Upper Carboniferous formations in the South Carpathians. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 156(3): 415-430.

Popa, M.E., Pătroescu, M., Popescu, V. și Tetelea, C., 2004. Geological heritage of Iron Gates Natural Park: between preservation and destruction. *Drobeta*, 14: 7-10.

Popa, M.E. și Van Konijnenburg - Van Cittert, J.H.A., 1999. Aspects of Romanian Early Jurassic palaeobotany and palynology. Part I. In situ spores from the Getic Nappe, Banat, Romania, 5th EPPC. *Acta Palaeobotanica*. W. Szafer Institute of Botany, Krakow, pp. 181-195.

Popa, M.E. și Van Konijnenburg - Van Cittert, J.H.A., 2006. Aspects of Romanian Early - Middle Jurassic palaeobotany and palynology. Part VII. Successions and floras. *Progress in Natural Sciences*, 16: 203-212.

Preda, I., Iordache, S. și Androhovici, A., 1994. *Geologia zăcămintelor de cărbuni. Partea a III-a. Geofizica de sondă pentru cărbuni. Partea a IV-a. Hidrogeologia și cărbunii*, 2. Editura Universității din București, București, 144 pp.

Preda, I., Turculeț, I., Bădăluță, A., Barus, T. și Androhovici, A., 1994. Geologia zăcămintelor de cărbuni. Partea a II-a. Răspândirea zăcămintelor de cărbuni, 2. Editura Universității din București, București, 392 pp.

Preda, I., Turculeț, I., Barus, T. și Androhovici, A., 1993. Geologia zăcămintelor de cărbuni. Partea I. Introducere în Geologia cărbunelui, 1. Editura Universității din București, București, 428 pp.

Rădulescu, D. și Anastasiu, N., 1979. Petrologia rocilor sedimentare. Editura Didactică și Pdeagogică, București, 483 pp.

Rădulescu, D.P., 1976. Vulcanii astăzi și în trecutul geologic. Editura Tehnică, București, 269 pp.

Răileanu, G., 1953. Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. Bul. Șt., 5(2): 307-409.

Răileanu, G. și Pauliuc, S., 1969. Geologie generală. Editura Didactică și Pedagogică, București.

Rădulescu, D. și Săndulescu, M., 1973. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. Tectonophysics, 16: 155-161.

Rădulescu, D. și Dumitrescu, R., 1982. Petrologia endogenă a teritoriului României, București, 120 pp.

Retallack, G.J., 1991. Soils of the past. An introduction to paleopedology. Harper Collins Academic, London, 520 pp.

Retallack, G.J. și Dilcher, D., 1981. Early angiosperm reproduction: *Prisca reynoldsii* gen. et sp. nov. from mid-Cretaceous coastal deposits in Kansas, USA. Palaeontographica Abt. B, 179: 103-137.

Sankaran, A.V., 2003. Neoproterozoic 'snowball earth' and the 'cap' carbonate controversy. Current Science, 87(7): 871-874.

Saulea, E., 1967. Geologie istorică. Editura Didactică și Pedagogică, București, 837 pp.

Săndulescu, M., 1984. Geotectonica României. Editura Tehnică, București, 336 pp.

Scott, A.C., 2005. Carboniferous. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 200-213.

Seghedi, A., Popa, M.E., Oaie, G. și Nicolae, I., 2001. The Permian system in Romania. In: G. Cassinis (Editor), Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations, Brescia, pp. 281-293.

Semaka, A., 1963. Despre vârsta formațiunii de Schela, Congr. Geol. Carp. Balk., V-eme Congr. Assoc. Geol. Carp. Balk., București, pp. 165-173.

Semaka, A., 1970. Studii asupra florei devoniene de la Ideg. 53, Institutul Geologic al României, București.

Semaka, A., Huică, I. și Georgescu, L., 1972. Noi puncte cu plante liasice în Formațiunea de Schela (Carpații Meridionali). Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie, Secția geologie, 17(2): 435-440.

Simionescu, I., 1924. Fauna devonică din Dobrogea. Mem. secț. științ. Acad. Rom., 3(2): 1.

Simpson, G.G., 1949. The meaning of evolution. Bantam, 333 pp.

Sporne, K.R., 1965. The morphology of gymnosperms; the structure and evolution of primitive seed-plants. Hutchinson University Library, London, 216 pp.

Sporne, K.R., 1975. The morphology of angiosperms: the structure and evolution of flowering plants. St. Martin's Press, New York, 207 pp.

Sporne, K.R., 1975. The morphology of Pteridophytes, London, 191 pp.

Stanley, S.M., 1986. Earth and life through time. W. H. Freeman, New York, 690 pp.

Stewart, W.N. și Rothwell, G.R., 1993. *Paleobotany and the evolution of plants*. Cambridge University Press, Cambridge, 521 pp.

Sun, G., Dilcher, D.L., Zheng, S. și Zhou, Z., 1998. In *Search of the First Flower: A Jurassic Angiosperm, Archaeofructus, from Northeast China*, Science. American Association for the Advancement of Science, pp. 5394.

Sun, G. et al., 2002. *Archaeofructaceae, a new basal angiosperm family*, Science, pp. 899-904.

Sun, G., Zheng, S., Dilcher, D.L., Wang, Y. și Mei, S., 2002. *Early angiosperms and their associated plants from Western Liaoning, China*. Scientific and Technological Education Publishing House, Shanghai, 228 pp.

Șeclăman, M., Marin, C. și Luca, A., 1999. *Introducere în geologie generală*. Goeland, București.

Tătărâm, N., 1984. *Geologie stratigrafică și paleogeografie. Mesozoic și Cainozoic, 2*. Editura Tehnică, București, 495 pp.

Tătărâm, N., 1988. *Geologie stratigrafică și paleogeografie. Precambrian și Paleozoic, 1*. Editura Tehnică, București, 354 pp.

Taylor, T.N. și Taylor, E.L., 1993. *The biology and evolution of fossil plants*. Prentice Hall, New Jersey, 982 pp.

Traverse, A., 1988. *Paleopalynology*. Unwin Hyman, Boston, 600 pp.

Twitchett, R.J., 2005. *End Permian extinctions*. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 219-225.

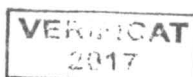
Țicleanu, N. și Pauliuc, S., 2003. *Geologie generală*. Editura Universitară, București, 207 pp.

Vakhrameev, V., 1991. *Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 318 pp.

- Van Konijnenburg - Van Cittert, J.H.A. și Morgans, H.S., 1999. The Jurassic flora of Yorkshire. Palaeontological Association field guides to fossils, 8. The Palaeontological Association, London, 134 pp.
- Velenovsky, J., 1885. Die Gymnospermen der Bohmischen Kreideformation, Prague, 34 pp.
- Velenovsky, J. și Viniklar, L., 1926. Flora Cretacea Bohemiae, Prague, 111 pp.
- Von Freese, R.R. et al., 2006. Permian-Triassic mascon in Antarctica. EOS Trans. AGU.
- Wegener, A., 1926. Palogeographische Darstellung der Theorie der Kontinentalverschiebungen. In: E. Dacque (Editor), Palogeographie. F. Deuticke, Leipzig, pp. 171-189.
- White, M., 1998. The Greening of Gondwana. Kangaroo Press, Sidney, 256 pp.
- Wicander, R. și Monroe, J.S., 1993. Historical Geology, 640 pp.
- Wignall, P.B., 2005. Permian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks and I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 214-218.
- Willis, K.J. și McElwain, J.C., 2002. The Evolution of Plants. Oxford University Press, Oxford, 378 pp.
- Xiao, S., 2005. Precambrian. Eukaryote fossils. In: R.C. Selley, R.M. Cocks și I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam.
- Yanev, S., Popa, M.E., Seghedi, A. și Oaie, G., 1999. Overview of the continental Permian deposits of Bulgaria and Romania. In: G. Cassinis (Editor), Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations, Brescia, pp. 269-279.

## Anexa 1: Scara timpului geologic.

<b>PHANEROZOIC</b>	<b>NEOZOIC</b>	Cuaternar	Holocen	0Ma
			Pleistocen	
		Neogen	Pliocen	
			Miocen	
		Paleogen	Oligocen	
			Eocen	
	Paleocen		65Ma	
	<b>MESOZOIC</b>	Cretacic	Superior	
			Mediu	
			Inferior	
		Jurasic	Superior	
			Mediu	
			Inferior	
		Triasic	Superior	
			Mediu	
			Inferior	245Ma
	<b>PALEOZOIC</b>	Permian	Superior	
			Inferior	
		Carbonifer	Superior	
			Inferior	
Devonian		Superior		
		Mediu		
Silurian		Inferior		
		Superior		
Ordovician		Superior		
		Mediu		
Cambrian	Inferior			
	Superior	410Ma		
<b>CRYPTOZOIC</b>	<b>PROTEROZOIC</b>	Vendian	Superior	
			Mediu	
		Inferior	Superior	
			Inferior	1000Ma
		<b>ARHAIC</b>		Superior
				Mediu
			Superior	
			Inferior	2500Ma
		Arhaic s.s.		
		Hadean	4650Ma	



---

*Tiparul s-a executat sub c-da nr. 1774/2007  
la Tipografia Editurii Universității din București*

---

## DATA RESTITUIRII

20. APR. 2009	13 IAN. 2012	
<del>_____</del>	<del>_____</del>	
1 FEB. 2009	30 OCT. 2012	
13 MAI 2009	26. NOV. 2016	
<del>_____</del>	<del>_____</del>	
16. APR. 2010		
16. APR. 2011		
10. IUN. 2010		
<del>_____</del>		
5 IAN. 2011		
<del>_____</del>		

BIBLIOTECĂ CENTRALĂ  
UNIVERSITĂȚII „CAROL I”



DE SPENYU ET ANIMA

16,50 lei<sup>i</sup>

**Cartea domnului Dr. Mihai E. Popa este o lucrare elaborată cu temeinică cunoaștere științifică și pricepere didactică, adresată studenților geografi și biologi, din a căror pregătire teoretică și practică Geologia și Paleontologia nu ar trebui să lipsească. Din acest punct de vedere, lucrarea umple un gol resimțit în pregătirea studenților geografi și biologi și anume abordarea prin conexiunile lor firești a științelor Pământului și a științelor Vieții.**

**Profesor Dr. Dan A. Grigorescu**



9 789737 1372987