

1. Poziționarea fizico-geografică a României

Poziția României reprezintă locul ocupat de aceasta, față de celelalte țări ale lumii și față de principalele elemente geografice. Din perspectivă fizico-geografică, poziționarea trebuie raportată la principalele repere fizico-geografice: sistemul de coordonate geografice, emisferele, uscatul continental și continentele și marile unități fizico-geografice ale Europei.

1.1. Poziția pe Glob

Dacă ar trebui să atribuim o valoare rotunjită de poziționare pe glob a României (Fig. 1 și 2) în sistemul de coordonate geografice¹, atunci răspunsul este: 46° latitudine (φ) nordică (N), 25° longitudine (λ) estică (E). Această poziție matematică ne spune că teritoriul României se află aproximativ la jumătatea distanței dintre Ecuator și Polul Nord. Paralela de 45° trece prin partea central-sudică a țării, pe aliniamentul orașelor Târgu Jiu, Râmnicu Vâlcea, Târgoviște, Ploiești, Mizil.

Dacă încadrăm forma frontierei de stat a României cu un dreptunghi atunci laturile acestuia sunt definite de paralele și meridiane date de intersecția frontierei de stat a României cu acest dreptunghi, rezultând 4 puncte extreme:

- Punctul extrem nordic: în proximitatea loc. Horodiștea ϕ 48° 15' 55,7669" N - λ 26° 42' 05,7713" E;
- Punctul extrem sudic: în proximitatea loc. Zimnicea ϕ 43° 37' 09,0251" N - λ 25° 23' 30,0853" E;
- Punctul extrem vestic: în proximitatea loc. Beba Veche ϕ 46° 07' 17,3420" N - λ 20° 15' 49,1664"E;
- Punctul extrem estic: în proximitatea localității Sulina ϕ 45° 09' 56,9762" N - λ 29° 43' 01,1948"E.

Punctul geometric central (centroidul) se află în proximitatea paralelei de 46° latitudine nordică și 25° longitudine estică, la est de localitatea Făgăraș.

Exercițiu: Determinați punctele extreme ale frontierelor României cu ajutorul unei aplicații SIG², cum ar fi QGIS³, și pe baza datelor spațiale privind frontiera de stat a României⁴.

Cea mai importantă consecință a poziționării în latitudine, ca efect al intensității radiației solare este dată de prezenta climatului temperat. Variația intensității radiației solare generează și variația duratei zilelor și nopților, cu efecte în fluxul caloric și individualizarea a patru anotimpuri.

¹ Sistemul de coordonate geografice, geocentric, utilizează latitudinea, longitudinea și altitudinea pentru poziționarea pe Glob, acesta fiind considerat o sferă

² Sistem Informațional Geografic

³ QuantumGIS, <http://www.qgis.org>

⁴ <https://data.gov.ro/dataset/unitati-administrativ-teritoriale> sau <https://www.geomil.ro/Produse/GranitaRomania>

Dispunerea României pe circa 5° latitudine N presupune o diminuare a fluxului radiativ de la Sud spre Nord, ceea ce implică zonalitatea latitudinală a climei, vegetației și solurilor (paralelism fito-pedo-climatic). Această dispunere implică și o durată inegală a zilelor și a nopților la solstiții. Ziua cea mai lungă (16:05 ore) se înregistrează la Solstițiul de vară (21/22 iunie) în punctul cel mai nordic, în timp ce noaptea cea mai lungă (15:40 ore) se înregistrează la Solstițiul de iarnă (21/22 decembrie) tot în punctul extrem nordic.

Diferența de 9° longitudine generează o diferență între orele locale la extremități de 37 de minute. România aparține fusului orar GMT+2, adică Greenwich Mean Time plus două ore, fus cu meridianul central la 30° longitudine. Din rațiuni de sănătate și de economie energetică, vara, timpul universal (UTC) se decalează cu o oră (GMT+3 – Daylight Saving Time), în ultima săptămână a lunii martie, revenirea la UTC făcându-se în ultima săptămână din luna octombrie.

Distanța pe axa Nord-Sud este de 518 km iar pe axa Vest-Est este de 736 km.

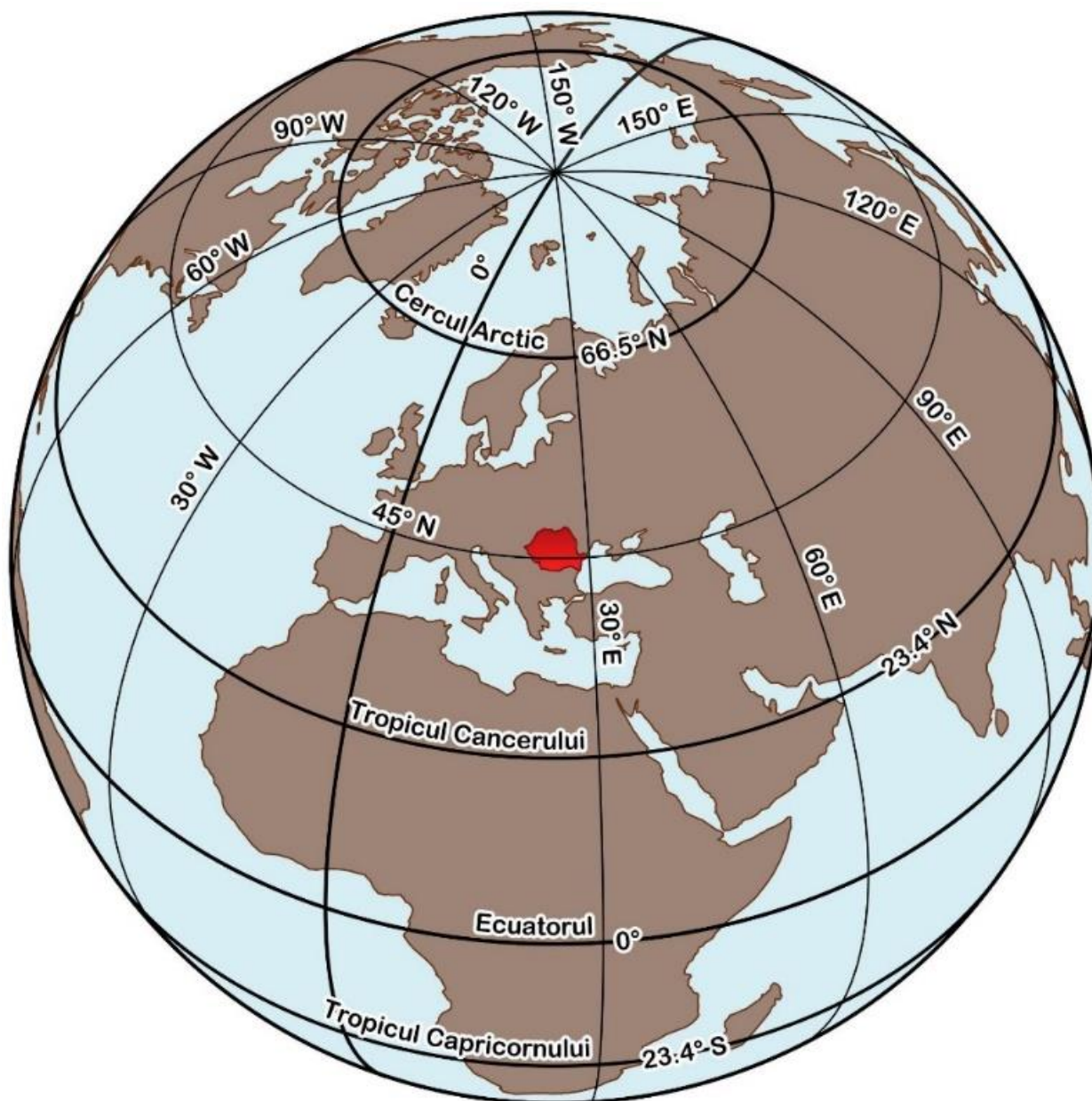


Figura 1. Poziționarea matematică a României pe Glob.

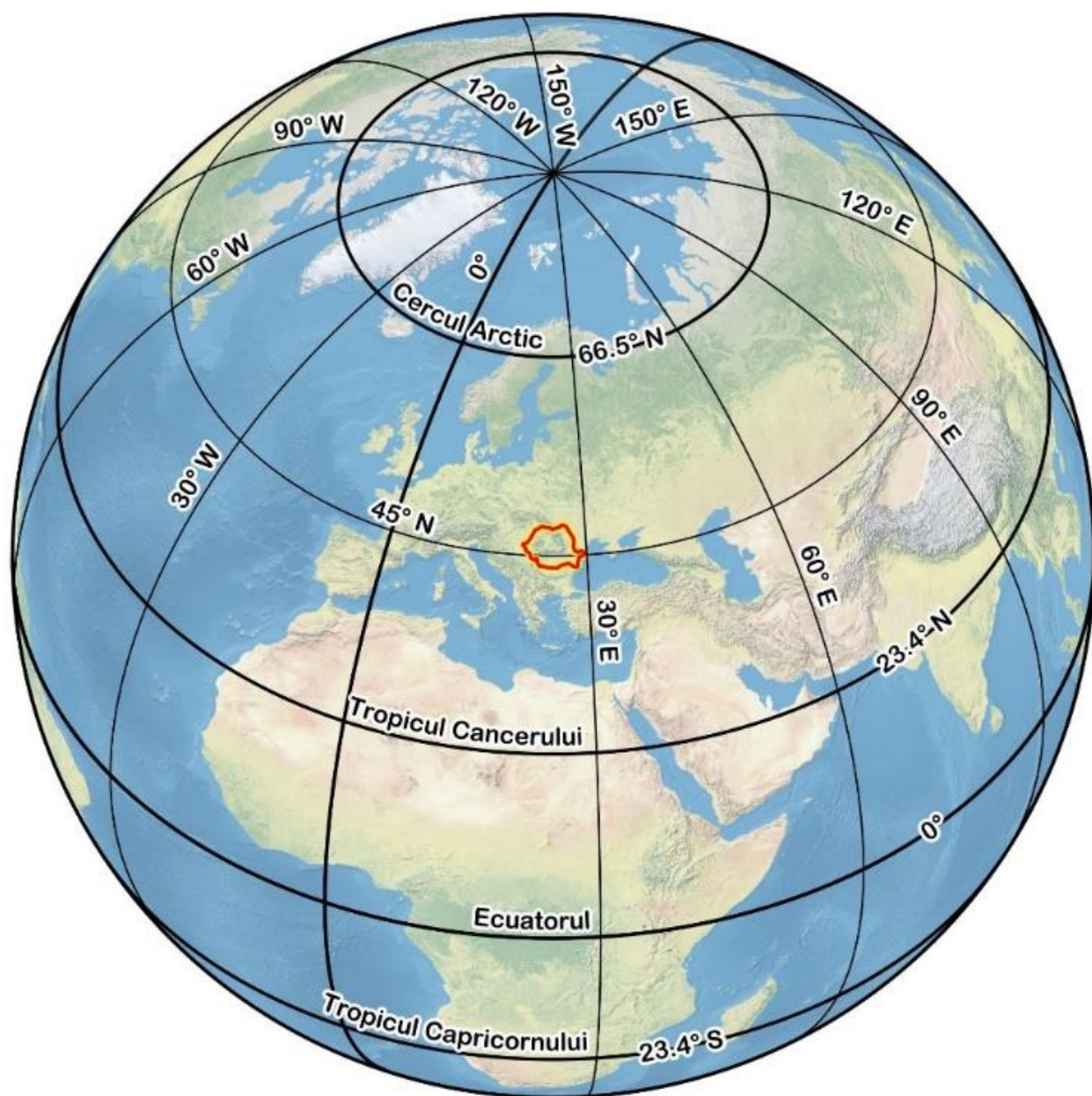
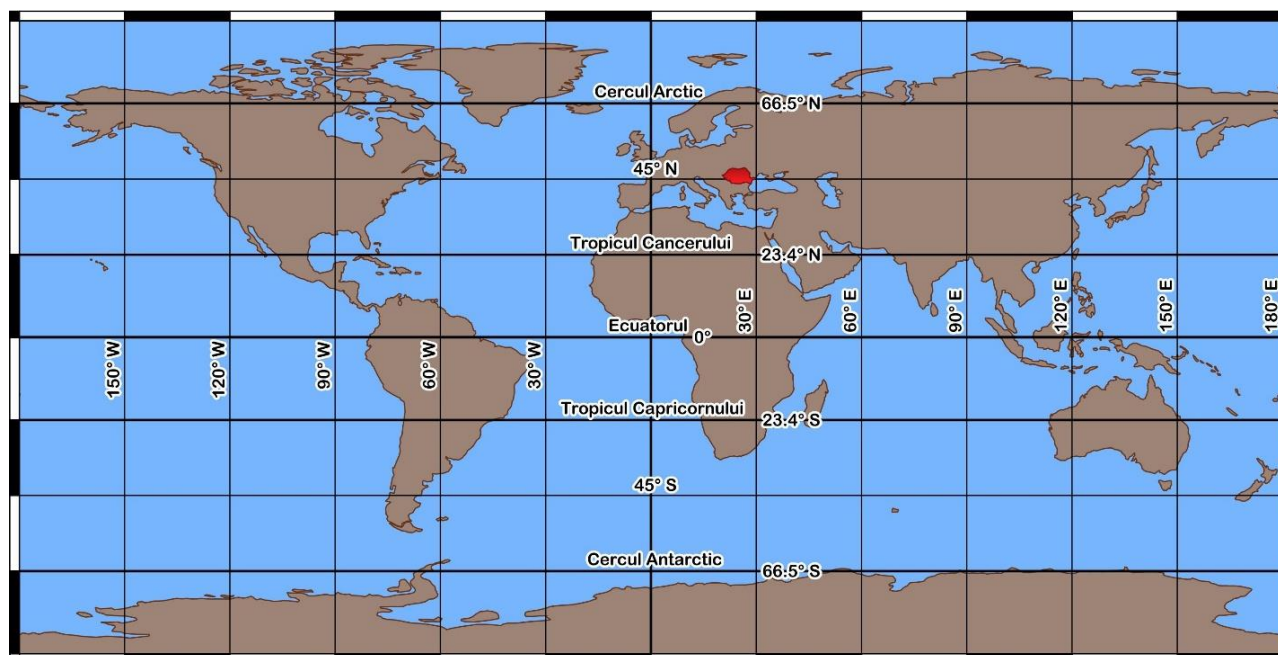


Figura 2. Poziționarea matematică a României pe Glob și distribuția principalelor elemente fizico-geografice (reprezentate prin setul de date raster Natural Earth - <https://www.naturalearthdata.com/>).



Scara 1:150 000 000 Proiecție Echidistantă Cilindrică (Plate Carrée) EPSG:4326

Figura 3. Poziționarea matematică a României pe Glob în proiecție echidistantă cilindrică (Plate Carrée).

1.2. Poziția în Europa

România este situată la Nord de Dunăre, aparținând domeniului continental. România nu poate fi considerată o țară balcanică din punct de vedere geografic, acest termen fiind preluat din geopolitică. România poate fi considerată o țară balcanică doar din punct de vedere geopolitic, deoarece este semnatară a Tratatului balcanic.

Din punctul central al României până în părțile extreme ale Europei continentale distanțele sunt aproximativ egale, excepție făcând punctul extrem sudic al Europei: Nord – Capul Nord (Norvegia) 2800 km, Sud – Capul Matapan (Grecia) 1000 km, Vest – Capul Finister (Spania) 2750 km, Est – Munții Urali (Rusia) 2706 km, de unde putem concluziona că România este o țară situată în **Europa Centrală**, mai precis în partea sud-estică a Europei Centrale. Punctul central geometric al Europei se află la nord-vest de România.

Cea mai importantă consecință a poziționării este tot de natură climatică, respectiv continentalismul climatic, manifestat prin tendințele de aridizare, moderate în vestul țării și excesive în est. Pe fondul acestui continentalism, aceeași poziție în Europa determină și influențele climatice: oceanice în vest, mediteraneene în sud, baltice în nord și continental excesive în est. Influențele climatice se răsfrâng și asupra vegetației (limita fagului, limita viței de vie).

România are o poziție central-sudică în cadrul continentului european. Apartenența României la țările est-europene este falsă din punct de vedere fizico-geografic, bazându-se tot pe criterii geopolitice.

1.3. Suprafața, frontiera și granițele României

România are o suprafață de 238 401 km² și un perimetru de 3313 km, granițele fiind stabilite după al Doilea Război Mondial, la Tratatul de Pace de la Paris (1947) când România a pierdut teritoriul Basarabiei, ținutul Hertei și Nordul Bucovinei în favoarea Uniunii Sovietice și Cadrilaterul (Dobrogea de Sud) în favoarea Bulgariei.

Frontiera de stat și geomorfologia: “Frontiera de stat a României este marcată, de regulă, în teren, prin semne de frontieră, ale căror date topogeodezice sînt prevăzute în documentele de demarcare încheiate între statul român și statele vecine. În scopul menținerii vizibilității și asigurării protecției semnelor de frontieră se constituie culoarul de frontieră, a cărui lățime se convine de către statul român cu fiecare dintre statele vecine” (Art. 3 din Legea nr. 56 din 4 iunie 1992 privind frontiera de stat a României). Pe teren aceste puncte sunt demarcate prin picheți. În cazul frontierei aflate de-a lungul albiilor de râu, fiecare stat marchează proprii picheți pe partea sa de frontieră, punctul exact al acestora fiind la mijlocul distanței dintre cei doi picheți marcați pe ambele maluri. Albiile de râu știm însă că evoluează natural prin eroziunea malurilor, mai ales acolo unde nu există construcții hidrotehnice. Acesta este și cazul frontierei României cu Republica Moldova aflată de-a lungul râului Prut. În sectorul localității Prisăcani⁵ (jud. Iași) există astfel de sectoare în care eroziunea malurilor duce la erodarea pichetilor de pe ambele maluri. În aceste situații albia râului se deplasează în interiorul unuia dintre state, schimbând contextul geografic al frontierei. Rezolvarea problemei se realizează de comun acord la un moment dat prin reluarea măsurătorilor. Situații și mai complicate sunt cele de autocaptare a meandrelor, când suprafața în cauză este destul de însemnată. Un meandru în curs de autocaptare există în arealul Prisăcani, în zona satului strămutat Sălăgeni⁶ (strămutat datorită inundațiilor frecvente).

Căștigul sau pierderea de suprafață a României în favoarea mării este un alt component relaționat de geomorfologie, în continuare fiind prezentate două cazuri recente de extindere a suprafeței.

Cazul lărgirii plajei de la Mamaia-Mamaia Nord: Administrația Bazinală de Apă Dobrogea-Litoral a contractat lucrări de extinderea plajei la o lățime medie de 100 m pe o lungime de 6950 m. Plaja emersă va avea și un sector submers care să asigure regenerarea plajei și protecția în timpul furtunilor. În anul 2022 această amenajare este în curs, dar pe sectorul deja lărgit a apărut o situație de natură cadastrală: noul teritoriu apărut ca urmare a acțiunii antropice nu este întabulat, deci nu este încă recunoscut din punct de vedere legal. Aceeași situație apare și la nivelul arealelor costiere erodate⁷, unde pierderea de suprafață poate fi recunoscută legal doar după măsurători topo-geodezice și înregistrare cadastrală.

Cazul deltei secundare Chilia: în zona de vărsare a brațului Chilia, într-o lagună creată prin închiderea cu un cordon litoral (Laguna Roșca-Merhei), în ultimii 250 de ani a fost creat un lob deltaic, Chilia cu o

⁵ Butnariu Daniel George, Stătescu Florian, Mărgărint Mihai Ciprian, Niculiță Mihai (2017) The Recent Evolution of the Prut River Channel in the Territorial Administrative Unit of Prisăcani Commune - Iași County. RevCAD Journal of Geodesy and Cadastre, 22, 31-40. <https://www.cceol.com/search/article-detail?id=810593>

⁶ Văcușteanu Georgiana, Niculiță Mihai, Mărgărint Mihai Ciprian (2019) Natural hazards and their impact on rural settlements in NE Romania – a cartographical approach. OpenGeosciences, 11, 765-782, <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0060>, a se vedea Figura 8

⁷ Pentru detalii, a se vedea Vespremeanu-Stroe Alfred, Tătui Florin, Constantinescu Ștefan, Zăinescu Florin (2017) Danube Delta Coastline Evolution (1856–2010). În: M. Rădoane și A. Vespremeanu-Stroe (coord.), Landform Dynamics and Evolution in Romania, Springer Geography, 551-564. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7_23, și Constantinescu Ștefan (2017) Soft Cliffs Retreat Under the Shadow of Three Ports on the Southern Romanian Coast. În: M. Rădoane și A. Vespremeanu-Stroe (coord.), Landform Dynamics and Evolution in Romania, Springer Geography, 551-564. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7_24

suprafață de 8% din suprafața câmpiei deltaice⁸. Acest lob deltaic a extins suprafața României, granița aflân-

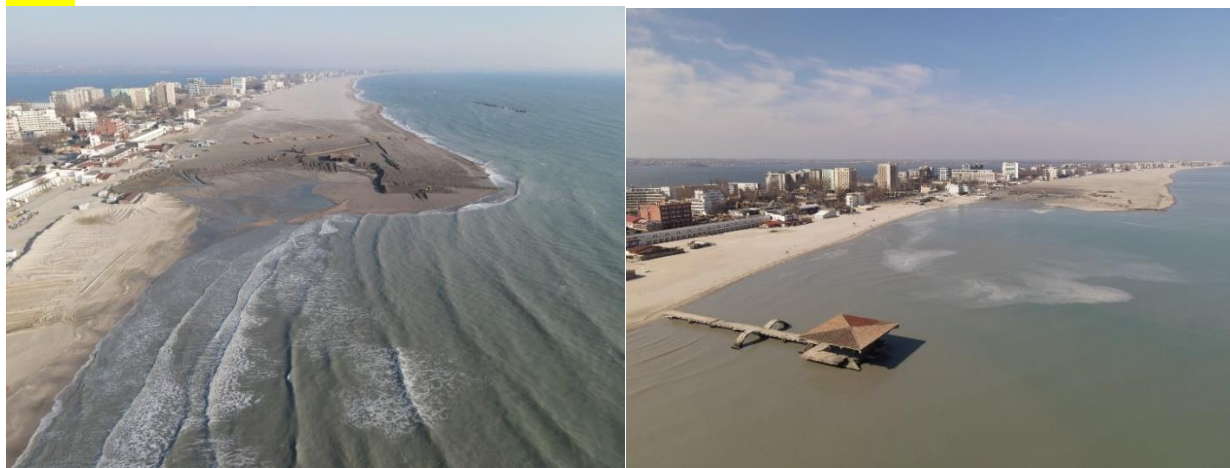


Figura 4. Activitatea de regenerare a plajei în sectorul Mamaia (sursa Administrația Bazinală de Apă Dobrogea-Litoral)

du-se pe zona mediană a albiei brațului Chilia și apoi a brațului secundar Musura. Sedimentele aduse de acest braț vor sedimenta pe viitor și Golful Musura, extinzând astfel suprafața terestră a țării.



Figura 5. Eroziunea plajei regenerate în sectorul Mamaia (sursa Administrația Bazinală de Apă Dobrogea-Litoral)

Granița la nivelul zonelor marine este reglementată de legile internaționale⁹ (Convenția națiunilor Unite privind Legea Mării), insulele naturale putând uneori să genereze zone extinse de jurisdicție, sub forma zonelor economice exclusive sau a drepturilor asupra platformei continentale, deși practica nu este unitară, făcându-se distincția dintre insule și roci¹⁰ (conform Articolului 121 din convenția amintită mai sus, insulele care nu pot susține o habitație umană sau o viață economică sunt considerate roci și nu pot genera zone economice exclusive sau drepturi asupra platformei continentale). În cazul României, în perioada contemporană, a fost judecată recent situația Insulei Șerpilor și a efectului acestuia asupra

⁸ Vespremeanu-Stroe Alfred, Zăinescu Florin, Preoteasa Luminița, Tătui Florin, Rotaru Sabin, Morhange Christophe, Stoica Marius, Hanganu Jenică, Timar-Gabor Alida, Cărdan Ionela, Piotrowska Natalia (2017) Holocene evolution of the Danube delta: An integral reconstruction and a revised chronology. Marine Geology

⁹ https://www.un.org/Depts/los/convention_agreements/texts/unclos/closindx.htm

¹⁰ Clive Schofield (2012) Islands or Rocks, Is that the Real Question? The Treatment of Islands in the Delimitation of Maritime Boundaries. În: Myron H. Nordquist, John Norton Moore, Alfred H.A. Soons și Hak-So Kim (coord.), The Law of the Sea Convention: US Accession and Globalization. Martinus Nijhoff Publishers, 322–340.

limitelor. Datorită neajungerii la o înțelegere, România și Ucraina au ajuns la Curtea Internațională de Justiție de la Haga, care a decis pe 3 februarie 2009 trasarea limitelor astfel¹¹: principiul echidistanței se aplică pornind de la vărsarea continentală a brațului Sulina (și nu a jetiului¹²), iar Insula Șerpilor nu este o insulă capabilă să genereze altceva decât o extindere de 12 mile marine. Astfel limita de demarcație a apelor teritoriale a fost stabilită conform hărții din Figura 7.

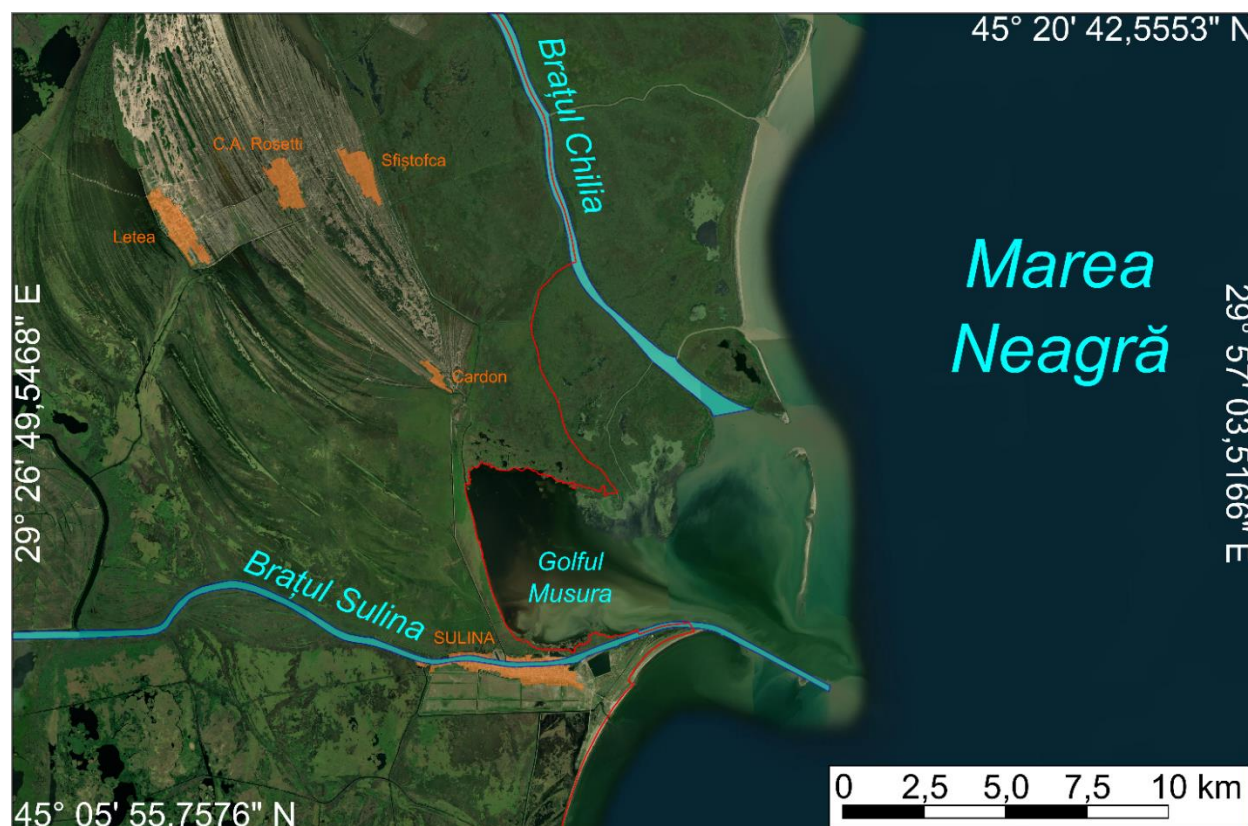


Figura 6. Granița de stat (linie roșie) în zona Sulina-Brațul Chilia

Pe baza suprafeței, România este considerată o țară de dimensiuni mici spre mijlocii. Granițele actuale ale României sunt fie granițe naturale (în sud, sud-est sau est – Dunărea, Marea Neagră, Prutul), fie antropice.

Vecinii României sunt:

- la est și nord-est – Republica Moldova;
- la est și nord – Ucraina;
- la vest și nord-vest – Ungaria;
- la dus-vest – Serbia;
- la sud – Bulgaria.

¹¹ International Court of Justice, Press Release, Unofficial, No. 2009/9, 3 February 2009, Maritime Delimitation in the Black Sea (Romania v. Ukraine), The Court establishes the single maritime boundary delimiting the continental shelf, and exclusive economic zones of Romania and Ukraine.

¹² Budileanu Marius (2018) Evoluția guri de vărsare Sulina pe baza modelelor numerice batimetrice, Editura Ars Docendi, București, 148 pag.

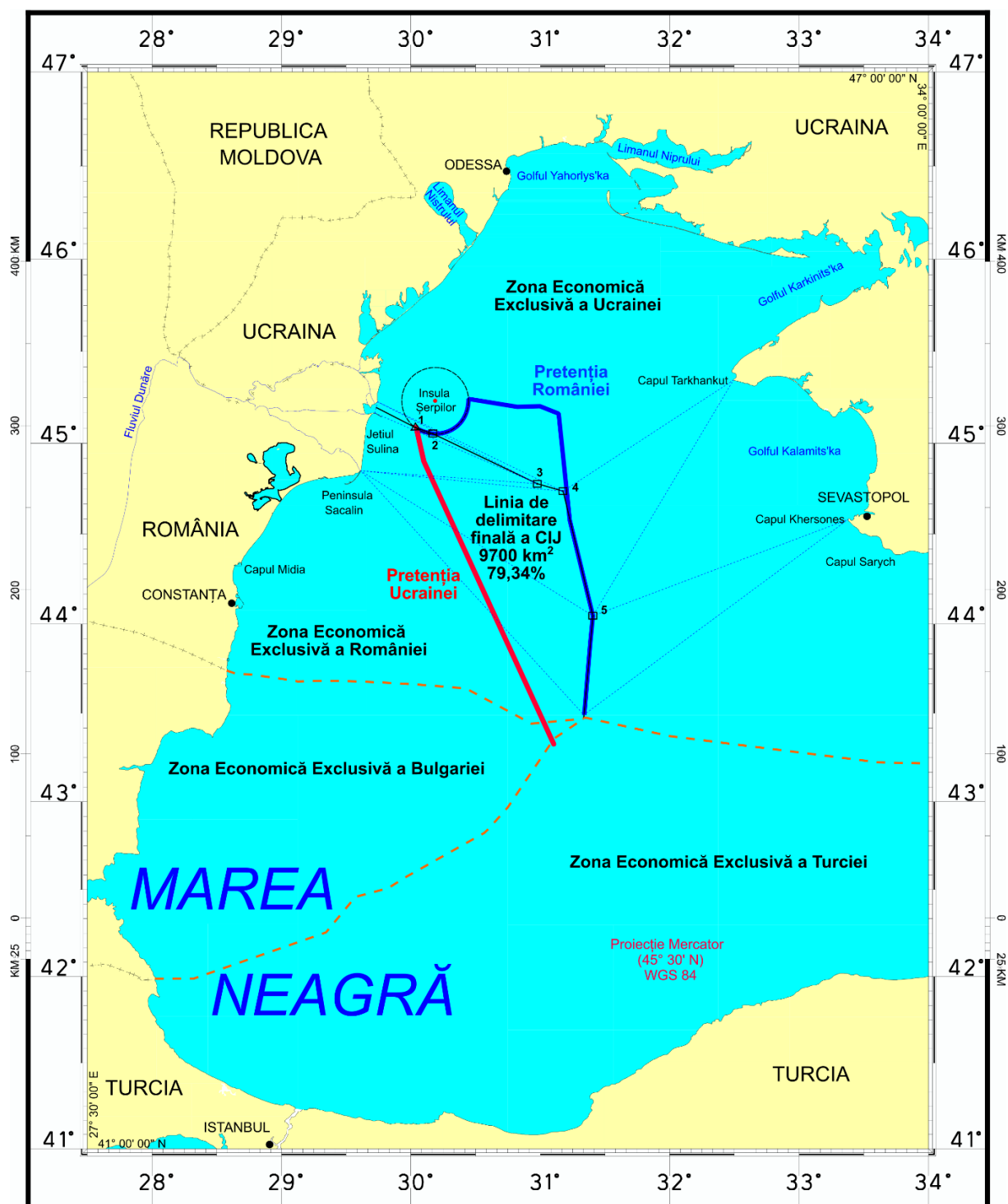


Figura 7. Harta care însoțește decizia Curții Internaționale de la Haga cu o serie de completări¹³, inclusive date de pe <https://www.marineregions.org/>.

¹³ International Court of Justice: Maritime delimitation in the Black Sea (Romania v. Ukraine), International Legal Materials, Vol. 48, No. 3 (2009), pp. 693-741. <http://www.jstor.org/stable/20695915>

Flanders Marine Institute (2019). Maritime Boundaries Geodatabase: Maritime Boundaries and Exclusive Economic Zones (200NM), version 11. Available online at <https://www.marineregions.org/>. <https://doi.org/10.14284/386>

1.4. România, țară Carpatică, dunăreană și pontică

Din punct de vedere fizico- geografic, teritoriul României se distinge prin trei elemente de referință:

- ca țară Carpatică: deoarece 2/3 din lanțul muntos Carpatic se afla pe teritoriul țării noastre, iar Carpații reprezintă scheletul orografic al țării;
- ca țară dunăreană: deoarece 1075 de km (38%) din cei 2860 km ai Dunării se află pe teritoriul României, și în România se află gurile de vărsare;
- ca țară pontică: deoarece România are deschidere la Marea Neagră pe o distanță de 244/245 km.

2. Evoluția paleogeografică a României

Aspectul actual al reliefului României s-a realizat de-a lungul timpului geologic din cele mai vechi timpuri și până la începutul Cuaternarului însă desăvârșirea aspectului actual s-a realizat în Pleistocenul superior și Holocen. În paralel cu evoluția geologică a Terrei pe măsură ce au apărut suprafețele de uscat care au ajuns să se individualizeze în ceea ce astăzi numim România, au existat o serie de medii, predominant marine, care pot fi reconstituite ușor după petrografia, sedimentologia și geochimia rocilor existente la suprafață sau în adâncime. Cu toate acestea ar fi profund greșit să considerăm aceste medii ca fiind paleomedii “caracteristice” trecutului paleogeografic al României, deoarece integritatea sa teritorială a apărut destul de târziu, abia în Pleistocen.

Individualizarea principalelor unități morfostructurale reprezintă consecința acțiunii unor forțe interne, denumite și forțe tectonice la care se adaugă acțiunea forțelor externe (apă, vânt, gheață). Forțele tectonice sunt răspunzătoare de producerea unor mișcări ale scoarței terestre care au cunoscut de-a lungul timpului atât faze de paroxism cât și faze de calm tectonic.

Teoria tectonicii globale ne pune la dispoziție o explicație a realității tectonice actuale, cât și posibilitatea de a reconstitui paleogeografia trecută, prin identificarea plăcilor tectonice, a evoluției lor și a relației cu masele de uscat și apă. Motorul tectonicii este reprezentat de natura fluidă a astenosferei, ca topitură silicatică (magma), care prin solidificare la nivelul rifturilor¹⁴ generează nouă scoarță oceanică. Rata de generare a noii scoarțe nu este constantă nici la nivel temporal (Cretacic față de Miocen) și nici spațial (riftul medio-atlantic față de rifturile pacifice). Viteza de răcire a magmei influențează și grosimea scoarței oceanice, astfel că, dacă se consideră că volumul de apă a fost constant pe parcursul evoluției Terrei, atunci aceste variații de grosime a scoarței oceanice pot influența nivelul mărilor și oceanelor creând ridicări respectiv coborâri ale nivelului marin (mișcări eustatice) (Molnar, 2015).

În categoria mișcărilor tectonice discutăm de trei tipuri de mișcări.

A. Mișcările orogenetice sunt mișcări ample ale scoarței terestre și sunt răspunzătoare pentru cutarea munților.

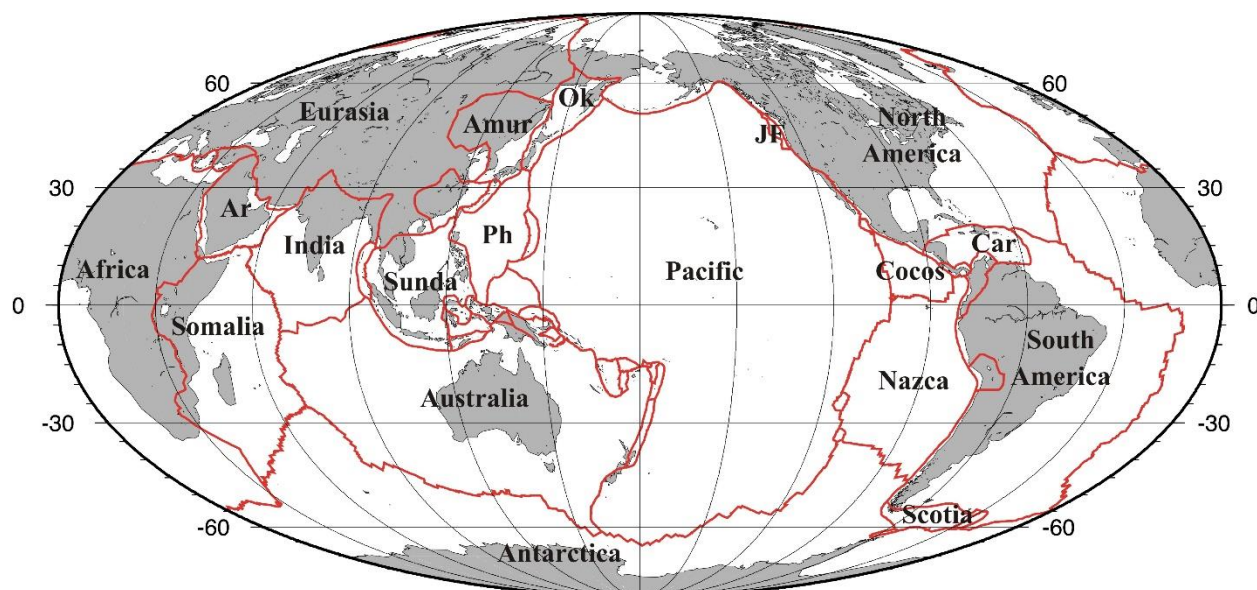
Sub impulsul forțelor tectonice în cazul mișcărilor orogenetice au loc ample procese de cutare și de înălțare a unor straturi de roci depuse inițial într-un bazin marin. Pe lângă cutări și înălțări, în cazul acestor mișcări se realizează ample mișcări de șariaj în care rocile sunt împinse unele peste altele ceea ce face ca roci mult mai vechi să apară peste altele mult mai noi. În plus, datorită presiunilor tectonice și temperaturilor ridicate mișcările orogenetice produc și metamorfozarea unor roci preexistente. Pe lângă acestea, mișcările orogenetice au fost însoțite și de fenomene de magmatism și vulcanism, rezultând suite de roci magmatice.

Mișcările orogenetice derulate de-a lungul timpului geologic în cadrul unor cicluri complete de evoluție, trec prin mai multe faze de evoluție, respectiv:

- i) faza de **gliptogeneză** când în scoarța terestră se deschide un rift, iar acesta este acoperit cu ape marine; acest fenomen presupune formarea unui geosinclinal;
- ii) faza de **litogeneză** în care în geosinclinalul nou creat se acumulează progresiv sedimente;

¹⁴ Un model analog ușor de folosit pentru înțelegerea evoluției rifturilor marine este disponibil aici:

<https://web.viu.ca/earle/transform-model/>



GMT 2005 Apr 29 16:24:38 Plate Boundaries from PB2002 (Peter Bird) Dataset

Figura 8 Limitele plăcilor tectonice majore¹⁵ (https://www.earthbyte.org/Resources/resources_plate_boundaries.html)

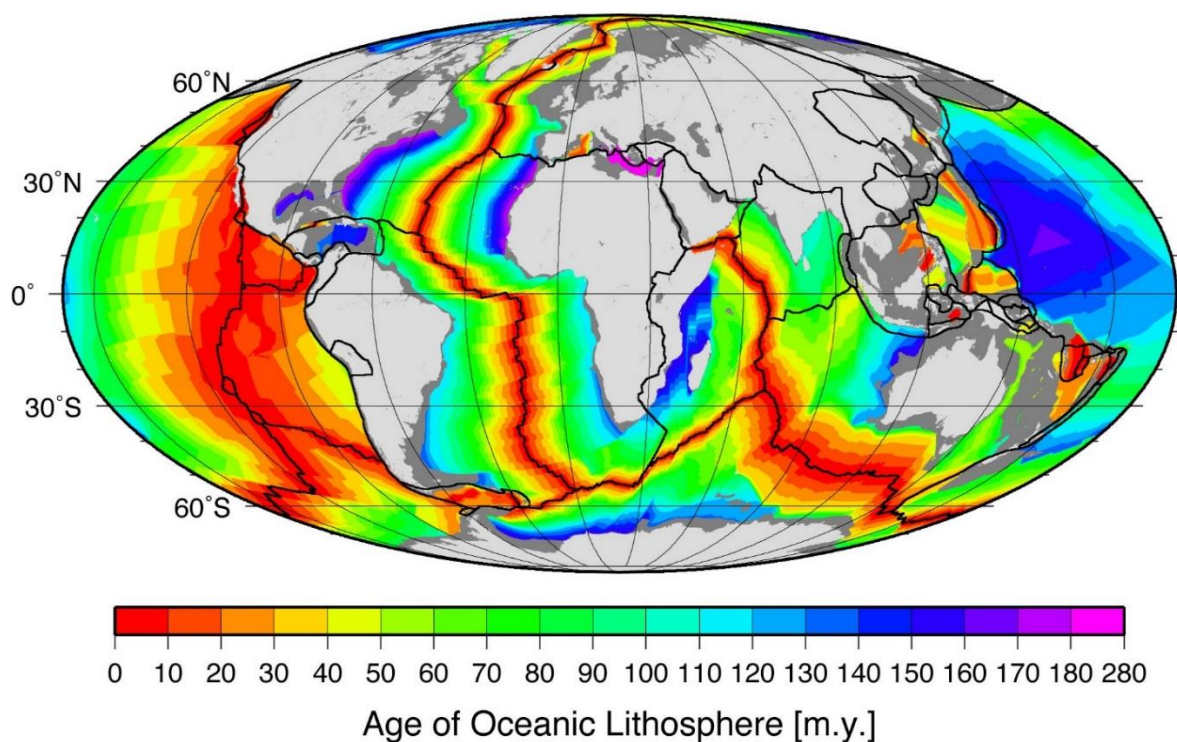


Figura 9 Vârsta crustei oceanice¹⁶ (https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ocean_age/ocean_age_2008.html)

¹⁵ Bird, P. (2003) An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252

¹⁶ Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

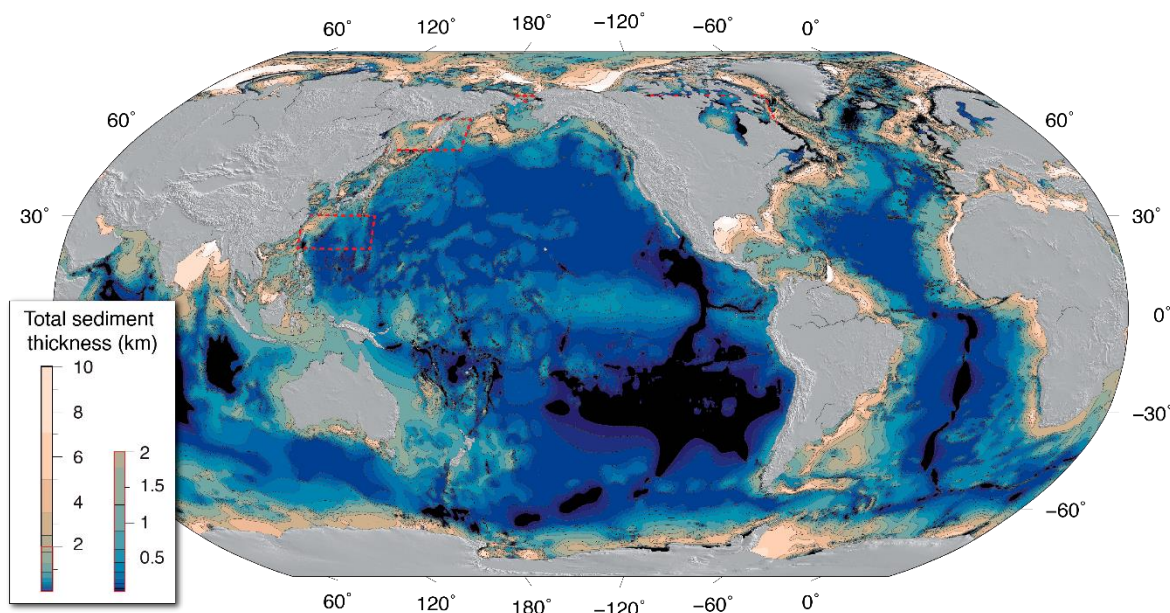


Figura 10 Grosimea totală a sedimentelor oceanice și a mărilor marginale¹⁷ (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/>)

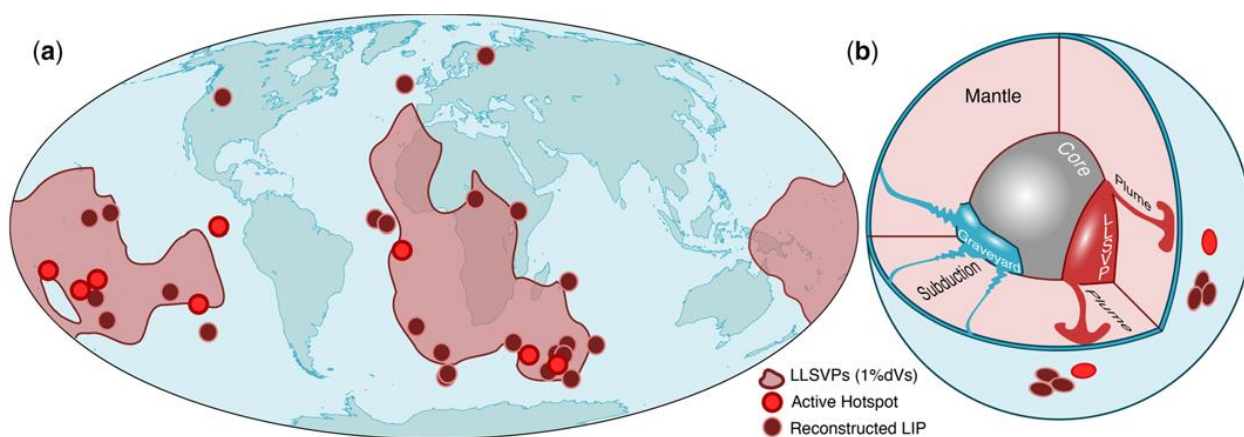
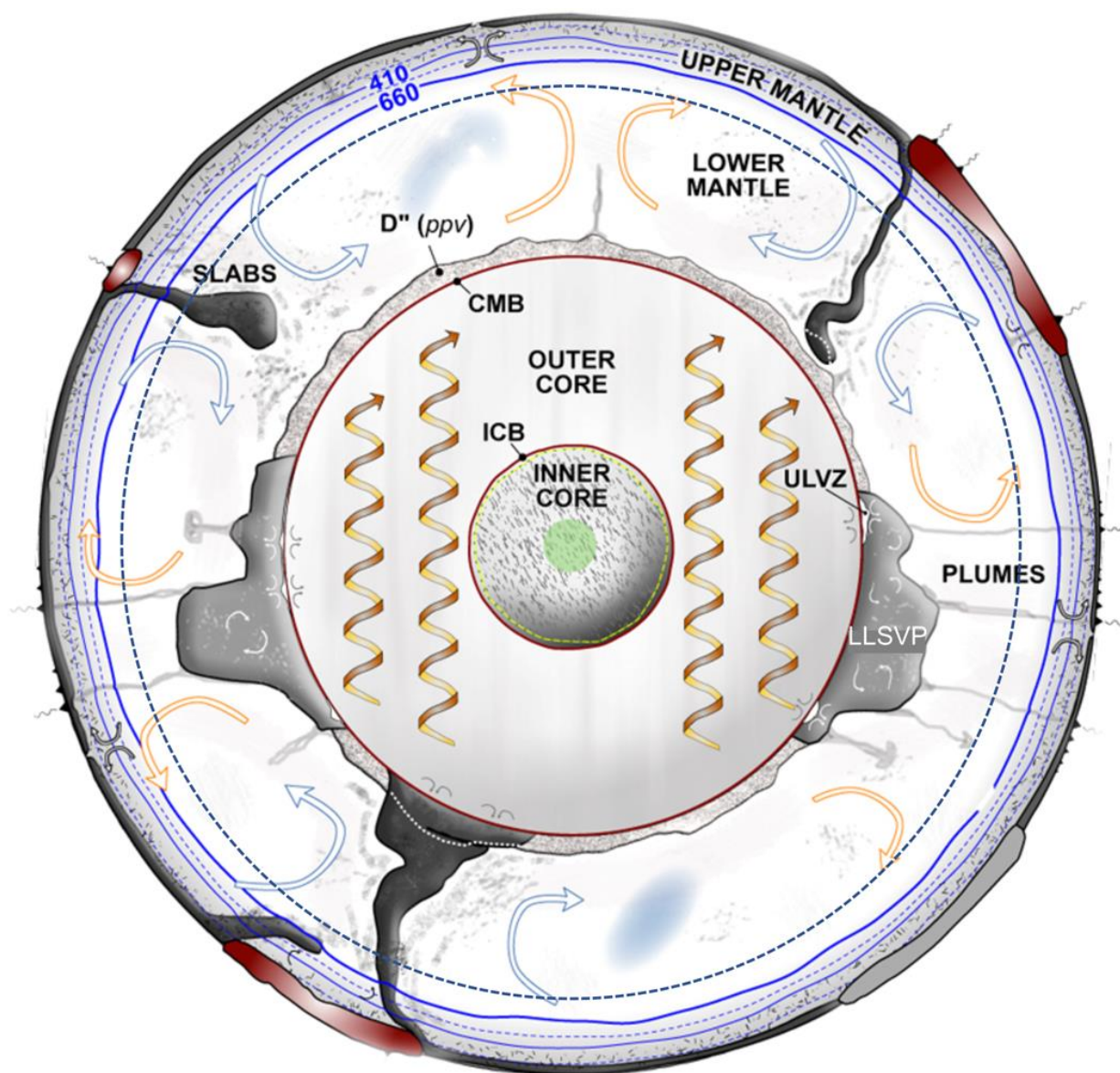
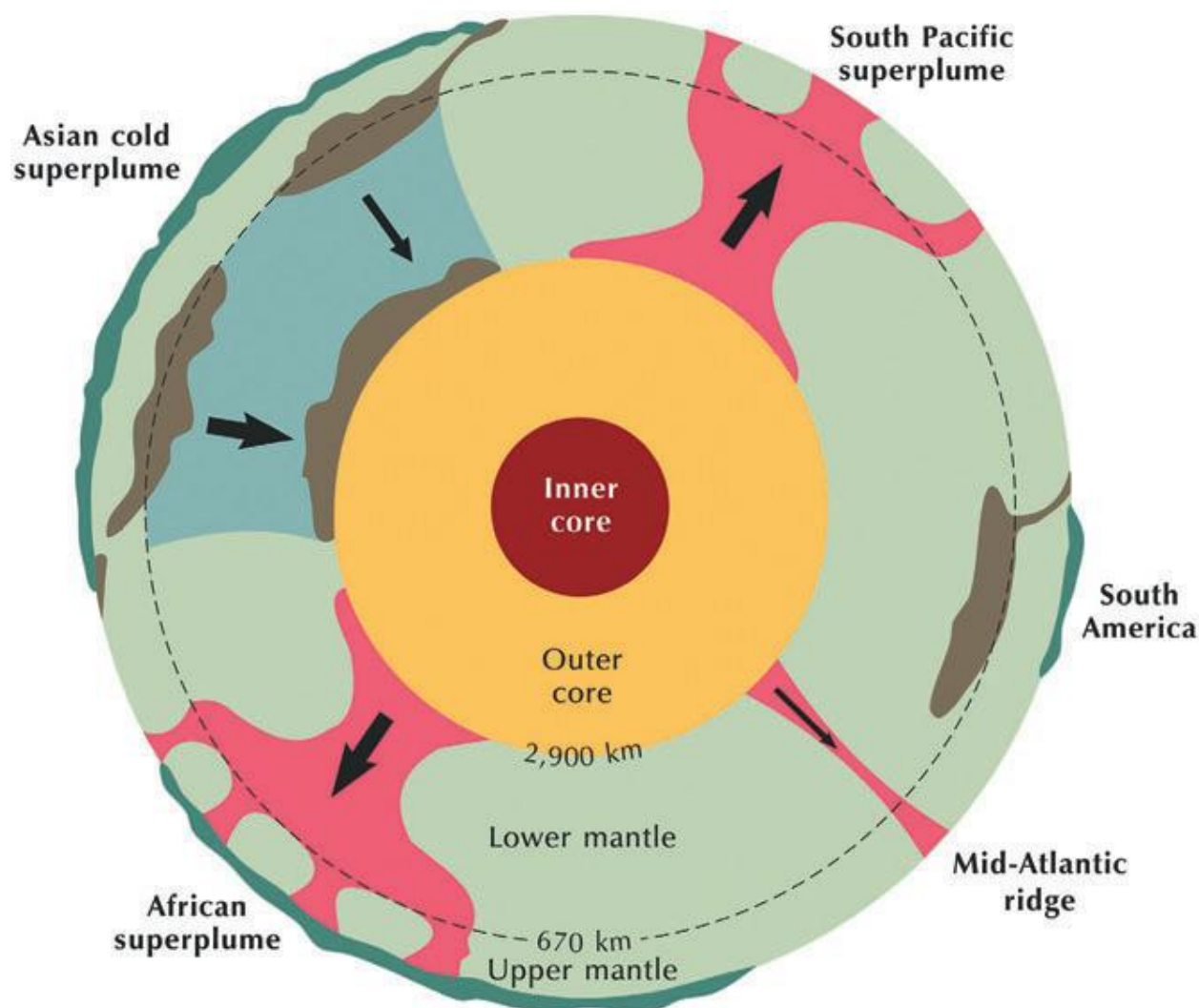


Figura 11 Locația provinciilor cu viteză mică de forfecare (LLSVP) și a marilor provincii magmatice (LIP).

- i) faza de **orogeneză** în care sedimentele din geosinclinal datorită acțiunii forțelor tectonice majore se cutează și se înalță; în această fază apar la zi ansambluri orogenetice cutate în timp ce apele marine se restrâng formând geosinclinale mai mici și avantfose;
- ii) faza de **cratonizare** sau cratogen în care ansamblu creat devine rigid intrând sub acțiunea modelatoare a agenților externi;
- iii) faza de **peneplenizare** în care în urma unei evoluții subaeriene îndelungate ansamblul de relief analizat anterior este intens nivelat până se atinge stadiul de peneplenă care reprezintă o suprafață cvasiorizontală cu o energie minimă de relief.

¹⁷ Straume, E.O., Gaina, C., Medvedev, S., Hochmuth, K., Gohl, K., Whittaker, J. M., et al. (2019). GlobSed: Updated total sediment thickness in the world's oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20. DOI: 10.1029/2018GC008115

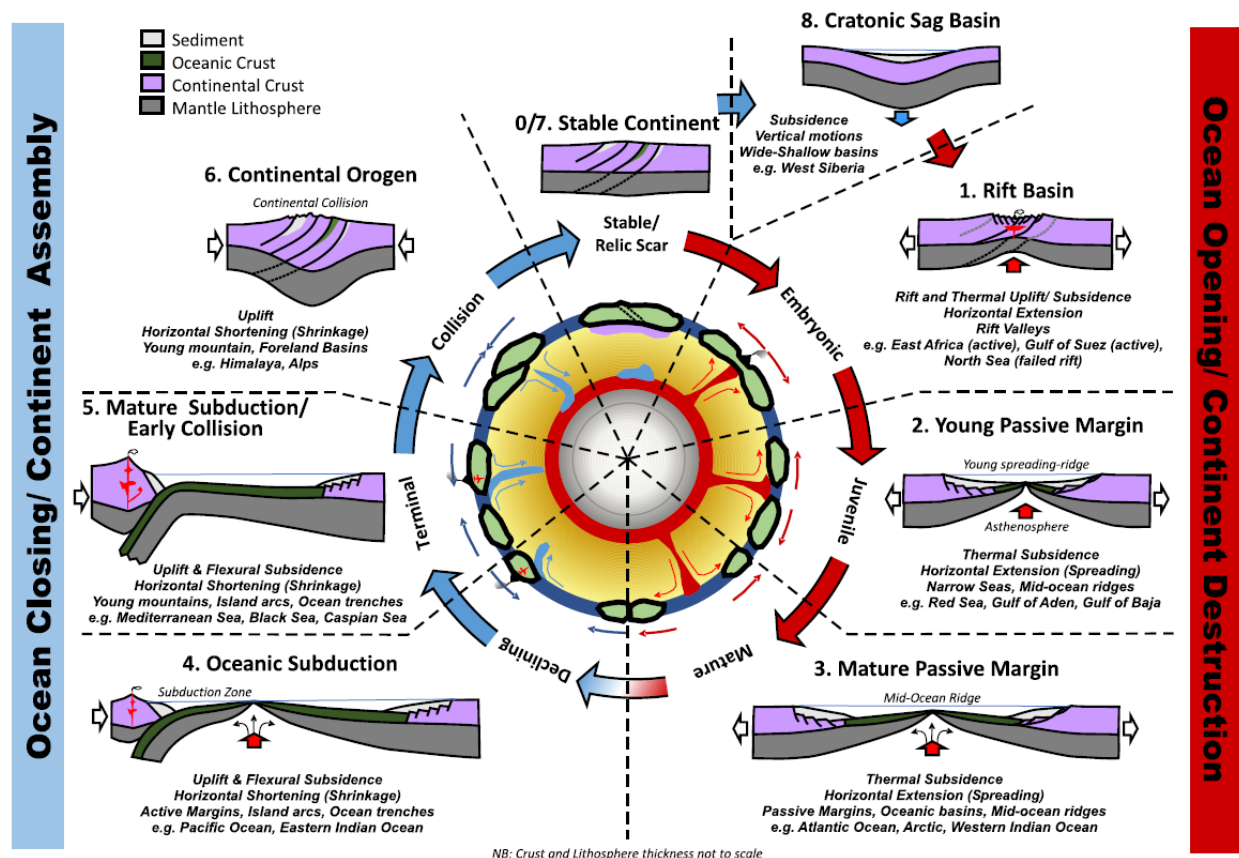




- B. Mișcările epirogenetice sunt mișcări ale scoarței terestre care se desfășoară doar în plan vertical fiind vorba de mișcări pozitive (de înălțare), respectiv de mișcări negative (de subsidență). Acestea afectează diferite tipuri de structuri geologice pe fondul cărora se formează relief tipic structurilor faliatelor respectiv horsturi și grabene.

De regulă mișcările epirogenetice pozitive sunt însoțite de regresii marine în timp ce mișcările negative pot fi însoțite de transgresii marine. Aceste mișcări se derulează fie între faze orogenetice sau după încetarea acestora. Mișcările neotectonice sunt mișcările care au apărut în trecutul apropiat și se pot continua și astăzi cu rate de mișcare variabile. Apariția și dispariția calotelor glaciare a generat subsidență urmată de ridicare.

- C. **Mișcările eustatice** se referă la variațiile de nivel ale Oceanului Planetar cauzate de alte forțe decât cele tectonice. Cele mai reprezentative pentru teritoriul românesc sunt variațiile de nivel ale Mării Negre din Pleistocen care au fost condiționate de cauze climatice. În perioada Pleistocenă au existat variații ale nivelului marin exclusiv pe baza stocării apei în calotele glaciare, urmată de topirea acestora.



Principalele ere geologice¹⁸ din scara geocronologică au fost separate pe baza litologiei, sedimentologiei și fosilelor pe care le conțin, fiind caracterizate de anumite condiții de mediu care se reflectă în condițiile geomorfologice care au controlat eroziunea și acumularea sedimentelor. Cele mai vechi scoarțe terestre au fost indicate de vârsta zirconului (Ligrone, 2019) la 4,374 miliarde de ani (Wilde și al., 2001). Zirconul în formă cristalizată este un silicat de zircon format la adâncimi mari în astenosferă, care supraviețuiește eroziunii terestre și este depozitat în bazine marine, fiind ulterior înglobat în sedimente mai noi. O caracteristică a acestui mineral este că înglobează la momentul cristalizării atomi de Uranium-238 sau Uranium-235, care au perioadă de înjumătățire de 4,47 miliarde ani și 704 milioane ani, transformându-se în Plumb-208 și Plumb-207, care nu poate scăpa din structura cristalină, astfel că aceste cristale pot fi datate. În cristale de zircon din roci australiene de vârstă estimată la 3 miliarde de ani (Wilde și al., 2001) au fost obținute vârste de 4,4 miliarde de ani, cu 130 milioane de ani mai noi decât sistemul solar. Aceste roci s-au format în urma interacțiunii unei magme cu apă și formarea unui granit (zirconul menținând și semnătura izotopică a oxigenului rocii mamă), ceea ce indică prezența apei în acea perioadă. În plus, o incluziune carbonatică tot din zirconiu, care arată un raport izotopic al carbonului ce indică prezența vieții (datorită efectul de fracționare izotopică biologică) acum 4,1 miliarde de ani (Bel și al., 2015).

Modelarea configurației scoarței continentale și a celei oceanice la nivelul evoluției paleogeografice a evoluat considerabil de la schițele de repartitie a uscatului și mării (Saulea, Giușcă) bazate pe hărți litofaciale¹⁹, care doar indicau repartitia actuală a unor roci și faciesuri, la modele de drift continental și

¹⁸ Denumirile erelor geologice au o puternică amprentă a evoluției cunoașterii geologice

¹⁹ Institutul Geologic (România), 1969, Atlas litofacial, București.

de placă completă²⁰. Pentru intervalul Mezozoic-Prezent se pot utiliza date tectonice și structurale, dar anterior Mezozoicului doar datele paleomagnetice sunt utilizabile. Merdith și al. (2021) propun un model pentru ultimul miliard de ani, bazat pe plăci complete, considerând tipul de raport între acestea (convergent, divergent sau transformant) și modul în care au evoluat. În Figura 15 se poate observa formatul spațial al datelor utilizate în modelare, cu verde fiind reprezentate nucleele litosferice care au fost uscaturi în Neoproterozoic, iar cu albastru ariile cu litosferă continentală din prezent. Datele prezentate trebuie interpretate cu grijă:

- zonele litosferice continentale din neoproterozoic utilizate în modelare (figurate cu verde) reprezintă o interpretare schematică a litosferei continentale aceasta fiind ulterior deformată în timpul ciclurilor tectonice viitoare;
- poligoanele albastre sunt zone ale litosferei continentale actuale care se deduce că existau în timpul neoproterozoicului, dar fără a avea dovezi geologice ferme sau care au fost efectuate prin deformare ulterioară.

Teritoriul de astăzi al României este individualizat relativ recent în configurația sa spațială, doar rocile din fundamentul platformelor și din terane²¹ putând fi asociat unor nuclee continentale, în cazul de față (Figurile 11-26) nucleului Baltic.

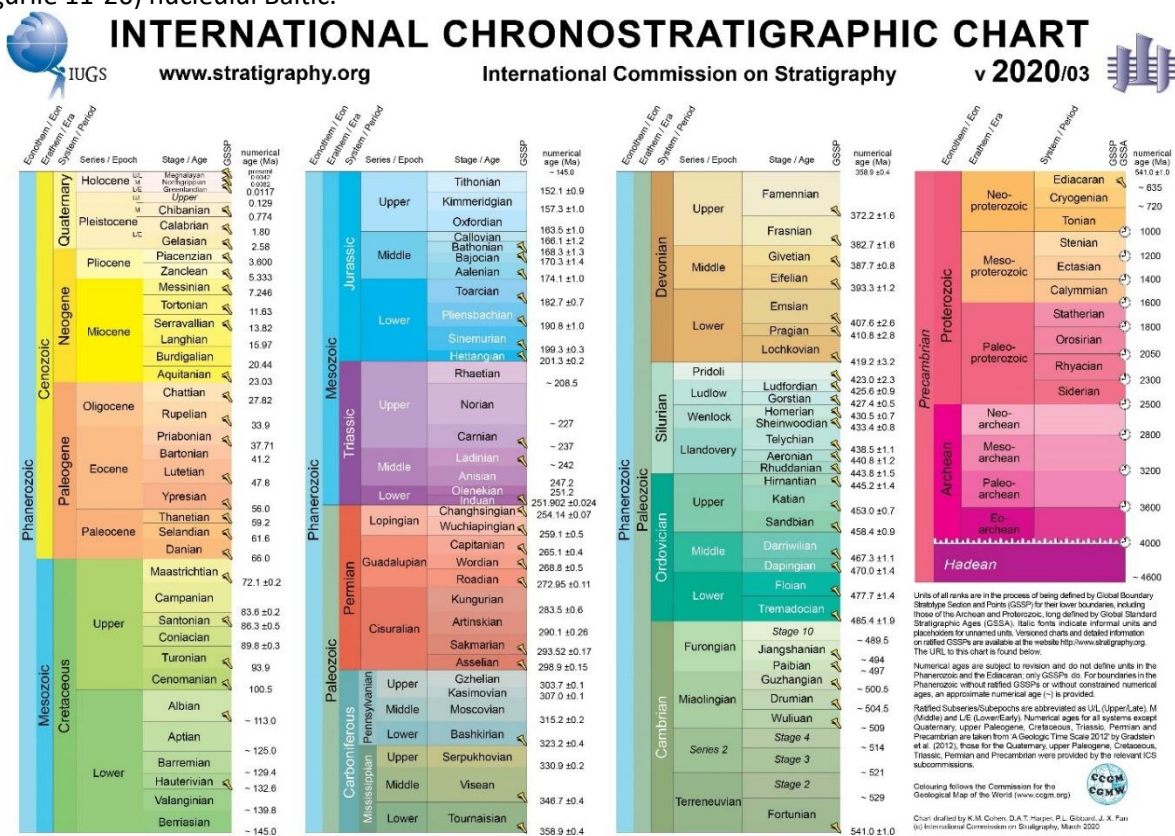


Figura 12. Scara cronostratigrafică internațională (<https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03.jpg>)

²⁰ Merdith și al., 2021, Extending full-plate tectonic models into deep time: Linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic, Earth-Science Reviews, 214, 2021, 103477, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103477>

²¹ O parte a unei plăci tectonice mai veche și cu evoluție diferită față de orogenul în care este prinsă; este cazul ariilor cristaline din Carpați

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2020b

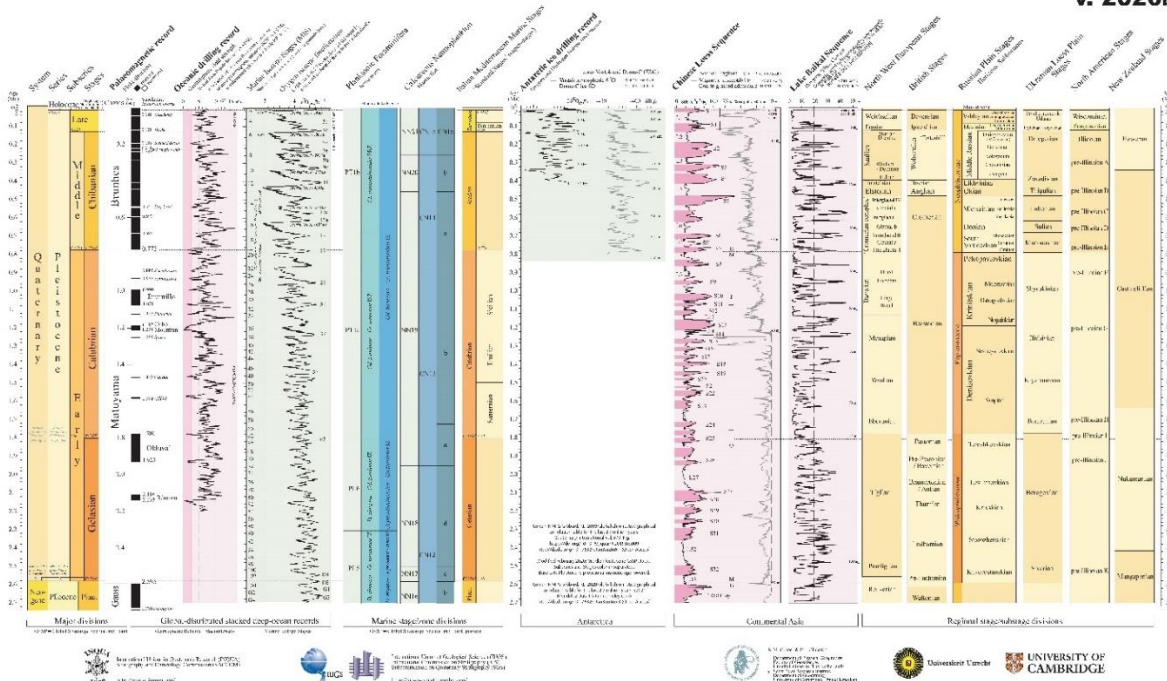


Figura 13 Tabel de corelare cronostratigrafică pentru ultimii 2.7 MA (<https://stratigraphy.org/ICSchart/QuaternaryChart.pdf>)

SCARA TIMPULUI GEOLOGIC (NEOZOIC)						CICLURI GEOTECTONICE ȘI FAZE TECTOGENETICE			
S T A N D A R D						ÎN ROMÂNIA			
VÎRSTA ÎN MILIOANE ANI	ERA (GRUPA)	SISTEM PERIOADĂ	SERIE (EPOCĂ)	ETA I (VÎRSTA)	SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI	F I A	SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI		
0,01	C	CUATERNAR	PLEISTOCEN	HOLOCEN		PLEISTOCEN			
0,1				SUPERIOR	VERSILIAN			POSTGLACIAR	SUP. WÜRM
					TRANSGRESIUNEA FLANDRINĂ			WÜRM	RISS/WÜRM
0,7				MEDIU	TYRRHENIAN			RISS	MED. RISS
								MINDEL - RISS	MIND/RISS
				INFERIOR	SICILIAN			MINDEL	INF. MINDEL
								GÜNZ - MINDEL	GÜNZ/MIND
1,8 (2)								GÜNZ	GÜNZ
5 (5,3)								DONAU - GÜNZ	DON/GÜNZ
10 (14)								DONAU	DONAU
14 (20)	T	NEOGEN	MIOCEN	PLIOCEN		ROMANIAN	BOFORIAN		
24 (26)				Superior	PLAISANCIAN (ASTIAN)	VILLAFRANCHIAN INFERIOR	DACIAN	PORTAFERIAN	
37					TABIANIAN (ZANCLEAN)		PONTIAN	ODESIAN	
43				Mediu	MESSINIAN	PONTIAN	MEOTIAN		
55					TORTONIAN		SARMAȚIAN	CHERSONIAN	
65				Inferior	SERRAVALLIAN	HELVEȚIAN	BADENIAN	BASARABIAN	
					LANGHIAN	VINDOBIAN	BURDIGALIAN	VOLHINIAN	
					BURDIGALIAN		ACVITANIAN	BUGLOVIAN	
					ACVITANIAN		CHATIAN		
					CHATIAN		RUPELIAN		
	P	PALEOGEN	EOCEN	OLIGOCEN					
				Superior	STAMPIAN	STAMPIAN s. str.	RUPELIAN		
						SANNOISIAN	LUDIAN	LATTORFIAN	
				Mediu	PRIABONIAN	AUVERSIAN	BIARRITZIAN	PRIABONIAN	
					BARTONIAN			LUTEȚIAN	
				Inferior	LUTEȚIAN		YPRESIAN		
					YPRESIAN	CUISIAN	SPARNACIAN - ILERDIAN	THANETIAN	
					THANETIAN	LANDENIAN	DANO-MONTIAN		
					DANO-MONTIAN				

↑

◀ VALAHĂ
◀ RODANIANĂ

◀ ATTICĂ
◀ MOLDAVICĂ

◀ EOSTIRICĂ
◀ SAVICĂ

◀ PIRENEANĂ

↓

CICLUL ALPIN

SCARA TIMPULUI GEOLOGIC (MEZOZOIC)										CICLURI GEOTECTONICE ȘI FAZE TECTOGENETICE	
S T A N D A R D											
VÂRSTA ÎN MILIOANE ANI	ERA (GRUPA)	SISTEM (PERIOADĂ)	SERIE EPOCĂ	ETAJ -VÂRSTĂ	SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI		ÎN ROMÂNIA				
65	M E Z O Z O I C	CRETAC	SUPERIOR	MAASTRICHTIAN	SENONIAN	EMȘERIAN	MAASTRICHTIAN	SENONIAN	← LARAMICĂ ← SUBHERCINICĂ ← AUSTRICĂ ← NEOCHIMERICĂ ← EPOCHIMERICĂ	N Z P L A U L C C	
				CAMPANIAN			CAMPANIAN				
				SANTONIAN			SANTONIAN				
			CONIACIAN	CONIACIAN							
			TURONIAN	TURONIAN							
			CENOMANIAN	CENOMANIAN							
100				INFERIOR	ALBIAN	NEOCOMIAN	VRACONIAN CLANSAYESIAN GARGASIAN BEDOULIAN	ALBIAN			VRACONIAN CLANSAYESIAN GARGASIAN BEDOULIAN
					APTIAN			APTIAN			
					BARREMIAN			BARREMIAN			
					HAUTERIVIAN			HAUTERIVIAN			
					VALANGINIAN			VALANGINIAN			
					BERRIASIAN			BERRIASIAN			
140		JURASIC	SUPERIOR	PORTLANDIAN	TITHONIC / VOLGIAN		TITHONIC				
				KIMMERIDGIAN			KIMMERIDGIAN				
				OXFORDIAN			OXFORDIAN				
155			MEDIU	CALLOVIAN	LUSITANIAN	OXFORDIAN s. str.	CALLOVIAN				
				BATHONIAN			BATHONIAN				
				BAJOCIAN			BAJOCIAN				
176			INFERIOR	AALENIAN			AALENIAN				
				TOARCIAN			TOARCIAN				
				DUMERIAN			PLIENSBAHIAN (CHARMUTIAN)				
				CARIXIAN			PLIENSBAHIAN				
				SINEMURIAN			SINEMURIAN				
				HETTANGIAN			HETTANGIAN				
200		TRIASC	SUPERIOR (NEOTRIAS)	RHETIAN	TRIASC ALPIN	RHETIAN	RHETIAN	TRIASC GERMANIC			
				NORIAN			NORIAN				
				CARNIAN			CARNIAN				
215			MEDIU (MEZOTRIAS)	LADINIAN		MUSCHELKALK	LADINIAN				
				ANISIAN (VIRGLORIAN)			ANISIAN				
225			INFERIOR (EOTRIAS)	WERFENIAN	BUNTSANDSTEIN	WERFENIAN	CAMPILIAN				
240				(SCYTHIAN)		SEISIAN					

SCARA TIMPULUI GEOLOGIC (PRECAMBRIAN-PALEOZOIC)										CICLURI GEOTECTONICE ȘI FAZE TECTOGENETICE		
S T A N D A R D												
VÂRSTA ÎN MILIOANE ANI	ERA (GRUPA)	SISTEM (PERIOADĂ)	SERIE EPOCĂ	ETAJ (VÂRSTĂ)	SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI		ÎN ROMÂNIA					
240	P A L E O Z O I C	PERMIAN	SUPERIOR (NEOPERMIAN)	THURINGIAN	PERMIAN GERMAN	ZECHSTEIN	TATARIAN			← PALATINĂ (PFALZICĂ) ← THURINGIANĂ ← SAALICĂ ← ASTURICĂ ← SUDETĂ ← BRETONĂ	CICLUL HERCINIC (VARISC)	
							KAZANIAN					
			INFERIOR (EOPERMIAN)	SAXONIAN			UFIMIAN					PERMIAN RUS
				ARTINSKIAN								
				SAKMARIAN								
		CARBONIFER	SUPERIOR (NEOCARBONIFER)	STEPHANIAN	CARBONIFER EUROPEAN	ORENBURGIAN	STEPHANIAN					
				WESTPHALIAN			GSHELIAN					
				NAMURIAN			KASIMOVIAN					
280			INFERIOR (EOCARBONIFER)	DINANTIAN		VISEAN	MOSCOWIAN					
				TOURNAISIAN			BAŞKIRIAN					
							NAMURIAN					
290		DEVONIAN	SUPERIOR (NEODEVONIAN)	FAMENNIAN	DEVONIAN EUROPEAN	EIFELIAN	FAMENNIAN					
				FRASNIAN			FRASNIAN					
				GIVETIAN			GIVETIAN					
315			INFERIOR (EODEVONIAN)	COUVINIAN		COBLENTIAN	COUVINIAN					
				EMSIAN			EMSIAN					
				SIEGENIAN			SIEGENIAN					
325		SILURIAN	SUPERIOR (NEOSILURIAN)	EDINBURGHIAN	SILURIAN EUROPEAN	DOWNTONIAN	EDINBURGHIAN					
				WENLOCKIAN			WENLOCKIAN					
				LLANDOVERIAN			LLANDOVERIAN					
335			INFERIOR (EOSILURIAN)									

SCARA TIMPULUI GEOLOGIC (PRECAMBRIAN-PALEOZOIC)								CICLURI GEOTECTONICE ȘI FAZE TECTOGENETICE	
S T A N D A R D						ÎN ROMÂNIA			
VÂRSTA ÎN MILIOANE ANI	ERA (GRUPA)	SISTEM (PERIOADĂ)	SERIE (EPOCĂ)	ETAJ (VÂRSTA)	SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI	ETAJ	SUBETAJE SAU ALTE SUBDIVIZIUNI	CICLUL CALEDONIAN ◀ SARDĂ (SALAIRĂ) ◀ ASSYNTICĂ (CADOMIANĂ) CICLUL BAIKALIAN	
440	PALEOZOIC	CAMBRIAN ORDOVICIAN	SUPERIOR (NEOORDOVICIAN)	ASHGILLIAN		ASHGILLIAN			
450			CARADOCIAN	CARADOCIAN					
			LLANDEILIAN	LLANDEILIAN					
			INFERIOR (EOORDOVICIAN)	LLANVIRNIAN	SKIDDAWIAN	LLANVIRNIAN	SKIDDAWIAN		
			ARENIGIAN	ARENIGIAN					
510			TREMADOCIAN	TREMADOCIAN					
515			SUPERIOR (NEOCAMBRIAN)	POTSDAMIAN					
540			MEDIU (MEZOCAMBRIAN)	ACADIAN					
			INFERIOR (EOCAMBRIAN)	GEORGIAN					
570	PRECAMBRIAN	ARHAIC (PROTEROZOIC-NEO-TEROZ. PROTEROZOIC)	ALGONKIAN	DALSANDIAN	INFRACAMBRIAN	NEOPROTEROZOIC			
1000				GOTIAN		MEZOPROTEROZOIC			
1950				KARELIAN		EOPROTEROZOIC			
2600				SAAMIAN					
				KATARHAIC					

Figura 14. Scara geocronologică utilizată pentru literatura geologică a României (Mutihac, 1990)

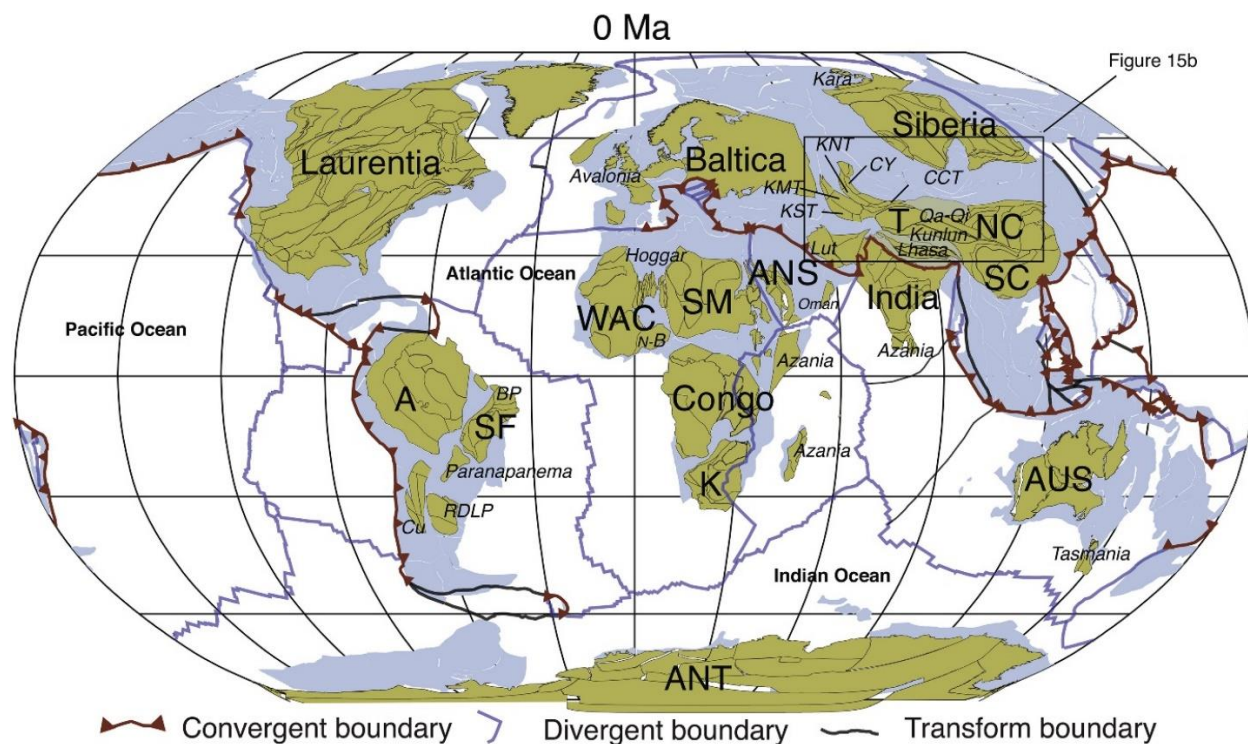


Figura 15 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Meredith și al. 2021 la 0 Ma (Prezent).

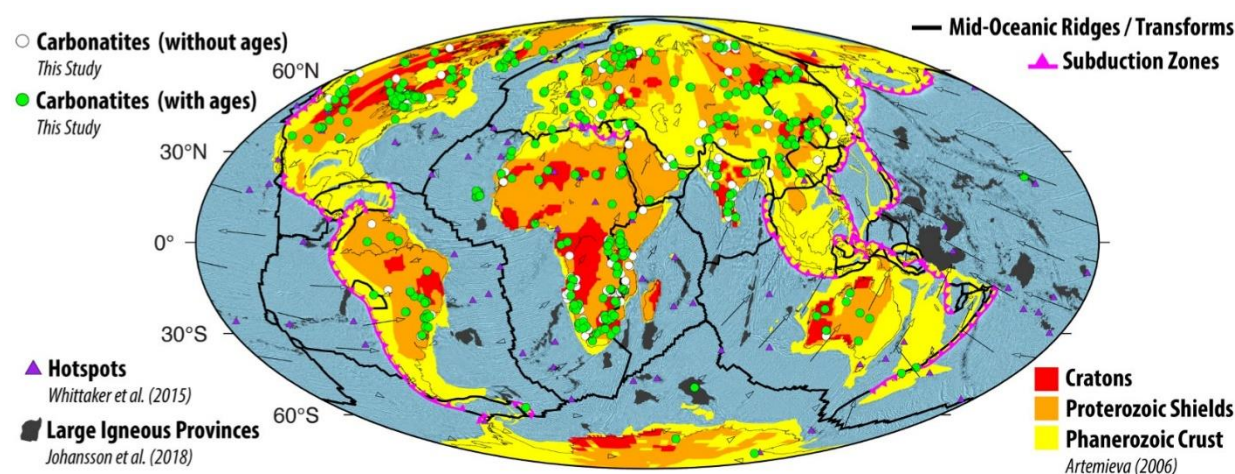


Figura 16 Distribuția cratoanelor, a scuturilor proterozoice, elementelor tectonice și vulcanice majore și a depozitelor carbonatice (Humphreys-Williams și Zahirovic, 2021).

2.1 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din precambrian

Prima era geologică din istoria evoluției Terrei, care poate fi separată pe baza sedimentelor este **era precambriană**. această durează de la constituirea Terrei ca planetă solidă, până acum circa 541 Ma²² înainte de prezent. În cadrul acestei ere sunt separate trei perioade: Hadeanul, Arhaicul și Proterozoicul. Acesta etapa este cea mai lungă și cea care păstrează cele mai puține mărturii și elemente moștenite în structură fizico-geografică actuală.

La apariția Terrei (Ligrone, 2019) ca planetă pământească, volumul de apă era sigur mai mare ținând cont că asteroizii chondritici, cu sursă comună cu a Pământului au între 0,3 și 10% apă. Acest volum s-a pierdut probabil ca urmare a creșterii temperaturii interne ca urmare a perioadei de acreție planetară, eventual la impactul cu asteroizi giganti. Se pare că la 4,4 miliarde de ani, deci la aprox. 100 milioane de ani de la formarea universului, planeta Pământ avea hidrosferă, atmosferă și tectonică. Atmosfera s-a format ca urmare a degazificării magmelor care prin răcire au dus la formarea primei scoarțe, ea conținând și un volum important de apă sub formă de vapori. Răcirea acestei atmosfere a dus la precipitarea apei și formarea oceanelor. Răcirea magmei silicatică sub formă de olivină și piroxeni a dus la formarea unei scoarțe de peridotit, care ulterior s-a topit sub influența căldurii emanate de radioactivitatea terestră, ducând la un vulcanism generalizat cu generare de magme bogate în calciu și aluminiu care prin răcire au dus la apariția bazaltului. Un nou ciclu de topire/răcire a dus la formarea granitelor (mai dense ca bazaltele), care au stat la baza nucleelor continentale. Atmosfera era mai bogată în dioxid de carbon și metan, oceanul era mai sărat și acid (pH de 5,5 față de 7,5-8,4 astăzi). Tectonica inițială era una destul de stabilă, legată mai mult de puncte fierbinți, abia de la 3 miliarde de ani putându-se argumenta o tectonică similară cu cea actuală, bazată pe celule de convecție în astenosferă. Startul tectonicii globale moderne, din Arhean a dus la schimbări ale atmosferei și hidrosferei. Astfel scade concentrația de dioxid de carbon, care genera un efect de seră pronunțat și care compensa un Soare mai rece, prin înglobarea carbonului în roci, rezultând o răcire. Se estimează concentrații de ordinul a 1,5% (15 000 ppm), față de 400 ppm astăzi. Apariția unei cruste continentale a dus la hidratarea scoarțelor oceanice incipiente, sub influența microbilor, rezultând scoarțe continentale felsice. Deoarece Soarele era la 80% din puterea sa, scăderea

²² Milioane de ani

concentrației de dioxid de carbon a favorizat o glaciațiune generalizată între 2,4²³ și 0,7 miliarde de ani. Această perioadă a dus la o eroziune intensă cunoscută sub numele de “the big gap”, datorită lipsei sedimentelor de această vârstă. Apariția algelor eucariotice la 0,8 miliarde de ani și a plantelor terestre la 0,5 miliarde de ani a dus la o creștere a nebulozității, deoarece formarea norilor este stimulată de evapotranspirația plantelor terestre și a emisiei de dimethylsulfoniopropionat de către algele eucariote din oceane. Efectul de seră intens din perioada hadeană și arheană este pus și pe seama unei concentrații mari de metan, deoarece oxigenul a lipsit din atmosfera inițială înainte de 2,45 miliarde de ani. metanul este produs fie de arheele metanogene (organisme), fie de serpentinizare (reacția dioxidului de carbon cu silicații de fier din rocile mafice).

Viața pe Terra a apărut cel mai probabil în jurul punctelor hidrotermale alcaline din oceane (zone pe fundul marin unde apă supraîncălzită la 300-400 °C de origine magmatică iese și prezintă concentrații de minerale, în special sulfid de fier care stă la baza formării unei comunități de bacterii anaerobe – afumători negre; formațiuni columnare formate la punctele de ieșire a unei ape calde, 40-90 °C ca urmare a serpentinizării, constituite din silicați, argile, carbonați și sulfizi care întrețin o comunitate de arhee autotrofe producătoare de metan și carbon și bacterii metanotrofe - afumători albe alcaline) și a rămas la nivelul oceanului, datorită răcirii puternice amintite. Primele organisme au fost protoribozomii și protovirusii (complexe de ribonucleoproteine), care au stat la baza apariției ulterioare a ribozomilor și cromozomilor (actual părți ale celulelor), organisme prebiotice, autotrofe, obținând carbon organic și energie din reducerea dioxidului de carbon cu hidrogen de origine biochimică. Semnături izotopice ale carbonului organic apar în roci de vârstă 4,4-3,7 miliarde de ani, din zircon și apatit, iar microfosile cu semnătură izotopică similară, dar greu de reconstituit datorită naturii metamorfice ale rocilor care le înglobează apar la 3,77/4,29 până la 3,4 miliarde de ani în centura Nuvvuagittuq (Canada), Formațiunea Strelley Pool (Canionul Pilbara, Australia) și chertul Buck Reef (Africa de Sud). Chertul Buck Reef (Africa de Sud) cu vârstă de 3,4 miliarde de ani, conține stromatolite: structuri acreționare bio-chimice formate în ape puțin adânci, prin prinderea, lipirea și cimentarea unor particule de sedimente de către pelicule de biofilm produse de comunități microbiene care se dezvoltă succesiv peste straturile opace mai vechi, care uneori păstrează structura celulară a microorganismelor.

Primele organisme au fost un strămoș comun al bacteriilor (organisme unicelulare fără nucleu celular și mitocondrii cu specializări diverse și procariote) și al arheelor (organisme unicelulare fără nucleu celular, procariote, diferite de bacterii prin mici diferențe ale peretelui celular și la nivelul structurii RNA ribosomică). Ultimele teorii pun trecerea de la arhee la eucariote unicelulare acum 2 miliarde de ani. Eucariotele sunt organisme cu celule sau celulă cu nucleu. Inițial ele au realizat fotosinteză anoxigenică utilizând radiațiile afumătorilor negre, și fierul foarte abundent, dar ulterior au trecut la fotosinteză oxigenică, acum 900 milioane de ani prin endosimbioză de la cianobacterii (bacterii care realizează fotosinteză oxigenică). Apariția cianobacteriilor este legată de perioada 3,4-2,4 miliarde ani, după 2,4 miliarde de ani fierul din roci arătând clar oxidare, deci se presupune că la acest nivel a început atmosfera să aibă oxigen prin “marele eveniment de oxigenare”. Apar roci roșiatice, cu conținut mare de hematit (Fe₂O₃). Până la 0,8 miliarde ani concentrația de oxigen a fost mică, de doar 0,1%, dar acest nou element a creat schimbări majore, cu dispariția unor forme de viață bacteriană, și apariția altora care au reușit să utilizeze acest element ca sursă de energie. Până la 500 milioane de ani concentrația a crescut rapid, atingând proporția actuală. Explicația acestei situații este pusă pe seama apariției continentelor și a vulcanismului continental, care a emis mai degrabă dioxid de sulf, față de sulfid de oxigen.

²³ Pentru perioada 2,4-2,1 miliarde de ani se vorbește de glaciațiunile huroniene (Sturtian, Marinoan și Gaskiers, fiecare cu o lungime de ~10 Ma, separate de perioade interglaciare), în timpul căreia calote de 1000 m grosime acopereau tot Pământul

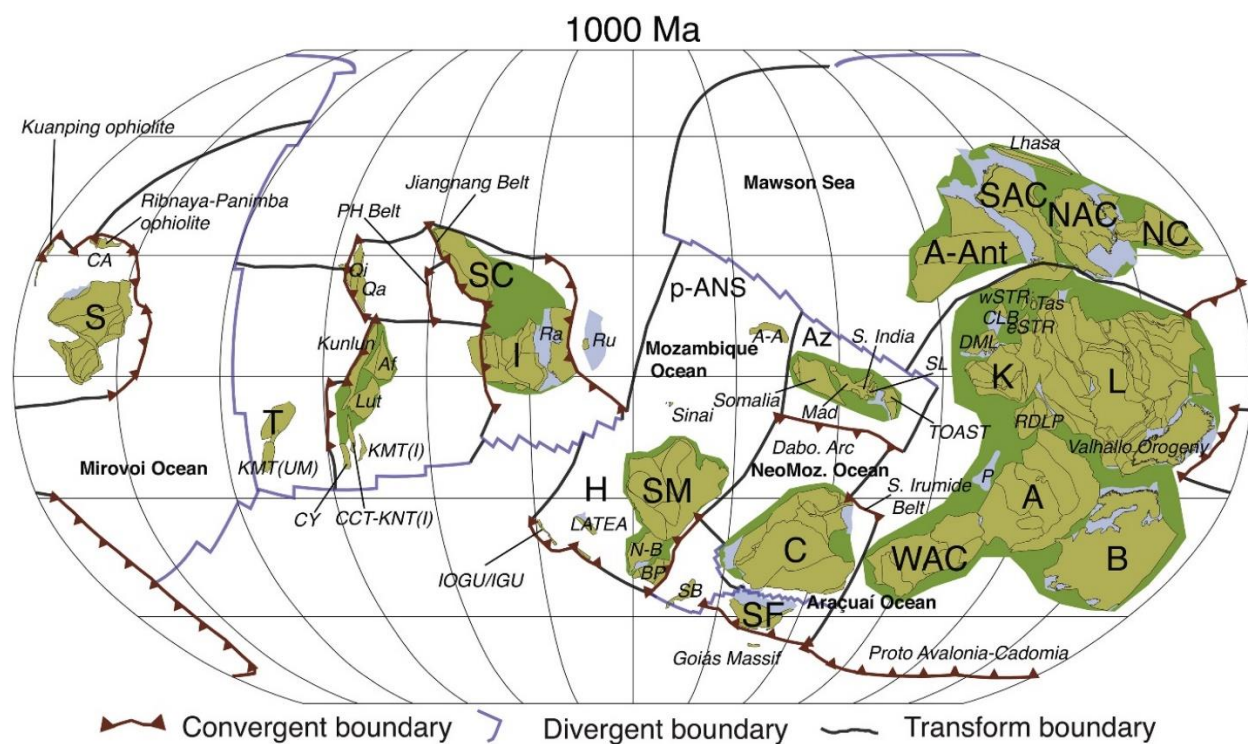


Figura 17 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 1000 Ma (Neoproterozoic).

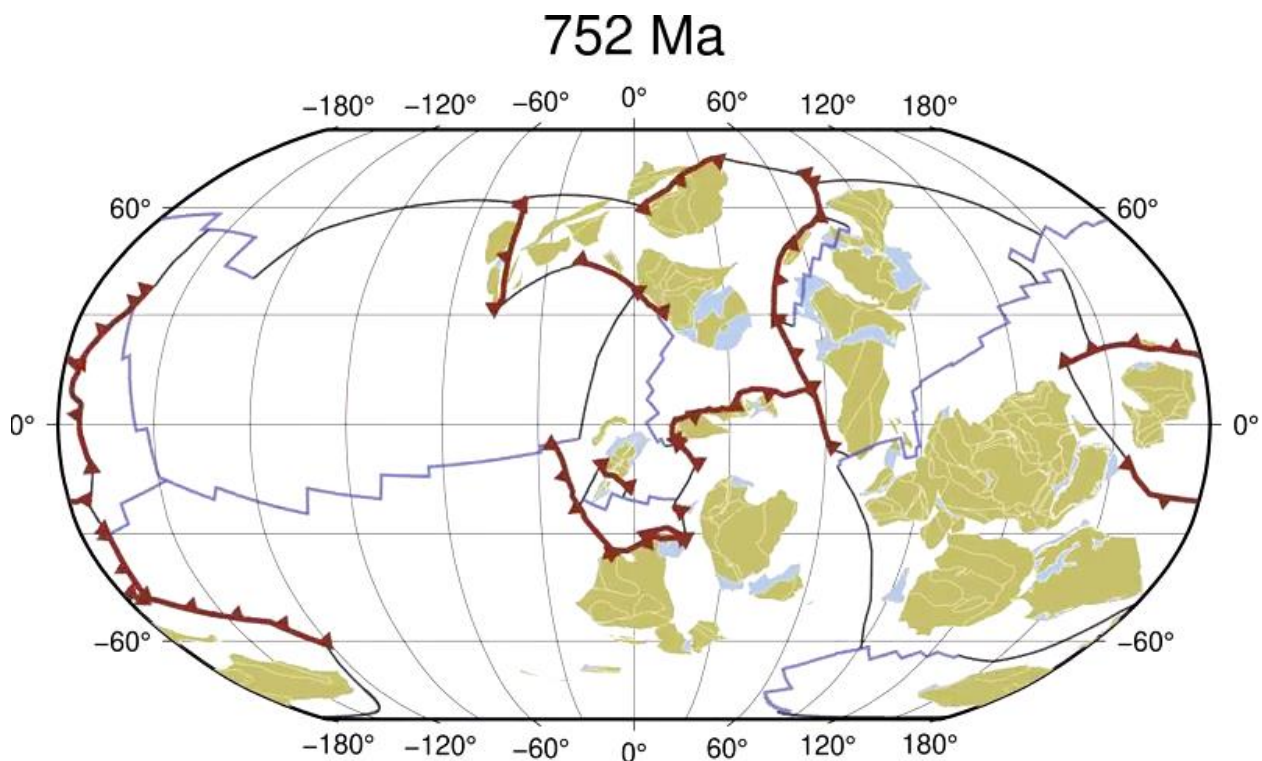


Figura 18 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 752 Ma (Neoproterozoic).

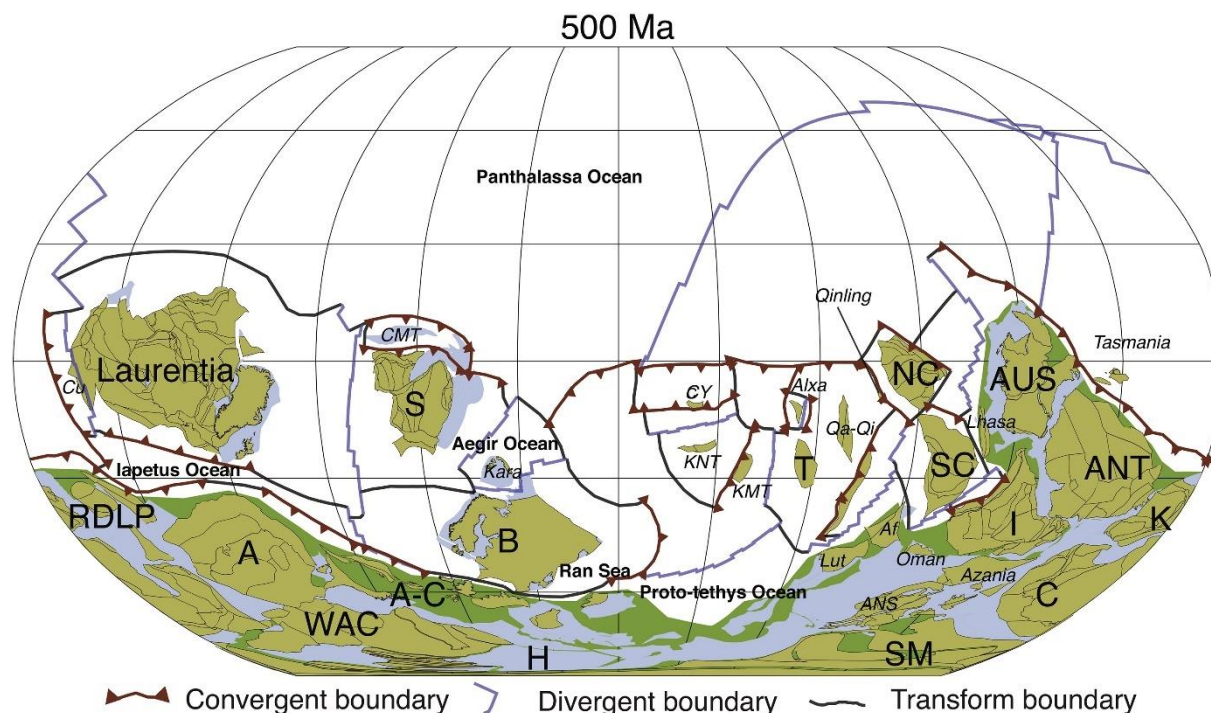


Figura 19 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 500 Ma (Cambrian).

Acesta a fost îndeajuns de mult ca să crească concentrația de oxigen, dar există și teorii care spun că cianobacteriile au jucat un rol, distribuția lor fiind legată de apele dulci și de medii continentale, dar și de ape marine puțin adânci, unde cianobacteriile pot duce la formarea de stromatolite.

Între 760 Ma și 580 Ma a apărut o nouă glaciațiune, cea neoproterozoică (Donnadieu și al., 2014). Teoriile pun apariția acestor glaciațiuni pe seama apariției zonelor continentale, comasarea lor la latitudini mici și dezvoltarea unor calote glaciare la poli (Hoffman și Schrag, 2002). În mod normal o răcire a climei, reduce alterarea silicaților, crescând concentrația de dioxid de carbon și creșterea efectului de seră, deci o încălzire. Dar, masele calde la latitudini mici de fapt pot să crească alterarea și să scadă concentrația de dioxid de carbon. La finalul acestei glaciațiuni, după 580 Ma, condițiile permissive vieții a dus la apariția primelor organisme multicelulare, cunoscute sub numele de Biota de Ediacara.

Eucariotele fotosintetizatoare stau la baza apariției plantelor, majoritatea lor fiind simbiote. Plantele (Archeplastida) apar cel puțin la 1,2 miliarde ani, fiind reprezentate de *Bangiomorpha pubescens*, o algă roșie (Butterfield, 2000), dar cel mai sigur de la 900 Ma. Dintr-un strămoș comun s-au dezvoltat trei linii: Glaucophyta, Rhodophyta (algele roșii – 7000 specii) și Viridiplantae (plantele verzi - 400 000 specii).

Animalele apar la granița dintre Proterozoic și Paleozoic, cel puțin începând cu 565 Ma, cele mai primitive animale fiind considerate bureți ide mare, organisme care posedă un intestin, făcând trecerea de fagotrofia caracteristică organismelor unicelulare la macrotrofie, ca formă de alimentare. Aceste animale primitive se hrăneau prin filtrarea apei și prinderea unor bacterii sau alge, ele fiind responsabile pentru reducerea caracterului bacterian al fitoplanctonului și dezvoltarea fitoplanctonului eucariotic cu celule mari, a algelor. Oceanul proterozoic de tip vechi, anoxic și turbid, devine un ocean cu ape clare, generând explozia macroalgelor și plantelor de uscat (Ligrone, 2019).

Ediacarianul, ca ultimă perioadă a Proterozoicului este perioada în care se dezvoltă o serie de faune care par a nu avea legătură cu organismele actuale, cu mar fi cazul speciei Dickinsonia costata cu o vârstă de cel puțin 555 Ma.

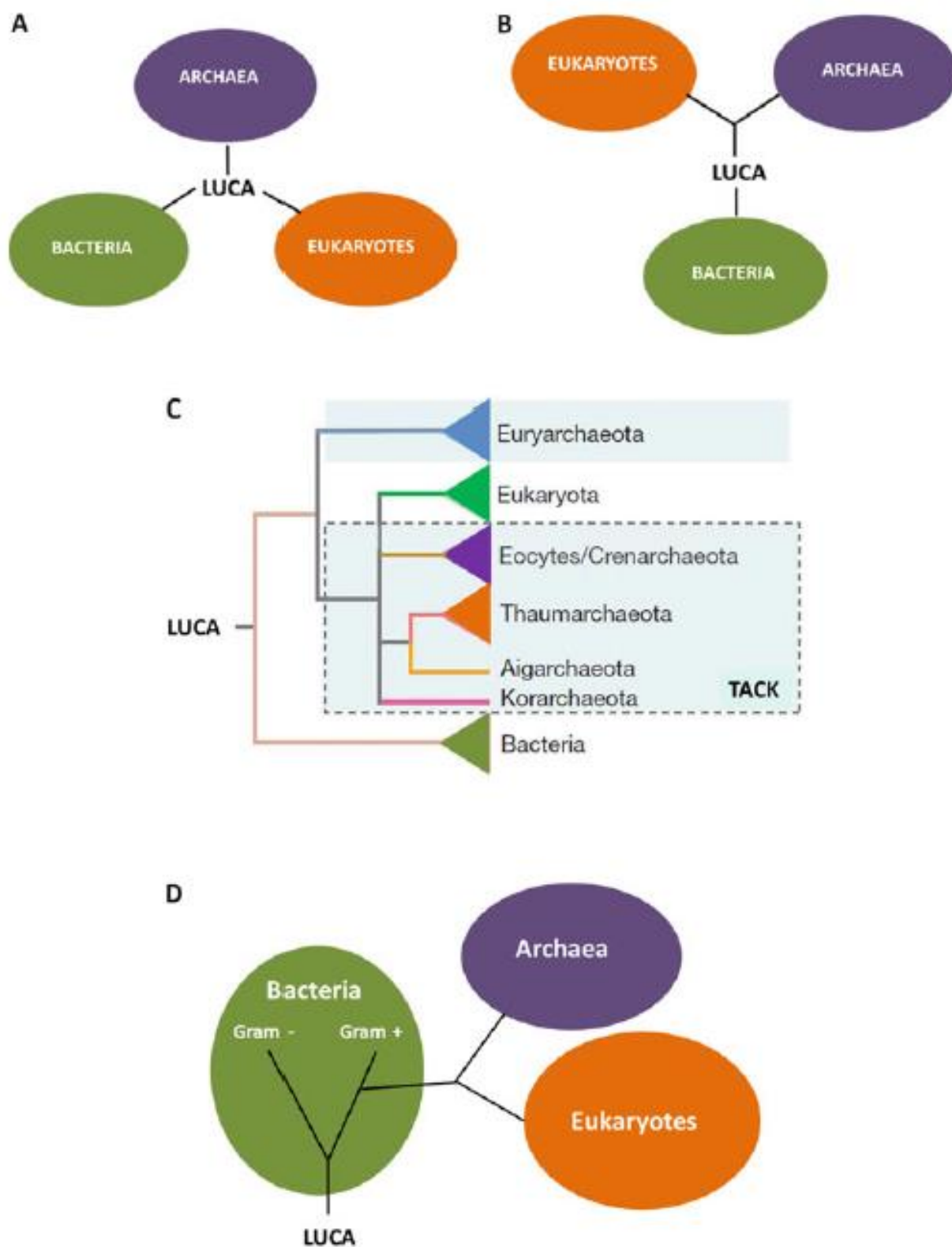


Figura 20 Arborele vieții în cele trei viziuni propuse la nivel internațional (Ligrone, 2019) – LUCA – ultimul strămoș comun al eucariotelor

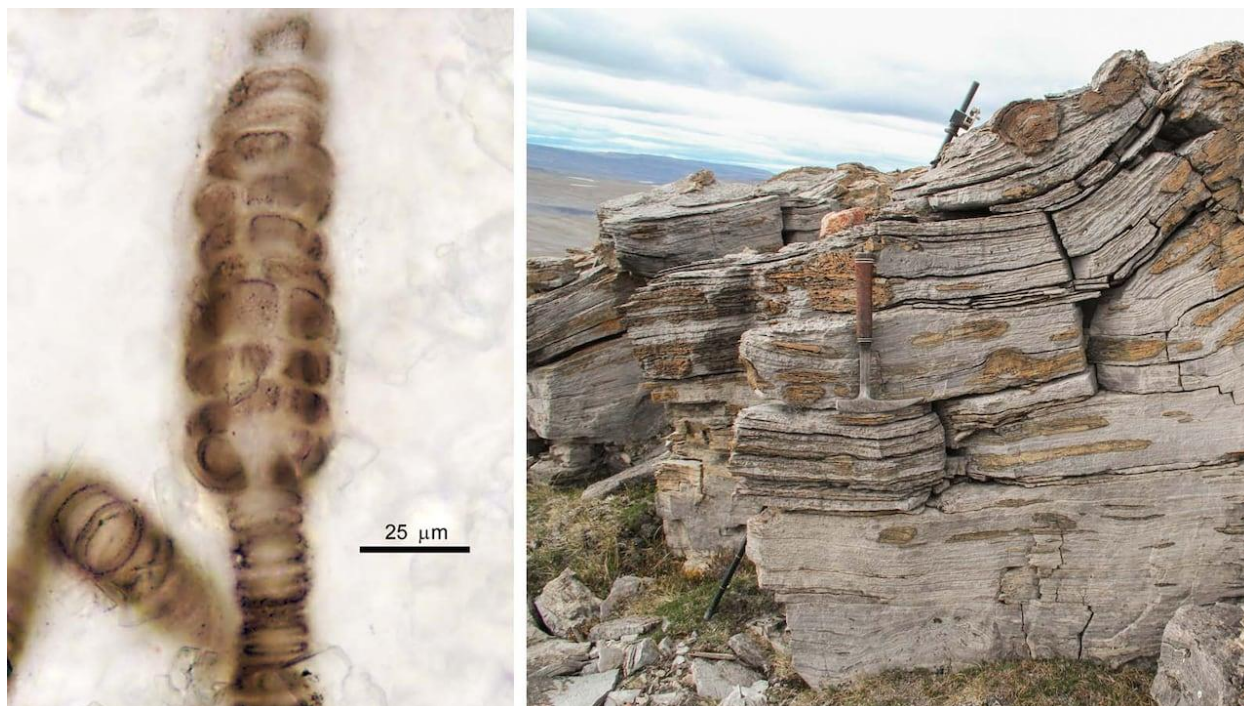


Figura 21 *Bangiomorpha pubescens*, prima algă roșie (Gibson și al., 2018 – Bylot Supergup, Insula Baffin)



Figura 22 *Dickinsonia costata* Sprigg, 1947

Cu cât timpul geologic trecut este mai mare cu atât posibilitatea păstrării unor elemente în sistemul fizico-geografic este mai redus deoarece elementele vechi au fost îndepărtate prin apariția celor mai noi iar pe de altă parte evoluția foarte îndelungată a unui sistem terestru determină eliminarea energiei sistemului concomitent cu creșterea entropiei.

În prima eră s-au derulat trei cicluri orogenetice complete, respectiv ciclurile: **karelian**, **prebaikalian** și **baikalian**. Din această eră când s-au constituit primele uscaturi, nu păstrăm în structură sistemului fizico-geografic românesc nimic. Singurul element care se păstrează ca vârstă este reprezentat de rocile proterozoice, respective de roci metamorfice care ulterior au fost recutate și rearanjate tectonic în cazul unor mari unități structurale (preponderent în fundamentul platformelor).

Pe parcursul acestei ere s-au constituit primele uscatari continentale și primele bazine oceanice pentru ca ulterior să se desfășoare o serie de cicluri orogenetice complexe care s-au finalizat cu formarea unor peneplene (fundamentul Dobrogei de Sud, de vârstă kareliană). Peneplena în cauză este una fosilă, acoperită de cicluri de sedimentare mai noi.

Peneplena post-kareliană de vârstă precambriană se regăsește astăzi în fundamentul platformei Dobrogei de Sud. Mărturii ale evoluției precambriene se regăsesc astăzi și în platforma Dobrogei Centrale unde o serie de șisturi cristaline mezo-metamorfice sunt situate sub șisturile verzi. Ținând cont că șisturile verzi aparțin ciclului baikalian înseamnă că acest teritoriu a fost afectat de mișcările pre-baikaliene. Acestea constituie roci epi-metamorfice care sunt constituite mineralogic din elemente de culoare verzuie (clorit).

În Dobrogea de Nord se întâlnesc iarăși șisturi cristaline mezo-metamorfice cu o serie de intruziuni vulcanice îndeosebi pe teritoriu Munților Măcinului.

Pentru România cel mai mare interes îl prezintă evoluția reliefului pentru teritoriile extracarpătice ale acesteia. De regulă în timpul primelor două cicluri orogenetice au rezultat roci mezo-metamorfice în timp ce pentru ciclul baikalian au rezultat roci epi-metamorfice. Pentru spațiul extracarpatic al României prezintă interes evoluția reliefului din partea de nord și est a Europei unde s-au constituit primele suprafețe de uscat. Aceste vechi uscatari intens nivelate și ajunse în stadiul de peneplenă formează astăzi mari platforme care funcționează ca scuturi rigide: scutul Scandiano-Baltic, Nord European și Est European. Aceste zone au fost acoperite de sedimente mai noi în proporții variabile, dar eroziune intensă a dus la îndepărtarea acestora.

În cazul platformei Est Europene acesta se regăsește la zi pe teritoriul european al Rusiei și în Ucraina la vest de Munții Urali. Platforma Est Europeană în partea terminal vestică suferă o ușoară mișcare de coborâre, se scufundă treptat de la est la vest intrând sub orogenul Carpatic. Între Nipru, Nistru și Marea Azov platforma este ușor înălțată formând blocul ucrainean. Formațiunile metamorfice ale acestei platforme le regăsim la zi în malul Nistrului pentru că spre vest să fie acoperite de formațiuni mai noi ale cuverturii sedimentare.

Pentru partea de est a României (Pod. Moldovei) platforma Est Europeană poartă denumirea de Platforma Moldovenească care constituie fundamentul Podișului Moldovei în jumătatea sa nordică. Acest fundament este constituit din șisturi cristaline mezo-metamorfice (gnaise, micașturi și amfibolite) în alternanță cu intruziuni granitice.

Platforma Moldovenească, prin soclul său suferă o mișcare de coborâre fiind acoperită de formațiuni ale cuverturii sedimentare, fapt atestat de prezența acestui soclu la adâncimi mai mari de la est la vest. Soclul este intersectat la 950 m la Todireni, la 1121 m în forajul de la Nicolina. Sub Orogenul Carpatic a fost identificat pe baze geofizice un fundament care se crede a fi al Platformei Scitice, dar care nu a fost interceptat de foraje, în Subcarpații Moldovei la Bodești la 3950 m și la 4600 m în forajul de la Frasin fiind încă prezente formațiunile sedimentare Miocene.

Fundamentul Podișului Moldovei nu este asigurat în totalitate de prelungirea vestică a plăcii Est Europene. În afară de Platforma Scitică intuită la vest, și în partea centrală a Podișului Moldovei la sud de falia Plopana-Bacău fundamentul este faliat și situat la adâncime mult mai mare nefiind interceptat prin foraje, dar bănuiește a fi tot Scitic. Din acest motiv sub aspecte tectono-structural avem de a face cu o arie de scufundare, denumită Depresiunea Bârladului. Partea terminal sudică a Podișului Moldovei prezintă un alt tip de fundament fiind vorba de un fundament asemănător cu spațiul actual al Dobrogei de Nord (fundament hercinic) situat la nord de falia Sfântu Gheorghe-Oancea-Adjud. Acest fundament poartă denumirea de depresiunea Pre-dobrogeană.

Pentru partea de sud a României fundamentul Platformei Valahă, care reprezintă compartimentul nordic al Platformei Moesice (situată între Balcani și Carpați) este constituit tot din șisturi cristaline mezo-metamorfice și intruziuni granitice, iar la nord de Dunăre suferă o ușoară coborâre sub eșafodajul

Carpaților Meridionali. La Dunăre este situat la o adâncime de 500 m ajungând în spațiul Podișului Getic la adâncimi de 7000-8000 m.

În teritoriul Carpaților evoluția precambriană presupune păstrarea unor roci metamorfice care ulterior acestei ere au fost recutate în sisteme de pânze de șariaj, erodate și incluse ca terane în osatura carpatică.

Rocile metamorfice s-au constituit probabil pe parcursul ciclurilor orogenetice baikalian și pre-baikalian în sensul că rocile mezo-metamorfice aparțin ciclului prebaikalian și cele epi-metamorfice ciclului baikalian. În Orientali rocile mezo-metamorfice le găsim în masivele cristaline începând din Munții Rodnei până în cei ai Hășmașului. În Meridionali aceste roci mezo-metamorfice sunt prezente în Făgăraș, în cea mai mare parte a Munților Lotru, Cândrel, Șureanu, parțial în grupa Parâng, Retezat-Godeanu. Aceste roci le regăsim în sudul Munților Poiana-Ruscă, Munții Semenicului, în Apuseni formând masivul cristalin de Gilău, Muntele Mare dar cu prezență și în Munții Bihorului, Codru-Moma, Zarandului. Se păstrează mari corpuri granitoide în cadrul acestor roci metamorfice. Șisturile cristaline epi-metamorfice sunt dominante în Munții axului cristalin fiind întâlnite în toate masivele montane cu precădere în Meridionali, Orientali, Banatului, Poiana Ruscă și Apuseni.

În cazul celorlalte subsisteme fizico-geografice nu se păstrează elementele moștenite întrucât componentul atmosferic a suferit mai multe transformări, în timp ce componentul hidric nu s-a păstrat. Cert rămâne faptul că spre finalul acestei ere clima a devenit mult mai uscată fapt certificat atât prin depozitele de roci sedimentare foarte vechi în nuanțe roșiatice conținând în compoziția lor oxizi de fier. Se remarcă apariția viețuitoarelor marine de regulă inferioare (Fauna de Ediacara), fragmentele ale acestora fiind fosilizate în formațiunile de la finele acestei ere.

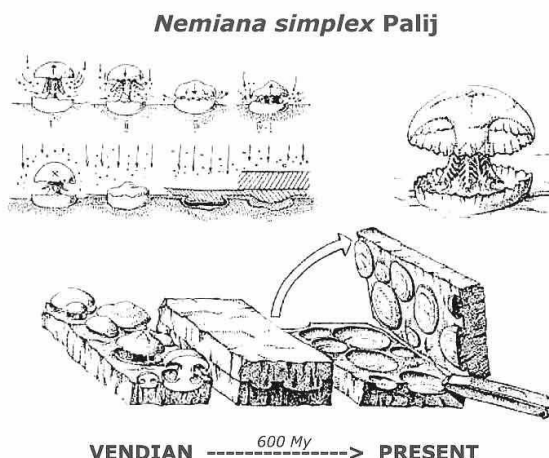
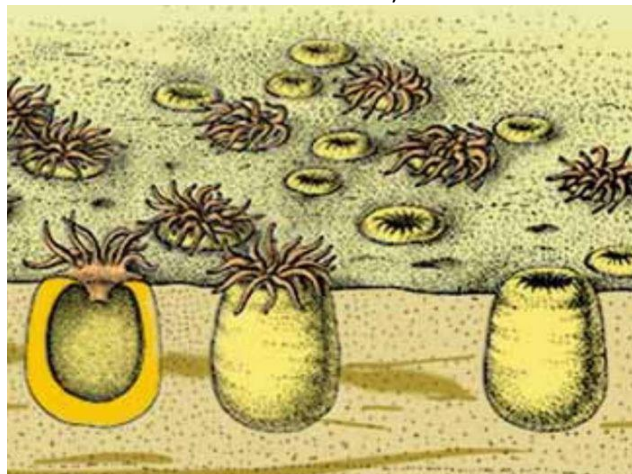




Figura 23. *Nemiana simplex* Palij, o meduză primitivă din fauna ediacariană care se găsește în Seria de Histria (<https://alchetron.com/Nemiana>)

2.2 Elemente moștenite în structură sistemului geografic din paleozoic

Era paleozoică este cea care începe acum 541 Ma și se continuă până acum 252 Ma. În cadrul acestei ere au fost separate perioadele: Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carbonifer și Permian.

Animalele primitive, ca metazoare sunt reprezentate de ctenofore (jeleu pieptene), cnidarii (meduze și polipi/corali - 11 000 specii), echinoderme (stele de mare, arici, bureți sau castreveți de mare), hemicrodate (viermi marini care trăiesc îngropați în sediment), cefalocordate (lancelete) și rotifere. Animalele complexe încep cu protostomiile: moluște (85 000 specii actuale și 100 000 fosile – merlci, soici,), anelide (viermii segmentați), brachiopode (scoici cu brațe), briozoare (animale mușchi – cu exoschelet, trăind în colonii cu forme arborescente, dar cu o coroană de tentacule utilizate pentru hrănirea prin filtrare), nematode (viermi rotunzi), tardigrade (urși de apă/porcușori de mușchi – cu opt picioare) și artropode (animale cu exoschelet, corp segmentat și picioare).

Hemicordatele și Cefalocordatele sunt cordate primitive, cordatele evoluate fiind considerate deja vertebrate, începând cu pești ciclostomi, pești fără fălci. Pești primitivi de tip craniat, tot fără sunt conodontii, pteraspidomorfii și cefalospidomorfii. Peștii evoluți, cu fălci, cuprind placodermii, acantodii și pești cartilaginoși (rechini, pisici de mare). Pești osoși se diferențiază față de peștii cu aripioare lobate (coelacantii și dipnoii – pești cu plămân).

Tetrapodele sunt vertebrate cu patru picioare: amfibieni, reptile și mamifere.

Din era paleozoică elementele moștenite în sistemul actual sunt reduse, în această eră schimbându-se raporturile dintre masele oceanice, structură și învelișul gazos, se modelează în permanență structură învelișului hidric și se dezvoltă învelișul biotic dominat de viețuitoare masive dar și de specii vegetale din care menționăm gimnospermele uriașe și ferigi arborescente.

În această eră se derulează alte două cicluri orogenetice și anume: ciclul **caledonic** urmat de ciclul **hercinic** cu formarea munților hercinici. Din această eră moștenim roci metamorfice, magmatice și mai rar sedimentare în teritoriul Carpatic și Dobrogea de Nord. În rocile sedimentare se regăsesc și resturi fosile de viețuitoare îndeosebi de origine animală. Suite sedimentare Paleozoice se regăsesc și la nivelul ciclurilor sedimentare ale platformelor.

Începutul acestei ere coincide cu o fază de răcire accentuată a climei în infracambrian când probabil o parte a teritoriului de uscat a fost probabil modelat glaciatic. Ulterior se realizează o trecere a climatului spre unul cald și secetos ceea ce a dus la modelarea reliefului uscatului.

În Silurian începe un nou ciclu orogenetic, orogeneza Caledonică. În timpul acestei ere au fost cutate și înălțate sedimentele depuse anterior.

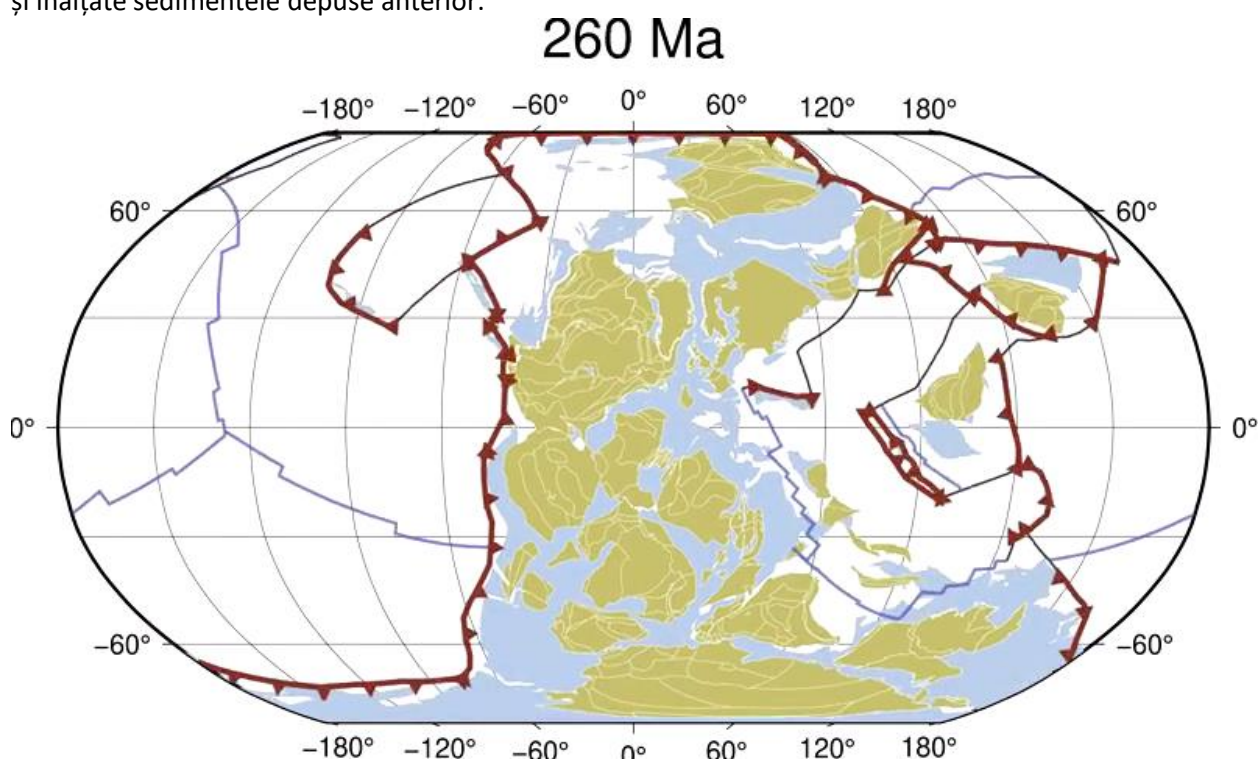


Figura 24 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 260 Ma

(Permian).

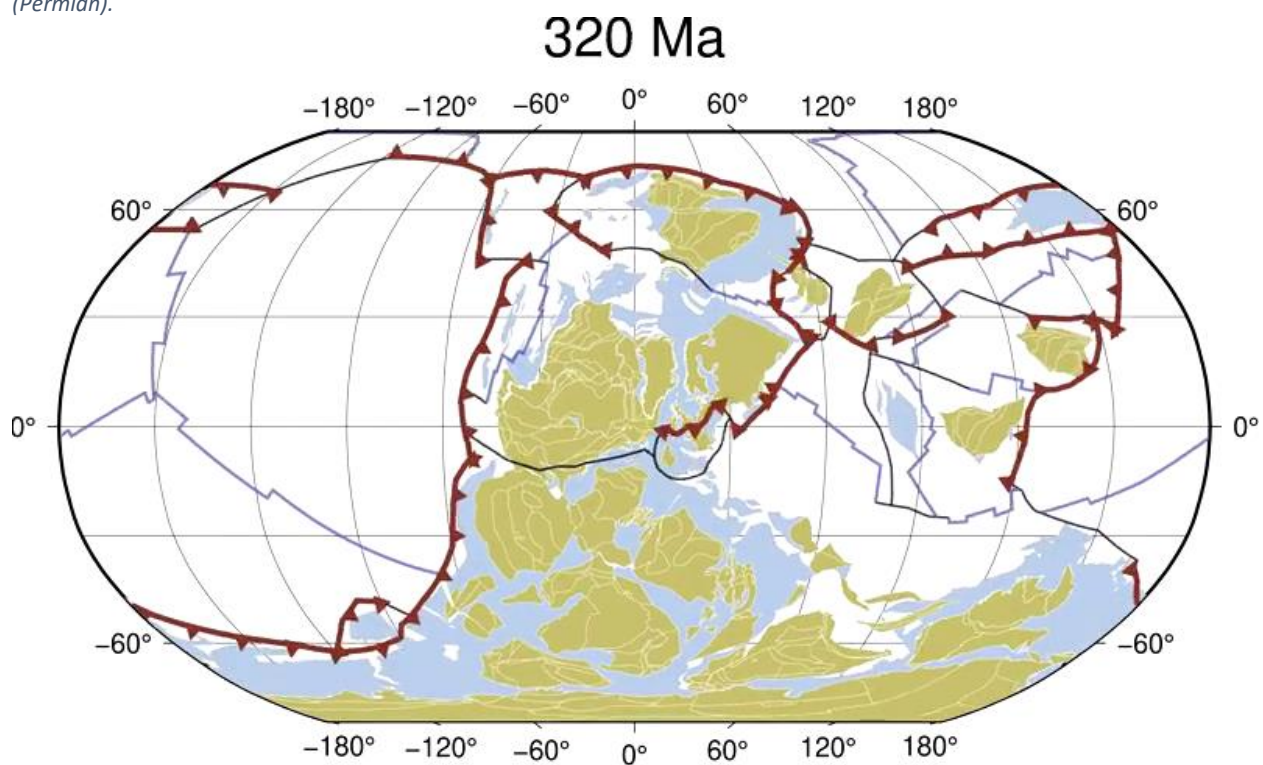


Figura 25 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 320 Ma (Carbonifer).

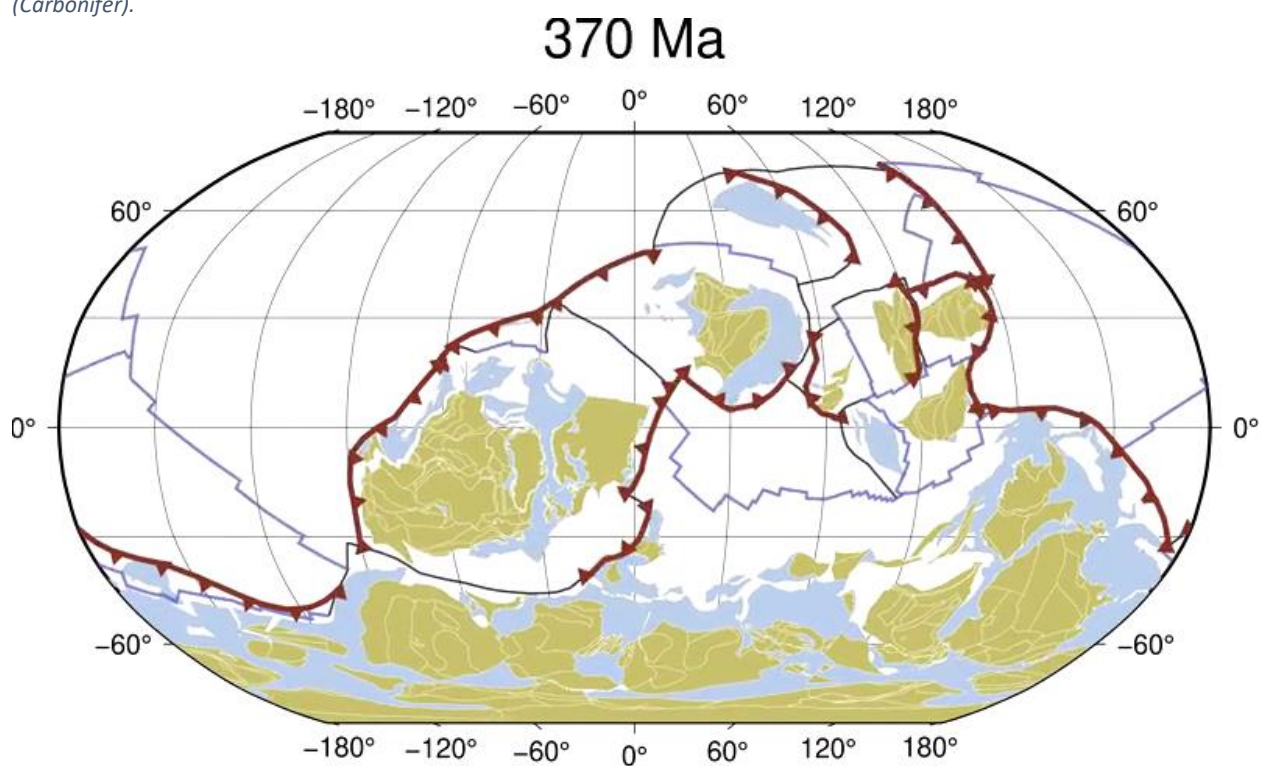


Figura 26 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 370 Ma (Devonian).

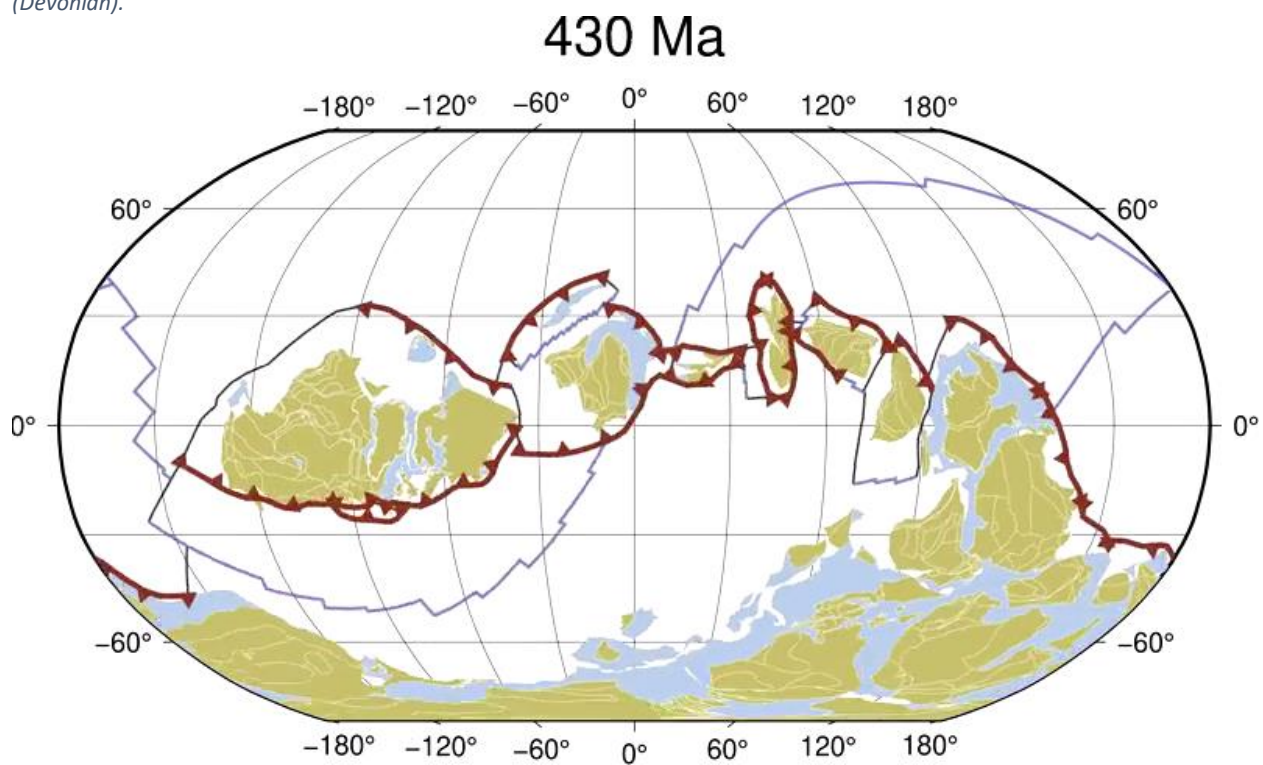


Figura 27 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 451 Ma (Silurian).

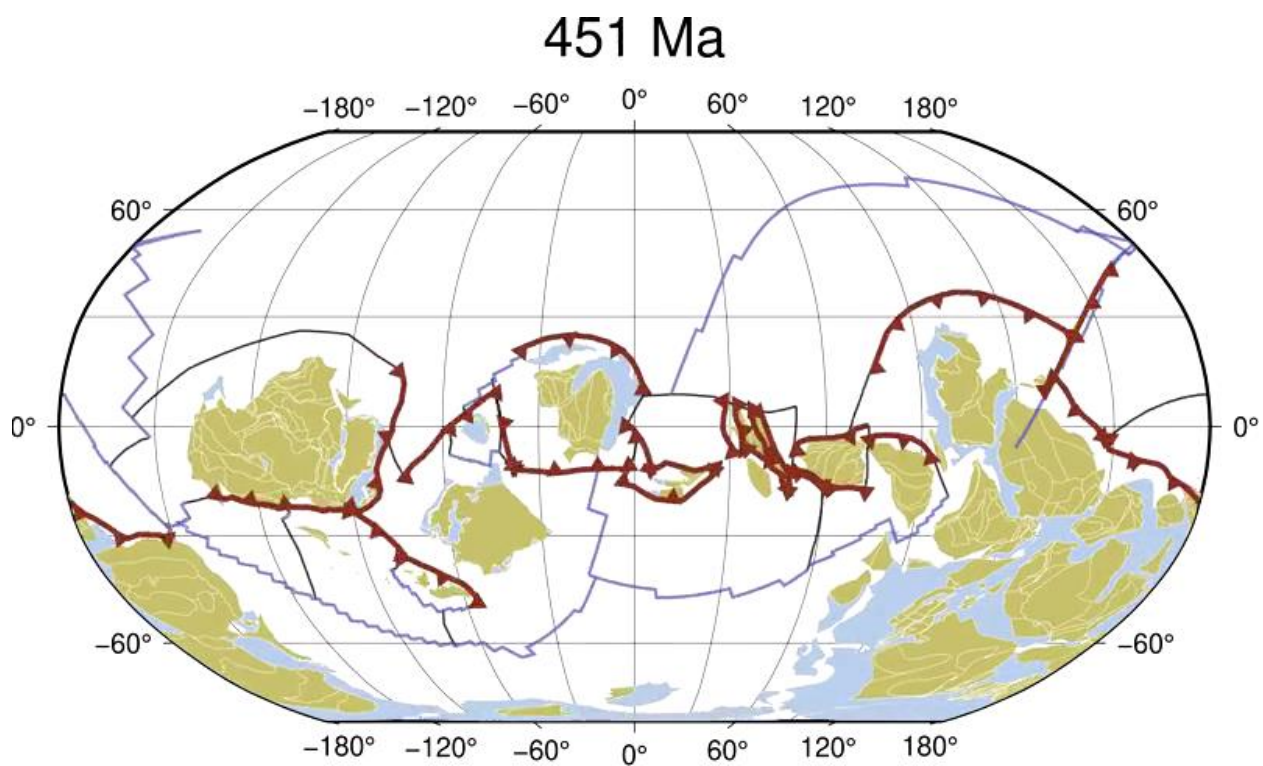


Figura 28 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 451 Ma (Ordovician).

După faza orogenetică caledoniană suprafețele de uscat constituite au fost modelate subaerian și s-a realizat o suprafață de modelare post-caledoniană. Ulterior catenele caledonice au fost fragmentate tectonic, sectoare importante fiind scufundate, invadate de apele Mării și re-sedimentate. Se creează astfel, condițiile pentru derularea următorului ciclu orogenetic.

Acest ciclu începe în Carbonifer și constă în manifestarea mișcărilor orogenetice hercinice. Această orogeneză a dus la formarea Munților hercinici care ocupă o importantă suprafață din Europa de astăzi începând din Munții Măcinului până în Scoția.

Pentru România mișcările hercinice constau în cutarea, înălțarea și metamorfozarea unor spații din Dobrogea de Nord dar și din Carpați unde cutările hercinice au format cordiliere și catene dispuse între cele caledonice.

Din acest orogen păstrăm spațiul aferent Munților Măcinului unde s-au individualizat șisturile cristaline cutate și intens faliolate dar și intense fenomene magmatice marcate de prezenta unor intruziuni granitice care ulterior au apărut la zi prin eroziune îndelungată.

Cordilierele hercinice se continuau din Dobrogea de Nord spre actualul spațiu Carpatic dar ulterior datorită reactivărilor faliilor de profunzime s-a realizat o rupere și o scufundare a acestora, întrerupându-se legătura dintre orogenul nord Dobrogean și cel Carpatic. La nord de falia Sfântu Gheorghe-Oancea-Adjud se conturează un bazin tectonic de scufundare aferent astăzi depresiunii Predobrogene. O falie direcțională a separat Munții Măcinului și spre vest motiv pentru care Munții Măcinului îmbracă aspectul de horst.

În timpul ulterior orogenezei hercinice respectiv spre finele erei, în Permian se realiza o intensă modelare subaeriană realizându-se cratonizarea orogenului nord Dobrogean (Munții Măcinului) în timp ce în spațiul actual Carpatic se realiza și o intensă fragmentare a reliefului hercinic ceea ce pregătește următoarea fază de evoluție a reliefului.

Pe parcursul Paleozoicului climatul s-a schimbat semnificativ astfel încât îndeosebi în Carbonifer s-a individualizat printr-un climat cald și umed ceea ce a favorizat dezvoltarea unui mediu vegetal luxuriant între care dominau gimnospermele gigantice și ferigile arborescente. Această vegetație luxuriantă a stat la baza formării depozitelor de cărbuni.

În Permian climatul devine cald și secetos, fapt demonstrat de formațiunile sedimentare continentale și epicontinentale în nuanțe roșiatice. Astfel modelarea post-hercinică se intensifică în actualul spațiu post-Carpatic concomitent cu fragmentarea tectonică realizându-se suprafețe de nivelare echivalente Munților Măcinului dar care nu s-au mai păstrat întrucât ulterior au avut loc alte schimbări ale raporturilor maselor continentale și bazinelor marine.

Pe parcursul Paleozoicului s-au derulat două cicluri orogenetice complete cu formarea unor suprafețe de nivelare (cea postcaledoniană și cea posthercinică). Aceste suprafețe nu mai apar în relieful actual al României, dovezi ale prezenței lor fiind reprezentate de roci metamorfice, magnetice și sedimentare din fudamentul platformelor.

Învelișul gazos și-a schimbat în mai multe rânduri caracteristicile. Învelișul hidric a suferit schimbări cu retrageri sau extinderi ale bazinelor marine în timp ce regimul apelor continentale a fost dictat de schimbările climatice. Cele mai spectaculoase modificări ale sistemului fizico-geografic sunt cele de natură tectono-magmatică. S-au realizat modelări subaeriane intense cu formarea unor suprafețe de nivelare de tipul peneplenelor. Roci hercinice se păstrează doar în Munții Măcinului în timp ce în teritoriul Carpatic întreg eșafodajul hercinic a fost distrus prin fragmentare tectonică și apoi preluat în ciclurile orogenetice care au urmat pe parcursul erei Mezozoice.

2.3 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din mezozoic

Era mezozoică se derulează de acum 252 Ma și se continuă până acum 66 Ma și se împarte în Triasic, Juristic și Cretacic.

În era mezozoică elementele moștenite se înmulțesc, se organizează fundamental sistemele morfostructurale anterioare, apoi se diversifică componentul biotic, având loc schimbări permanente în învelișul atmosferic cat și în cel hidric.

Astfel se deschid noi arii de geosinclinale și se derulează două faze ale Orogenezei Alpine, respectiv mișcările kimerice vechi (Triasic) și kimerice noi (Juristic). Se păstrează roci cutate în aceste mișcări în Dobrogea de Nord (Podișul Casimcei), Dealurile Tulcei și rareori în Carpați unde se moștenesc însă și mărturii ale unor fenomene magmatice (masivul sienitic de la Ditrău).

Spre finele erei (în Cretacic) se manifestă paroxismal Orogeneza Aplină din care se derulează două faze: austriacă și laramică.

În aceste condiții din era mezozoică se păstrează un fond petrologic foarte bogat, constituit din roci sedimentare și magmatice. Pe lângă roci moștenim și structură de orogen așa cum se întâmplă în partea centrală a Carpaților.

Această etapă este foarte importantă pentru evoluția orogenului Carpat. Debutul Mezozoicului găsește teritoriul actual al țării în aria de răspândire a mării Tethys, sistem oceanic de tip geosinclinal aflat între placa euroasiatică și cea africană. Astfel în Triasic au loc mișcările Kimmerice vechi care cuzionează și înalță partea nordică din teritoriul actual al Dobrogei de Nord, Dealurile Tulcei, Podișul Babadag, dar și o parte din actualul teritoriu Carpat. Au loc și intense fragmentări tectonice iar pe linii de falie se realizează efuziuni de lave bazice bazice care au contribuit la apariția platoului de diabaze de la Niculițel sau a altor efuziuni bazice în teritoriul Carpat.

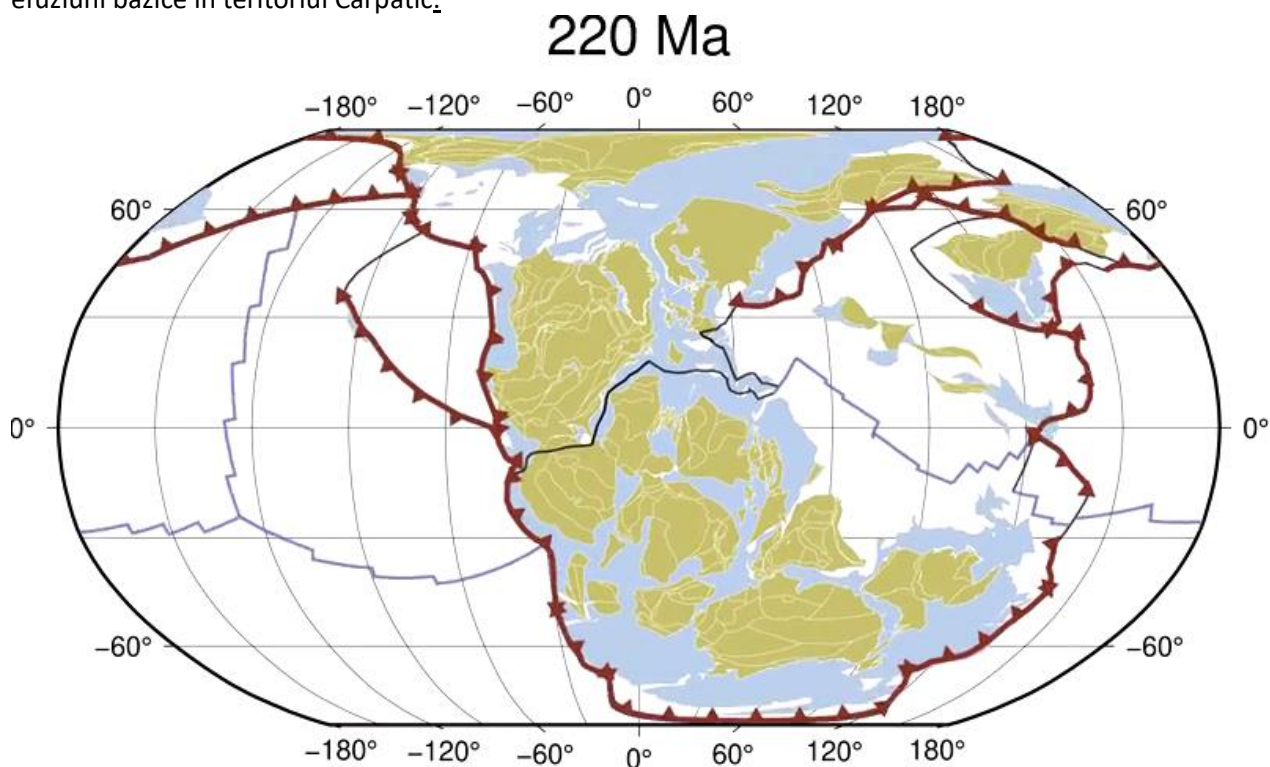


Figura 29 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 220 Ma (Triasic).

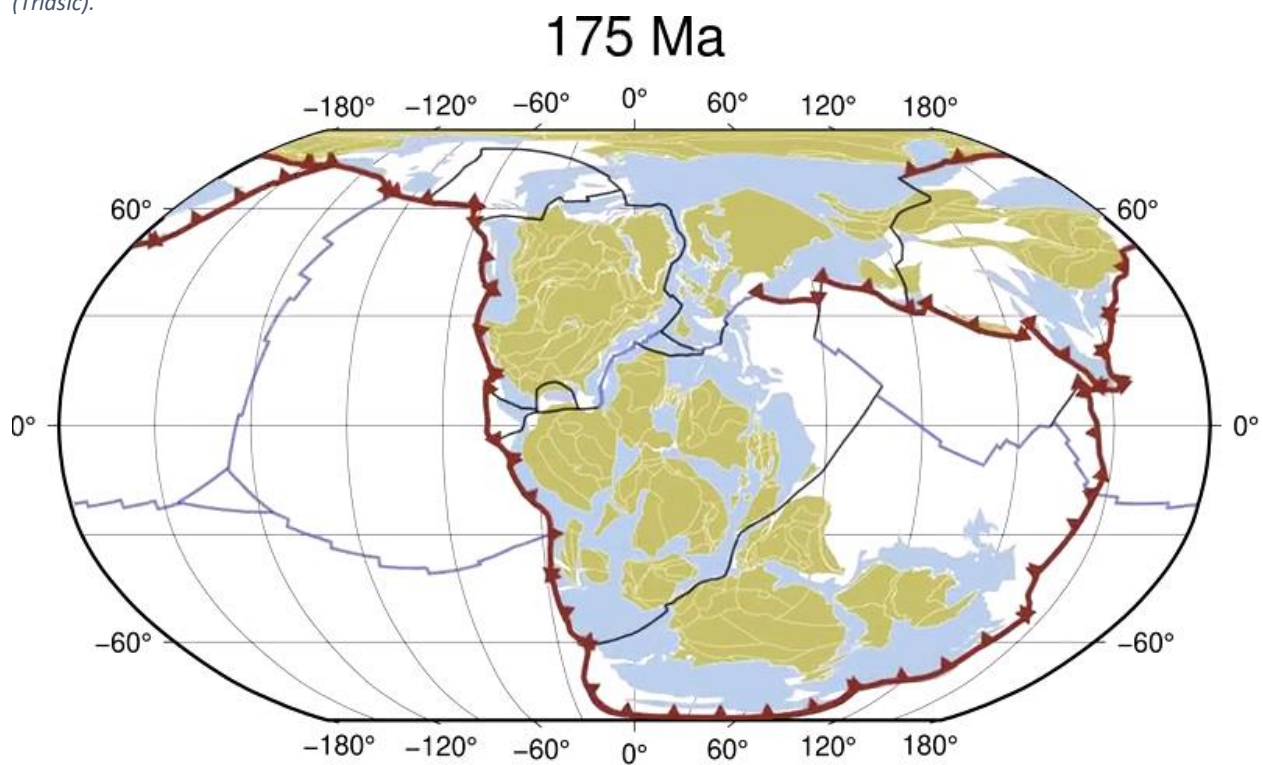


Figura 30 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 202 Ma (Jurasic).

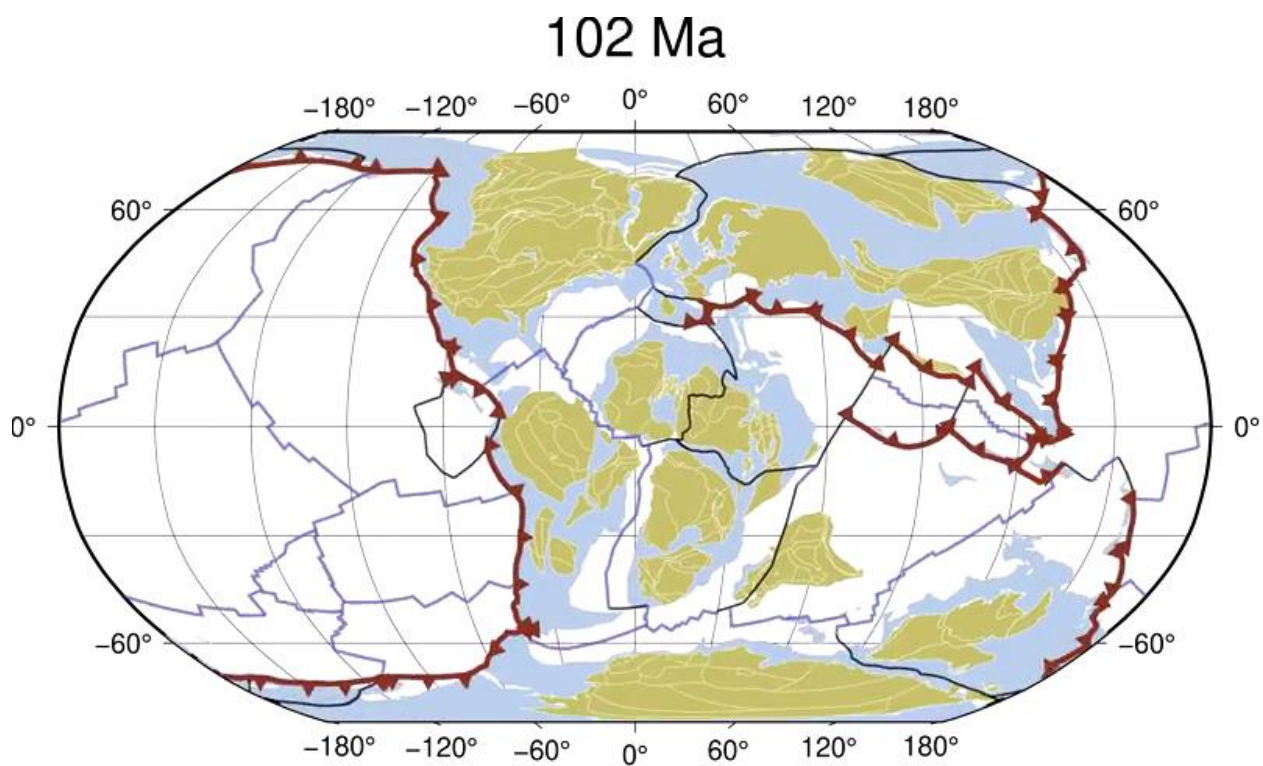


Figura 31 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 102 Ma (Cretacic inferior).

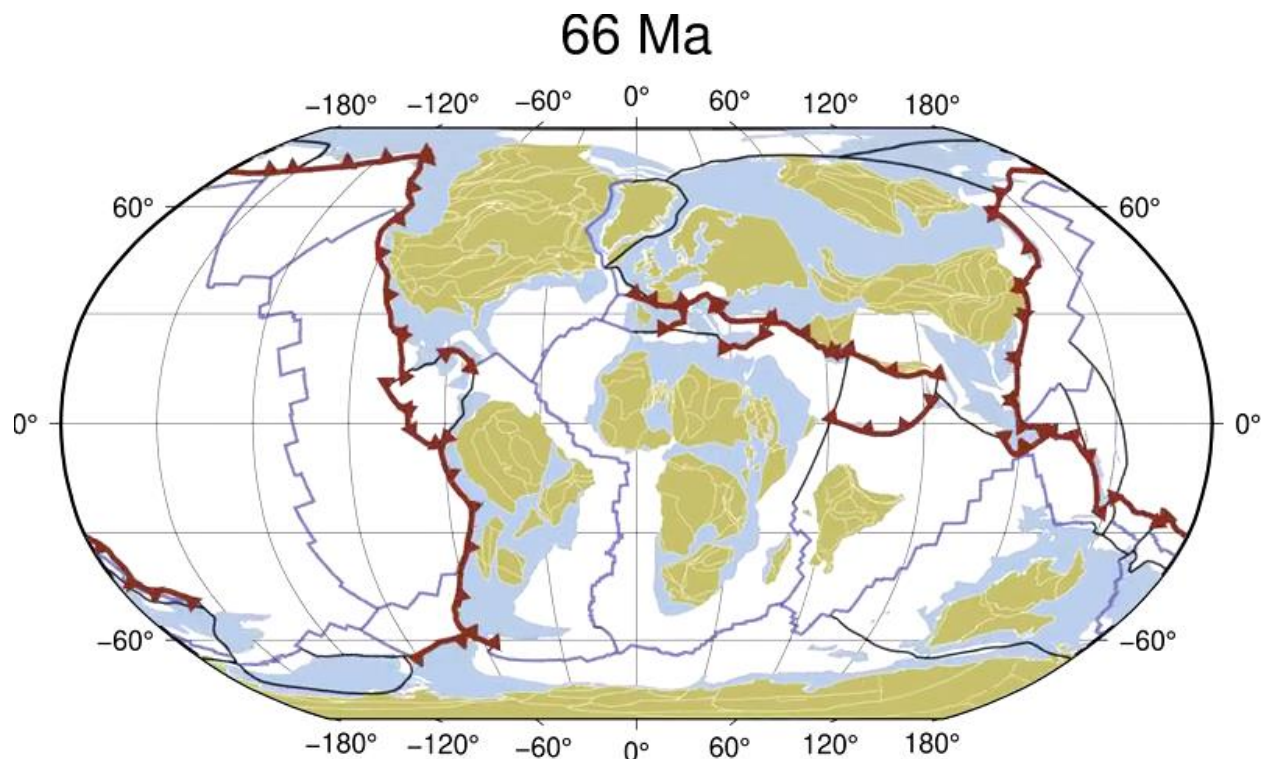


Figura 32 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 66 Ma (Cretacic superior).

Triasicul presupune și existența în spațiul Carpatic a unor bazine geosinclinale în care sau depus roci carbonatice (calcare și dolomite) pe fondul unui climat tropical fie cald și uscat fie cald și umed. În perioada următoare, respectiv în Jurasic se realizează mișcările Kimerice noi care afectează îndeosebi teritoriul Carpatic realizându-se îndeosebi intense fragmentări tectonice care au contribuit la manifestarea unor intense mișcări pe verticală cu apariția unor sisteme de tip horst-graben. Se realizează apariția unor bazine tectonice de scufundare, cum ar fi Reșița, Moldova Nouă, apoi spațiul depresiunii Hațeg în timp ce în Apuseni se conturează horsturile din Munții Pădurea Craiului și Codru-Moma la care se adaugă și unele depresiuni tectonice cum sunt cele din actualele depresiuni tip golf. În spațiul Carpatic datorită fragmentării tectonice funcționau vaste arii de geosinclinal în care sau acumulat cantități mari de sediment și s-au depus prin precipitare formațiuni carbonatice precum sunt calcarele de vârstă jurasică. Trecerea la perioada următoare presupune o erodare intensă a ariilor de uscat și depunerea în mediul marin a unor sedimente de vârstă jurasică și cretacic inferioară. Prin mecanisme tectonice complexe se creează premise favorabile pentru declanșarea celui mai important eveniment orogenetic al ciclului alpin, care continuă și astăzi. Astfel în Cretacicul mediu debutează faza orogenetică austriacă. Mișcările austrice sunt răspunzătoare de recrutarea și reînălțarea rocilor metamorfice vechi din axul cristalin Carpatic. Mai mult rocile metamorfice suferă și ample procese de șariaj realizându-se sisteme de pânze de șariaj mezocretacice ale domeniului cristalin. În Carpații Orientali se edifică sistemul pânzelor bucovinice (infrabucovinică, subbucovinică, bucovinică). În Meridionali se edifică pânza Getică care încăleacă Autohtonul Danubian în timp ce în Apuseni se formează pânza de Codru care încăleacă peste Autohtonul de Bihor.

Datorită cutărilor și înălțărilor din faza austriacă la care se adaugă și ample procese de șariaj cu edificarea ariilor meozoică și cristalino-mezozoică, au loc și fenomene tectonice majore în categoria cărora intră apariția prin scufundare a unor mari blocuri așa cum este cazul cu blocul transilvan și a blocului panonic. Astfel prin activarea unor importante linii tectonice apar mari bazine tectonice de scufundare invadate de ape marine. Se formează două mari bazine care inițial comunicau și care ulterior se vor separa. În interiorul Carpaților actuali sunt realizate tot prin scufundare și unele depresiuni tectonice așa cum este cazul Depresiunii Dornelor sau Petroșani și Loviștei. Climatul pe parcursul Cretacicului se menține cald și umed ceea ce favorizează apariția unui mediu biotic extrem de bogat dar diversificat cu etajări diferite în funcție de altitudine. Astfel în teritoriile de uscat conturate anterior se produc intense alterări în sezonul ploios în timp ce în sezonul mai uscat se realizează o erodare intensă și spasmodică a unor material care sunt depuse în geosinclinalul ceva mai restrâns din fața ariilor de orogen conturate anterior.

Mișcările austrice au afectat însă și depozitele sedimentare din geosinclinalul Carpatic respective cele din zona cristalino-mezozoică edificându-se o structură în pânze după înălțarea cvasigeneralizată a acestei arii.

Datorită diferențelor foarte mari de poziție dintre ariile de uscat și geosinclinalele din apropiere râurile scurte și cu debite bogate au transferat mari cantități de material rulat pe care l-au depus în bazinele marine adiacente. Mărturie stau depozitele de conglomerate cu galeți de dimensiuni medii și mari așa cum sunt conglomeratele cretacice din Munții Stânișoara, Ceahlău, Ciucaș și Bucegi.

În partea finală a Cretacicului se realizează următoarea fază orogenetică respectiv faza laramică care pe de o parte de definitivează configurația structurală a zonei cristalino-mezozoice prin punerea în loc a sistemului de pânze transilvane. Mișcările laramice sunt răspunzătoare și de cutarea și înălțarea celei mai mari părți a flișului intern cretacic. Astfel se cutează și înalță rocile cretacice din geosinclinalul cretacic cu apariția în preajma zonei cristalino-mezozoice a unei noi unități morfostructurale șariate de la vest spre est respectiv pânza de Ceahlău.

2.4 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din neozoic

Era neozoică se întinde de acum 66 Ma până acum 2,58 Ma. În cadrul acestei ere se s-au separat suberele Paleogen și Neogen. Paleogenul a fost separat în perioadele: Paleocen, Eocen și Oligocen. Neogenul a fost separat în Miocen și Pliocen.

Era neozoică se caracterizează prin numeroase transformări ale principalelor învelișuri ale Terrei în sensul în care continuă fazele orogenetice ale ciclului alpin care creează progresiv noi unități morfostructurale din componența Carpaților și ulterior a Subcarpaților, având loc și sedimentarea bazinelor marine interne (Transilvan și Panonic), dar și a celor externe, de la contactul cu platformele (avantfosele).

Pe parcursul acestei ere se realizează sedimentari active în vechile unități de cratogen și se identifică ca uscături unele unități de platforma cum sunt cele ale unităților de podiș ale României. Învelișul biotic se complică și se diversifică pe fondul unui climat cald cu perioade umede sau mai uscate.

Moștenim puține viețuitoare în mediul marin (sturioni), în timp ce în cazul speciilor vegetale elementele moștenite sunt foarte rare. Singura specie terțiară păstrată este nufărul termal.

Această etapă este foarte importantă atât pentru evoluția zonei de orogen cât și pentru cea de platformă. Astfel în zona de orogen se definitivează trăsăturile morfostructurale prin manifestarea unor faze orogenetice adăugându-se noi unități din aria flișului și mai apoi din teritoriul subcarpatic la care se adaugă și apariția lanțului vulcanic.

În unitatea de platformă prin sedimentarea în mai multe perioade cu transgresiuni marine se formează ca uscat și întinse teritorii de podiș.

La sfârșitul oligocenului și începutul miocenului are loc faza orogenetică savică care cutează și înalță depozitele sedimentare din geosinclinalul Carpatic edificându-se o serie de formațiuni ale flișului intern caracteristice unității de Teleajen. După mișcările savice se întrerupe legătura dintre bazinul transilvan și bazinul maramureșean și parțial cu bazinul panonic. Ulterior în miocenul inferior are loc faza orogenetică stirică veche care contribuie la cutarea și înălțarea unei noi unități respectiv cea de Audia realizându-se și șariajul pânzei de Teleajen peste rocile mai moi ale unității de Audia. În Badenian se declanșează mișcările stirice noi care duce la cutarea și înălțarea unității de Tarcău și la șărierea pânzei de Audia peste unitatea de Tarcău.

După această fază orogenetică urmează în ordine mișcările moldave (sau moldavice), mișcările atice vechi și noi la care se adaugă mișcările rhodanice și cele valahice. Astfel se edifică prin cutare și înălțare și unitatea flișului extern de Vrancea pentru ca ulterior să se contureze prin cutări și înălțări și unitatea pericarpatică caracteristică Subcarpaților. Progresiv se conturează și sistemul pânzelor de șariaj în care pânza de Vrancea este deversată peste unitatea pericarpatică în timp ce fruntea pânzei pericarpatică încalecă peste marginea platformei.

Astfel în cadrul mișcărilor moldavice se conturează unitatea Subcarpaților Moldovei, apoi în fazele atică veche și atică nouă apar și Subcarpații de Curbură, iar în fazele rhodanică și valahă se formează și Subcarpații Getici.

Pe parcursul fazelor orogenetice din etapa neozoică se definitivează aspectul major al morfostructurii din aria flișului paleogen și neogen la care se adaugă ulterior și aria subcarpatică.

Ca o consecință a mișcărilor stirice în special a celor vechi la limita dintre orogenul est Carpatic și bazinul transilvan se declanșează magmatismul neogen începând din Badenian astfel pe parcursul a trei cicluri de erupție (din Badenian până în Cuaternar) se edifică și lanțul vulcanic inițial în nord-vestul Carpaților Orientali (Oaș, Igriș, Gutâi-Văratec) și mai apoi în Călimani, Gurghiu și Harghita, zone care devin uscat și separă depresiunile de baraj vulcanic, încă invadate de ape.

31 Ma

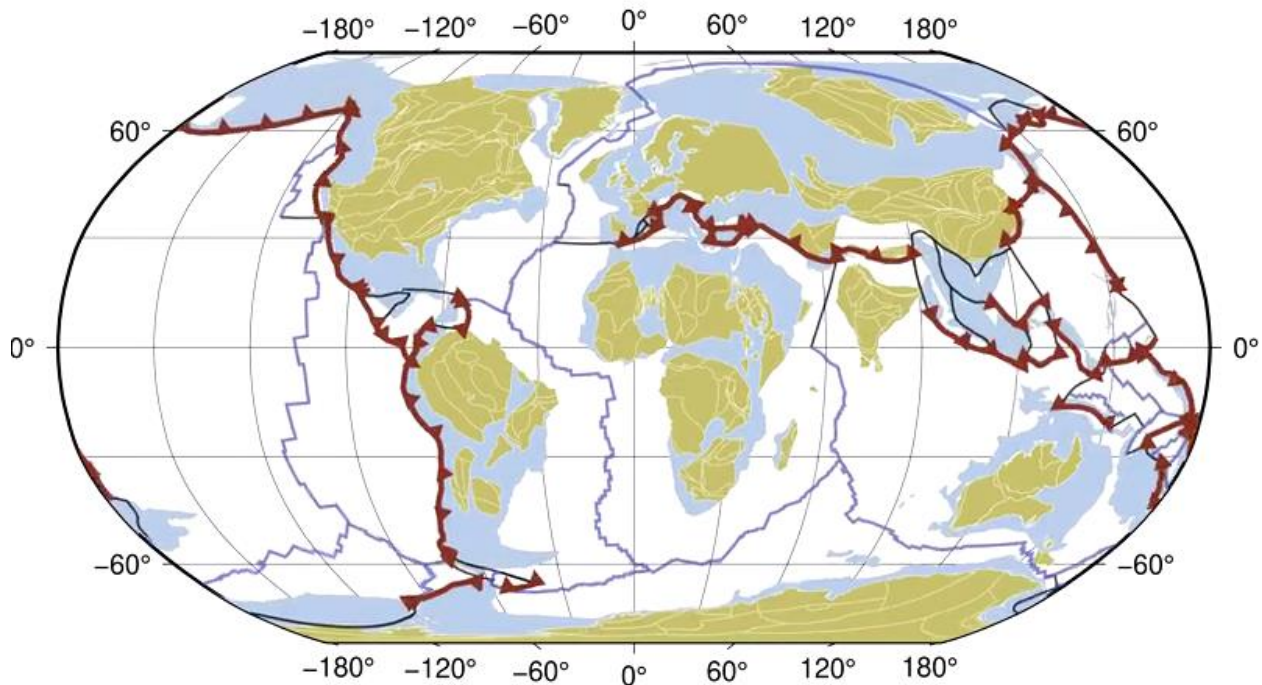


Figura 33 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 31 Ma (Oligocen).

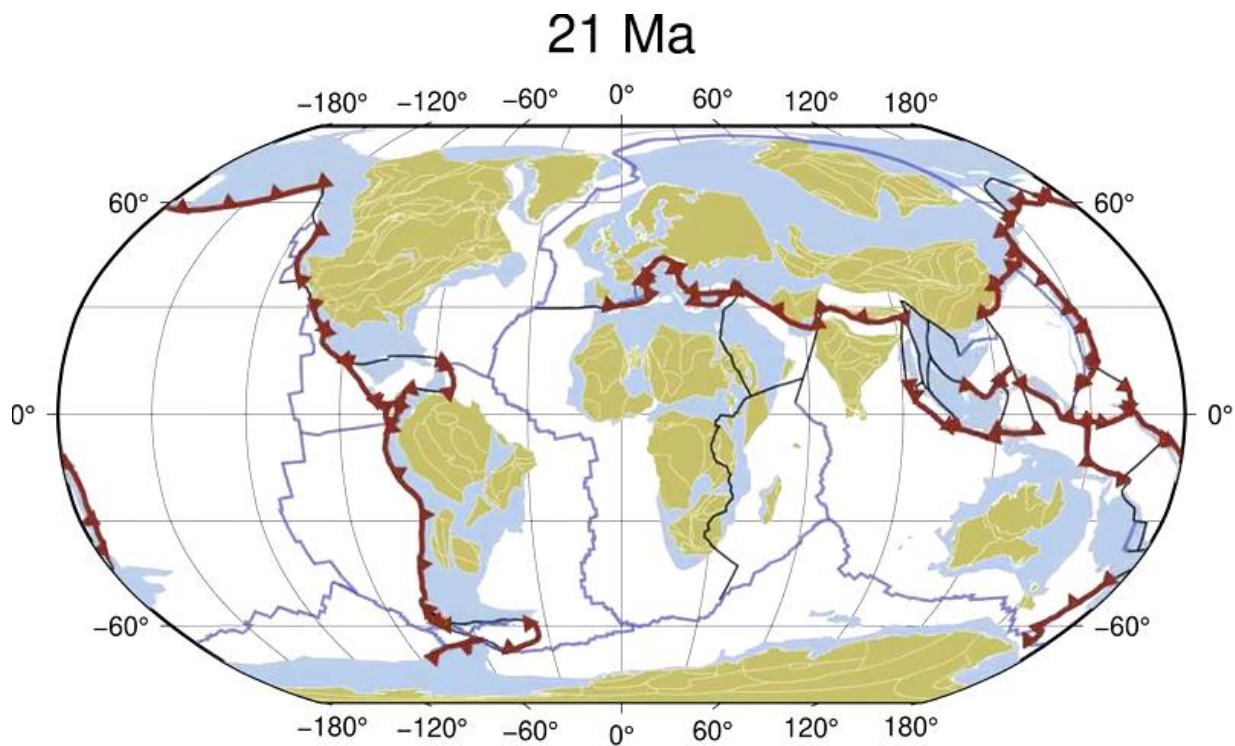


Figura 34 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 21 Ma (Miocen inferior).

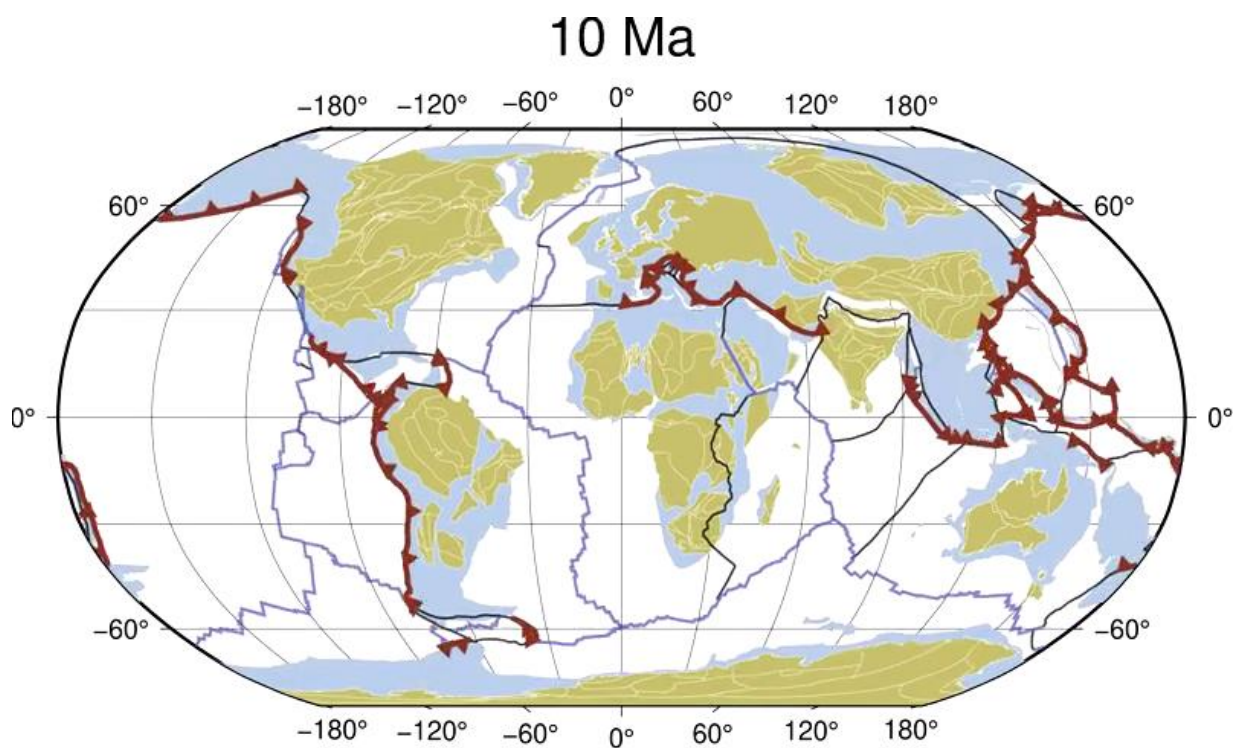


Figura 35 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 10 Ma (Miocen superior).

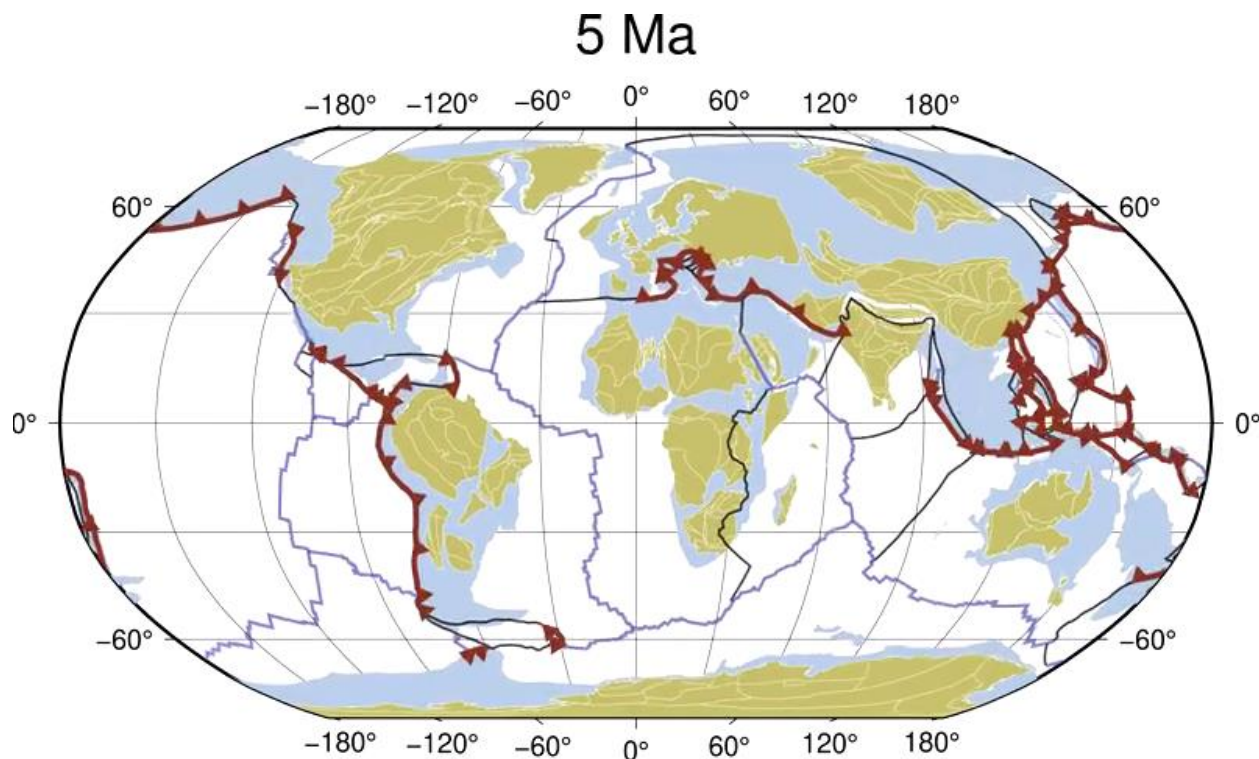


Figura 36 Distribuția crustei continentale, a bazinelor oceanice și a limitelor plăcilor în modelul Merdith și al. 2021 la 5 Ma (Pliocen).

Se întrerupe legătura definitiv între bazinul Transilvaniei și depresiunea Maramureșului iar în spatele munților vulcanici se conturează depresiunile tectonice și de baraj vulcanic ale Carpaților Orientali.

În unitățile de platformă extracarpatiche pe parcursul erei neozoice au loc mișcări de înălțare sau de coborâre. Mișcările de coborâre se asociază unor transgresiuni marine în care apa invadează aceste regiuni care sunt intens sedimentate. Astfel pe parcursul Badenianului datorită mediului lagunar din teritoriul subcarpat sau din bazinul transilvan are loc depunerea unor formațiuni salifere respectiv a celor cu sare gemă. Așadar ulterior mișcările din pliocen a dus la formarea unor anticlinale cu sămburi de sare în unitățile pericarpatiche în timp ce în bazinul Transilvan s-au format culele diapire.

Pe baza sedimentărilor active din unitățile de platformă la limita dintre teritoriul de orogen și cel de platformă în miocen și în prima jumătate a Pliocenului se depun cantități imense de pietrișuri și nisipuri aceste formațiuni piemontane contribuind la formarea unor vaste piemonturi. Începând cu a doua parte a miocenului datorită sedimentărilor intense din Marea Sarmatică, din lacul Transilvan, Panonic și Getic începe formarea ca uscat a ariilor de platformă atât în partea de est a României datorită mișcărilor epirogenetice pozitive mult mai pronunțate în jumătatea de nord începe formarea ca uscat a Podișului Moldovei concomitent cu retragerea spre sud-sud-est a Mării Sarmatice. Astfel Podișul Moldovei se edifică progresiv de la nord la sud lăsând la zi formațiuni tot mai noi de vârstă sarmatică (Buglovian-Kersoniană) apoi depozitele meoțiene și ulterior formațiunile Pliocene sau chiar Cuaternar inferioare.

Prin sedimentare activă se edifică ca uscat și bazinul transilvan la zi apărând formațiuni mio-pliocene. La vest de Carpații Occidentali se individualizează ca uscat spațial actual al Dealurilor de Vest cu formațiuni mio-pliocene dar acoperite de formațiuni piemontane. La fel pe rama bazinului transilvan în Pliocen are

loc formarea unei noi generații de piemonturi în timp ce la sud de Subcarpații Getici și de Curbură se formează vaste acumulări piemontane cu edificarea progresivă a vastului piemont Getic și a Piemontului din exteriorul Carpaților de Curbură.

În Lacul Panonic și în cel Getic continuă însă sedimentarea, cele două unități de câmpie formându-se însă ca uscat în cuaternar. Pe parcursul acestei ere se definitivează ca uscături teritoriul actual al Dobrogei de Sud care conservă la zi și formațiuni de vârstă sarmațiană.

Pe parcursul acestei ere climatul a fost în general de factură tropical-subtropicală sau mediteraneeană ceea ce a dus la apariția și dezvoltarea unei rețele hidrografice tot mai bine dezvoltată unele sectoare de râuri având activitate intensă în Sarmațian (Valea Bistriței) pentru ca în Pliocen să se definitiveze Rețeaua Carpatică și extracarpatică. Învelișul biotic devine tot mai complex și mai evoluat cu evidente tendințe de zonalitate îndeosebi în altitudine. Elementele păstrate în flora sau fauna actuală sunt însă extreme de puține datorită schimbărilor climatice profunde din Cuaternar.

2.5 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din cuaternar

Era cuaternară se întinde de acum 2,58 Ma până în prezent și se împarte în Pleistocen, ce s-a manifestat până acum 14 000/10 500 ani și Holocen, ce s-a manifestat de acum 14 000/10 500 ani până în prezent.

Cuaternarul se distinge prin trăsături proprii în sensul în care mișcările orogenetice sunt reduse (posibil datorită perioadei scurte) și au loc mișcări epirogenetice care duc la înălțarea masivelor dar și la sedimentarea altor zone care au funcționat ca și arii de coborâre. Se diferențiază ca uscat câmpiile de nivel de bază, se individualizează văile în timp ce mediul biotic cunoaște diferite translații, din cauza perioadelor glaciare și interglaciare.

Învelișul gazos ajunge la componența actuală, Cuaternarul reprezentând era în care se desăvârșește aspectul actual al Terrei, se definesc compușii gazoși, hidrici și biotici.

Această etapă se referă la ultimii 2,5 mil ani. Începutul perioadei coincide cu baza calabrianului marin care coincide cu prima secvență de schimbare a climei.

Pe parcursul acestei etape se definitivează aspectul actual al reliefului și pentru prima dată accentul cade pe celelalte componente ale sistemului și nu pe litologie. Acest lucru este valabil întrucât ciclul orogenetic alpin este într-o perioadă de stabilitate iar pe parcursul erei nu se mai înregistrează paroxisme orogenetice ci doar mișcări epirogenetice și eustatice.

Astfel în prima parte a cuaternarului continuă erupțiile vulcanice pe ramura de vest a Carpaților Orientali în special în Călimani, Gurghiu și Harghita. Cercetările mai noi denotă faptul că în Munții Harghitei erupțiile s-au produs intermitent până la finele pleistocenului.

În cuaternar se desăvârșește aspectul actual al Munților vulcanici iar în interiorul ariei montane se realizează sedimentarea intensă a actualelor depresiuni montane. Așadar în pleistocen are loc formarea ca uscat a acestor depresiuni intramontane sau submontane, întreg teritoriul orogenului Carpat și al Subcarpaților devenind uscat concomitent prin drenarea fostelor lacuri pleistocene se individualizează și se desăvârșește aspectul rețelei hidrografice, râurile care străbat aceste teritorii creându-și lunci și depozite de terase.

În teritoriile extracarpatiche din vestul și din sudul țării se realizează sedimentarea fostelor lacuri Panonic și Getic realizându-se mai multe faze de transgresiune și regresiune cu înaintări și retrageri ale liniei de țărâm. Astfel râurile care debușau în cele două lacuri au depus mari cantități de pietrișuri și nisipuri contribuind la formarea unei noi generații de piemonturi, în deosebi la sud de Carpații Meridionali

formându-se astfel Podișul Piemontan Getic, apoi în curbura Carpaților iar pe arii mai restrânse în partea de vest a Carpaților Occidentali și în sudul și sud-vestul depresiunii Transilvaniei.

Cronostratigrafia magnetică

Sursa: Cohen & Gibbard 2011; Lisiecki & Raymo 2005; Pillans & Gibbard 2012

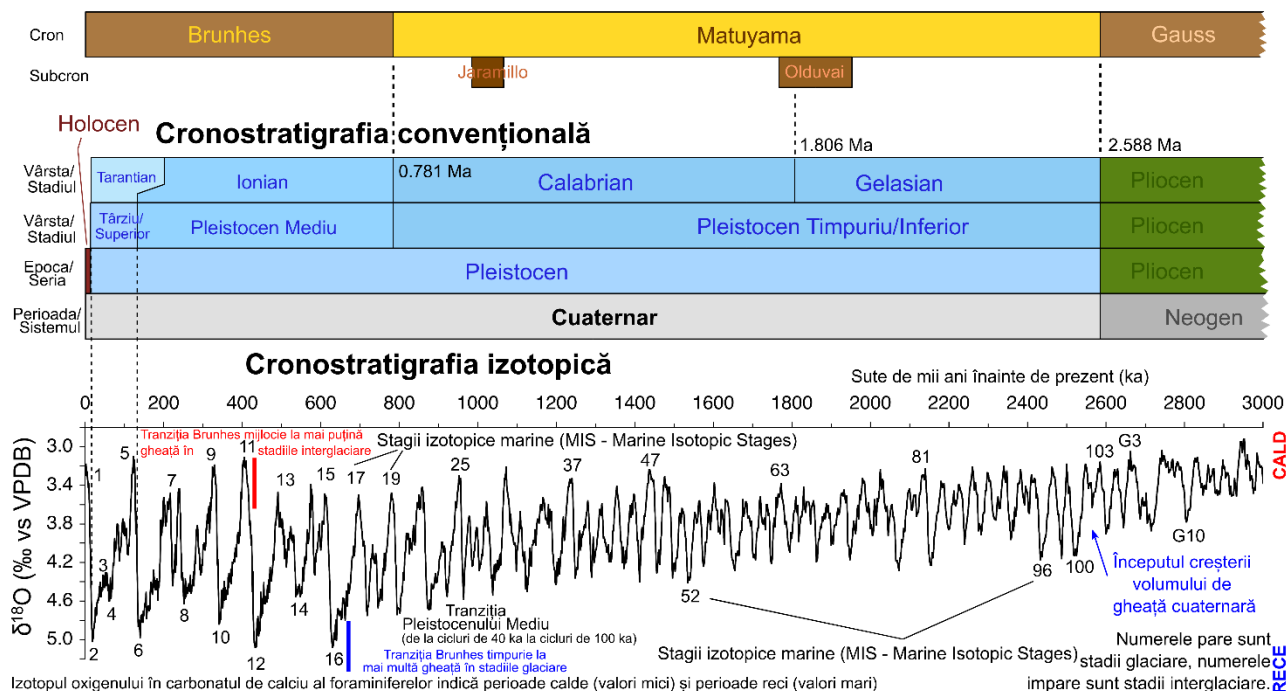


Figura 37. Cronostratigrafia Cuaternarului (<http://railsback.org/FQS/FQS.html>)

Pe parcursul Pleistocenului se realizează prin sedimentare activă și prin retragerea progresivă a celor două lacuri formarea celor două mari unități de câmpie (Câmpia Tisei și Câmpia Română). Concomitent cu formarea ca uscaturi se individualizează și actuala rețea de râuri, cursurile de apă care traversează unitățile de câmpie fiind din ce în ce mai noi în cursurile inferioare (scade numărul de terase).

O dată cu formarea ca uscat a Câmpiei Române se individualizează și cursul Dunării. Astfel la ieșirea Dunării din defileu această prezintă un număr de 9 terase, care se reduc la 7 la confluența cu Jiul, 5 la confluența cu Oltul, 3 la confluența cu Argeșul și 2 în Bărăgan. Astfel ultima porțiune de câmpie care s-a constituit ca uscat a fost Câmpia Siretului inferior unde se mai păstrează și un mic fragment lacustru lacul Măxineni.

În ultima parte a Pleistocenului și ulterior în Holocen se produce și sedimentarea activă în fostul golf al Mării Negre prin repetate transgresiuni și regresiuni marine determinate de mișcările eustatice. Astfel în Holocen se individualizează ca uscat și teritoriul actual al Deltei Dunării iar în ultimii 2000 de ani se închide și fostul golf al Mării Negre rezultând sistemul lagunar Razim-Sinoie.

2.6 Condițiile climatice din Cuaternar

Faza cuaternară începe cu faza Calabrianului marin și constă în schimbarea condițiilor climatice de ansamblu. Acest lucru presupune apariția unor secvențe de răcire a climei care s-au repetat pe parcursul Pleistocenului, datorită ciclurilor Milankovitch, controlate astronomic. Abia după tranziția Pleistocenului mediu de la cicluri de aproximativ 40 ka la cicluri de aproximativ 100 ka, a fost destul de rece îndeajuns de mult timp pentru formarea unor calote extinse (doar 14 din cele 41 de stadiale reci dinainte de 0,8 Ma

arată glaciații majore)²⁴. Cronologia Pleistocenului s-a stabilit pe baza analizei izotopice a sedimentelor marine sau a celor din gheața calotelor polare, cele mai intense glaciațiuni fiind asociate cu MIS 22, 16, 12, 10, 6, 4-2. În domeniul glaciatic alpin, similar celui Carpatic, cea mai clară perioadă studiată cu datări este cea a Ultimului Maxim Glaciatic²⁵ (Last Glacial Maximum - LGM). Glaciațiuni montane mai vechi de Pleistocenul Mediu sunt puțin probabil să fi lăsat urme, în Alpi calota fiind dezvoltată clar abia de la MIS22.

Ultimul maxim glaciatic din Alpi a durat de la aproximativ de la 30 până la 19 ka²⁶. Ghețarii s-au întins până la baza ambelor părți ale principalelor lanțuri alpine, formând lobi de piemont în nord și umplând amfiteatrele italiene la sud. Retragera ghețarilor de la întinderea lor maximă era în curs la 24 ka. Ghețarii au oscilat de la poziții stabile la poziții minore de re-avansare timp de câteva mii de ani, formând morene LGM. La nord și la sud de Alpi, diferitele stadiale nu pot fi încă egalate fără echivoc²⁷. Retragera ghețarilor de la baza munților a început la 19-18 ka. În timpul fazei timpurii lateglaciare a retragerii gheții, rămășițele ghețarilor de vale, cândva uriași, alimentând lobii ghețarilor piemontani, s-au topit generând lacurile extinse care s-au format în văile inferioare. Prima reînaintare a ghețarilor la nivel alpin a avut loc în timpul stadialului Gschnitz, la 17-16 ka, care a fost probabil un răspuns la răcirea la nivel european în timpul evenimentului Heinrich 1. Prin interstadiul Bølling/Allerød, o mare parte din Alpi erau fără gheață. Ghețarii au avansat în mod repetat la câțiva kilometri de pereții capului cercului, în timpul stadialului Egesen, ca răspuns la perioada rece Younger Dryas. Morenele stadiale Egesen, în unele locuri, mai multe seturi de morene, au fost construite în majoritatea văilor din Alpi. Datarea cu radionuclizi ¹⁰Be pentru morenele stadiale Egesen arată vârste cuprinse între 13,5 și 12 ka. Morenele situate într-o poziție intermediară între morenele Miciei Epoci de Gheață (care s-a terminat acum 200 de ani) și morenele Egesen s-au format la marginile ghețarilor care au avansat în timpul fazei de închidere a stadialului Egesen sau în timpul Holocenului timpuriu la 10,5 ka.

În Munții Carpați, în Munții Tatra²⁸ avansul maxim (LGM I) a avut loc în intervalul de timp între 25 și 20 ka și episodul ulterior (LGM II) când ghețarii au fost stabili, a avut loc pe la 18 ka. Temperatura medie anuală a fost mai scăzută cu 11-12°C în raport cu condițiile moderne, iar precipitațiile au fost de 40-50% din valoarea actuală. Avansările mai recente ale ghețarilor au avut loc probabil la aproximativ 17-16 ka (LG1) și la 15 ka (LG2). Ambele pot fi corelate cu Stadialul Groenlandez 2a (Dryas Vechi). Condițiile climatice modelate indică un climat rece și uscat, cu o temperatură mai mică cu 9-10 °C și precipitații cu 30-50% mai scăzute, decât cele din climatul actual. Interstadialul 2 din Glaciaticul Târziu este perioada în care se înregistrează subțierea rapidă a ghețarilor în partea superioară a bazinelor de captare între 15 și 13 ka. Episodul glaciatic LG3 este marcat de morene terminale bine formate, care s-au format la aproximativ 12,5 ka. Această răcire se corelează bine cu Younger Dryas (Stadialul Groenlandez 1), când temperatura în Munții Tatra a fost mai mică decât cea de astăzi cu aproximativ 6 °C și precipitațiile au fost de aproximativ 75% din valorile actuale.

Modelul glaciației alpine propus de **Penck și Brückner (1909/11)** este unul destul de generalizat și nu ar trebui transferat la Carpați, fără să se utilizeze datări. Acesta presupune lipsa unor dovezi de glaciațiuni mai vechi decât Günz (MIS 14-16), morenele acestei glaciațiuni fiind corelate cu terase fluviale și cu un depozit de pietrișuri fluviale de tip polimictic²⁹, probabil acumulat în mai multe perioade reci precedente.

²⁴ Ehlers Jürgen, Gibbard Philip, Hughes Philip (2011) Introduction. În: Jürgen Ehlers, Philip Gibbard și Philip Hughes (coord.), Quaternary Glaciations – Extent and chronology. A closer look, Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, 1-14. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00001-5>

²⁵ Ivy-Ochs S (2015) Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. Cuadernos de Investigación Geográfica, 41(2), 295-315. <https://doi.org/10.18172/cig.2750>

²⁶ Mii de ani, prescurtare de la kiloannum

²⁷ Acest lucru se întâmplă deoarece stadiile glaciare mai noi vor eroda formele de relief ale stadiilor mai vechi

²⁸ Makos M (2015) Deglaciation of the High Tatra Mountains. Cuadernos de Investigación Geográfica, 41(2), 317-335. <https://doi.org/10.18172/cig.2697>

²⁹ Depozit conținând un amestec de materiale de diverse vârste

Următoarele trei glaciațiuni: Mindel (MIS 8-10-12), Riss (MIS 6) și Würm (MIS 2-4), sunt bine păstrate în arealul extern montan sub formă de depozite de till³⁰, morene terminale, sedimente glacio-fluviale și alterare³¹.

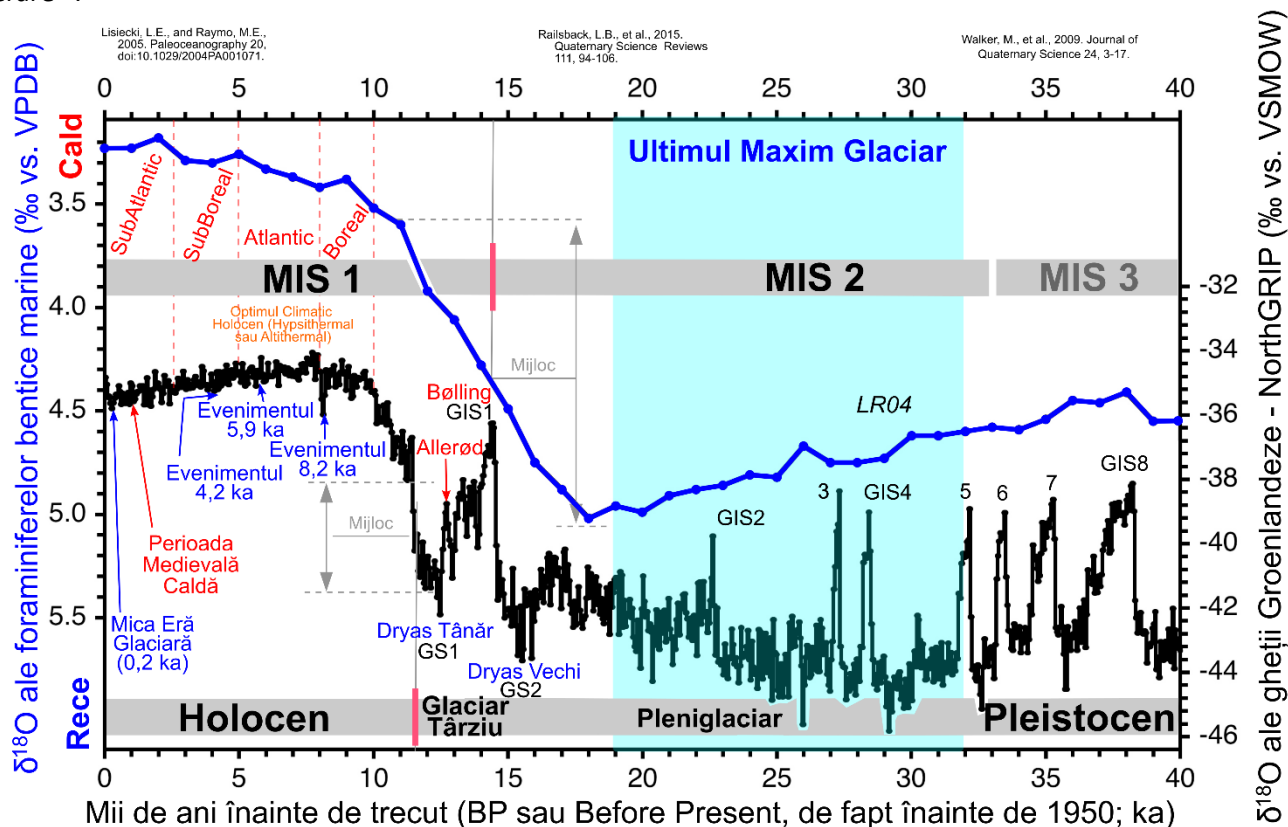


Figura 38. Cronologia Holocenului și a Glaciarului târziu

În literatura românească nu sunt dovezi concludente, și aici mă refer la datări pentru perioadele anterioare glaciației Würm, deși există morene destul de joase (950-1050 m în Rodna³²). Astfel, în lipsa datării și corelării cu depozitele de terase și cu sedimente din peșteri, este foarte complicat de corelat diversele opinii.

Perioada glaciara Würm este cea mai nouă și a cărei prezență se bazează pe cele mai concludente dovezi inclusiv sub aspectul cronologiei. Astfel această perioadă începe circa acum 115 000 ani în urmă și se încheie acum 11 700 / 14 500 ani. Pe parcursul perioadei climatul a alternat putându-se separa stadii glaciare și stadii interglaciare. Stadiile glaciare maxime, cele mai reci se află la finalul perioadelor și poartă numele de terminații. Pentru Würm, terminația I cuprinsă între 14 500 și 30 000 de ani BP corespunde cu LGM. În cadrul Würm au fost separate izotopic 5 stadii glaciare (MIS 2, 3b, 4, 5b, 5d) și 6 interglaciare (MIS 1, 3a, 3c, 5a, 5c, 5e)

³⁰ Depozit glaciara nesortat, depus în fața morenelor terminale, probabil și cu influențe glacio-fluviale

³¹ Van Husen Dirk (2011) Quaternary glaciations in Austria. În: Jürgen Ehlers, Philip Gibbard și Philip Hughes (coord.), Quaternary Glaciations – Extent and chronology. A closer look, Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, 15-28. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00002-7>

³² Urdea Petru, Onaca Alexandru, Ardelean Florina, Ardelean Mircea (2011) New Evidence on the Quaternary Glaciation in the Romanian Carpathians. În: Jürgen Ehlers, Philip Gibbard și Philip Hughes (coord.), Quaternary Glaciations – Extent and chronology. A closer look, Developments in Quaternary Science, vol. 15, Elsevier, 305-322. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00024-6>

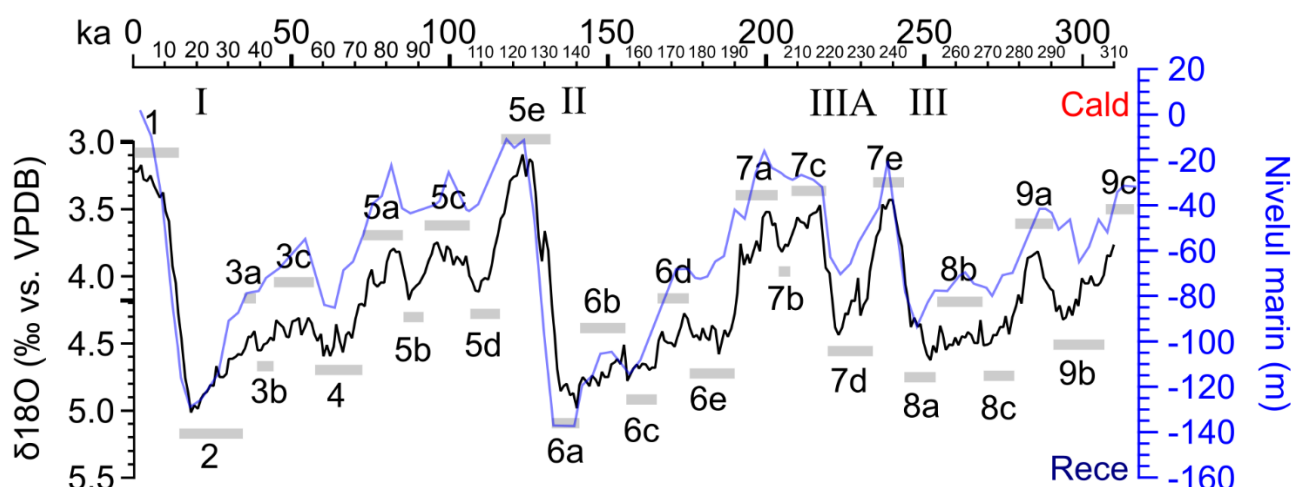


Figura 39. Variația izotopică și a nivelului marin în ultimii 300 ka (Lisiecki and Raymo, 2005; Railsback et al., 2015; Shakun et al., 2015).

Între MIS 1 și 5e, care sunt interstadiale clare, temperatura a scăzut cu variații până la maximul MIS 2. MIS 5a și 5c au fost interstadiale cu încălziri mai clare față de răcirile din stadiile 5b și 5d, față de perioada MIS 3, când diferențele dintre stadiile și interstadiile nu sunt foarte mari. În stadiile glaciare climatul sever a dus la formarea ghețarilor montani în toate masivele mai înalte din nordul Orientalilor și în toate grupele montane ale Meridionalilor. Majoritatea teritoriului românesc era ocupată de o vegetație de tundră iar în ariile foarte joase dominau formațiunile de stepă rece sau de taiga. Datorită blocării apei în stare solidă s-a realizat o scădere consistentă a nivelului Mării Negre cu până la 130 m sub nivelul actual astfel încât vechiul uscat Nord Dobrogean comunica cu Insula Șerpilor³³. Modelarea periglaciara a fost foarte intensă, în domeniul montan dezagregările fiind la fel de intense realizându-se mari trene de grohotișuri în timp ce la nivelul versanților s-au realizat mantii deluviale groase iar în baza versanților s-au format glaciuri. În perioadele interglaciare, ghețarii își micșorau volumul și se retrăgeau, în urma lor rămânând morene frontale.

În holocen (10 500 și actual) clima se încălzește începând cu postglaciara existând o serie de faze care au cunoscut variații termice și pluviometrice astfel încât se vorbește despre tardiglaciara, preboreal, boreal, atlantic și subatlantic. În aceste perioade în flora și vegetația României ca și în fauna s-au instalat au revenit sau au rămas diferite specii. Practic putem vorbi de alternanțe ale unui climat temperat mai umed și mai rece așa cum a fost perioada denumită mica glaciație din sec. 16-19 sau perioade mai calde și relativ aride așa cum este perioada actuală.

2.7 Mișcările neotectonice

Sunt mișcări epirogenetice relativ noi care au început de la finele Pliocenului (după consumarea ultimelor faze orogenetice) și care continuă și astăzi. Din acest motiv poartă și denumirea de mișcări neotectonice.

Mișcările neotectonice au avut și au un caracter compensator, dominant au fost însă mișcările pozitive care au determinat înălțări dar și regresii marine în unitățile de platformă. Au existat însă și perioade

³³ Marea Neagră era deconectată de la Mediterana și Oceanul Planetar în perioada scăderii nivelului marin – Strâmtoarea Bosfor are adâncimi între 13 și 110 m

sau arii cu manifestări ale mișcărilor negative ca în cazul depresiunilor tectonice sau ale ariilor de subsidență unde au fost însoțite de transgresiuni marine.

Mișcările neotectonice nu au avut un ritm constant existând și perioade în care valoarea era aproape de 0 sau chiar perioade cu mișcări negativă. Acestea sunt indicate de măsurători cu caracter geo-fizic care indică valori diferite pentru marile unități de relief. Dacă mișcările neotectonice din teritoriul Carpatic ar fi fost constant pozitive ar fi rezultat o înălțare de aproximativ 8000 până la 9000 de m ceea ce este imposibil. Cert rămâne faptul ca în domeniul Carpatic înălțările au prevalat ajungându-se la valori de câteva sute de metri eventual la câteva mii de metri în Făgăraș. La polul opus se situează blocurile tectonice de scufundare ca în cazul depresiunilor intramontane și submontane unde s-a realizat o sedimentare activă fapt dovedit prin grosimea foarte mare a sedimentelor.

Pe baza măsurătorilor GPS s-a constatat faptul ca mișcările epirogenetice se produc și în momentul de față. Astfel în unitatea de orogen Carpatic mișcările pozitive cu cea mai mare intensitate se produc în aria cristalină și cristalino-mezozoică din nordul Carpaților Orientali. Aici aceste mișcări ating între 4 și 5 mm pe an în timp ce cristalinul Meridionalilor se înalță cu 1 până la 2 mm pe an, iar cristalinul din Carpații Occidentali cu 1 mm pe an.

În aria flișului est Carpatic ca și în toți Carpații de Curbură înălțarea atinge între 1 și 2 mm pe an. În teritoriile de platformă extracarpatică mișcările au însă un caracter compensatoriu. Mișcări pozitive se înregistrează în Podișul Moldovei îndeosebi în jumătatea de nord respectiv între 2 și 4 mm pe an și între 1 și 2 mm pe an în jumătatea de Sud. Compartimentul cu cea mai pronunțată ridicare este Câmpia colinară a Jijiei cu 5 mm pe an.

Dintre unitățile de platformă înălțarea cea mai pronunțată în platforma Dobrogei de Sud unde se ating între 4 și 5 mm pe an în timp ce în Dobrogea Centrală înălțările sunt mai slabe în jur de 2 mm pe an. În sudul Câmpiei Române înălțările ating în jur de 2 mm pe an dar între aria de înălțare și orogenul Carpatic se interpune și o arie cu mișcări negative cu valori semnificative în sectoarele de subsidență ale Câmpiei Române.

În partea de Vest a României mișcările pozitive se remarcă în bordura deluroasă dar cu valori de regulă reduse în timp ce în Câmpia Tisei se constată mișcări foarte slab pronunțate de înălțare în sectoarele piemontane și în câmpiile de tranziție dar s-au identificat și mișcări negative în sectoarele de subsidență îndeosebi în Câmpia Someșului, Crișului și Timișului.

În Depresiunea Transilvaniei sensul mișcărilor a fost bivalent astfel încât astăzi se înregistrează ușoare mișcări de înălțare a unor compartimente dar cu valori reduse existând și sectoare de stagnare. Sensul și intensitatea mișcărilor neotectonice determină o anumită specificitate a proceselor geomorfologice. În sectoarele marcate de înălțări domina procesele de denudare, de eroziune și de transport a materialelor din ariile înalte spre cele joase în timp ce în sectoarele de subsidență sau fără mișcări de înălțare caracteristice sunt procesele de acumulare, respectiv de sedimentare activă în luncile râurilor și de colmatare nivelului bazinelor.

Referințe bibliografice

Bell EA, Boehnke P, Harrison MT, Mao WL (2015) Potentially biogenic carbon preserved in a 4.1 billion-year-old zircon. PNAS 112(47):14518-14521

Butterfield NJ (2000) *Bangiomorpha pubescens* n. gen., n. sp.: implications for the evolution of sex, multicellularity, and the Mesoproterozoic/ Neoproterozoic radiation of eukaryotes. Paleobiology 26(3):386-404

Donnadieu Y, Godd  ris Y, Le Hir G (2014) Neoproterozoic atmospheres and glaciation.   n: Holland HD, Turekian KK (eds) Treatise on geochemistry, vol 6, 2nd edn. Elsevier, Oxford, pp 217–229.

Timothy M. Gibson, Patrick M. Shih, Vivien M. Cumming, Woodward W. Fischer, Peter W. Crockford, Malcolm S.W. Hodgskiss, Sarah W  rndle, Robert A. Creaser, Robert H. Rainbird, Thomas M. Skulski, Galen

P. Halverson (2017) Precise age of Bangiomorpha pubescens dates the origin of eukaryotic photosynthesis. *Geology* 46 (2): 135–138. doi: <https://doi.org/10.1130/G39829.1>

Humphreys-Williams, E.R. and Zahirovic, S., 2021. Carbonatites and global tectonics. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 17(5):339-344, <https://doi.org/10.2138/gselements.17.5.339>

Molnar P (2015) Plate tectonics. A very short introduction. Oxford

Wilde SA, Valley JW, Peck WH, Grahams CM (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* 409:175-178

3. Morfostructura și cadrul tectono-structural al României

3.1. Tipuri de structuri geologice întâlnite în România

Fiecare tip de mișcare a scoarței terestre presupune formarea unor anumite structuri geologice. Structură geologică redă modul de origine a straturilor geologice în scoarța terestră și modul lor de dispunere.

Structurile cutate

Mișcările orogenetice, care presupun cutare și înălțare, contribuie la formarea structurilor cutate. Aceste structuri cutate sunt specifice tuturor ariilor de orogen și cuprind mai multe tipuri de cuto.

Cele mai simple cuto sunt cele normale, care presupun o succesiune simetrică de cuto în care se pot deosebi porțiuni cu straturile înălțate, cunoscute sub denumirea de anticlinale sau porțiuni cu straturile coborâte, sinclinale. Acest tip de structuri se regăsește în toate ariile de orogen, acolo unde pe linia unor anticlinale se identifică culmi montane, iar pe linia sinclinalelor se regăsesc văile (de exemplu: Obcinile Bucovinei).

Pe lângă cutole normale pot să apară și cuto redresate sau cuto răsturnate. De regulă, în aceste situații se identifică asimetrii de relief. De asemenea, se întâlnesc chiar inversiuni de relief acolo unde sinclinalele sunt puternic înălțate, iar anticlinalele mult coborâte tectonic (de exemplu: Rarău, Ceahlău).

Structurile cutate formate în diferite cicluri orogenetice presupun și ample translări de roci, împinse unele peste altele, astfel încât formațiuni mai vechi acoperă formațiuni mai noi. Asemenea fenomene tectonice poartă denumirea de “șariaje”, care îmbracă forma unor “pânze de șariaj” sau a unor petice de acoperire. În teritoriul Carpat, în cea mai mare parte discutăm despre prezența unor sisteme în pânză de șariaj. Producerea acestor șariaje presupune și forte tectonice foarte mari, motiv pentru care se realizează și metamorfoza unor roci, mai ales în cazul rocilor vechi prealpine, care ulterior au fost recutate și înălțate în fazele ciclului alpin.

Structurile faliat³⁴

Structurile faliat se regăsesc atât în ariile de orogen, cât și în cele de platformă. În ariile de orogen se regăsesc structuri de tip horst-graben. De exemplu: în Apuseni, masivul Vestic funcționează ca un horst, iar depresiunile ca grabene. În unitățile extracarpate sisteme horst-graben întâlnim în Dobrogea de Nord, unde Munții Măcinului constituie un horst, iar Delta Dunării și Lunca Dunării un graben.

În unitățile de platformă pot exista structuri faliat, unde anumite unități de podiș sunt înălțate, iar alte compartimente sunt coborâte.

Structură monoclinală și tabulară

Acestea sunt caracteristice doar unităților extracarpate, respectiv unităților de platformă. În cazul structurilor monoclinale straturile geologice sedimentare sunt ușor inclinate, eventual cvasiorizontale. În aceste situații iau naștere mari asimetrii de relief, respectiv relieful de cuto. Aceste structuri sunt caracteristice unităților de podiș (Podișul Moldovei fiind cel mai reprezentativ).

Structură în domuri

Se prezintă sub forma unor straturi orizontale sau aproape orizontale, care din loc în loc prezintă mici bombări, numite “domuri”. În România, structură în domuri este caracteristică Podișul Transilvaniei, unde este legată de tectonica sării.

³⁴ Modele de hârtie care pot ajuta la înțelegerea structurilor faliat se pot regăsi la <https://www.fault-analysis-group.ucd.ie/>

Structură în cute diapire

Sunt caracteristice unor formațiuni sedimentare în care straturile sunt deformat, puternic redresate, datorită prezentei unor "sâmburi de sare". Structurile în cute diapire sunt caracteristice unităților de podiș (Pod. Transilvaniei), dar aceste deformări de straturi pot afecta și unele depozite sedimentare larg cutate, așa cum este cazul depozitelor cu sare de vârstă badeniană din Subcarpați.

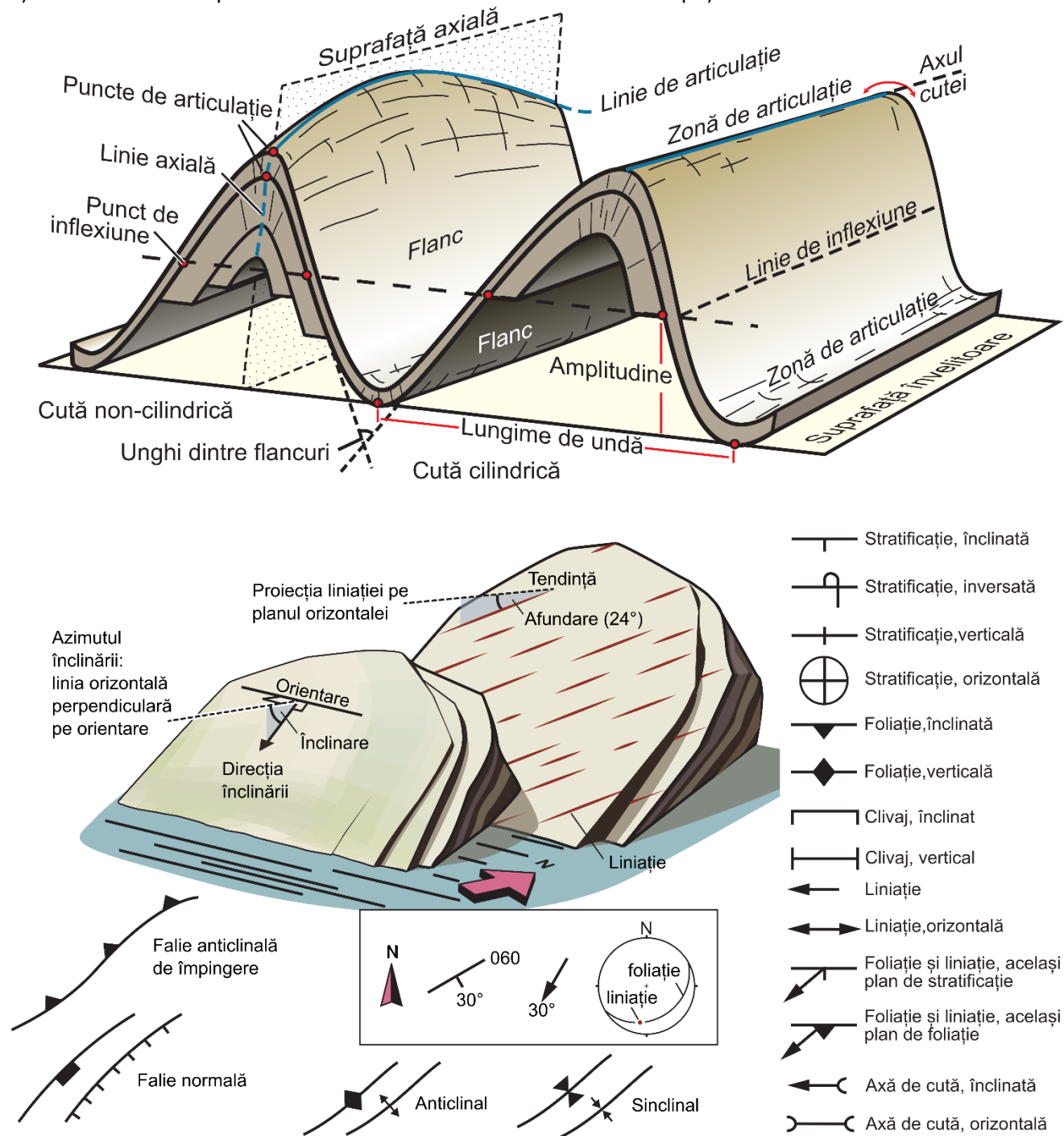
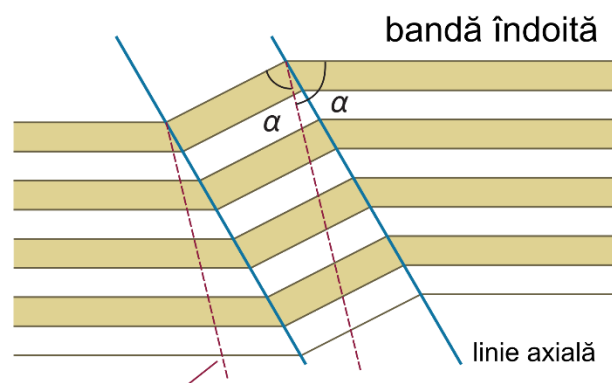
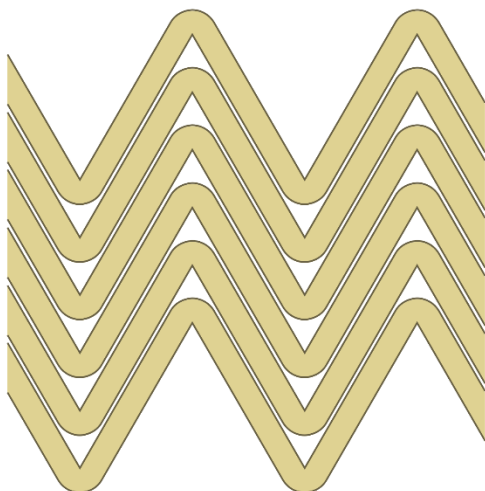


Figura 40. Măsurătorile geologice ale straturilor și geometria cutelor (Fossen, 2020)

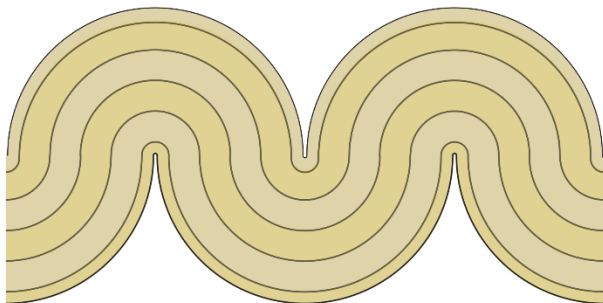
Structură tabulară



cute chevron



cute concentrice



linie axială

cute cutie (conjugate)

linie axială

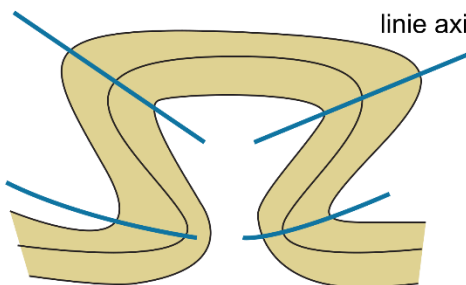
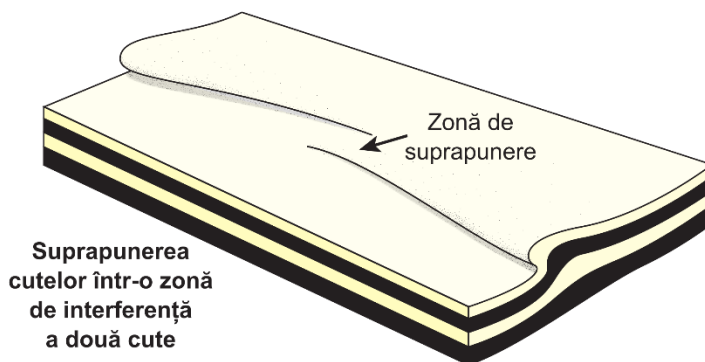
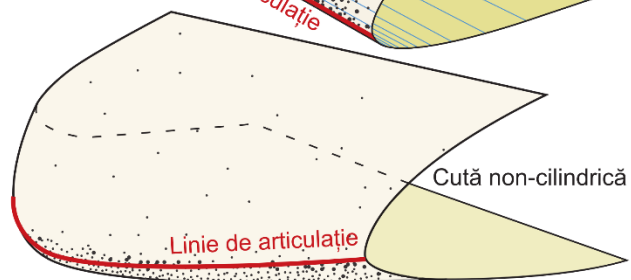
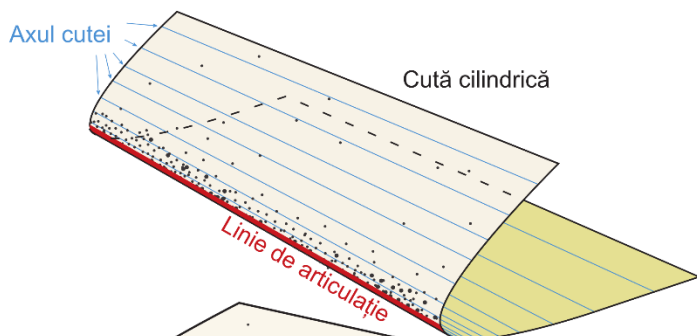
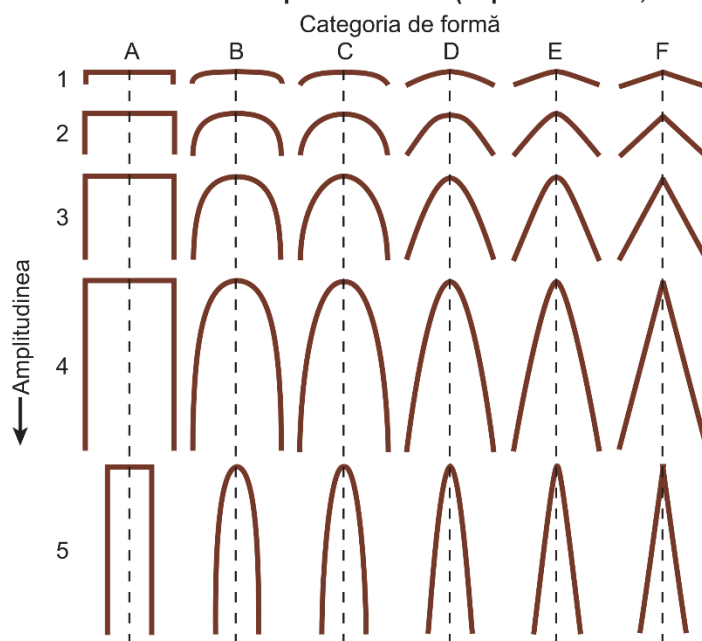


Figura 41. Tipurile de cute după geometrie (Fossen, 2020)

Clasificarea cutelor pe baza formei (după Hudleston, 1973)



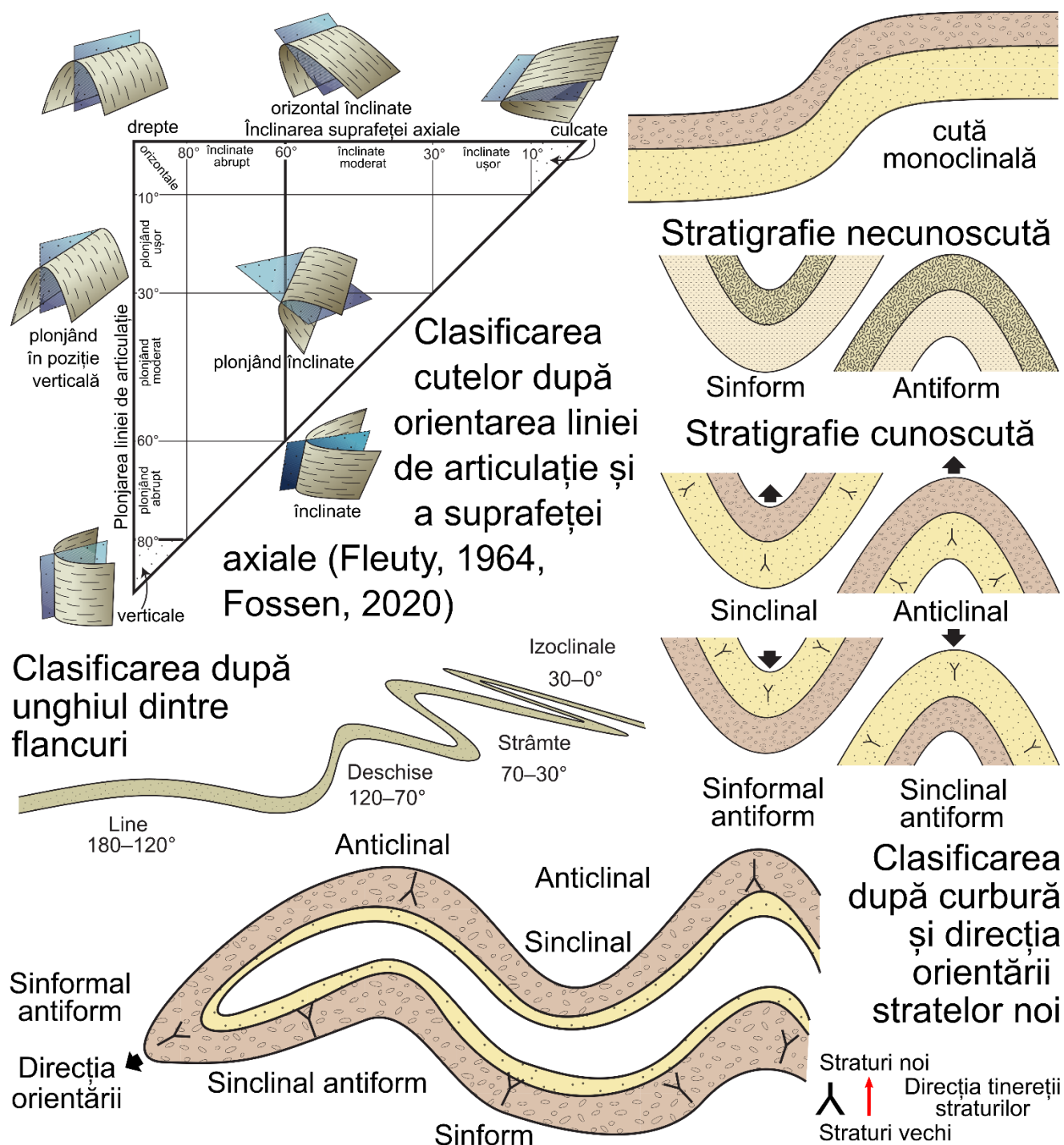


Figura 42. Clasificarea cuturilor (Fossen, 2020)

Straturile geologice de origine sedimentară sunt perfect orizontale. Sunt cele mai tipice în unitățile de câmpie (ex: Câmpia Română). Pe arii mai restrânse se regăsesc și în cazul unor depresiuni intramontane, unde aceste depozite s-au acumulat într-un mediu lacustru.

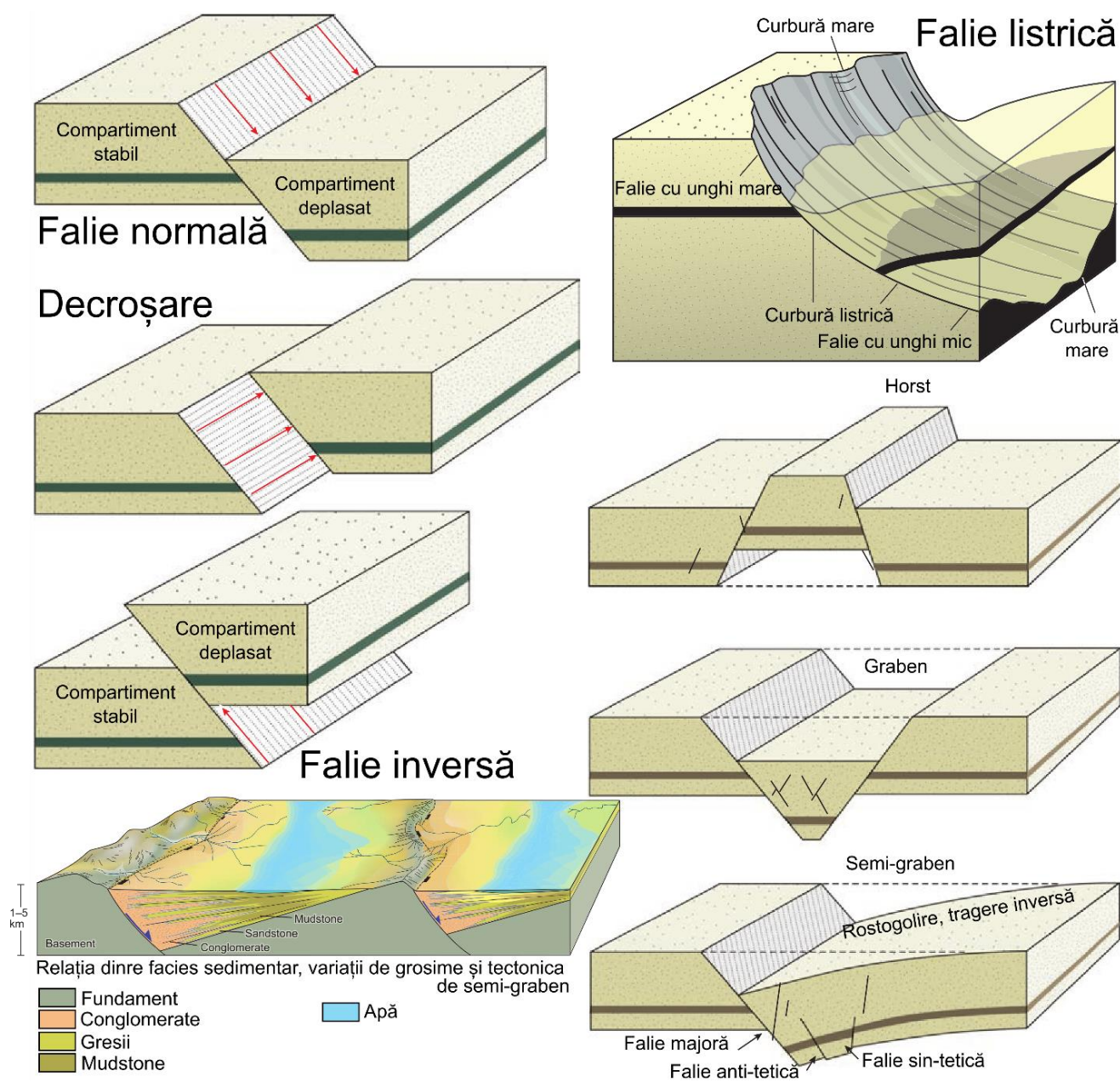
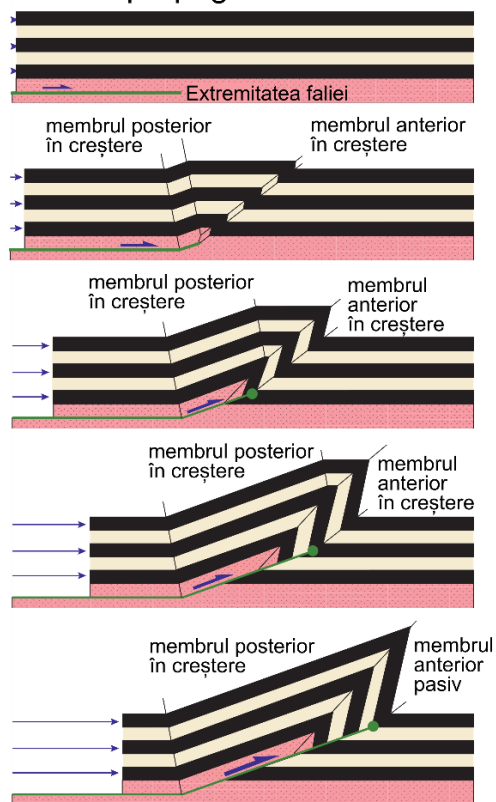
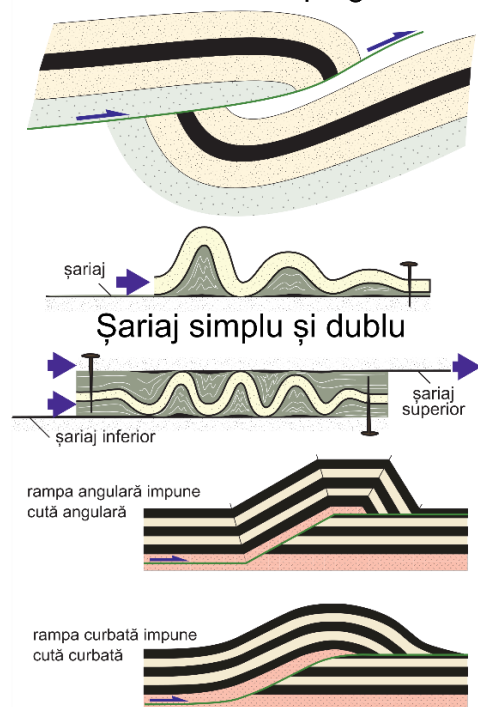


Figura 43. Tipurile de falii și tectonica zonelor faliat (Fossen, 2020)

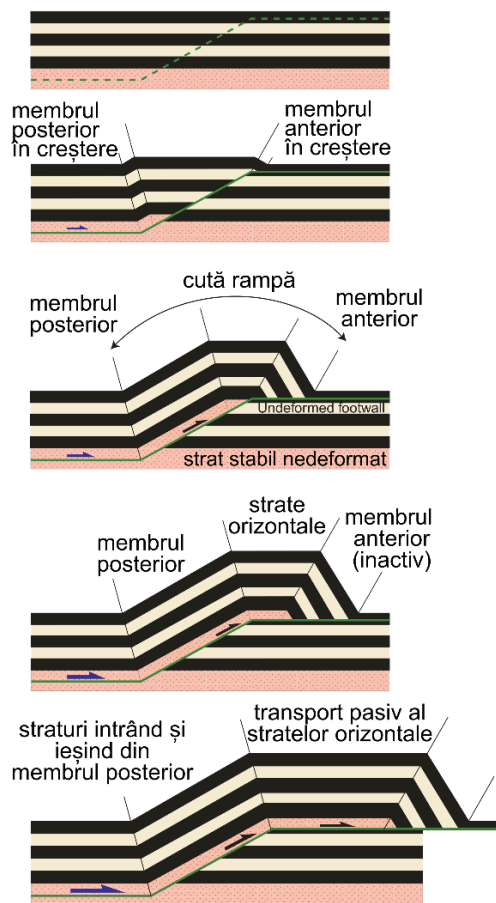
Etapele de formare a cutelor de propagare a faliilor



Deformarea capetelor la contactul cu falia inversă în tectonica de împingere



Etapele de formare a cutelor de falii îndoite



Deformarea pânzelor de șariaj

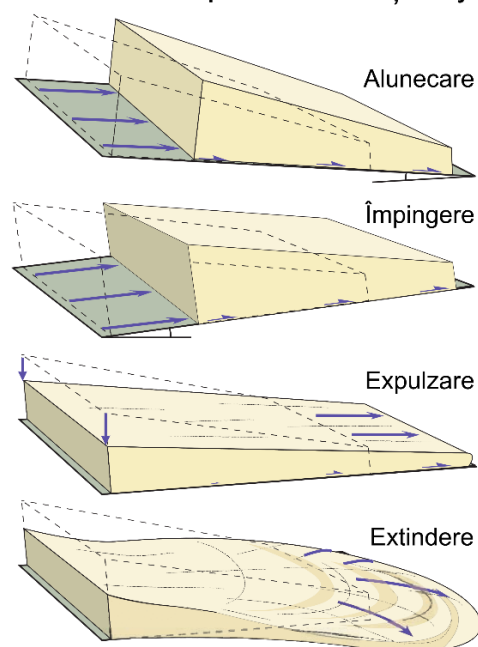
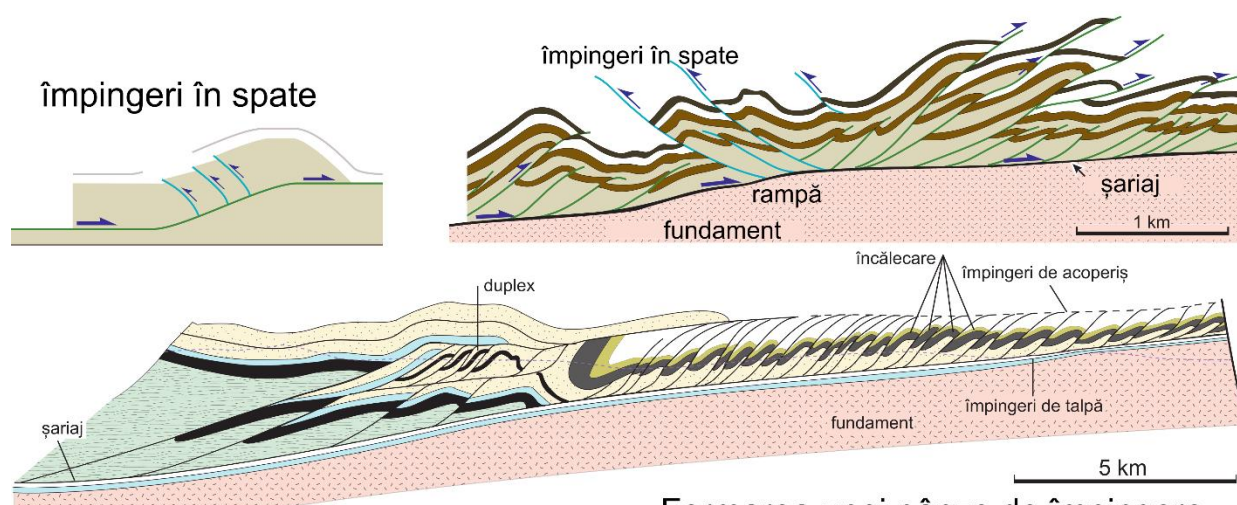
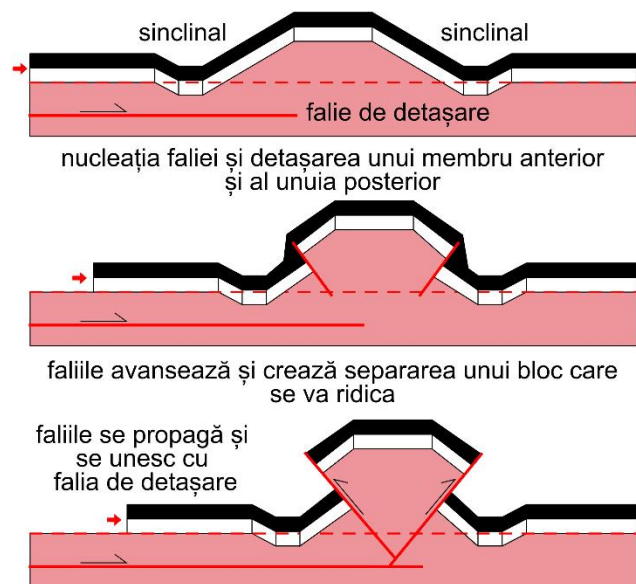
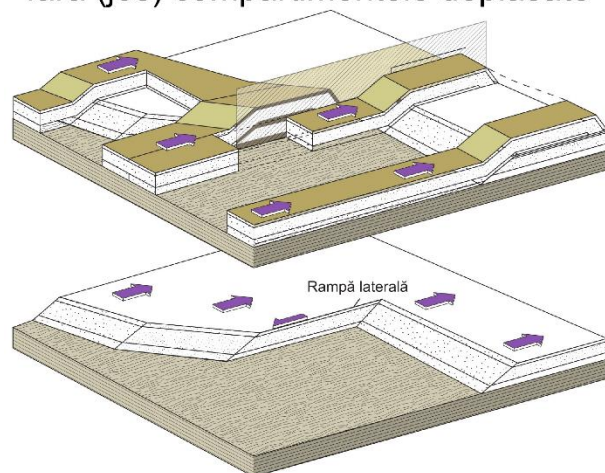


Figura 44. Tipuri de cute 1 (Fossen, 2020)



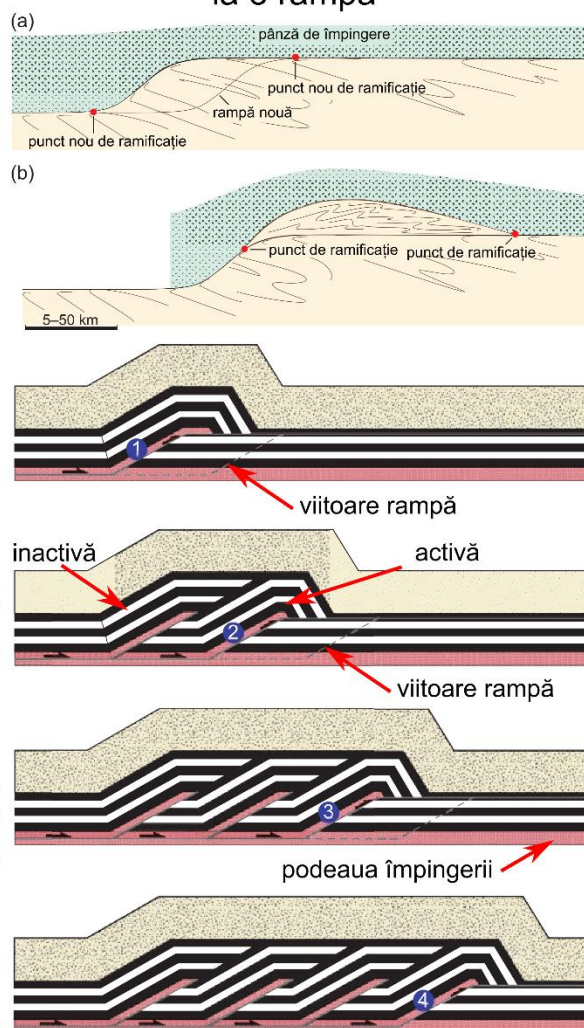
Rampe de împingere, cu (sus) și fără (jos) compartimentele deplasate



Formarea cutelor de detaşare

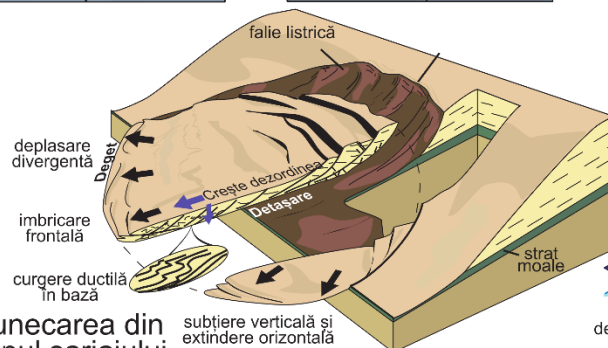
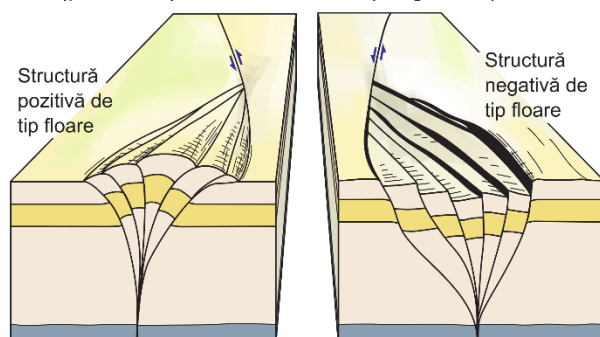
Figura 45. Tipuri de cute 2 (Fossen, 2020)

Formarea unei pânze de împingere la o rampă



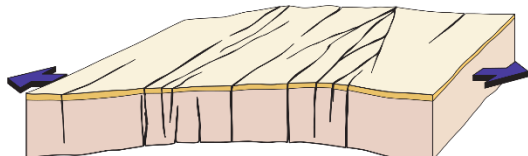
Dezvoltarea duplexurilor, către dreapta
fenomen numit încălecare în secvență
sau propagare

Structuri de tip floare la îndoiri reținute (pozitivă) sau eliberate (negativă)

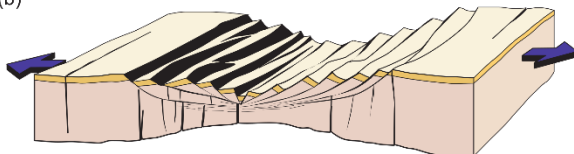


Alunecarea din timpul șariajului creează structuri extensionale la mijloc și în spate, dar contracționale în față

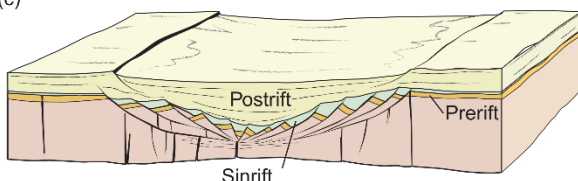
(a)



(b)



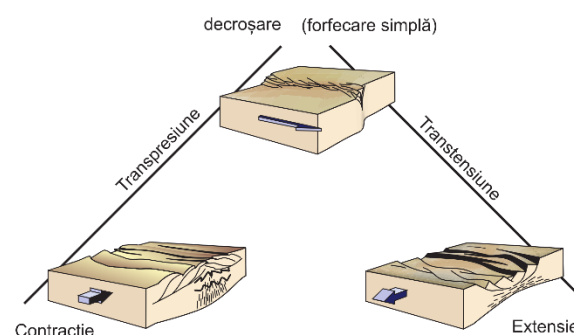
(c)



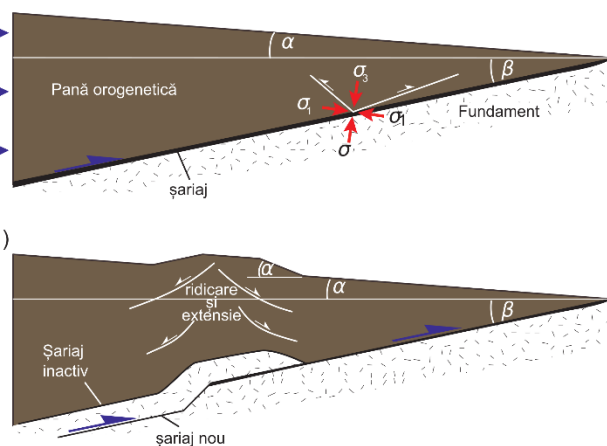
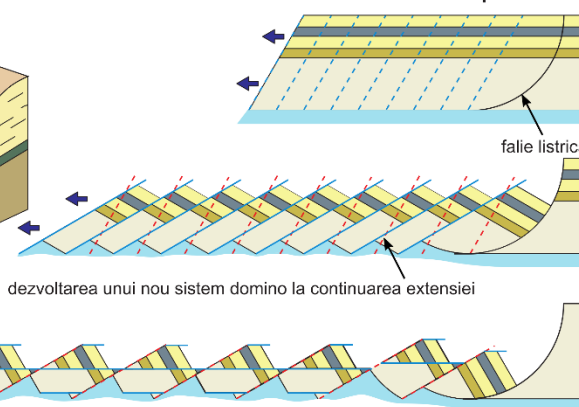
Stadiile de formare a rifturilor: a) incipient, de fracturare, b) extensie cu formare de complexe domino, c) subsidență și sedimentare

Figura 46. Tectonica de scară largă (Fossen, 2020)

Tipuri de contacte în funcție de geometria stresului tectonic



Dezvoltarea sistemelor de falie tip domino



Formarea penelor orogenice este dependentă de înclinarea șariajului, încorporarea fundamentului prin șariaj (subplacaj tectonic) generând ridicare și instabilitate și de aici subțiere și apariția faliilor normale

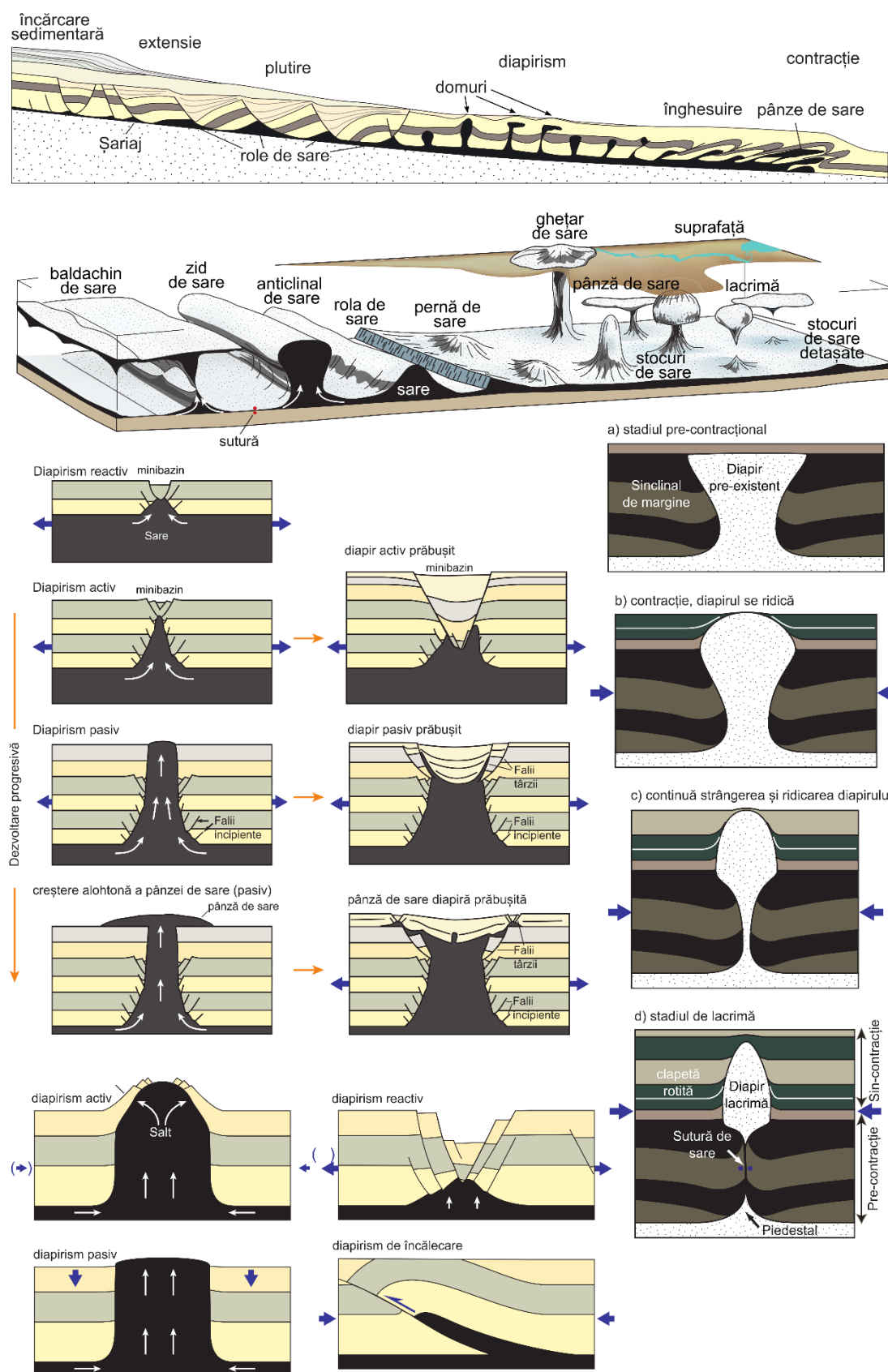


Figura 47. Tectonica sării (Fossen, 2020)

3.2. Unitățile morfostructurale majore ale României

SCOP: cunoașterea și înțelegerea raporturilor dintre evoluția tectonică, constituția structurală și litologică și morfogeneza reliefului major.

OBIECTIVE OPERAȚIONALE:

- Însușirea noțiunilor de evoluție tectonică în general
- Cunoașterea tectonicii României
- Cunoașterea structurii României
- Cunoașterea litologiei suprafeței României
- Relaționarea evoluției tectonice a României cu morfogeneza reliefului României;
- Asocierea tectonicii și structurii cu morfologia teritoriului României
- Asocierea formelor de relief majore cu principalele unități tectonice

Unitatea morfostructurală este o entitate geologică, individualizată morfologic, ca urmare a evoluției paleogeografice a unui teritoriu. Individualitatea sa geologică este dată de evoluția paleogeografică, litologie, structură și regim tectonic asemănător. Individualitatea morfologică este dată de morfometrie, geneză și evoluție. Corespondența unitatea tectonică – unitate morfostructurală este evidentă mai ales la nivelul unităților tectonice majore, cu dinamică recentă (bazine tectonice, horsturi), și mai puțin la nivelul unor unități minore, de vârstă veche (terane înglobate în pânze de soclu). Cu toate acestea, asocierea dintre structură, litologie și tectonică este fundamentală pentru înțelegerea morfologiei actuale, dar și a celei viitoare a formelor de relief, fie ele majore sau minore.

Evoluția geotectonică a unui teritoriu este caracterizată de ere (cicluri) geotectonice și faze geotectonice.

Faza tectogenetică reprezintă deformările produse de forțe de compresune ce determină scurtarea crustei (oceanică sau continentală) (Săndulescu, 1984).

Orogeneza grupează totalitatea proceselor care conduc la formarea unei catene cutate, desfășurându-se pe perioada unei ere (ciclu) geotectonice.

Cel două procese principale ale orogenezei sunt tectogenezele și morfogenezele.

Tectogeneza constituie totalitatea proceselor care duc la formarea structurilor unei catene cutate (catenă orogenetică).

Morfogeneza constituie totalitatea proceselor care duc la formarea reliefului unei catene cutate.

Elementele geotectonice majore ale scoarței terestre sunt zonele oceanice și zonele continentale.

Zonele oceanice se reciclează permanent prin riftogeneză și subducție, la ora actuală cea mai veche scoarță oceanică având ~150 milioane de ani (spre exemplu în zonele marginale ale Oceanului Atlantic).

Zonele continentale, foarte dense, sunt foarte vechi (3.8 miliarde de ani) și stabile, ca volum în ultimii 2.6 miliarde de ani crescând cu 10-15%.

De-a lungul evoluției paleogeografice, modul de poziționare și altitudinea zonelor continentale s-a schimbat, pe fondul, deschiderii și închiderii bazinelor oceanice și a formării și eroziunii zonelor montane.

Nivelul marin variază continuu, datorită schimbării topografiei, prin schimbarea volumului oceanelor și a bilanțului hidrosferei, volumul de apă la nivel planetar rămânând relativ stabil.

Din punct de vedere geodinamic continentele prezintă arii mobile (geosinclinale) și stabile (cratoane).

Structural continentele conțin regiuni cutate (orogene), scuturi (soclu cutat) și platforme (soclu cutat acoperit de cuverturi sedimentare).

Zonele de orogen presupun înglobarea unui nucleu mai vechi (terane), flișuri (depozite marine ritmice arenitice și siltice, depuse pe fondul mobilității ciclice a ariei sursă în bazinul de geosinclinal) și molase (depozite marine, salmastre, lacustre sau fluvio-lacustre ritmice grezoase); flișul precede molasa, ambele putând fi pre sau post-tectogenetice.

Orogenul rezultă prin tectonizarea depozitelor depuse într-un geosinclinal (bazin marin), deschis prin riftogenează și închis prin subducție, consumul complet sau parțial generând șărierea depozitelor cutate peste soclu (pânze de soclu) sau vorland (pânze de cuvertură).

În urma evoluției paleogeografice și pe baza structurilor geologice rezultate pe teritoriul românesc Săndulescu (1984) propune structurarea unităților geotectonice majore la nivelul României în:

- A. Regiuni orogenice alpine:
 - a) Orogenul Carpatic;
 - b) Orogenul Nord-Dobrogean;
- B. Cratoane (Platforme) prealpine:
 - a) Platforma veche precambriană;
 - b) Platforma tânără paleozoică.

Translând principalele unități geotectonice la nivelul României la nivelul reliefului, se pot distinge următoarele unități morfostructurale (Bojoi, 1999):

- A. Unități de orogen:
 - a) Orogenul Carpatic;
 - b) Masivul Nord-Dobrogean;
- B. Unități de platformă:
 - a) Platforma veche precambriană;
 - b) Platforma tânără paleozoică.

Astfel geotectonic și morfostructural putem discuta de două entități diferite:

- zona de orogen: cuprinde unități de relief cu structură cutată (unități montane, unele podișuri de orogen cu structură cutată - Podișul Mehedinți, unele ansambluri deluroase – Jugul Intracarpatic, unele dealuri din Dealurile de Vest). Legat de zona de orogen se dispun două entități care genetic aparțin orogenului, dar funcțional aparțin zonei de platformă: Depresiunea Colinara a Transilvaniei și Dealurile de Vest cu Câmpia Tisei);
- zona de platformă: este constituită din două elemente definitorii, soclul (fundamentul) și cuvertura sedimentară; soclul reprezintă o veche arie de orogen nivelată, care îmbracă forma unei peneplene. De regula, soclul este constituit din roci foarte vechi, metamorfozate, respectiv din șisturi cristaline cu intruziuni granitice. Soclul este rigid și este situat la diferite adâncimi fiind acoperit de formațiuni mai noi. Cuvertura sedimentară este formată numai din roci sedimentare depuse în mai multe cicluri de sedimentare. Sunt trei mari cicluri de sedimentare, dar pentru relieful actual prezintă importanță doar ultimul ciclu de sedimentare, cu roci pe care astăzi le găsim la zi (roci de vârstă neozoică).

Teritoriul românesc aparține în proporție de 65% zonei de orogen și în proporție de 35% zonei de platformă.

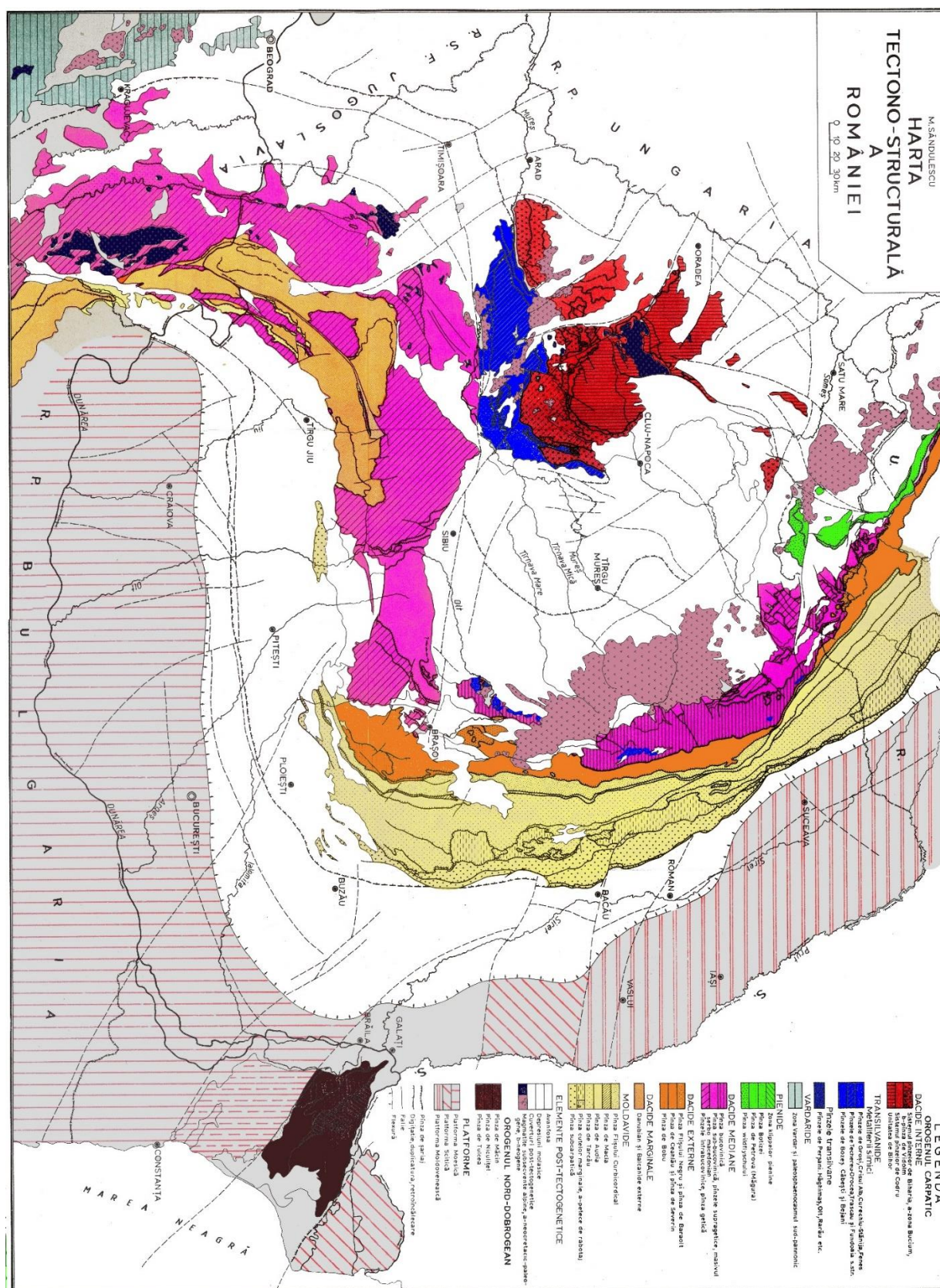


Figura 48. Harta tectono-structurală a României (Săndulescu, 1984)

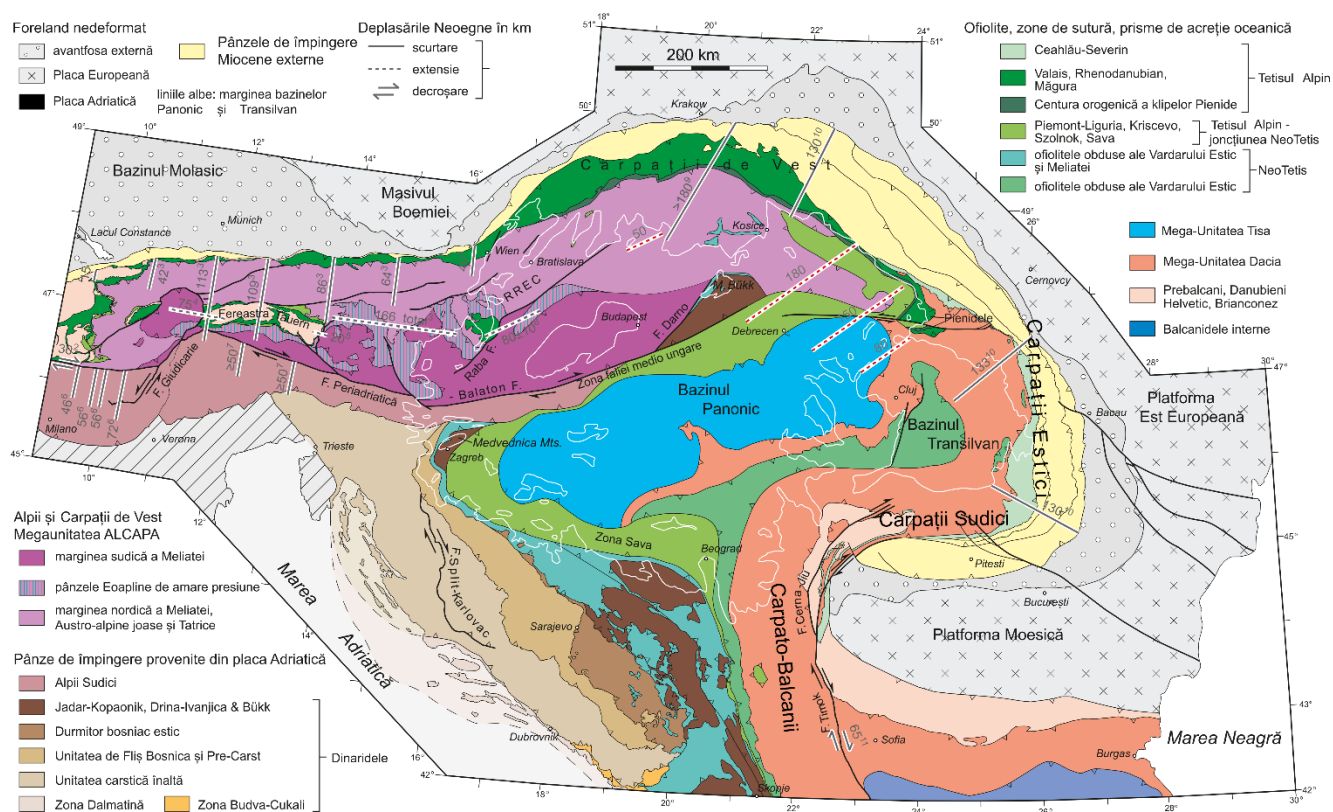


Figura 49. Harta geotectonică a Alpilor, Dinaricilor și Carpaților (Schmidt și al., 2008)

Ofiolite, suturi**Tetisul Alpin**

- Ceahlău-Severin
- Valais, Rhenodanubian, Magura
- Centura orogenică a klipelor Pienide

Neotetis

- ofiolite obduse ale Vardarului vestic
- ofiolite obduse ale Vardarului estic

Tetisul Alpin - joncțiunea Neotetis

- Piemont-Liguria, Krisevo, Szolnok, Sava

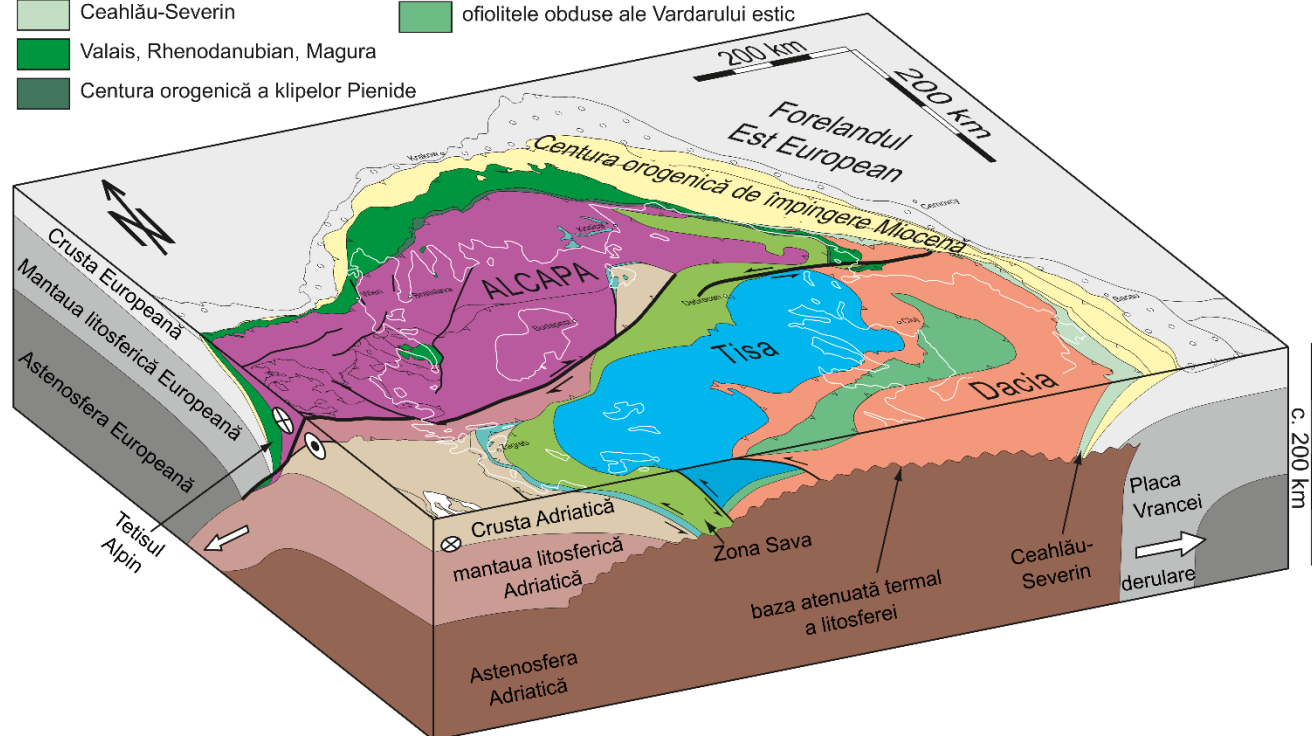


Figura 50. Blocdiagrama geotectonică a Alpilor, Dinaricilor și Carpaților (Schmidt et al., 2008)

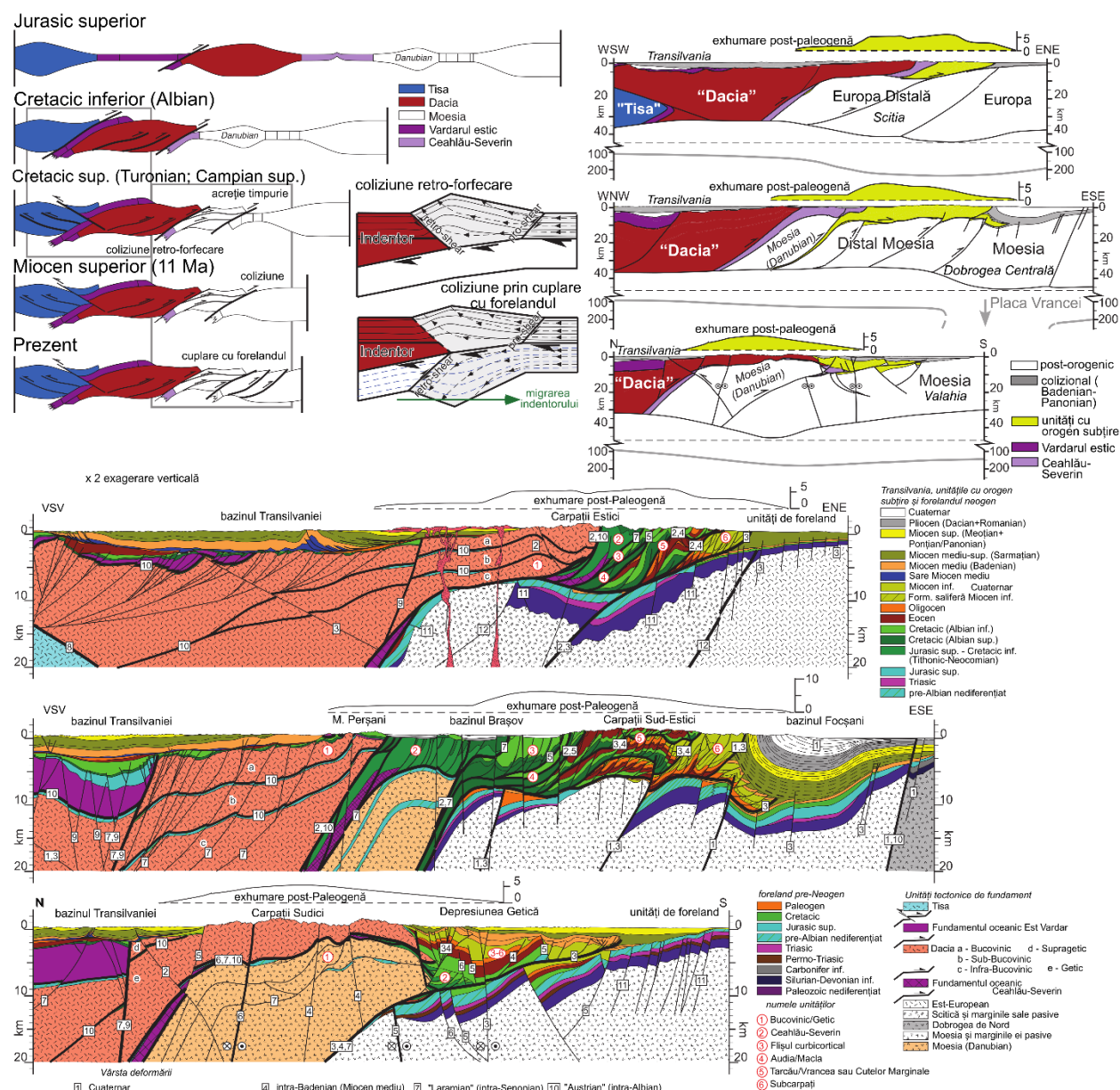


Figura 51. Evoluția Carpaților Sud-Estici (sus) și secțiuni prin orogenul Carpatic (Mațenco și al., 2010)

3.2.1. Zona de Orogen

Zona de orogen – cuprinde unități de relief cu structură cutată (unități montane, unele podișuri de orogen cu structură cutată - Podișul Mehedinți, unele ansambluri deluroase – Jugul Intracarpatic, unele dealuri din Dealurile de Vest). Legat de zona de orogen se dispun două entități care genetic aparțin orogenului, dar funcțional aparțin zonei de platformă: Depresiunea Colinară a Transilvaniei și Dealurile de Vest cu Câmpia Tisei).

Zona de orogen s-a realizat în ciclul orogenetic alpin, pe parcursul unor faze orogenetice care s-au derulat din a doua parte a Cretacicului până la începutul Cuaternarului. Aceste faze au fost:

- fazele austriacă și iaramică din Cretacic;
- fazele saviacă, stirică, moldavică, atică și rodanică din Paleogen și Neogen;
- faza valahă, începutul Cuaternarului.

În cazul zonei de orogen funcționează mai multe unități morfostructurale. Unitatea morfostructurală reprezintă o mare unitate de relief cu o anumită morfologie (aspect) și care are la baza un anumit tip de structură geologică și anumite tipuri genetice de roci.

În cadrul zonei de orogen putem vorbi de existența următoarelor mari unități morfostructurale:

- A. Unitatea de orogen Carpatic
- B. Unitatea pericarpatică
- C. Unitatea Depresiunii Colinare a Transilvaniei
- D. Unitatea Dealurilor de Vest și a Câmpiei Tisei

Primele două sunt unități propriu-zise de orogen (sunt cutate), iar ultimele două sunt unități de orogen prin geneză, dar funcționează ca unități de platformă.

A. Unitatea de orogen Carpatic

Se suprapune ca relief Munților Carpați înglobând însă și unele unități de podiș cu structură de orogen, așa cum este Podișul Mehedinți. În plus, se adaugă Jugul Intracarpatic. În cazul acestei unități discutăm despre dominanta structurilor cutate apoi de prezenta pânzelor de șariaj și de prezenta tuturor celor trei mari categorii de roci. În funcție de timpul și modul de formare, în cadrul acestei mari unități morfostructurale se deosebesc mai multe arii sau zone morfostructurale :

- a). Aria morfostructurală cristalină și cristalino-mezozoică
- b). Aria morfostructurală a flișului Carpatic
- c). Aria vulcanitelor neogene
- d). Aria vulcano-sedimentara
- e). Aria depresiunilor intramontane

a). Aria cristalină și cristalino-mezozoică

Constituie nucleul Carpaților fiind întâlnită de regulă în partea centrală a Carpaților. Este constituită din roci foarte vechi, respectiv din roci metamorfice (șisturi cristaline), epi- și mezometamorfice. Aceste roci prezintă o structură cutată și frecvent în pânze de șariaj. Este prezentă în Carpații Orientali (de la granița de N până la Valea Superioară a Troțului); la periferia estică a acestei zone se dispune zona cristalino-mezozoică constituită din șisturi cristaline în baza, peste care se succed roci mezozoice de vârstă mezozoică. Dintre rocile dominante amintim dolomitele și calcarele. Această zonă este caracteristică Munților Rarăului și Hășmașului. Structură geologică este tot una cutată și în pânze de șariaj (pânze bucovinice și transilvane), dar structură geologică nu este una normală, ci avem de-a face cu prezenta unor sinclinale suspendate (înălțate). Este vorba de prezenta unor mari inversiuni de relief.

În Meridionali zona cristalină ocupa cea mai mare parte a teritoriului, începând din grupa Făgărașului, Parâng și Retezat-Godeanu. această arie este formată tot din șisturi cristaline cu intruziuni granitice, deci roci cutate și metamorfozate cu o structură tot în pânze de șariaj. Aici funcționează două entități: autohtonul danubian peste care urmează pânza getică. Zona cristalino-mezozoică se rezumă la un areal mai restrâns, respectiv în partea terminal sudică, de regulă la Vest de Olt, din Munții Coziei, prin Munții Capățanii și Vulcanului până în Munții Cernei și Mehedinți.

Zona cristalină se dezvoltă și pe flancul nordic, dar numai în partea estică îndeosebi la marginea Munților Șureanu. Alcătuirea litologică și tipul de structură sunt asemănătoare cu zona cu același nume din Orientali.

Din grupa Bucegilor, care aparțin Orientalilor sub aspect tectono-structural, Masivul Leaota este un masiv cristalin, iar Masivul Piatra Craiului reprezintă un masiv calcaros care aparține zonei cristalino-mezozoice.

Din punct de vedere tectono-structural, Carpații Meridionali se continua până în Defileul Dunării, incluzând Poiana Rusca și Munții Banatului.

Argumente: se continua aria cristalină prin M. Poiana Rusca, M. Semenic, parțial Almăjului și Locvei, la care se adaugă și Munții Dognecei cu aceeași structură în pânze de șariaj. Mai mult, zona cristalino-mezozoică este foarte bine reprezentată îndeosebi în zona Munților Aninei cu un sinclinal ce se continuă între Reșița și Moldova Nouă, cât și cu alte apariții ale calcarelor și dolomitelor îndeosebi în Munții Almăjului spre Defileul Dunării.

În Apuseni aria cristalină este reprezentată printr-un bloc central în Munții Bihorului și în ansamblu, Gilău, Muntele Mare, dar aria cristalină apare și în Munții Zarandului, local în Munții Codru Moma, cat și în masivele din nordul Apusenilor, Munții Meseș și Munții Plopiș (Șes). Structură geologică a rocilor metamorfice se remarcă prin existența pânzelor de șariaj, respectiv Pânza de Codru care încalecă peste Autohtonul de Bihor. Zona cristalino-mezozoică are o largă răspândire în partea central-sud-estică respectiv în Munții Bihorului și în Munții Trascăului în care se remarcă prezenta calcarelor și dolomitelor care generează relieful carstic al Apusenilor. Calcarele și dolomitele se mai întâlnesc și în Munții Pădurea Craiului și în Munții Codru Moma.

Balintoni, I., Balica, C., Cliveți, M., Li, L.-Q., Hann, H., Chen, F., & Schuller, V. (2009). The emplacement age of the Muntele Mare Variscan granite (Apuseni Mountains, Romania). *Geologica Carpathica*, 60(6), 495–504. doi:10.2478/v10096-009-0036-x

Hoeck, V., Ionescu, C., Balintoni, I., & Koller, F. (2009). The Eastern Carpathians “ophiolites” (Romania): Remnants of a Triassic ocean. *Lithos*, 108(1-4), 151–171. doi:10.1016/j.lithos.2008.08.001

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M. N., Chen, F., Hann, H. P., & Șabliovschi, V. (2009). Late Cambrian–Early Ordovician Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A zircon U–Pb provenance study. *Gondwana Research*, 16(1), 119–133. doi:10.1016/j.gr.2009.01.007

Balintoni, I., Balica, C., & Hann, H.-P. (2011). About a peri-Gondwanan-North African enlarged acceptance of the Caledonian Orogeny. *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia*, 56(1), 29–32. doi:10.5038/1937-8602.56.1.3

Balintoni, I., & Balica, C. (2013). Carpathian peri-Gondwanan terranes in the East Carpathians (Romania): A testimony of an Ordovician, North-African orogeny. *Gondwana Research*, 23(3), 1053–1070. doi:10.1016/j.gr.2012.07.013

Balintoni, I., Balica, C., & Hann, H.-P. (2011). About a peri-Gondwanan-North African enlarged acceptance of the Caledonian Orogeny. *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia*, 56(1), 29–32. doi:10.5038/1937-8602.56.1.3

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M. N., & Hann, H.-P. (2014). Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution. *Geoscience Frontiers*, 5(3), 395–411. doi:10.1016/j.gsf.2013.09.002

b). Aria morfostructurală a flișului Carpatic

Această arie se remarcă doar prin prezenta rocilor sedimentare, de regulă consolidate, depuse în mai multe cicluri de sedimentare, apoi cutate și înălțate pe parcursul diferitelor faze ale orogenezei alpine.

Rocile sedimentare cele mai frecvente sunt: conglomeratele, gresiile, marnele, șisturile argiloase și argilele. Acestea sunt depuse în diferite faciesuri din ce în ce mai noi, de la interior spre exteriorul Carpaților. FLIS = o alternanță ritmică de roci sedimentare.

Flișul Carpatic se remarcă prin prezenta unor structuri majore în pânze de șariaj fiecare pânză având și un rol de unitate morfostructurală. Astfel, cea mai tipică arie de fliș o regăsim în Carpații Orientali, de la granița de N a României până spre Valea Dâmboviței. În zona de la curbură, flișul Carpatic îmbracă întreaga arie montană din Munții Vrancei până în cei ai Întorsurii, continuând și dincolo de Depresiunea Brașovului până în Bodoc, Baraolt și Persani.

Principalele pânze de șariaj care se succed de la interior la exterior sunt Pânza de Ceahlău, până de Teleajen (pânza flișului curbicortical) și Pânza de Audia, apoi Pânza de Tarcău și Pânza de Vrancea. Primele trei unități cu rang de pânză formează flișul intern, iar ultimele două formează flișul extern. Aceste unități îmbracă forma unor fâșii longitudinale mai înguste sau mai late, care practic se încheie în Valea Dâmboviței. În flișul Intern, respectiv în Pânza de Ceahlău se individualizează trei masive Carpatice care constituie tot atâtea inversiuni de relief. Cele trei masive sunt : Ceahlău, Ciucaș-Zăganu, Bucegi, toate constituite din conglomerate.

La Vest de Valea Dâmboviței flișul practic dispare, iar rocile sedimentare reapar fragmentar în Munții Banatului și apoi în Munții Apuseni, fără a mai forma o zonă tipică de fliș.

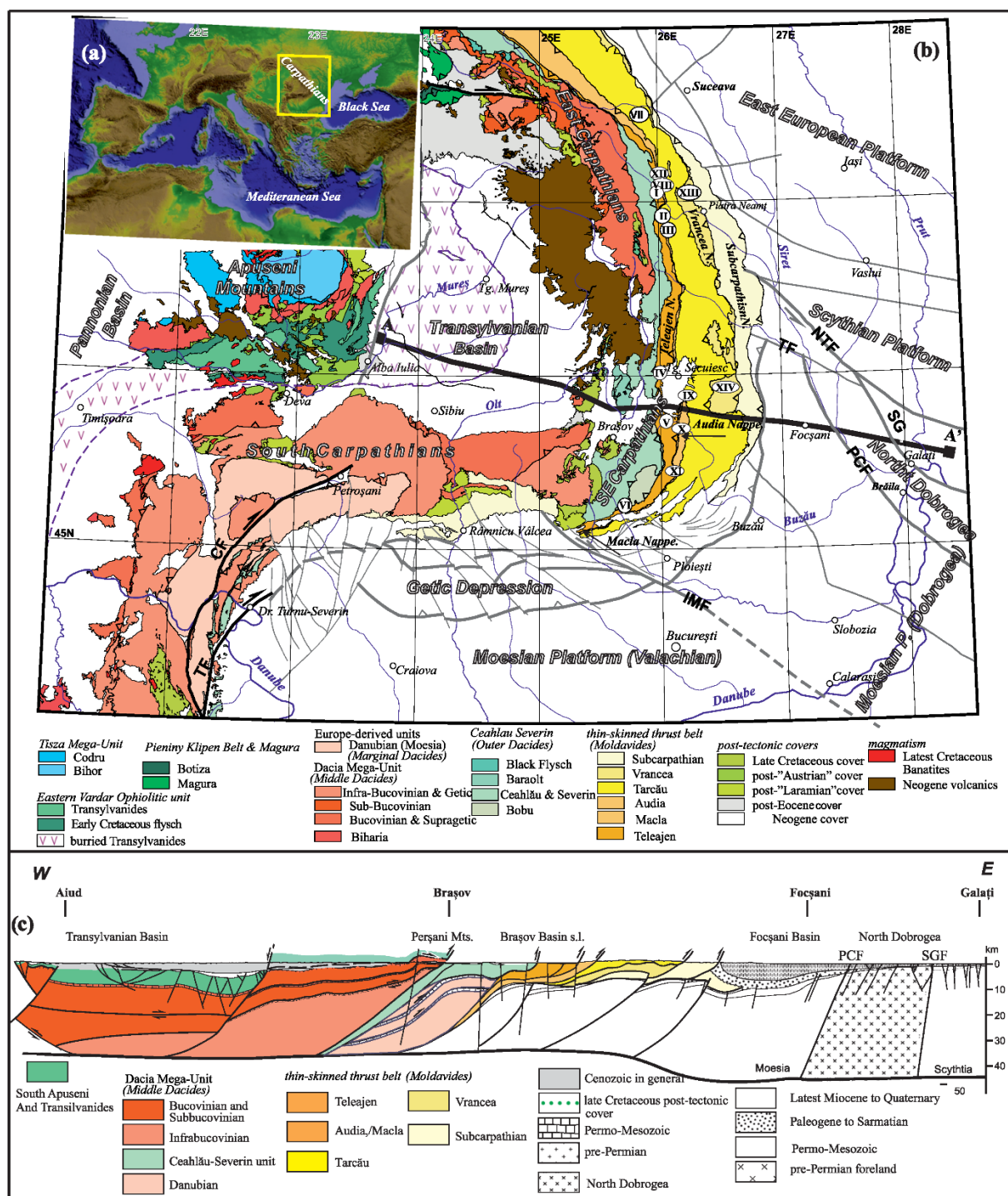


Figure 1. (a) Location of the Carpathians in the European system of mountain ranges. The inset is the location of Figure 1b; (b) Tectonic map of the Romanian Carpathians (after Mațenco, 2017 and references therein). I to XIV are the locations of the samples and outcrops described on this study; NTF - North Trotuș Fault, TF - Trotuș Fault, PCF - Peceneaga-Camena Fault, SG - Sfântu Gheorge Fault; IMF - Intra-Moesian Fault, CF - Cerna Fault, TF - Timok Fault. A-A' is the location of the cross-section in Figure 1c. (c) NW to SE cross section across the Transylvanian Basin, Southeastern Carpathians and their European foreland (slightly modified from Schmid et al., 2008).

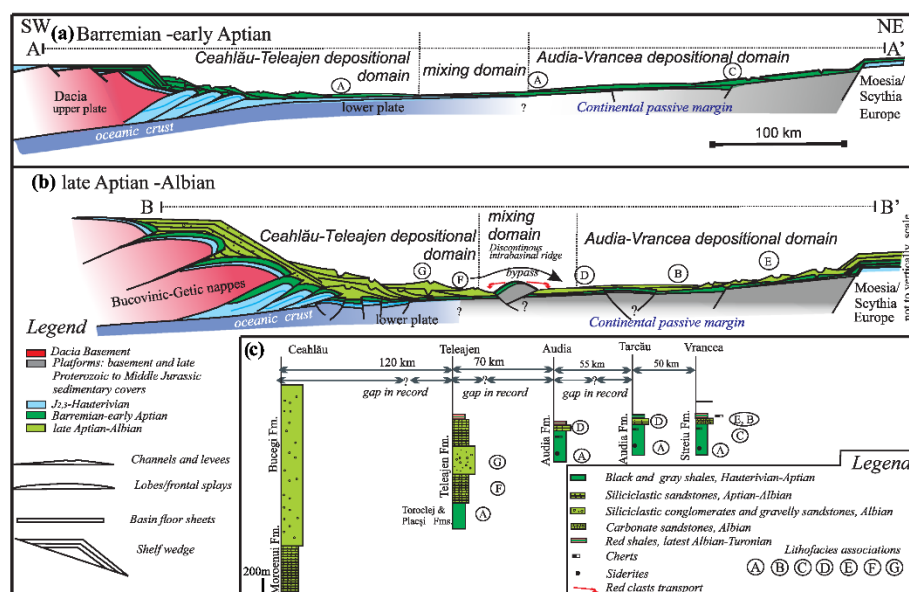


Figure 11. Cross-section sketch reconstructions of the Ceahlău-Severin Ocean and its continental passive margin showing depositional systems during Barremian-Aptian and Albian. (a) Reconstruction of the depositional systems for the Barremian-Aptian interval. The western area depicts Barremian to early Aptian sandy turbiditic systems having the Dacia mega-unit as their source area, overlying the deposits of the accretionary wedge formed by the sediments of the Ceahlău-Severin Ocean (Middle Jurassic to Hauterivian). The eastern area shows muddy turbiditic systems, levees, crevasse splay and distal turbidite lobes sourced from the European foreland; (b) Reconstruction for late Aptian-Albian time when the Dacia mega-unit further overthrusts the deposits of the Ceahlău-Severin Ocean creating a major subsidence that leads to the formation of sandy and gravelly depositional systems (Bucegi, Ciucaș conglomerates and Teleajen Formation). The eastern part depicts sandy-mud rich fans with channels and levees and distal turbidite lobes that have a European source. See Figures 12a and 12c for the location of sections A-A' and B-B'; (c) lithological logs of Lower Cretaceous deposits from the Moldavides (Vrancea, Tarcău, Audia, and Teleajen nappes) correlated with the Lower Cretaceous of the Middle and External Dacides. The distance between the logs are calibrated by balanced cross-section reconstructions in the Eastern Carpathians (Krézsek & Bally, 2006; Roure et al., 1993).

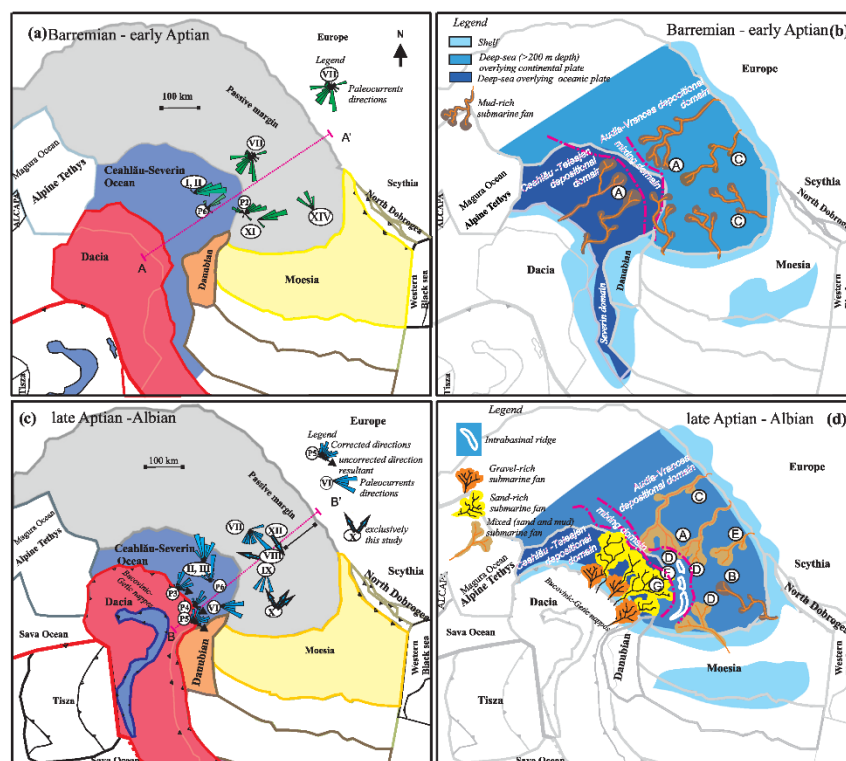


Figure 12. Sedimentary system reconstruction for the Barremian-Albian in the Romanian Carpathians area. The tectonic reconstruction of continental units, oceans, and passive margins is re-drawn from van Hinsbergen et al. (2020). (a) Ceahlău-Severin Ocean, European passive continental margin and surrounding units: Dacia mega-unit and European foreland. Paleocurrents directions during the Barremian-early Aptian time; (b) Paleogeographical reconstruction and location of the Barremian-lower Aptian muddy-rich fans; (c) The paleocurrent directions during late Aptian-Albian; (d) Gravel and sand-rich fans supplied by the Dacia mega-unit and the sand-muddy rich fans sourced from the European foreland. The paleocurrent directions for the Bucegi (P5), Ciucaș (P4), and Ceahlău (P3) conglomerates were corrected considering the post Albian clock-wise rotation of the Dacia block (~90°). The traces of sections A-A' and B-B' refer to the profiles in Figure 11. The key locations labelled with Roman letters are marked in Figures 1 and 7. A, B, C, and so forth refer to the lithofacies associations shown in Figure 5. The paleogeographical reconstruction of the surrounding area is after Świdrowska et al. (2008) - East European and Scythian platforms and Costea et al. (1978) - Moesian platform.

c). Aria vulcanitelor neogene

Această arie s-a constituit pe parcursul Neozoicului, mai precis în Neogen, prin manifestări vulcanice care s-au desfășurat în trei cicluri:

- Badenian;
- Sarmatian Superior până în Pleistocenul Inferior;
- Pleistocenul Superior până în Cuaternar;

Cele trei cicluri au presupus manifestări vulcanice efuzive care au avut ca rezultat formarea celui mai lung lanț de munți vulcanici din Europa, astăzi stins. Lanțul măsoară 400 de km și începe din afara granițelor țării, iar în țară este reprezentat prin ansamblul Oaș, Igriș, Gutâi, Văratec și se continuă în Călimani, Gurghiu, Harghita, cu unele prelungiri până în Persani.

Inițial, vulcanismul s-a manifestat prin erupții submerse, edificându-se stratovulcani, iar ulterior au avut loc și erupții în mediul sub-aerian care au edificat aparate vulcanice de tip con care astăzi se regăsesc în constituția reliefului vulcanic din această zonă.

Cel mai adesea, erupțiile au avut un caracter exploziv, motiv pentru care în relief se păstrează și astăzi forme de tipul căldărilor (cratere imense de explozie urmate apoi de prăbușire).

Vulcanismul neogen din Munții menționați anterior a creat relieful vulcanic care se individualizează prin structuri vulcanice reprezentate prin intercalații de lave și aglomerate vulcanice.

Tipurile majore de roci sunt andezitele, dacitele și riolitele, la care se adaugă și unele varietăți de bazalte. La acestea se adaugă aglomeratele vulcanice formate prin cimentarea parțială a produselor piroclastice cu bombe, lapilii, cenuși.

d). Aria vulcano-sedimentară

Această arie reprezintă o unitate de tranziție între cea a vulcanitelor neogene și cea a flișului Carpatic. această arie face legătura între aria vulcanică din NV Orientalilor și partea de V a Orientalilor. Cuprinde Munții Țibleșului și Munții Bârgăului, care se unesc prin Sudul Munților Rodnei. Tot din această arie face parte și porțiunea din Sudul Munților Apuseni, respectiv din Munții Metaliferi.

această arie se remarcă prin prezenta rocilor sedimentare asemănătoare celor din fliș cu gresii, conglomerate, marne și argile, dar care s-au depus la V de axul cristalin, la marginea bazinului transilvan și la marginea Depr. Maramureșului. Aceste roci sedimentare formează așa- numitul fliș transcarpatic. Aceste formațiuni sedimentare au dedesubt, în interior, unele formațiuni vulcanice care s-au consolidat în interior formând așa numitele corpuri subvulcanice. Le găsim în Țibleș în două masive: Hudin și Țibleș. Aceste două corpuri subvulcanice se afla astăzi la zi, întrucât învelișul sedimentar a fost îndepărtat prin eroziune. O situație asemănătoare este întâlnită și în Munții Bârgăului, unde apar numeroase corpuri subvulcanice de tip con care formează un relief de măguri.

Aria vulcano-sedimentară mai este întâlnită și în Sudul Apusenilor mai ales în perimetrul Munților Metaliferi unde structura geologică este mai complexă și unde întâlnim atât corpuri subvulcanice cât și roci sedimentare sau metamorfice, dar și efuziuni de lave cu aparate vulcanice de tip con, dar și cu lave bazice care au dus la formarea bazaltelor cu un relief foarte spectaculos, relieful de orgi și coloane bazaltice.

e). Aria depresiunilor intramontane

Înălțarea teritoriului Carpatic nu a fost unitară, existând porțiuni în care înălțările și cutările au fost dublate de scufundări care au generat unele mici bazine tectonice care au fost ulterior invadate de apele mărilor. Aceste bazine tectonice s-au sedimentat și apoi s-au transformat în uscat pe parcursul Neogenului și al Cuaternarului.

Depresiunile intramontane sunt ca origine grupate în trei categorii:

i). Depresiuni tectonice marcate la capete de importante linii tectonice (falii). Asemenea depresiuni sunt: Depresiunea Maramureșului, Depresiunea Locvei, Depresiunea Petroșani, Depresiunea Hațeg, depresiunile de tip golf din Apuseni (Vad-Borod, Beiuș, Zarandului).

ii). Depresiuni tectonice și de baraj vulcanic sunt marcate de linii de falii, dar au apărut și ca efect al apariției lanțului vulcanic. Cele mai tipice asemenea depresiuni sunt cele din Carpații Orientali, care formează un adevărat uluc depresionar. Fac parte Depresiunea Dornelor, Depresiunea Glodu, Depresiunea Drăgoioasa, Depresiunea Bilbor, Depresiunea Borsec, Depresiunea Giurgeului, Depresiunea Ciucului și Depresiunea Brașovului. De aceste depresiuni se leagă resursele de ape minerale carbogazoase.

iii). Depresiunile tectono-erozive au caracter tectonic, dar prezintă și caracter eroziv, adică s-au creat și sub acțiunea factorilor externi. Cele mai numeroase sunt cele din Carpații Orientali și se regăsesc în aria flișului. Ex: Depresiunea Comănești, Depresiunea Plăieși, Depresiunea Întorsura Buzăului, Depresiunea Comandau, Depresiunea Ghelînța (între Munții Vrancei și cei ai Întorsurii), la care se adaugă alte mici depresiuni de tip butoniera care sunt dispuse pe formațiuni sedimentare mai moi (marne și argile) îndeosebi în zonele de confluență ale unor râuri. Cele mai tipice sunt cele de pe Valea Moldovei, precum Depresiunea de la Câmpulung-Moldovenesc, Vama, Frasin sau Humor.

B. Unitatea pericarpatică

Unitatea pericarpatică corespunde ca relief Subcarpaților. această unitate s-a format pe parcursul ultimelor faze ale cutărilor din ciclul alpin (moldavă, atică, rodanică și valahă).

Această unitate se remarcă prin existența structurilor cutate care au afectat roci sedimentare asemănătoare celor din fliș, respectiv: conglomerate, gresii, marne, șisturi argiloase și argile. Aceste roci sunt mai noi față de cele din fliș, de vârstă miocenă.

Structură este cutată și presupune existența unor sinclinale și anticlinale mult mai largi, numite sinclinorii și anticlinorii. În Subcarpații Moldovei se remarcă adaptarea reliefului la structură geologică în sensul în care pe sinclinorii se grefează depresiuni subcarpatice, iar pe anticlinorii se dispun culmile deluroase subcarpatice. Principalele depresiuni sunt: Ozana-Topolița (Neamțului), Cracău-Bistrița, Tazlău-Cășin. Aceste depresiuni situate la contactul cu muntele sunt închise la exterior de culmi și dealuri subcarpatice: Ozana-Topolița este închisă de culmea Pleșului, Cracău-Bistrița este închisă de dealurile Stâncă Șerbești. Tazlău-Cășin este închisă de culmea Pietricica Bacăului.

Aria subcarpatică se remarcă și prin prezenta formațiunii salifere în punctele cu sâmburi de sare remarcându-se structură în cute diapire: Bălțătești, Tazlău, Târgu Ocna, formațiuni de ape minerale clorodice.

În Subcarpații de Curbură structura geologică se complică, motiv pentru care apar două sau chiar trei șiruri de depresiuni care sunt închise la exterior de 2 sau 3 șiruri de borduri deluroase.

În ariile de apariție a pîntenilor de fliș (Drajna-Chiojdu și Vălenii de Munte), la marginea ariei montane se dezvoltă mici depresiuni de contact. În general se dispun două șiruri de depresiuni, depresiuni interne limitate la exterior de dealuri înalte, urmate apoi de depresiuni intracolinare (externe) limitate de al doilea șir de dealuri, numite dealuri externe. De ex: pe Șușița s-a format ca depresiune internă Depr. Soveja, iar pe Putna Depr. Vrancei. Acestea sunt închise de dealurile înalte Oușorul, Răchitaș și Răut.

Ca depresiuni intracolinare menționăm pe Șușița depresiunea Câmpuri, iar pe Putna Depresiunea Vidra, închise la exterior de al doilea șir de dealuri-platforma Zăbrăuți și Măgura Odobești.

Subcarpații Getici sunt cei mai noi. Sunt oarecum asemănători cu Subcarpații de Curbură, cu două șiruri de depresiuni și două șiruri de dealuri. În această regiune se individualizează două sectoare: un sector la E de Olt, unde Rețeaua hidrografică foarte densă a fragmentat foarte mult bordurile deluroase, rezultând un relief derivat numit relief de muscele (M. Argeșului, M. Câmpulungului). La V de Olt, până la Motru, situația este mai simplă, cu individualizarea unor depresiuni interne, lipite de munte, dar și depresiuni intracolinare, unele foarte mari (Tg. Jiu- Câmpu Mare) este închisă la exterior de Dealul Bran.

C. Depresiunea Transilvaniei

Reprezintă un imens bazin intramontan situat între Orientali, Meridionali și Apuseni. A apărut ca bazin de scufundare la finele Cretacicului ca efect al fazei orogenetice Iaramice. În urma scufundării, bazinul transilvan a fost invadat de apele marine care s-au păstrat în cea mai mare parte a Paleogenului și în prima parte a Neogenului (Lacul Transilvan). În acest lac transilvan s-au depus sedimente de vârstă neozoică, iar prin mișcări neotectonice pozitive, spre finele Neogenului, respectiv în Miocen se realizează exondarea teritoriului și formarea ca uscat a acestei regiuni.

Depresiunea Colinară a Transilvaniei se remarcă printr-un fundament de tip Carpatic vechi, intens fragmentat tectonic peste care se succede o cuvertură sedimentară cu apariția la zi a unor nivele de gresii, conglomerate, marne, argile și nisipuri, dar și cu intercalații de tufuri vulcanice. Structura geologică presupune existența mai multor situații:

1) Structură în domuri - în partea centrală, respectiv în Sud și în Pod. Târnavelor. Relieful se adaptează la această structură, dar uneori apar și inversiuni de relief când unele cursuri de apă taie perpendicular domul. Se formează diferite depresiuni de tip butonieră, flancate de cueste față în față (în oglindă).

2) Structură în cute diapire – se regăsește pe flancurile bazinului transilvan sub forma a două fâșii semicirculare, cea mai tipică este fâșia vestică care începe la Dej, Ocna-Turda, Ocna-Mureș, Ocna Sibiului, iar în Est Praid-Sovata.

Prin topirea sămburilor de sare apar inversiuni de relief, respectiv depresiuni de mai mare avengură (Depr. Praid), sau mai mici (Ocna Sibiului).

3) Structură monoclinala reprezintă o structură ușor înclinată a straturilor sedimentare cu cea mai tipică expresie în Pod. Someșan, unde apar 2 situații:

a) straturile cu înclinare dispusă spre interiorul bazinului, formându-se un relief de cueste în evantai, ca în Dealurile Clujului și Dejului unde fruntea cuestei privește spre Valea Almașului, iar reversul spre Someșul Mic;

b) în partea de N a Pod. Someșan, în dealurile Năsăudului, Suplaiului și Ciceului, unde Rețeaua hidrografică fragmentează foarte mult structurile monoclinale generând un relief de mușele (M. Năsăudului).

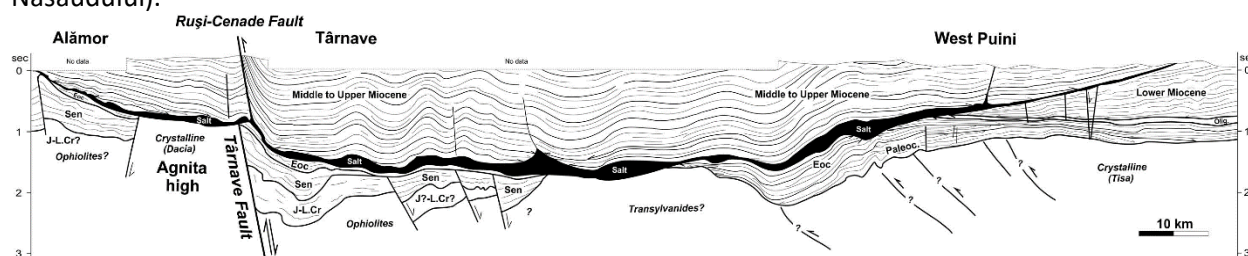


Figura 52. Secțiune prin zona centrală a Depresiunii Transilvaniei (Kreszek și Bally, 2006)

Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., & Beșuțiu, L. (2009). New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). *Lithos*, 108(1-4), 172–191. doi:10.1016/j.lithos.2008.06.004

D. Dealurile de Vest și Câmpia Tisei

Această unitate a rezultat ca efect al cutărilor din faza orogenetică iaramică. Astfel, la Vest de Carpații Occidentali, prin scufundare a rezultat un vast bazin de sedimentare care progresiv a fost umplut cu sedimente de vârstă neozoică. Scufundarea a început în compartimentul nordic: Dealurile Silvaniei și Câmpia Someșului, fapt atestat de prezența unor roci sedimentare de vârstă paleogenă, în timp ce în partea centrală depozitele sunt mai noi, scufundarea realizându-se în Miocenul inferior pentru ca în partea extrem sudică această scufundare să se realizeze în Badenian.

În bordura deluroasă la zi domină depozitele de vârstă mio-pliocenă, în timp ce în Câmpia Tisei la zi aflurează depozite cuaternare. Această unitate este formată în cea mai mare parte din roci sedimentare, iar pentru unitatea de câmpie formațiunile cuaternare sunt de regulă neconsolidate (argile, nisipuri, luturi, loessuri). Local, în Dealurile de Vest apar și roci metamorfice ca în Culmea Codrului, Măgura Șimleului, Dealurile Năsăudului, Dealurile Poganișului și Buziașului. Eventual, local, pot să apară și intruziuni vulcanice.

Structură geologică este de tip tabulară în unitatea de câmpie, în timp ce în bordura deluroasă sunt frecvente structuri monoclinale, dar foarte frecvent aceste roci sedimentare sunt acoperite și de formațiuni piemontane (pietrișuri și nisipuri), cum este cazul Dealurile Lipovei.

3.2.2. Zona de platformă

Zona de platformă deține aproximativ 35% din teritoriul României fiind dispusă la exteriorul arcului Carpat în E, S și SE țării noastre.

Zona de platformă se caracterizează prin două entități, respectiv printr-un soclu (fundament) și o cuvertura sedimentară. Fundamentul tuturor ariilor de orogen reprezintă vechi arii de orogen ajunse în stadiul de peneplenă. Din punct de vedere litologic soclul este constituit doar din roci metamorfice cu intruziuni magmatice de tip granitic. Cuvertura sedimentară s-a format prin depunerea de sedimente în mediul marin în mai multe cicluri de sedimentare.

Principalele unități de platformă sunt:

- 1). Platforma Moldovenească
- 2). Platforma Valahă
- 3). Platforma Dobrogei de Sud
- 4). Platforma Dobrogei Centrale
- 5). Masivul Nord-Dobrogean
- 6). Delta Dunării

1). Platforma Moldovenească

Platforma Moldovenească este situată în Estul României, la E de Carpații Orientali și de Subcarpații Moldovei. Pe această unitate morfo-structurală se suprapune ca unitate de relief Podișul Moldovei, care are un fundament diferit. Astfel, pentru jumătatea de N fundamentul este dat de așa numită platformă Moldovenească care constituie extremitatea estică a platformei Est-Europene. Acest fundament se înclină ușor de la E spre V intrând sub microplaca Carpată. La Sud de linia Bacău-Plopana-Fălciu acest fundament nu a mai fost interceptat în foraje fiind scufundat și situat la o adâncime mult mai mare. Probabil este vorba de un fundament scitic, iar aria în cauză este denumită și Depresiunea Bârladului.

Partea terminal sudică prezintă un fundament asemănător cu orogenul Nord-Dobrogean fiind vorba despre așa-zisa Depresiune Predobrogeană.

Cuvertura sedimentară s-a depus pe parcursul a trei cicluri, cel mai important fiind ultimul, de vârstă mio-pliocenă. Formarea ca uscat s-a realizat progresiv prin retragerea de la N-NV spre S-SE a apelor Mării Sarmatice. Prin retragere la zi au rămas roci din ce în ce mai noi cu cât ne îndreptăm spre Sud. Așadar, la zi apar în N și Centru roci de vârstă sarmațiană pentru ca mai apoi din Centru spre Sud la zi să apară roci caracteristice Pliocenului, cele mai noi formațiuni fiind de vârstă cuaternară, în S extrem al Podișului Moldovei (pietrișuri și loess).

Dintre rocile la zi menționăm marne și argile în intercalație cu nivele de nisipuri. În jumătatea de N se întâlnesc frecvent și nivele de gresii și de calcare sarmatice. În jumătatea de Sud, respectiv în Sudul extrem al Colinelor Tutovei și în Nordul Câmpiei Covurluiului apar și formațiuni piemontane de pietrișuri și nisipuri. Cele mai noi roci sunt loessurile și depozitele de loess din Câmpia Întinsă a Covurluiului.

Structura geologică: în Podișul Moldovei domină accentuat o structură monoclinală cu straturile ușor înclinate în sensul retragerii apelor Mării Sarmatice. Această înclinare este de 4 până la 8 m la mie de metri, rar ajungându-se până la 12 la mie. În funcție de tipul de rețea hidrografică, relieful caracteristic structurilor monoclinale este cel de cuestă.

2). Platforma Valahă

Platforma Valahă este situată în Sudul României, fiind caracteristică pentru Câmpia Romană și pentru jumătatea de Sud a Podișului Getic. Pentru această unitate fundamentul este partea terminal nordică a Platformei Moesice. Fundamentul prezintă o înclinare ușoară de la S spre N intrând sub Carpații

Meridionali. În Sud, pe Dunăre, fundamentul este situat la câteva sute de m, iar pe actualul spațiu al Podișului Getic se găsește la circa 8000-9000 m.

Cuvertura sedimentară s-a depus în mai multe cicluri însă pentru relieful actual prezintă importanță doar depozitele de vârstă cuaternară care s-au depus în fostul Lac Getic. În această unitate de platformă sunt specifice la zi roci sedimentare neconsolidate, în special de tipul argilelor la care se adaugă pietrișuri și nisipuri (nisipuri de Frățești, Mostiștea). Cel mai bine reprezentate sunt loessurile care în partea de E a Câmpiei Române ating grosimi de 30-40m (Bărăgan). Argilele sunt depuse în mediul lacustru, iar loessurile în mediul subaerian.

Structură geologică este de tip tabular cu straturi sedimentare orizontale însă în cazul loessurilor este vorba despre o structură specifică depozitelor de origine eoliană, în timp ce în cazul nisipurilor de la V de Olt sau a celor de pe dreapta râurilor Buzău, Călmățui și Ialomița, se dezvoltă structuri încrucișate fiind vorba de un relief pe nisipuri, de dune.

3). Platforma Dobrogei de Sud

Platforma Dobrogei de Sud este constituită dintr-un fundament foarte vechi unde a apărut probabil cel mai vechi uscat ale cărui depozite se află pe teritoriul României. Acest fundament, constituit pe parcursul orogenezelor precambriene, a fost acoperit în mai multe rânduri de apele marilor realizându-se o cuvertura sedimentară cu roci diferite. Astăzi, la zi, apar formațiuni mezozoice (calcare și cretă) pe Valea Carasul sau în unele văi tributare Dunării, la care se adaugă calcare de vârstă sarmațiană. Cea mai mare parte a teritoriului este constituită din depozite cuaternare v.

Structură geologică este cu straturi orizontale, respectiv o structură tabulară, motiv pentru care se dezvoltă vaste platouri separate de văi adânci cu aspect de micro-canyon.

4). Platforma Dobrogei centrale

Această platformă este clar delimitată de o serie de linii tectonice de tip falie, precum sunt faliile Peceneaga, Camena și Capidava-Ovidiu. Fundamentul acestei unități de platformă este foarte vechi fiind realizat în urma orogenezei baicaliene, dar ulterior aici s-a manifestat și orogeneza caledonică. Din vechile cordiliere caledonice nu se mai pastrează nimic în relieful actual, însă la zi apar din loc în loc roci metamorfice realizate în orogeneza baicaliana (șisturile verzi).

Cuvertura sedimentară s-a depus în mai multe cicluri însă la zi apar și formațiuni mai vechi, respectiv de vârstă jurasică și cretacică. Este vorba în special de prezenta calcarelor de vârstă jurasică din Pod. Istriei. Cele mai noi depozite sunt și aici loessurile. Așadar, sub aspect structural situația este mai complexă întrucât apar și structuri cutate ca în cazul șisturilor verzi, dar și structuri tabulare pentru depozitele sedimentare noi.

5). Masivul Nord Dobrogean

Masivul Nord Dobrogean reprezintă o unitate de tranziție de la orogen la platformă, întreaga regiune aflându-se în stadiul de cratogen. În Dobrogea de N se individualizează mai multe aspecte morfo-structurale și tectonice:

Munții Măcinului – reprezintă un rest din vechii munți hercinici. Aici structurile geologice sunt cutate cu două culmi anticlinale ce corespund în relief Culmilor Pricopanului și Niculițelului. Acest ansamblu este constituit din șisturi cristaline și din intruziuni de granite.

Dealurile Tulcei – constituie tot o veche arie de orogen care a fost afectată inclusiv de mișcările chimere vechi. Acest ansamblu care se continuă până la marginea Deltei, este format dintr-un complex de roci, la zi apărând atât șisturi cristaline, dar și formațiuni sedimentare vechi, paleozoice, cat și mezozoice, în special calcare și dolomite.

La periferia regiunii se întâlnesc și loessuri, cât și alte formațiuni sedimentare rezultate în urma evoluției reliefului prin mecanisme peneplene. În consecință, relieful este dominat de prezenta unor înălțimi deluroase care îmbracă forma unor inselberg-uri.

Podișul Babadagului – reprezintă subunitatea cea mai apropiată de noțiunea de platformă. Este formată din roci sedimentare de vârstă mezozoică, calcarele având un rol dominant. Regiunea a fost afectată inclusiv de mișcările chimerice noi rezultând un vast sincliniu cu flancurile puternic deversate, ceea ce în relief determină formarea unor abrupturi. Între Dl. Tulcei și Pod. Babadagului se interpune depresiunea Nalbant formată din depozite mai noi, loessurile având o răspândire deosebită.

Balintoni, I., & Balica, C. (2016). Peri-Amazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): A detrital zircon study. *Precambrian Research*, 278, 34–51. doi:10.1016/j.precamres.2016.03.008

6). Delta Dunării

Delta Dunării este cel mai nou teritoriu al țării noastre, format într-o arie de scufundare de la N de falia Sf. Gheorghe-Oancea. Aici Orogenul Nord Dobrogean a suferit o scufundare puternică formându-se Depresiunea Predobrogeană.

Teritoriul acesta a fost ocupat în nenumărate rânduri de ape marine, dar pentru formarea Deltei interesează în primul rând etapa Cuaternară. Pe finele Cuaternarului aici funcționa un imens Golf al Mării Negre, care progresiv a fost intens sedimentat cu aluviuni aduse de Dunăre. Astfel, în momentul actual, Delta este în plin proces de evoluție fiind constituită din formațiuni fluvio-maritime, rocile dominante fiind argilele, mărurile și nisipurile.

Relieful pozitiv este format din grinduri fluviale și fluvio-maritime, ultimele din ce în ce mai noi o dată cu apropierea de linia de țărm. Se păstrează însă și mărturii ale uscaturilor mai vechi - formațiunile din grindul Chiliei.

4. Relieful României

4.1 Trăsături generale ale reliefului României

a) Relieful României este unitar în diversitate: este unitar întrucât se desfășoară într-un spațiu predefinit numit carpato-danubiano-pontic. Este extrem de diversificat într-o țară relativ mică, în România regăsindu-se toate treptele majore de relief de pe Terra: țărmul mării, lunci, delte, unități de câmpie, dealuri și podișuri, munți care culminează cu un relief alpin.

b) Disponerea reliefului în trei mari trepte: o treaptă de câmpie cu altitudini între 0 și 200 de metri, dar existând și unități de câmpie cu altitudini de circa 300 de metri; apoi, o treaptă intermediară caracteristică dealurilor și podișurilor cu altitudini între 200 și 700 de metri; o treaptă montană cu altitudini în medie de peste 700 de metri.

c) Disponerea radier concentrică a celor trei mari trepte de relief: în partea centrală a țării se dispun Carpații, care au forma aproximativă a unui inel. Inelul Carpatic constituie coloana vertebrală a reliefului României; este urmat de un semi-inel deluros care începe de la granița de nord a României, și se continuă prin estul, sudul și vestul României; în interiorul inelului Carpatic se află o vastă arie depresionară cu un relief de podiș. La periferia țării se dispune un semi-inel cu un relief de câmpie.

d) Proportionalitatea reliefului întrucât cele trei mari trepte majore de relief prezintă ponderi aproximativ egale: treapta de câmpie cu altitudini de sub 200 de metri ocupă circa 38% din suprafața țării, treapta de podiș circa 40% și treapta montană 22%. Această proporționalitate rezultă din faptul că aria montană deține și unități cu altitudini sub 700 de metri (Munții Oașului, Munții Dognecei, Munții Locvei).

f) Complexitatea celor trei mari trepte de relief întrucât funcționalitatea întregului sistem derivă din transferul de materiale din treptele înalte spre cele joase.

4.2 Trăsături morfometrice ale reliefului României

Orice relief poate fi analizat prin prisma morfometriei, a morfografiei și a tipologiei sale. Morfometria se referă la trăsăturile care pot fi cuantificate prin măsurători. Morfografia are în vedere aspectul reliefului și modul în care este configurat. Din perspectivă istorică, morfografia a fost utilizată în descrierea reliefului în textele geografice, dar după generalizarea cartării topografice cu precizie și fidelitate mare, morfometria a devenit metoda de bază în cuantificarea reliefului (chiar în contextul în care morfometria poate fi utilizată pentru a fundamenta obiectiv caracteristici morfografice).

Aceste elemente sunt preluate apoi în analiza unor tipuri de relief care înglobează o serie de forme de relief rezultate în urma intervenției unor procese de natură chimică, fizică etc.

Principalele trăsături morfometrice utilizabile în caracterizarea fizico-geografică a reliefului sunt:

- a) Altimetria (hipsometria);
- b) Energia reliefului;
- c) Densitatea fragmentării reliefului;
- d) Panta sau declivitatea;
- e) Expoziția.

a) Altimetria – Relieful României se întinde pe un ecart altitudinal de 2544 de metri, având o altitudine minimă de 0 m la țărmul Mării Negre și una maximă de 2544 în vârful Moldoveanu. Altitudinea³⁵ medie a reliefului în țara noastră este de 420 de metri, iar valorile medii pot fi diferențiate pe mari trepte de relief.

Altitudinile raportate în materialele clasice de Geografie sunt generalizate din diverse surse. În realitatea situația este complexă. O revizuire a unor manuale clasice de geodezie și cartografie relevă faptul că diferitele surse de altitudine (hărți topografice sau modele numerice ale terenului) vor arăta diferite valori de altitudine pentru același punct. Această situație se datorează modului diferit de raportare a altitudinii ca înălțime față de un plan 0. La considerarea punctului 0 m față de geoid (altitudinea ortometrică), de fapt acest punct zero este variabil în spațiu, pe când la considerarea punctului 0 m față de un datum (altitudinea normală) rezultă un plan de referință. Planurile de referință 0 m pentru altitudinile normale pot să varieze în funcție de bazinul marin care se consideră pentru măsurarea maregrafică. În România a fost utilizat nivelul Mării Baltice (pentru hărțile topografice cu scară mai mică de 1:25 000), determinat la maregraful Kronstadt (<https://www.visit-saint-petersburg.ru/sea-gauge/>) sau nivelul Mării Negre (pentru hărțile topografice cu scară mai mare de 1:25 000), determinat la maregraful port Constanța în 1975³⁶. Pentru a exemplifica aceste realități putem utiliza aplicația TransDatRO (<https://rompos.ro/index.php/informatii-tehnice/transdatro>) unde efectuăm o transformare Stereo70_Sistem Krasovski42 către ETRS89 astfel:

- Pentru maregraful port Constanța de coordonate x,z,H 303163.141,792616.376,0 în Proiecție Stereografică 1970 cu nivel de referință altitudinal Marea Neagră 1975 se obțin coordonatele B,L,h 44°10'07.40096"N,28°39'28.05533"E,33.599 în proiecție ETRS89 care este bazată pe elipsoidul GRS80;
- Pentru vârful Moldoveanu de coordonate x,z,H 479537.214,479537.214,2544 în Proiecție Stereografică 1970 cu nivel de referință altitudinal Marea Neagră 1975 se obțin coordonatele B,L,h 45°48'54.94624"N,24°44'06.36210"E,2584.705 în proiecție ETRS89 care este bazată pe elipsoidul GRS80.

Implicațiile acestei situații se reflectă la interpretarea celui mai utilizat model numeric al altitudinii terenului, respectiv SRTM. Acesta este referențiat la nivelul altitudinii la elipsoidul WGS84, deci la nivelul 0 m al geoidului care reflectă acest elipsoid. Din punct de vedere altitudinal acest model numeric al altitudinii terenului are o valoare maximă de aprox. 2506 m, ceea ce corespunde unei altitudini de 2544 m față de nivelul Mării Negre.

În unitățile de câmpie altitudinea medie este cuprinsă între 100 și 150 de metri, dar există subunități în care valorile altitudinale medii sunt de sub 100 de metri.

În treapta deluroasă și de podiș altitudinea medie este de 345 de metri, dar în general se operează la acest nivel cu două subdiviziuni, în general dealuri și podișuri joase în care altitudinea maximă nu depășește 500 de metri, iar altitudinea medie este în jur de 200-250 de metri și dealuri și podișuri înalte cu altitudini maxime de peste 500 de metri care pot atinge chiar 1000 de metri, care au o altitudine medie de 500-600 de metri.

Cea mai mare complexitate se regăsește în domeniul montan, unde altitudinea medie este de 840 de metri. Aceasta valoare este neuniformă, cea mai mare altitudine medie fiind în Meridionali – 1135m, după care urmează Orientalii – 950 m și în final Occidentali – 655 m altitudine medie. Treapta montană deține

³⁵ Există materiale recente care utilizează termenul de elevație în locul altitudinii, dar conform DEX'09 termenul corect este altitudine ("înălțime a unui punct de pe suprafața Pământului, considerată în raport cu nivelul mării sau față de un alt punct de pe suprafața terestră") și nu elevație ("1. Reprezentare grafică, la o scară dată, a fețelor exterioare ale unei construcții, mașini etc. 2. Parte a unui zid, a unei pile sau a unei culee de pod situată deasupra terenului."); situația din limba română este inversă față de limba engleză, unde este preferat termenul "elevation" în loc de „altitude” (<https://en.wikipedia.org/wiki/Altitude>).

³⁶ <http://bord.tehnogis.ro/instruire/NoteDeCurs.pdf>

22% din suprafața țării, cu altitudini de peste 700 de metri, Munții cu altitudini de peste 1000 de metri reprezintă 10% din total, în timp ce Munții cu altitudini de peste 2000 de metri (domeniul alpin) reprezintă doar 1% din suprafața țării.

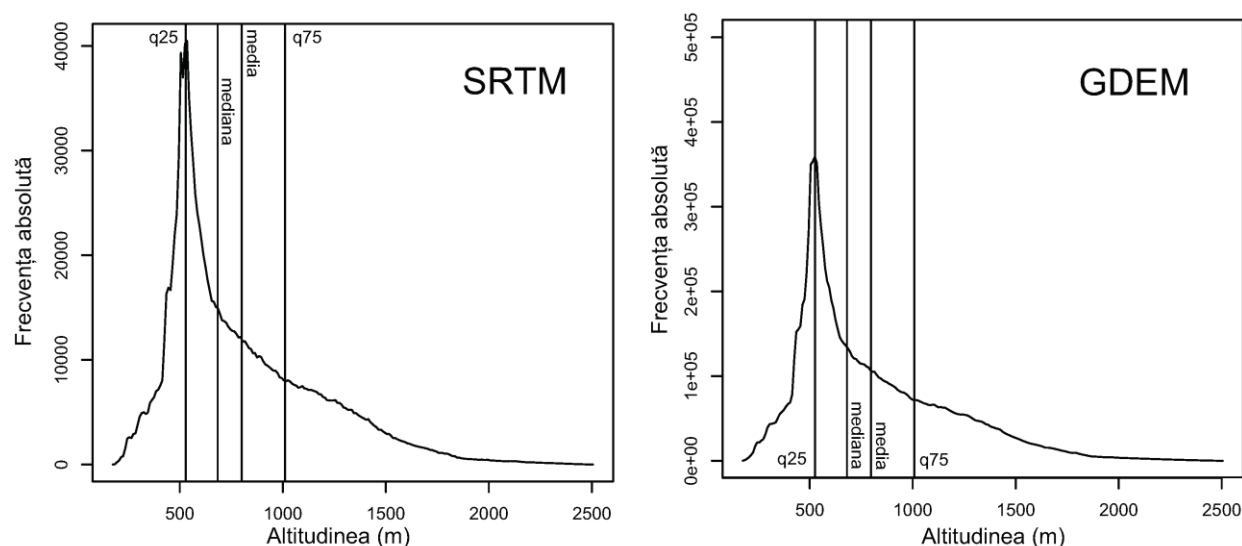


Figura 53 Histogramele altitudinii reprezentate pe modelele numerice ale altitudinii terenului SRTM3 și ASTER-GDEM (după Niculiță, 2012)

b) Energia de relief – reprezintă diferența de nivel dintre altitudinea minimă și cea maximă. În general se utilizează energia maximă de relief, dar relevantă este și energia medie. Valorile energiei medii cresc constant din treapta de câmpie spre cea montană. Astfel, în treapta de câmpie valorile energiei medii sunt situate constant sub 150 m, în treapta deluroasă valorile cresc, fiind în jurul a 250 m pentru dealurile și podișurile joase, urcând până la 400 de m în dealurile înalte. Valorile cele mai mari sunt întâlnite în aria montană, unde în Munții joși energia medie este de circa 500 m, dar ajunge până la 1000 m în Munții cei mai înalți.

c) Densitatea fragmentării reliefului – se calculează raportând lungimea liniară a rețelei hidrografice la unitatea de suprafață și rezultă densitatea rețelei hidrografice. În cazul densității fragmentării reliefului se iau în calcul și cursurile de apă temporare plus toate inflexiunile negative de relief prin care apa se scurge ocazional în urma unor precipitații bogate.

Densitatea fragmentării reliefului are valori diferite, dar care cresc de la câmpie spre aria montană. În general, în domeniul montan înalt, respectiv în munții cristalini și vulcanici, valorile ating frecvent 4-5 km/km², în timp ce în câmpie valorile sunt de regulă subunitare, fiind foarte mici, ca în cazul câmpiilor tabulare (valori până la 0,1 km/km²).

În treapta deluroasă se înregistrează valori intermediare, fiind situate de regulă în jurul valorii unitare.

d) Declivitatea – reprezintă gradul de înclinare al suprafeței topografice față de orizontală (se măsoară în procente sau°). Pentru teritoriul României valorile pantei oscilează într-un spectru foarte larg, fiind cuprinse între 0 și 90°. În treapta de câmpie valorile declivităților sunt cuprinse între 0 și 5° cu valori care tind spre 0° în câmpiile tabulare și 3-5° în sectoarele de câmpie piemontană. În treapta deluroasă și de podiș suprafețele în pantă ocupă aproximativ 50% din întreg spațiul. Astfel, suprafețele în pantă aparțin versanților, iar categoria de pantă cea mai frecventă este cea între 10-12°. În această treaptă se dispun și suprafețe mai slab înclinate, cum ar fi glacișuri, terase, șesuri, dar sunt frecvente și suprafețele cu pante mai mari de 10-12° ca în cazul versanților puternic înclinați. În treapta montană suprafețele în pantă dețin în general între 75 și 80% din teritoriu. În aria montană declivitatea crește, categoria cea mai larg întâlnită fiind cuprinsă între 15 și 30°. În domeniul montan se dispun și suprafețe cu pante mai mici de 15°, ca în

cazul glacisurilor, culmilor montane și largi, pe unele suprafețe structurale etc. În unele cazuri pantele ajung la 60-70° ca în cazul abrupturilor, iar uneori valorile depășesc 70° ca în cazul pereților care mărginesc sectoarele de chei.

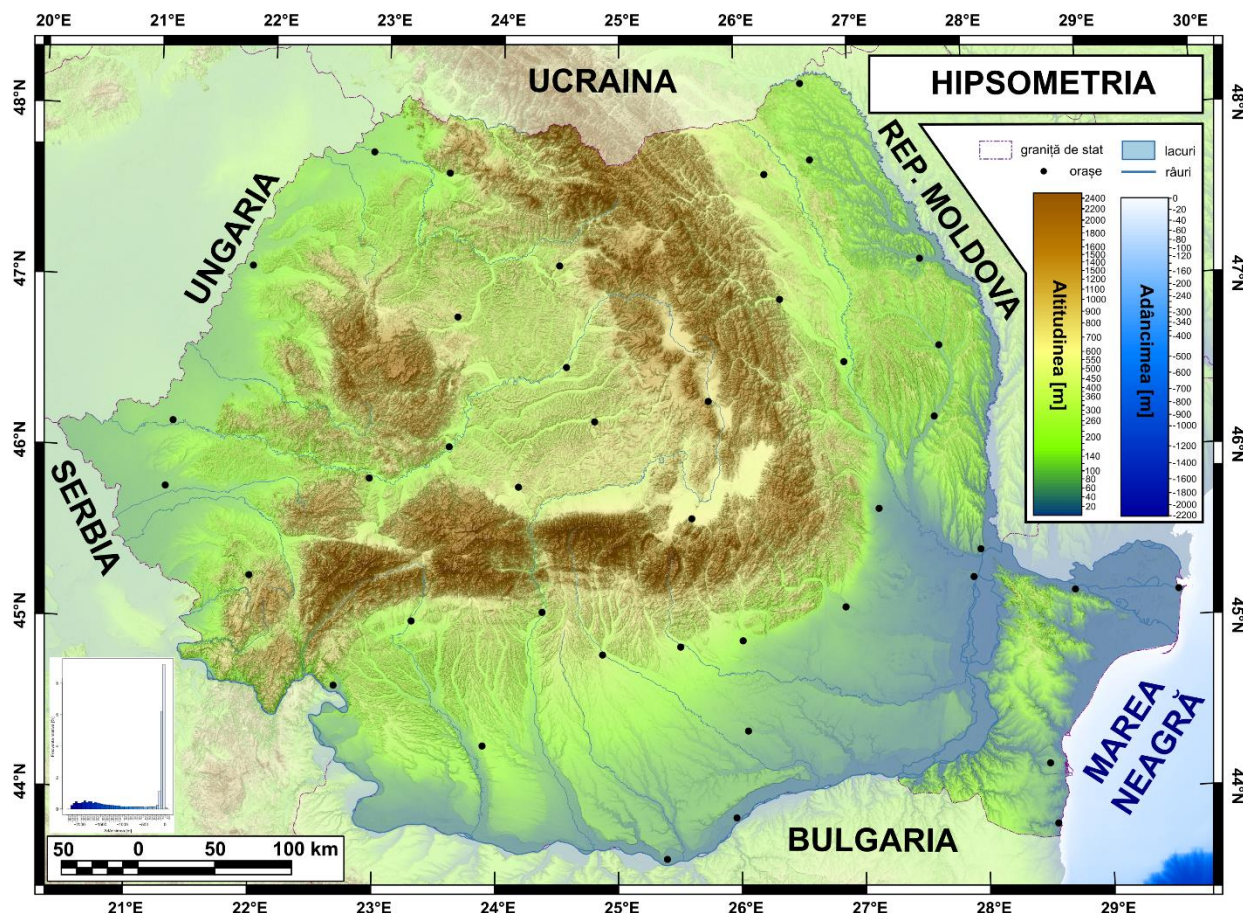


Figura 54 Harta hipsometrică a României conform datelor SRTM1

4.3 Trăsături morfografice ale reliefului României

Trăsăturile morfografice sunt diferențiate pe trepte de relief, complexitatea crescând la fel de la câmpie spre aria montană. În aria montană acestea se diferențiază în funcție de nivelul altimetric.

4.3.1 Trăsături morfografice ale munților înalți

În munții înalți, cu altitudini de peste 2000 de metri, relieful poartă trăsături alpine, principalele aspecte ale formelor de relief fiind următoarele:

- crestele alpine – situate la partea superioară a reliefului, foarte înguste, de multe ori zimțate și foarte dificil de parcurs. Pot fi unitare, cu lungimi impresionante, așa cum este creasta principală a Făgărașului (peste 60km lungime). Din creasta principală se dezvoltă creste secundare, motiv pentru care

pot să apară așa numitele creste penate. În majoritatea cazurilor se dezvoltă însă creste alpine ramificate (M. Rodnei, Parâng, Retezat). Peste nivelul creștelor se dezvoltă vârfuri ascuțite de formă piramidală care se comportă ca martori de rezistență litologică. Porțiunile mai joase de la nivelul creștelor poartă denumirea de strungi sau custuri. Creștele alpine se sprijină pe versanți foarte puternic înclinați ce sunt cunoscuți sub denumirea de abrupturi.

La baza abrupturilor, prin dezagregare și mobilizare gravitațională, iau naștere unele forme de racord cunoscute sub denumirea de trene sau grohotișuri. Aceste trene își au baza pe unele forme de eroziune glaciară, cum sunt circurile glaciare.

- alte forme sunt cele legate de prezența câmpurilor de pietre, uneori aranjate haotic, formând mari sau haosuri de pietre.

4.3.2 Trăsături morfografice ale munților joși și mijlocii

În munții joși și mijlocii cu altitudini sub 2000 de metri trăsăturile morfografice poartă amprenta principalelor trăsături tectono-structurale.

a) Culmile montane – îmbracă aspecte diferite, diferențiate după lungime, formă, înclinare. Se grefează în lungul unor anticlinale. Se constată o adaptare a reliefului la structura geologică. Culmile montane pot fi: lungi sau scurte; largi sau înguste; situate la același nivel altitudinal. Culmile montane sunt caracteristice ariei cristaline: M. Suhard, M. Bistriței, dar cea mai mare reprezentativitate o au în fliș: Culmea Goșman, Muntele Lung (Tarcău).

b) Vârfurile montane – sunt situate în lungul culmilor funcționând ca martori de rezistență litologică. Îmbracă o gamă largă de aspecte:

- vârfuri ascuțite (piramide) condiționate de roci dure;
- vârfuri rotunjite (cupola) apar în Munții cristalini: vf. Giumalău sau în aria de fliș.

c) Versanții – ocupa peste 75% din întreaga arie montană și îmbracă o gamă variată de aspecte, caracterizați prin lungime, înclinare, formă:

- versanți lungi sau scurți;
- versanți slab sau puternic înclinați;
- versanți liniari;
- versanți concavi;
- versanți convecși.

d) Văile – sunt diversificate în funcție de structură geologică, astfel pot fi:

- văi sinclinale;
- văi diagonale;
- văi transversale.

De asemenea, se pot întâlni și văi tectonice, instalate pe linii tectonice (falii). Văile Carpatice pot fi după formă:

- văi înguste (văi mici în care elementele constitutive sunt slab conturate, prezintă albiu minore, sunt lipsite de terase);
- văi largi (care prezintă albiu majore bine dezvoltate însoțite de terase).

În diferite condiții, când traversează structuri și roci dure îmbracă aspecte particulare:

- prezența defileurilor (defileurile sunt îngustări pronunțate ale văilor cu declivități mari fiind frecvente în toate ariile morfostructurale cu roci cristaline: Defileul Oltului);

- prezența cheilor – cheile sunt sectoare înguste de vale cu versanții foarte apropiați și puternic înclinați. Ele se dezvoltă pe roci calcaroase: Cheile Bicazului, Cheile Nerei. Rar, se dezvoltă chei și pe roci metamorfice: Cheile Bistriței (Zugreni).

e) Pasurile și trecătorile – pasurile sunt ariile coborâte dintre două maxime montane prin care se asigură trecerea. Trecătorile sunt locuri joase de trecere între două unități fizico-geografice traversate de două cursuri de apă. De exemplu: Turnu Roșu- Cozia, Toplița-Deda. Prezența pasurilor și trecătorilor deosebesc Carpații de alte lanțuri cu caracter alpin. De asemenea, Carpații sunt intens populați și umanizați.

f) Depresiunile intramontane – Carpații se caracterizează prin multitudinea depresiunilor intramontane. Sunt peste 300 de depresiuni, de la cele foarte mici de tip butonieră, până la depresiuni foarte mari, tectonice și de baraj vulcanic sau tectono-erozive (Comănești).

4.3.3 Trăsături morfografice ale Subcarpaților

Trăsăturile morfometrice ale Subcarpaților se simplifică fiind legate de principalele aspecte tectono-structurale.

Principalele forme sunt culmile și dealurile subcarpatice la care se adaugă depresiunile subcarpatice.

Culmile subcarpatice sunt foarte bine reprezentate în Subcarpații Moldovei, așa cum este cazul Culmii Pleșului, Dealului Lung sau Culmii Pietricica Bacăului. În Subcarpații de Curbură și cei Getici, culmile subcarpatice sunt secționare de către Rețeaua hidrografică rezultând dealuri subcarpatice interne sau externe cu altitudini diferite, uneori atingând 1000 de metri. În anumite sectoare, datorită fragmentării intense apare așa-numitul relief de mușce.

Depresiunile se grefează de regulă pe vaste anticlinorii, putând fi depresiuni interne (intracolinare) sau externe.

Între culmi și depresiuni se dezvoltă versanți care îmbracă diferite forme, dar care în aria subcarpatică sunt afectați de cele mai intense procese geomorfologice: eroziune în suprafață, în adâncime și alunecări de teren. Versanții sunt extrem de degradați, înregistrându-se stadiul de badlands.

Principala trăsătură a Subcarpaților rămâne prezenta unui șir de depresiuni lipite de munte, delimitate la exterior de un șir de dealuri și culmi deluroase subcarpatice. În aria Subcarpaților de Curbură și Subcarpaților Getici se individualizează un al doilea șir de depresiuni numite depresiuni intracolinare separate de un al doilea aliniament deluros, uneori marcat de prezența unor structuri monoclinale sau de existența unor formațiuni cu caracter piemontan (Măgura Odobești). Local, morfologia este amplificată de prezența unor pînteni de fliș (Ibănești, Draja-Chiojd).

4.3.4 Trăsături morfografice ale unităților deluroase și de podiș

Aceste unități de relief prezintă trăsături morfografice specifice, condiționate tot de structura geologică și de litologie.

Dealurile de Vest se remarcă printr-o bordură deluroasă situată la periferia vestică a Occidentalilor, constituită din roci diferite, începând cu cele de natură metamorfică (Culmea Codrului, Măgura Șimleului, Dealurile Buziașului și Pogănișului sau parțial în Dealurile Năsăudului). Cel mai adesea, această bordură deluroasă este formată din roci sedimentare de vârstă neogenă, acoperite sau nu de formațiuni cu caracter piemontan (Dealurile Lipovei).

Bordura deluroasă este intens fragmentată de Rețeaua hidrografică generând subunități de relief, precum: Dealurile Silvaniei, Dealurile Crișene sau Dealurile Bănățene. De regulă, altitudinea acestor dealuri scade de la contactul cu muntele spre trecerea la Câmpia Tisei.

În **Depresiunea Colinară a Transilvaniei** aspectele morfografice se grupează în funcție de poziția în cadrul acestei mari unități. La exteriorul depresiunii, la contactul cu munții, cea mai tipică formă este dată de prezența unor depresiuni submontane (în Sud Depresiunea Făgăraș, Sibiu și Culoarul Apoldului, în SV largul culoar Mureș-Arieș-Strei, iar în N Depresiunea Lăpușului). În toată această depresiune sunt foarte bine reprezentate formele reliefului fluvial cu șesuri aluviale (lunci) largi, terase, glacisuri și apoi piemonturi la marginea muntelui. În partea de est a Depresiunii Transilvaniei apare o situație asemănătoare cu cea din Subcarpații interni sau externi ai Transilvaniei. Cauza o reprezintă prezența unor depresiuni lipite de munte (Depr. Homorode, Depr. Odorhei, Depr. Praid, Depr. Ruși-Munți, Depr. Livezi).

Aceste depresiuni sunt limitate spre Bazinul Transilvan cu o serie de dealuri înalte cu altitudini care ating 1000 de metri (Dealurile Rez, Glod, Șieului, Cetății), iar după aceste dealuri, la limita Pod. Transilvaniei apar și unele depresiuni mai mici precum Depr. Rupea, Depr. Gurghiu etc.

În partea centrală a depresiunii se dezvoltă un relief de podiș în care se individualizează trei subunități majore: Podișul Târnavelor, Câmpia Transilvaniei, Podișul Someșan. Denumirea acestor unități se realizează în concordanță cu tipul de fragmentare: deluroasă în Dealurile Târnavelor, apoi fragmentare colinară în Câmpia Transilvaniei și de podiș în Podișul Someșan, datorită structurii monoclinale.

Unitățile principale de relief sunt separate de văi largi care generează adevărate culoare, ca în cazul Someșului Mare și Mic, Culoarul Mureșului, cât și Culoarul Târnavelor Mici și Mari.

Podișul Moldovei reprezintă cea mai importantă arie de podiș a României și cea mai tipică. Aspectele morfografice diferă în funcție de geneză, dar și în funcție de structura geologică și litologică.

Principalele subunități sunt : Podișul Sucevei, Dealurile Jijiei³⁷ și Podișul Bârladului.

Podișul Sucevei: la limita cu Obcinele Bucovinei și mai apoi cu Subcarpații Moldovei se poziționează Podișul piemontan, unde formațiunile sedimentare cu o structură monoclină sunt acoperite de formațiuni piemontane. Aceste formațiuni piemontane au fost fragmentate de Rețeaua hidrografică, păstrându-se local sau insular în relief, în special la ieșirea principalelor râuri din aria montană: Ciungi, Boiștea-Blebea, Corn, Mărgineni-Runc, Piemontul Hâncești.

În **Podișul Sucevei** se menține o fragmentare tipică de podiș, în care în principalele subdiviziuni, în relief apar platouri cu caracter structural și petrografic, așa cum sunt Dealurile Dragomirnei sau Pod. Fălticeniilor, cât și la E de Siret în Dealul Mare Hârlău.

Prezența unor văi subsecvente determină și apariția reliefului de cueste, ca în Pod. Fălticeniilor.

În **Dealurile Jijiei** se menține o fragmentare de tip colinar în care nivelul general al reliefului este cu circa 200 de metri mai jos decât în Pod. Sucevei. Faptul este explicat prin eroziunea mai pronunțată în cazul rocilor mai moi, marno-argiloase. În relief se păstrează câmpuri interfluviale cu caracter sculptural, la care se adaugă un relief de cueste cu frunți degradate prin procese geomorfologice. Văile sunt largi, cu șesuri aluviale foarte bine dezvoltate.

Această unitate este delimitată în N de o bordură deluroasă mai înaltă (Dealurile Ibăneștilor), iar în partea centrală se individualizează Dealurile Copălau-Cozancea-Guranda, care separă această subunitate în două compartimente: N este drenat de Jijia și afluenții săi, iar S este drenat de Jijia și Bahlui.

³⁷ Niculiță Mihai (2021) Geomorphological restitutions for the geomorphological regionalization of Romania: the Moldavian Plain case. Revista de Geomorfologie 23(1):17-37. <https://doi.org/10.21094/rg.2021.137>

Podișul Bârladului păstrează cele mai tipice aspecte ale reliefului de podiș dezvoltat în structuri monoclinale.

În jumătatea de N, respectiv în Podișul Central Moldovenesc sunt caracteristice platourile cu caracter structural, cum sunt cele din zonele Repedea-Păun, Șcheia-Ipatele, dar și formele reliefului asimetric de cueste. Astfel, sunt prezente mari fronturi de cuestă, așa cum sunt cele din Coasta Iașilor, apoi mai la S Coasta Bârladului Superior, Racovei, Lohanului.

În jumătatea de sud domină formele reliefului sculptural, îndeosebi de eroziune cu platouri și interfluvii mai largi sau mai înguste, precum cele din Colinele Tutovei, la care se adaugă versanții afectați de eroziune în suprafață și în adâncime (cu numeroase ravene), dar și formațiuni piemontane ca în Piemontul Poiana Nicorești sau loessuri ca în Câmpia Întâlnită a Covurluiului.

În tot **Podișul Bârladului** văile sunt largi, cea mai tipică vale fiind cea a Bârladului. Podișul Moldovei este străbătut aproximativ de la N la S de Valea Siretului, care își creează prin eroziune, transport și acumulare un larg culoar asimetric cu o lunca foarte largă, în special aval cu confluența cu Moldova, cu terase foarte bine dezvoltate pe partea dreaptă.

Podișul Piemontan Getic prezintă trăsături apropiate de podișurile cu o structură monoclină, dar care suportă și formațiuni piemontane.

Rețeaua hidrografică a fragmentat suprafața inițială, rezultând o serie de suprafețe derivate cunoscute sub denumirea de platforme. De la E spre V avem: Piemontul Căndești, Argeșului, Cotmeana, Oltețului, Jiului, Strehaiei și mai apoi Bălăciței. Astfel, râurile secundare au separat o serie de interfluvii mai largi sau mai înguste care scad în altitudine de la N la S și de la E spre V. Forma acestor suprafețe interfluviale este triunghiulară cu vârful spre S dacă rețeaua hidrografică este convergentă (platforma Argeșului) sau generează suprafețe trapezoidale, cu baza mare îndreptată spre sud dacă Rețeaua hidrografică este divergentă ca în Platforma Cotmeana.

Văile sunt adânci și bine dezvoltate constituind locul predilect pentru amplasarea localităților. Întreg Podișul Getic se termină în sud printr-un abrupt morfologic care delimitează subunitatea de Câmpia Română.

4.3.5 Trăsături morfografice ale unităților de câmpie

În Câmpia Tisei și Câmpia Română domină formele reliefului de acumulare rezultat după ce lacurile cuaternare s-au retras din aceste teritorii. În funcție de condițiile generale de formare, principalele trăsături morfografice se grupează oarecum diferit.

La contactul cu treapta deluroasă și de podiș se individualizează câmpii piemontane mai înalte, ușor înclinate formate din și nisipuri.

În proximitatea acestora se dezvoltă o a doua categorie a câmpiei, de subsidență, rezultată prin mișcări negative, ceea ce contribuie la o sedimentare activă și îndelungată. Câmpiile piemontane sunt: Pitești, Târgoviște, Ploiești, Focșani, Buzău, Câmpia Tisei. Aceste câmpii sunt joase, mlăștinoase, care uneori prezintă și cursuri de apă divagate (ex: în Câmpia Română: Titu, Gherghiței, Săratei, Buzăului Inferior, Câmpia Siretului Inferior; în Câmpia Tisei: Crișurilor, Someșului).

Un alt element morfografic reprezentativ este întâlnit în câmpiile tabulare dezvoltate pe loessuri unde reprezentative sunt câmpurile interfluviale netede, foarte largi, în care apar și procese de sufoziune și tasare, procese care generează un microrelief de croturi, depresiuni închise de diverse dimensiuni (Câmpia Română de E: Câmpia Bărganului, Câmpia Tisei: Câmpia Jimboliei, Aradului).

Între câmpiile tabulare se cele de subsidență se dezvoltă așa numitele câmpii de tranziție, cu formațiuni loessoide dar și cu forme de sufoziune și tasare de tipul găvanelor și a padinelor (Câmpia Vlăsiei, Câmpiile Găvanu-Burdea și parțial Câmpia Tecuciului).

Un loc aparte îl ocupă morfografia generală de mobilizare a nisipului prin procese specifice. Rezultă un relief specific reliefului eolian, caracteristic câmpiilor de dune (Câmpia Nădlacului, în Câmpia Olteniei). Un alt perimetru din Câmpia Română este cel din partea terminal V, pe dreapta râurilor Buzău, Calmățui și Ialomița, inclusiv în Câmpia Hagienilor, iar local mai apar în Câmpia Tecuciului (zona Ivești-Hanu-Conachi).

La nivelul câmpiilor, foarte bine reprezentate sunt formele reliefului fluvial, cu văi bine dezvoltate în care luncile sunt foarte largi, iar apoi sunt însoțite de sisteme de terase.

4.4 TIPURI GENETICE DE RELIEF

Tipologia reliefului se stabilește în funcție de gruparea unor forme de relief într-un anumit tip care este condiționat de modul de formare și de evoluția reliefului respectiv. Astfel, putem discuta de existența a două mari categorii genetice:

- o primă categorie se referă la implicațiile predominante ale structurii geologice, tectonicii și alcătuirii litologice, formând morfostructura. În esență, morfostructura este condiționată prioritar de manifestarea factorilor interni (intervine tectonica).
- pe de altă parte tipologia reliefului este condiționată și de acțiunea factorilor externi care modelează, mai mult sau mai puțin intens, formele inițiale. Aceasta categorie poartă denumirea de morfoscultură și este generată de acțiunea factorilor denudaționali (aer, apă, gheață).

Principalele tipuri genetice de relief sunt :

1. Relief tectono-structural – aparține morfostructurii
2. Relief petrografic – aparține morfostructurii
3. Relief glaciatic – tip de relief climatic
4. Relief periglaciatic - tip de relief climatic
5. Relief denudațional – condiționat de principalii agenți denudaționali
6. Relief fluvio-denudațional - condiționat de principalii agenți denudaționali
7. Relief fluvial
8. Relief eolian
9. Relief litoral
10. Relief biogen
11. Relief antropogenic

4.4.1 Relief tectono-structural

Acest tip de relief grupează forme majore care sunt condiționate de tectonica și de structură geologică.

Relieful este cel mai bine reprezentat în zonele de orogen având însă o importanță deosebită și în unitățile de podiș, pentru că în unitățile joase, în special în cele de câmpie, acest tip de relief să fie mult mai slab exprimat.

Orice formă a reliefului tectono-structural poartă însă și pecetea modelării subaerene.

a) Relieful condiționat de tectonică: tectonica intervine activ îndeosebi în zona de orogen, cu precădere în unitățile de orogen Carpatice.

La nivelul teritoriului Carpatice dislocațiile profunde ale scoarței și prezența unor linii de falie determină anumite particularități. Astfel, dintre toate tronsoanele Carpatice, cea mai mare complexitate se regăsește în Carpații Occidentali. Aceasta complexitate deriva din multitudinea faliilor și dislocațiilor tectonice pe baza cărora s-au realizat frecvente mișcări de tip epirogenetic, ceea ce evidențiază prezența masivelor de tip horst-graben (ex: Apuseni, horstul M. Poiana Rusca; grabenul de pe culoarul Mureș, de pe Timiș-Cerna).

Horsturile majore cuprind la rândul lor horsturi și grabene așa cum sunt horsturile munților din N și V Apusenilor, acestea sunt separate de grabene și depresiuni: Beiuș, Zarand.

În Meridionali funcționează sistemele de munți bloc (Blocul Făgărașului, Parângului, Retezat-Godeanu). Aceste masive bloc sunt limitate de dislocații tectonice majore (Valea Oltului sau culoarul Timiș-Cerna). Mai mult, între masivele tip bloc, pe linii de falie s-au format și importante depresiuni tectonice: Depresiunea Petroșani, Depresiunea Loviștei.

În Orientali, principalele linii tectonice sunt marcare de fruntea pânzelor de șariaj, aici realizându-se mai multe fâșii longitudinale care sunt separate tot de linii tectonice. Unele masive cristaline sunt și ele separate de linii tectonice, ca în cazul Munților Rodnei.

În interiorul celor trei grupe Carpatice, liniile tectonice de tip falie pot să apară în relief sub forma unor abrupturi tectonice (falia din N Munților Făgăraș determină abruptul tectonic nordic al Făgărașului – de ex: Falia Dragoș-Vodă din nordul Munților Rodnei ce determină abruptul nordic al M. Rodnei).

Local, unele linii tectonice formează văi care se situează pe aceste linii (văi tectonice). De exemplu: Valea Tarcău sau Valea Bistriței în sectorul de chei, Valea Dunării în sectorul de defileu.

b) Relieful structural din teritoriul Carpatice: în zona de orogen Carpatice structura geologică se implică activ în relief. Există două situații reprezentative:

1) Adaptarea reliefului la structură geologică: prezența structurilor cutate determină menținerea principalelor culmi montane pe linia și direcția principalelor anticlinale, în timp ce văile se dispun pe direcția principalelor sinclinale. Această adaptare este specifică în aria flișului Carpatice, dar se regăsește și în aria cristalină.

De multe ori, în aria flișului adaptarea reliefului la structură este aproape perfectă (cazul Obcinelor Bucovinei), unde relieful rezultat poartă denumirea de relief jurasian, de la M. Jura unde este tipic și a fost descris pentru prima dată.

2) Marile inversiuni de relief: când nu există compatibilitate între structură geologică și principalele linii ale reliefului. În acest caz discutăm despre prezența unor sinclinale ridicate (suspendate) care formează linia altitudinii maxime. Asemenea inversiuni de relief se regăsesc în zona cristalino-mezozoică, respectiv în sinclinalele Rarău, Hășmaș, Piatra Craiului³⁸ în Orientali, apoi în S Meridionalilor în Munții Cozia, M. Capățânii și Vâlcănelui la care se adaugă cele din Carpații Occidentali.

Inversiuni de relief sunt întâlnite și în aria flișului intern, respectiv în Pânza de Ceahlău, Ciucaș-Zăganu și Bucegi.

Pânzele de șariaj Carpatice se mențin în relief îndeosebi în cazul frunților acelor care generează mari abrupturi cu caracter structural. Cele mai tipice sunt frunțile pânzelor bucovinice și transilvane din zona cristalină și cristalino-mezozoică (ex: fruntea pânzelor transilvane din Masivul Rarău, din Piatra Șoimului-Pietrele Roșii).

La fel de evidente în relief sunt și frunțile pânzelor de șariaj care alcătuiesc flișul Carpatice. Pentru exemplificare menționăm fruntea Pânzei de Vrancea din flișul extern, care încăleacă peste unitatea pericarpatice sau chiar peste formațiunile de platformă din Pod. Sucevei. Această frunte formează un important abrupt structural care domină unitățile joase așa cum este cazul abruptului de la periferia estică

³⁸ Deși în Grupa Bucegi din Meridionali, geologia este similară cu a Orientalilor

a Obcinei Mari, sau abrupturile periferice ale M. Stânișoarei și Goșmanului care domină depresiunile subcarpatice Ozana-Topolița sau Cracău-Bistrița.

Hogback-urile reprezintă asimetrii de relief condiționate de prezența unor cutări în cute redresate. Hogback-urile reprezintă asimetrii în care un versant este mai slab înclinat, iar cel de-al doilea prezintă o înclinare mult mai accentuată. Asemenea forme de relief se regăsesc cel mai adesea în munții flișului fiind foarte frecvente în Obcina Feredeului.

În Subcarpați se remarcă o adaptare a reliefului la structură geologică. Astfel, majoritatea depresiunilor, îndeosebi cele submontane se grefează pe linii de largi sinclinorii. Culmile și dealurile subcarpatice se leagă de prezenta anticlinoriilor, așa cum este cazul Culmii Pleșului, a Culmii Pietricica Bacăului din Subcarpații Moldovei, sau cum este cazul Dealului Istrița din Subcarpații de Curbură. În unele situații, în cazul dealurilor externe, unde apare și o structură de monoclin, în relief se mențin asimetrii de tipul cuestelor (Subcarpații de Curbură: zona Măgurii Odobești, Dealul Deleanu). În cazul apariției sămburilor de sare, unde structură este de tip cute diapire, pot să apară și inversiuni de relief, respectiv depresiuni de tip butonieră. Asemenea situații sunt prezente la Solca, Cacica, Tg. Ocna, Ocnele Mari etc.

În unitățile deluroase și de podiș cu o structură de monoclin, relieful de această factură se identifică prin două componente:

- prezenta platourilor și a interfluviilor cu caracter structural-litologic: în relief se mențin o serie de platouri sau de suprafețe interfluviale largi și relativ netede care pot fi considerate ca fragmente din suprafața inițială a podișului. În această categorie menționăm: platourile și interfluviile structurale din Pod. Moldovei, cele mai tipice fiind situate în Dealurile Dragomirnei, în Dealul Bour, în Dealul Mare Hârlău, apoi cele din Pod. Central Moldovenesc, Platoul Repedea-Păun, Platoul Șcheia-Ipatele, Platoul Tansa.

- prezența reliefului de cueste care este un relief derivat, care prezintă atât caractere de relief structural, dar și cu caracter sculptural: relieful de cueste este condiționat de apariția și evoluția unei alte generații de văi care au direcția de curgere perpendiculară pe direcția de înclinare a straturilor (văile cu caracter subsecvent). În aceste condiții se dezvoltă un relief asimetric cu un versant puternic înclinat (frunțe de cuestă), în care straturile sunt retezate în cap, iar cel de-al doilea versant este prelung și slab înclinat, numit revers de cuestă. Acest tip de relief este foarte bine reprezentat în tot Podișul Moldovei, existând situații în care frunțile de cuestă se extind pe lungimi de km, formând așa-numitele fronturi de cuesta. Cel mai cunoscut front de cuestă din Pod. Moldovei îl reprezintă Coasta Iașilor, la limita dintre Dealurile Jijiei și Pod. Central Moldovenesc. Se extinde pe aproximativ 60 km lungime, între localitățile Strunga și Păun. Alte fronturi de cuestă sunt cele de pe dreapta Bârladului Superior amonte de Negrești, apoi Coasta Racovei, Coasta Lohanului. Cueste importante se regăsesc și în Pod. Sucevei, cum sunt cele de pe dreapta Șomuzului Mare și Șomuzului Mic, sau cele din Dealurile Jijiei, situate de regulă pe dreapta râurilor Jijia, Jijioarei, Sitnei.

Frunțile de cuestă reprezintă terenuri intens degradate afectate de procese geomorfologice foarte intense. Mai valoroase sunt reversurile de cuestă, atât pentru amenajări privind extensia intravilanului, pentru căi de comunicație sau pentru utilizări agricole.

În Depresiunea Colinara a Transilvaniei, prezența reliefului de factură structurală se leagă de prezența celor trei tipuri majore de structură. În Podișul Someșan se identifică prezența reliefului de cueste doar în compartimentul Dealurilor Clujului și Dejului, unde structura monoclinală, cu straturile îndreptate spre interiorul depresiunii formează așa-numitele cueste în evantai. În partea centrală a depresiunii, în cazul structurii în domuri se realizează câteva situații distincte. O prima situație este când domurile se păstrează în relief sub forma unor înălțimi aplatizate, rotunjite, în care rețeaua hidrografică se insinuează printre formele de tip dom. Dacă rețeaua hidrografică taie un dom prin partea centrală atunci în relief rezultă două cueste semicirculare numite cueste față în față sau în oglindă (cazul domului de la Bazna). Dacă un râu taie domul pe un flanc atunci în relief se păstrează o cuestă de formă semicirculară (cazul cuestelor de pe dreapta Mureșului, până la confluența cu Arieșul). În cazul structurilor în cute diapire sunt frecvente inversiunile de relief ca urmare a topirii sămburilor de sare, cel mai tipic exemplu fiind cel de la Sovata,

din Depresiunea Praid-Sovata. Situații asemănătoare cu mici depresiuni ocupate de lacuri sărate se întâlnesc și în ariile de la Ocna Sibiului, Ocna Mureș, Ocna Turda, Cojocna, Ocna Dej.

În Podișul Piemontan Getic straturile sedimentare sunt tot monoclinale, înclinate de la N spre Sud, ceea ce determină apariția unor fronturi de custe la limita nordică, respectiv la contactul cu Subcarpații Getici, în timp ce rețeaua hidrografică, convergentă sau divergentă a creat o serie de suprafețe derivate cu dimensiuni variabile, care poartă denumirea de platforme.

În unitățile de câmpie, efectul structurii geologice în relief este minor, deoarece aceste unități s-au format prin acumulare iar structură geologică, de regula tabulară, nu se implică în relief cedând locul alcătuirii litologice.

4.4.2 Relieful petrografic (litologic)

Acest tip de relief poartă amprenta trăsăturilor rocii, întrucât fondul litologic prezintă un comportament diferit la acțiunea factorilor externi. La nivelul României rocile sedimentare prezintă cea mai largă dezvoltare, fiind întâlnite pe circa 85% din teritoriu. La mare distanță urmează rocile metamorfice, care ocupă aproximativ 10 % din teritoriu, iar 5 % aparține rocilor vulcanice.

Datorită proprietăților diferite, fiecare categorie genetică determină o anumită specificitate a reliefului, dar la nivelul rocilor sedimentare apare o diversitate deosebită a formelor de relief.

4.4.2.1 Relieful vulcanic relict din România

Relieful vulcanic se întâlnește în urma apariției la zi a unor roci magmatice efusive, prin erupții vulcanice, și depunerea acestora, și mai rar în cazul apariției la zi a rocilor magmatice intrusive.

Cel mai bine reprezentat, dar totuși relict (deoarece nu mai există erupții) este relieful generat de vulcanismul neogen, care a însoțit ciclul orogenetic alpin.

Acest relief s-a constituit progresiv în cazul celor trei cicluri mari de erupții care au început în Badenian și s-a încheiat în Pleistocen. Inițial erupțiile s-au produs în mediul acvatic, edificându-se formele de tipul stratovulcanilor, iar ulterior au continuat și în mediul subaerian, generând o serie de forme specifice pe care le întâlnim în lanțul vulcanic din vestul și din nord-vestul Carpaților Orientali. Astfel, aceste forme de relief caracterizează aria vulcanitelor neogene, cât și aria vulcano-sedimentară, munților vulcanici adăugându-li-se Munții Tibleșului și Bârgăului, cât și o bună parte din Munții Metaliferi.

Relieful vulcanic se caracterizează prin prezenta unor forme de relief în care dominante sunt aparatele vulcanice. Astfel, în Munții vulcanici se păstrează o serie de aparate vulcanice de tip con. Aceste forme sunt foarte bine reprezentate în Călimani, Gurghiu și Harghita, cele mai tipice fiind aparatele vulcanice Fâncelul, Bătrâna, Saca, Tătarca în Munții Gurghiuului, apoi vârfurile Harghita-Mădăraș, Cucu, Ostoros, Piatra Talaborului în Munții Harghitei.

Cu cât erupțiile au fost mai vechi, cu atât păstrarea în relief a aparatelor vulcanice este mai redusă, așa cum este cazul cu munții din NV Orientalilor, unde cel mai adesea se păstrează fragmente de aparate vulcanice. La polul opus se află aparatele rezultate în urma erupțiilor mai noi. Acestea păstrează la partea lor superioară cratere foarte vizibile (ex: craterul Muntelui Ciomadu, de la est de Olt, lângă Tușnad). În proximitatea acestui crater se păstrează un al doilea, mult mai estompat, în care fostul lac a fost colmatat și este transformat astăzi într-o mlaștină (turbărie, Tinovul Mohoș).

Datorită caracterului exploziv, la partea superioară a reliefului vulcanic s-au individualizat o serie de cratere de mari dimensiuni de explozie și de prăbușire. Cele mai tipice sunt cele din Masivul Ignișului,

respectiv Caldeirele Săpânța și Marei. În munții Gurghiu și Harghita (mica caldeiră de la Harghita Băi), dar cea mai tipică și cunoscută din România este Caldeira Călimani. Aceasta ocupă partea centrală a M. Călimani, are un diametru de 10.5 km și este erodată de un afluent al râului Neagra Șarului. La marginea acestei caldeire se păstrează o serie centre secundare de erupție sub forma unor vârfuri, de regulă conice: Pietrosu, Negoiu Unguresc, Negoiu Românesc, Pietricelul, Rețitiș, Călimănel.

Relieful vulcanic presupune și existența unor forme de relief de mai mica anvergură, dar care prezintă valențe turistice. În aceasta categorie menționăm:

- Conuri adventive secundare care reprezintă mici centre de erupție;
- Neckurile vulcanice care reprezintă fragmente din vechile coșuri vulcanice;
- Formele de relief reziduale generate prin eroziune selectivă, cum este cazul cu cei 12 Apostoli;
- Forme de tip dyke care sunt iviri de lavă ajunse la zi pe linii de falie: Creasta Cocoșului – Gutâi.

Planezele sunt suprafețe trapezoidale păstrate pe flancurile conurilor între mici cursuri de apă.

Barancosurile sunt sectoare de vale sculptate în pachete de lavă și de aglomerate cu aspect de microcanion.

La marginea ariei vulcanice, îndeosebi în V Munților Călimani, Gurghiu și Harghita, în relief se păstrează forme de relief de tipul platourilor vulcanice, unele foarte netede, care se mențin în relief la altitudini cuprinse între 800 și 1000 de metri.

Spre periferia ariei vulcanice se păstrează și forme de relief de tip piemont, așa cum sunt piemonturile din V Călimanilor, sau piemontul din V Munților Gurghiu.

Rețeaua hidrografică majoră a secționat ansamblul munților vulcanici, rezultând sectoare de vale în defileu. Cel mai tipic este Defileul Mureșului, dintre Toplița și Deda, apoi Defileul Oltului de la Tușnad și Defileul Oltului de la Racoș - Munții Perșani. Uneori, defileurile sunt de mai mică amploare, așa cum este cazul cu defileurile râurilor Săpânța și Mara, la ieșirea din caldeire.

În cazul ultimelor erupții vulcanice s-au pus în loc roci de tipul bazaltelor. Bazaltele cristalizează diferit, motiv pentru care păstrează în relief aspecte foarte spectaculoase (coloanele de bazalte sau formele de tip orga bazaltică, așa cum sunt cele din Metaliferi de la Detunatele).

Vulcanismul neogen din Carpații românești și-a încheiat ciclul de activitate, rezultatul final fiind ansamblul munților vulcanici care reprezintă cel mai lung lanț de munți vulcanici stinși din Europa. Dintre fenomenele post-vulcanice, în Carpații românești se mai păstrează doar mofetele care reprezintă emanații de gaze uscate. Aceste emanații sunt mai frecvente la periferia munților vulcanici, îndeosebi în depresiuni sau microdepresiuni, generând așa-numita aureola mofetică din Carpații Orientali. Aureola mofetică prezintă și o serie de avantaje în plan turistic și îndeosebi în scopuri balneare, terapeutice, dar lucrul cel mai important îl reprezintă mineralizarea apelor freatice cu formarea apelor minerale carbogazoase.

Vulcanul Ciomadul, cel mai nou vulcan al regiunii Carpatice

Pe baza rezultatelor privind vârsta K-Ar ale unor probe colectate cu atenție pentru a elimina cristalele mai vechi care au fost preluate în magmatismul mai nou (Lahitte și al., 2019)³⁹, activitatea extrusivă a Masivului Ciomadul poate fi rezumată după cum urmează:

(1) o primă etapă de la cca. 850 ka până la 440 ka în timpul căreia o activitate minoră extrusivă a avut loc în zona Vf. Puturosu, urmată de

(2) o a doua etapă mai scurtă, dar mai voluminoasă din punct de vedere al depunerilor de magme, de la cca. 200 ka la 30 ka. În această a doua etapă, a început vulcanismul (între aproximativ 200 ka și 130 ka) când partea nordică și central-vestică a masivului au fost construite. Apoi, după câteva zeci de mii de ani

³⁹ Lahitte, P., Dibacto, S., Karátson, D. et al. Eruptive history of the Late Quaternary Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians, part I: timing of lava dome activity. Bull Volcanol 81, 27 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1286-9>

de pauză, activitatea predominant efuzivă a fost reluată la aprox. 100 ka atunci când partea central estică a complexului de domuri a crescut. Această a doua fază de activitate s-a suprapus parțial cu (3) cea finală, extrem de explozivă din punct de vedere eruptiv care a început la aprox. 51 ka și s-a încheiat la 29 ka (Karátson și colab. 2016)⁴⁰.

În prima și în a doua etapă au fost

Ținând cont că perioada post 29 ka este mai mică decât perioadele precedente de inactivitate, se poate concluziona că Masivul Ciomadul nu poate fi considerat inactiv.

Vârstele obținute de Lahitte și al. (2019) sunt mai noi decât cele raportate anterior, și arată evoluția acestui masiv vulcanic, care după sporadicele extruziuni de domuri din partea SE, a fost urmat de extruziuni masive în partea centrală.

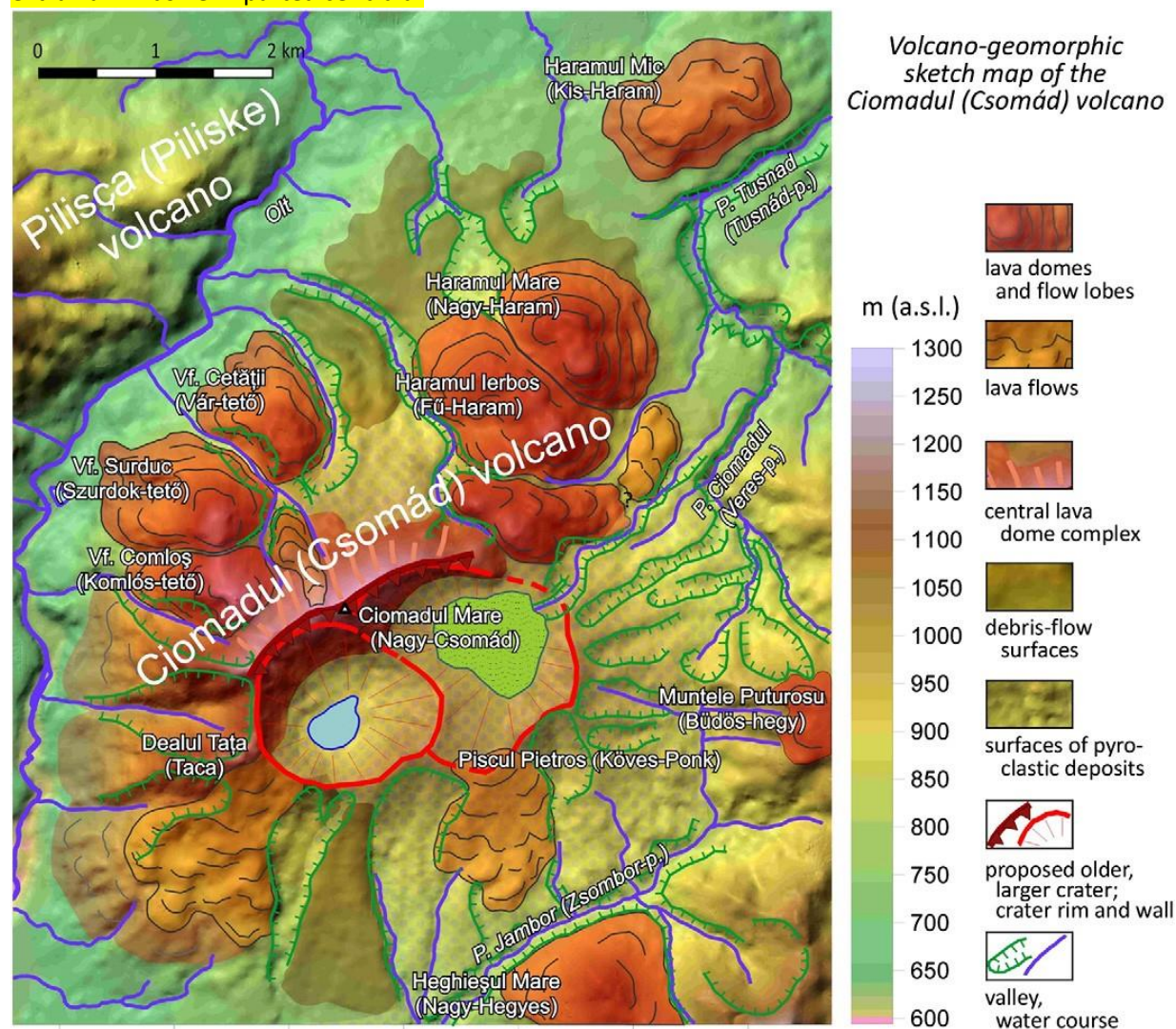


Figura 55. Schița geomorfologică a masivului Ciomadul (din Karátson et al. 2013, cuprinzând datele lui Szakács și Seghedi, 1986, 1990, Moriya și al. 1995)

⁴⁰ Dávid Karátson, Tamás Telbisz, Szabolcs Harangi, Enikő Magyar, István Dunkl, Balázs Kiss, Csaba János, Daniel Veres, Mihály Braun, Emőke Fodor, Tamás Biró, Szabolcs Kósik, Hilmar von Eynatten, Ding Lin (2013)

Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 255, 43-56, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.013>.

Activitatea vulcanică a complexului domului de lavă Ciomadul în ultimii 250 ka este tipică pentru domurile de lavă andezitice-dacitice, producând erupții efuzive și explozive (adică vulcaniene) concomitente (dovedite de secvențele piroclastice din zona Mohoș și de piroclastitele pumice din stadiul târziu legate probabil de formarea Craterului Sf. Ana). În acest context morfologia Masivului Ciomadul nu este atât de simplă pe cât se credea anterior (adică un simplu edificiu cu două cratere). Este mai probabil ca în timpul istoriei sale s-ar putea să fi apărut mai multe erupții care formează craterele și craterele imbricate. Ca o rămășiță a acestora, marginea plată, uniformă și mai înaltă a cupolei de lavă nordice cuprinzând craterele actuale pot reprezenta un crater de explozie mai mare (2-2,5 km în diametru: Fig. 47). Craterele actuale ar putea fi doar ultimele forme de relief tăierea structurilor anterioare.

4.4.2.2 Relieful format pe roci sedimentare

Comportamentul acestora diferă foarte mult în funcție de natura rocii. Un prim criteriu îl reprezintă pe de o parte tipul de rocă sedimentară, respectiv roci sedimentare consolidate și neconsolidate.

În relief sunt foarte bine reprezentate rocile consolidate. Aici se includ mai multe categorii de roci:

- Calcare și dolomite;
- Conglomerate și gresii;
- Marnele și șisturile argiloase.

Din categoria rocilor neconsolidate menționăm argilele, nisipurile și loessurile.

a) Relieful calcaros

Calcarele și dolomitele sunt roci sedimentare consolidate formate prin precipitare fizico-chimică, respectiv din soluții suprasaturate în care domina două componente:

- în cazul calcarelor, d.p.d.v. chimic este vorba de prezenta carbonaților de calciu, iar în cazul dolomitelor se găsește carbonat de calciu și magneziu;
- atât calcarele cât și dolomitele sunt roci sedimentare consolidate, relativ dure, aceasta duritate rezultând din tipul de liant (calcaros) la care se adaugă și grosimea pachetului de roci;
- calcarele și dolomitele sunt însă afectate de procese de denudație ca efect al modelării de către agenții externi;
- o prima categorie de procese o reprezintă cele de natura fizică care acționează prin intermediul eroziunii mecanice exercitate de către apă, vânt sau prin diferențieri termice.

Dacă procesele fizice sunt dominante, atunci putem vorbi de prezenta unui relief calcaros sau un relief dolomitic. Întrucât dolomitele sunt mai slab reprezentate, relieful calcaros este cel mai semnificativ. Aici intră marile blocuri calcaroase flancate de abrupturi dezvoltate pe calcare. În cazul în care apa acționează prin eroziune mecanică blocurile calcaroase sunt fragmentate, iar râurile care le străbat formează un relief de chei și defileuri.

În unele cazuri, apa din cadrul unor râuri se pierde în masa de calcar formând așa numitele văi oarbe.

Datorită diferențelor de temperatură de la zi la noapte sau de la vară la iarnă, dar și ca efect al îngheț-dezghețului, masele calcaroase se fragmentează progresiv, rezultând forme de relief de tipul trenelor de grohotiș poziționate la baza versanților.

Datorită climatului din timpul glaciațiunilor, prin procese de triaj termic s-au creat în masivele calcaroase și dolomitice forme de relief cu aspect ruinos, cele mai cunoscute fiind haosurile de blocuri.

Prin modelare subaeriană îndelungată și prin procese fizice variate, în masivele calcaroase și dolomitice se dezvoltă un relief rezidual cu forme extrem de interesante de tipul acelor, coloanelor,

turnurilor, piramidelor, dar și forme zoomorfe sau antropomorfe, inclusiv pietre oscilante. Toate acestea sunt denumite în toponimie.

b) Relieful carstic

Grupează toate formele de relief pe sau în masivele de roci calcaroase sau dolomitice. Relieful carstic este cel mai spectaculos tip de relief petrografic. Acest tip s-a format prin acțiunea combinată atât a proceselor fizice cât și chimice, dar rolul dominant revine proceselor chimice, între care dizolvarea are un rol esențial.

Calcarele și dolomitele sunt roci foarte slab solubile, procentul de dizolvare realizându-se doar într-un mediu relativ umed prin intermediul apei încărcate cu CO_2 . În cazul acesta apa are rol de acid slab (acid carbonic) care în contact cu CaCO_3 contribuie la dizolvarea progresivă a acestuia. CaCO_3 și MgCO_3 trec astfel în bicarbonați, care sunt solubili. Bicarbonații sunt îndepărtați progresiv, iar masa rocii este afectată prin dizolvare rezultând forme ale eroziunii de natura fizică. În anumite situații, îndeosebi în interiorul masei de roci, eroziunea chimică este urmată de acumulări prin trecerea bicarbonaților din nou în stare de carbonați prin recristalizare. Astfel se formează toate speleotemele, care sunt formele de acumulare din peșteri.

În funcție de modul de formare și de mediul de formare, relieful carstic aparține la două categorii:

- 1) de suprafață, numit și exocarst;
- 2) de adâncime, numit și endocarst.

EXOCARSTUL

Exocarstul grupează totalitatea formelor carstice situate la suprafața scoarței terestre. Dintre formele acestui tip de relief menționăm: lapiezurile, depresiunile de natura carstică, care de la mic la mare sunt dolinele, uvalele și poliile.

1) Lapiezurile sunt mici scobituri în masa rocii îmbrăcând forme, aspecte și dimensiuni variabile. Cele mai simple sunt lapiezurile liniare, care reprezintă mici șanțulețe de forma triunghiulară în profil transversal, cu dimensiuni de la câțiva mm la câțiva cm. Ele se instalează în masa rocii nude, pe suprafețe înclinate, de regulă pe linii de fisură a rocii (diacaze). De regulă sunt lapiezuri simple, dar adesea formează rețele numite și câmpuri de lapiezuri.

A doua categorie sunt lapiezurile tubulare care în profil transversal prezintă o formă ovoidală, având aspectul unor tuburi cu forme variabile, de regulă sinuoase și cu dimensiuni mai mari (de ordinul centimetrilor sau decimetrilor). Sunt forme mai evolute față de cele liniare, iar de regulă se asociază maselor calcaro-dolomitice, dar cu înclinări mult mai reduse.

O altă categorie sunt pluviolapiezurile, care reprezintă mici scobituri în masa rocii rezultate în urma impactului picăturilor de ploaie, îndeosebi a celor acide. Se dezvoltă de regulă pe suprafețe plane.

Ultima categorie o formează lapiezurile îngropate, care afectează masa rocii de sub stratul de sol. Acest tip este consecința prezentei în sol a acizilor organici, a unor fermenți sau a unor enzime care atacă masa rocii, rezultând scobituri de forme și dimensiuni variabile.

2) Dolinele sunt mici depresiuni carstice cu diametre de la câțiva metri până la câteva sute de metri și cu adâncimi de la 2-3 m până la zeci de metri, excepțională până la 100-200 de metri. Ca formă, dolinele au aspect circular, oval, mai rar neregulat. În funcție de profilul transversal, dolinele pot fi de două tipuri: farfurie și pâlnie. După dimensiune sunt doline mici, cu diametru de sub 10 m și adâncimi de până la 2-3 m; mijlocii cu diametrul de câteva zeci de m și adâncimi de până la 10 m; mari cu diametrul de peste 100 de m. Dolinele de tip farfurie au fundul plat și frecvent mlăștinos datorită dizolvării calcarului și formării de minerale argiloase.

Dolinele de tip pâlnie sunt mult mai adânci, și se continuă în subteran prin intermediul unui aven îngust, care poate comunica cu un gol subteran. Cele mai tipice în România sunt dolinele de tip farfurie cu un contur oval sau neregulat, iar ca dimensiuni domină dolinele mici și mijlocii. Cele mai mari sunt în

Occidentali (Platoul Carstic al Padeșului, aria carstică a Vașcăului), apoi cele din Munții Banatului, Anina, Podișul Mehedinți (Crovul Mare și Medvedului din aria carstică). Uneori dolinele sunt sparte de mici cursuri de apă, formând ulterior succesiuni de doline, care ulterior trec în văi carstice propriu-zise.

3) Uvalele sunt depresiuni carstice de dimensiuni mult mai mari cu aspect de regulă alungit, și care rezultă prin evoluția progresivă a unor aliniamente de doline. Depresiunile de tip uvală prezintă flancurile clar conturate de regulă în trepte în timp ce fundul este plat, de regula mlăștinos, cu frecvente lacuri, însă de dimensiuni mai mari față de doline. În România sunt mai slab reprezentate, în Orientali, fiind cele din aria Hășmașului (Poiana Albă), dar se dezvoltă foarte bine în zona Ohaba-Ponor din N-V Munților Șureanu, apoi îndeosebi în Podișul Mehedinți, în Munții Banatului (Aninei-Uvala de la Carașova), și foarte bine reprezentate sunt în platoul carstic al Padișului și în zona carstică a Vașcăului.

4) Poliile, sunt depresiuni carstice de mare întindere, rezultate din evoluția uvalelor. În acest caz, s-a atins baza de carstificare, în sensul în care întreaga masă calcaroasă a fost consumată prin alterare. Au forme alungite, cu lungimi de la câțiva km până la zeci de km, iar lățimile de câteva sute de metri până la câțiva km. Fundul acestor depresiuni este plat, cu numeroase lacuri de polie, unite sau nu prin cursuri de apă. La nivelul poliilor, se păstrează unii martori de carstificare numiți humuri, în timp ce flancurile sunt omogene sau în trepte. În unele cazuri, prin evoluție carstică dar și prin implicații tectonice se dezvoltă lacuri tectono-carstice, și văi tectono-carstice, foarte frecvente în zona Adriatică, în Alpii Dalmățieni, aceste lacuri lipsesc însă în România.

ENDOCARSTUL - Peșterile din România

Se caracterizează printr-o mare diversitate atât din punct de vedere al dimensiunilor, cât și sub aspectul valorii peisagistice. Un prim criteriu de clasificare îl reprezintă lungimea totală a peșterii, care poate fi de la câteva sute de metri, uneori chiar mai puțin, până la zeci de kilometri.

În România, cea mai lungă peșteră cunoscută până în prezent, este Vântului, din Munții Pădurea Craiului, cu peste 45 km de galerii. De regula peșterile lungi dețin peste 10 km de galerii, aici intrând Topolnița, Zăpodie, Pârâul Hodobanei, Neagra, Izvorul Tăușoarelor. La polul opus, se situează peșterile foarte mici, unele dintre ele sculptate și în alte roci precum conglomerate, așa cum este cazul peșterii Bucșoiu din Bucegi, sau peștera Luanei din Călimani.

În aceasta categorie a peșterilor mici, intră și o serie de peșteri din Dobrogea Centrală, așa cum este cazul peșterii de la Gura Dobrogei.

Un alt criteriu de clasificare este numărul etajelor, astfel cele mai numeroase sunt peșterile dispuse pe un singur nivel, caz în care unele goluri subterane sunt foarte înalte, continuându-se spre suprafața cu avenuri. De regulă aceste peșteri au înălțimi de câțiva zeci de metri. Mult mai spectaculoase sunt însă peșterile în care galeriile sunt situate pe mai multe nivele, astfel sunt frecvente situațiile în care se cunosc cel puțin două sau trei asemenea etaje, așa cum este cazul peșterii Meziad, apoi a Urșilor, sau peștera Scărișoara, toate din Apuseni.

Peșterile pot fi clasificate, și din punct de vedere hidrologic, întâlnindu-se peșteri umede, semi-umede și uscate. De regula peșterile umede sunt active din punct de vedere carstic, cel mai adesea fiind vorba despre peșteri care adăpostesc și formațiuni concreționare. Cele uscate, sunt lipsite de apă și și-au încheiat ciclul de activitate carstică (Gura Dobrogei, Liliacilor). Peșterile semi-umede sunt semi active din punct de vedere carstic, iar unele dintre ele nu prezintă formațiuni concreționare.

În România, se întâlnesc și peșteri speciale, o prima categorie fiind cea care conservă în interior corpuri relict de gheață. În această categorie menționăm peșterile din Apuseni, cea mai cunoscută fiind peștera Scărișoara, cu o sală, Emil Racoviță, care conservă formațiuni stalactitice și stalagmitice din gheață. Acestea i se adaugă altele două, Barsa și Focul Viu.

Tot în categoria peșterilor speciale, intră și cele din Dobrogea de Sud, care prezintă o particularitate deosebită în sensul în care principalele galerii sunt invadate de ape marine, iar în golurile subterane lipsește oxigenul, motiv pentru care în aceste peșteri s-au descoperit o serie de forme primitive de viață, cu unele organisme inferioare unice în lume.

Valoarea peisagistică a peșterilor este oferită însă de prezența speleotemelor care reprezintă totalitatea formațiunilor carstice, rezultate prin acumulare. În această categorie se încadrează stalagmitele și stalagmitele. Se adaugă apoi formele mai fine, cum sunt lumânările și macaroanele. Prin precipitare rezultă o serie întreagă de forme divers colorate de tipul draperiilor, baldachinelor sau a unor forme zoomorfe și antropomorfe.

În peșterile de mare valoare, acestora li se adaugă forme de amănunt de tipul coralitelor, sau helictitelor. Sunt forme de cristalizări diferite de corali, flori, etc cum este cazul cu peștera Cioaca cu Brebenei. În peșteri pot să apară și forme sculpturale de tipul alveolelor, sau a bazinelor.

Dintre peșterile din România, care sunt cu forme de acumulare, menționăm peștera Urșilor, apoi Meziad din Apuseni, Muierii, Ialomicioarei, Muncicelu. Endocarstul cel mai tipic, este caracteristic Occidentalilor, aria carstică nr. 1 din România fiind caracteristică Munților Apuseni: Bihor, Codru Moma, Trascău, Semenic, cu extensii până spre defileul Dunării. Acestora li se adaugă periferia sudică a Meridionalilor, începând din Munții Coziei, prin Munții Căpățânii, Vâlcanului până în Munții și Podișul Mehedinți, și mai apoi în Munții Cernei. O altă zonă carstică este cea de la marginea depresiunii Hațeg, în special din partea de N-V a munților Șureanu.

În Orientali, cele mai importante arii carstice sunt cele din sinclinalele Rarăului și Hășmașului, dar cu extensii și în Munții Rodnei.

RELIEFUL FORMAT PE CONGLOMERATE

Conglomeratele sunt roci sedimentare, consolidate cu o puternică personalitate în relief. Acest fapt este justificat și prin înălțimile foarte mari ale reliefului pe conglomerate, situându-se pe locul al 2-lea în topul înălțimilor, după rocile metamorfice.

S-au format prin cimentarea unor roci detritice, rulate, de dimensiunea bolovănișurilor și a pietrișurilor. Rezistența la eroziune a conglomeratelor este de regulă ridicată dar aceasta este dependentă de doi parametri: respectiv grosimea pachetelor de roci, iar pe de altă parte de natura liantului sau cimentului dintre particule. Cele mai rezistente sunt conglomeratele cu grosimi foarte mari, ajungând uneori până la valori de sute de metri (Ceahlău, peste 500 m sau Bucegi, unde depășesc 1000 m grosime).

În funcție de natura liantului, conglomeratele pot fi cu ciment calcaros, feruginos, silicios sau cu liant argilos. Cele mai tipice și mai rezistente sunt conglomeratele cu ciment calcaros, cum sunt cele din Ceahlău, Ciucaș-Zăganu etc. Conglomeratele cele mai frecvente se întâlnesc în teritoriul Carpat, în primul rând în aria flișului și mai apoi în zona cristalino-mezozoică. Pe suprafețe mai restrânse apar și în Subcarpați, și mai rar în unitățile de podiș.

În funcție de mediul în care s-au sedimentat, și ulterior cimentat, conglomeratele poartă denumiri diferite, fiind cunoscute sub denumirea de: conglomerate de Ceahlău, Ciucaș-Zăganu, Bucegi (țin de flișul intern), Chisirig, Cernegura, Pietricica (flișul extern), Pleșu etc.

Pe conglomerate se dezvoltă un relief foarte divers, variat, spectaculos ca altitudine, dar și ca masivitate. Cele mai tipice forme de relief, sunt cele care se regăsesc în masivele conglomeratice Ceahlău, Ciucaș-Zăganu și Bucegi, toate din flișul intern. Aceste masive prezintă și o importanță turistică deosebită.

Pentru toate cele 3 masive, este caracteristică câte o mare inversiune de relief, fiind vorba de prezența unor sinclinale înălțate. Astfel, la nivelul acestor sinclinale înălțate, principala formă de relief, o reprezintă platourile foarte largi, așa cum este cazul cu platoul Bucegilor, între Vf. cu Dor și Vf. Coștila. Sau platoul Ceahlăului, între cele două vârfuri: Toaca și Ocolașul Mare. La marginea acestor platouri se mențin în relief, o serie de vârfuri înalte, unele cu aspect piramidal, precum sunt vârfurile Omu, sau Toaca. Alte vârfuri sunt ușor aplatizate, cum ar fi Coștila (Bucegi), Ocolașul Mare. Platourile sunt mărginite la exterior, de mari abrupturi conglomeratice, așa cum este cazul cu abruptul prahovean al Bucegilor sau cel Nordic, sudic și estic din Masivul Ceahlău. Abrupturile în cauză depășesc 1000 m altitudine. Acestea pot fi unitare, dar cel mai adesea sunt în trepte, care poartă denumiri specifice cum sunt brânele, în Bucegi, și polițele în Ceahlău (brânele de sub Jepii Mari, sau Polița cu Crini de sub Vf. Ocolașu în Ceahlău).

Văile care ies din aria conglomeratică, sunt înguste și foarte adânci îmbrăcând frecvent aspect de chei sau de defileuri: Cheile Ialomicioarei. În plus, în profilul longitudinal al văilor, apar frecvente praguri, repezișuri și cascade. Relieful pe conglomerate se caracterizează însă și printr-o multitudine de forme de amănunt rezultate ca efect al eroziunii diferențiate. În această categorie a formelor de amănunt se încadrează căciulile, turnurile, stâlpii, șuruburile, pălăriile, ciupercile babele etc. Acestea li se adaugă forme zoomorfe sau antropomorfe cum este Sfinxul dar și alte forme care au fost intens botezate de localnici (Panaghia din Ceahlău, Căciula Dorobanțului, garduri și coloane, cum sunt cele din abruptul Stănilor din Ceahlău, la care se adaugă ace, pietre oscilante, etc.

Forme asemănătoare de relief apar și pe conglomeratele din zona cristalino-mezozoică, sau din flișul extern, dar fără a mai avea aceeași spectaculozitate. Spectaculozitatea scade și mai mult în cazul conglomeratelor din Subcarpați, unde se păstrează doar culmi și înălțimi conglomeratice, așa cum este cazul conglomeratelor din culmea Pleșului.

RELIEFUL FORMAT PE GRESII

Gresiile sunt roci sedimentare consolidate, rezultate prin cimentarea fragmentelor de dimensiunea nisipului. Ca și în cazul conglomeratelor, gresiile sunt în general roci rezistente la eroziune, rezistența fiind condiționată de grosimea pachetelor de roci, și de natura liantului. Referitor la natura cimentului, acest liant poate fi de natura calcaroasă, feruginoasă, silicioasă sau argilooasă. Referitor la grosimea pachetelor de roci, gresiile apar sub formă unor bancuri sau intercalații cu grosimi centimetrice, adesea cu grosimi decimetrice și mai rar cu grosimi metrice.

Gresiile, au o răspândire deosebită, în aria flișului Carpat, atât în flișul intern, cât și în cel extern. În domeniul montan, acestea apar și în flișul transcarpat. Pe suprafețe mai mici, gresiile sunt prezente și în unitatea pericarpatică, îndeosebi în dealurile subcarpatice înalte. Pe suprafețe mai mici, gresiile se întâlnesc și în unitățile de podiș, așa cum este cazul cu gresiile din Pod. Someșan, sau cu cele din Pod. Sucevei, sau Pod. Central Moldovenesc. În aria montană, se găsesc cele mai mari varietăți de gresii, depuse în medii marine diferite, motiv pentru care, poartă și denumiri specifice.

TIPURI DE GRESII: Gresia de Tarcău, Fusaru, Lucăcești, Prisaca, Kliwa.

RELIEFUL format pe gresii, se remarcă prin masivitate, dar și prin diversitatea formelor de relief, întrucât rezistența la eroziune, este practic diferită. Astfel, relieful pe gresii, se remarcă prin altitudini relativ mari, iar formele cele mai frecvente, sunt culmile montane de regula înguste și prelungi. În funcție de duritatea rocii, în relief se mențin vârfuri izolate, de regulă de formă piramidală care reprezintă adesea martori de rezistență litologică (Vf. Bivolul din M. Stânisoarei, Măgura Tarcău și Vf. Grinduș din M. Tarcăului, Vf. Goru, Lacăuți, Coza din M. Vrancei).

Datorită evoluției rețelei hidrografice, gresiile pot fi secționate de către principalele cursuri de apă, rezultând un relief derivat în care formele majore sunt măgurile și bâtcile (Măgurile Câmpulungului, Slătioarei; după cum bâtcile, sunt forme de relief ceva mai estompate, dar care se mențin în relief, ieșind în evidență dintr-o masă de roci mai moi (Bâta Doamnei, Bâta Arsa).

Pe gresii versanții sunt de regula scurți, dar puternic înclinați întâlnindu-se atât versanți liniari, cât mai ales versanți în trepte. Aceste particularități sunt valabile pentru toți munții flișului. Datorită proceselor periglaciare, care au avut loc în Pleistocen, în baza versanților, pot să se păstreze trepte de ghotișuri, majoritatea inactive sau pot să apară forme de racord de tipul glacisurilor.

VĂILE sunt relativ înguste, și frecvent capătă aspectul de defileuri, cum ar fi Valea Moldovei, în sectorul montan: Defileul de la Pojorâta-Sadova, Prisaca Dornei, Molid, Păltinoasa. În cazul unor gresii mai puțin rezistente, local apar și forme reziduale, sau dimpotrivă de eroziune selectivă, în care pot să apară stânci cu forme bizare, de căciuli, pălării, coloane, turnuri. În Subcarpați, gresiile sunt răspunzătoare, în menținerea unor culmi și dealuri subcarpatice, la altitudini mari, de regulă de peste 800 m (Răiuț, Oușoru, Răchitași, etc.) Asemenea situații se înregistrează și în bordura deluroasă din estul Transilvaniei.

În unitățile de podiș, gresiile sunt mai puțin rezistente, și formează pachete cu grosimi mai mici, dar se mențin în relief, formând platouri, și interfluvii cu caracter mixt, structural și petrografic. În unele situații pe gresii slab cimentate, pot să apară forme de relief rezultate prin eroziune selectivă, așa cum este cazul cu relieful format pe gresii de la marginea vestică a Podișului Someșan, unde se întâlnesc forme zoomorfe și antropomorfe, grupate într-o rezervație științifică, numită Grădina Zmeilor. În cazul consolidării parțiale, a unor nisipuri, rezultă și un relief de trovanți, în Podișul Piemontan Getic.

RELIEFUL FORMAT PE NISIPURI

Nisipurile reprezintă roci sedimentare neconsolidate, constituite din fragmente de regula din natura cuarțoasă, și cu dimensiuni variabile. Ca origine, nisipurile sunt diferite, constituind stratificații, sau intercalații în roci depuse în mediul marin sau în mediul lacustru. În cazul acestor nisipuri, relieful se caracterizează prin forme șterse de regula aplatizate fiind practic vorba de un relief lipsit de spectaculozitate. În cazul acestor nisipuri se dezvoltă însă, extrem de mult unele forme ale eroziunii în special a celor din categoria ravenelor. Situațiile în cauză sunt specifice îndeosebi unităților de podiș ale României (Pod Central Moldovenesc, Colinele Tutovei, Pod Getic și Transilvaniei). Dacă nisipurile sunt cu intercalații fine de argilă, prin eroziune diferențiată în relief apar forme foarte dese de rigole sau ravene, generând așa numitul relief de bad-lands. În unele situații asemenea forme pot să aibă și o valoare peisagistică, turistică, așa cum este cazul cu rezervația Râpa Roșie, de lângă Sebeș.

O altă categorie de nisipuri o formează cele de natura continentală care practic reprezintă depozite transportate de către principalele cursuri de apă. Aceste nisipuri le regăsim în luncile principalelor cursuri de apă fără însă să crea forme spectaculoase de relief. Forme aparte de relief, sunt însă în cele ale nisipurilor cu caracter fluvio-maritim, pe care le regăsim în Deltă, îndeosebi la nivelul grindurilor fluvio-maritime (Caraorman, Letea, Sărăturile etc.). Uneori, aceste grinduri, sunt constituite din cordoane litorale nisipoase, care uneori închid vechi golfuri, contribuind astfel la formarea lagunelor. Ca exemple: Chituc și Perisor, care delimitează complexul lagunar, Razim-Sinoe. În zona litorală, nisipurile se regăsesc în zonele de țărm, având o origine mixtă, respectiv fluvială, aduse în mare de Dunăre, și marină, datorită proceselor de abraziune marină ca urmare a acțiunii combinate a valurilor, și a curenților litorali. Forma de relief cea mai tipică este în acest caz, dată de prezența plajelor. Uneori aceste nisipuri pot fi și modelate eolian, rezultând un micro-relief de dune, sau chiar a unor nisipuri din grindurile fluvio-maritime din Deltă.

Un loc aparte îl formează însă relieful rezultat în urma proceselor de eroziune, transport și acumulare, de natura eoliană. Astfel, vântul poate modela nisipuri de origini diferite, rezultând așa numitul relief de dune.

Relieful de dune din România, a rezultat în principal prin modelarea unor nisipuri, depuse în fostele lacuri Panonic și Getic. Relieful de dune, este caracteristic astfel îndeosebi câmpiei Tisei, și câmpiei Române.

Relieful de dune din Câmpia Tisei, se dispune pe circa 25000 ha, grupate îndeosebi, în Câmpia Carei, respectiv între Carei și Valea lui Mihai. În acest sector, domina dunele longitudinale, orientate pe direcția N-E, S-V, deoarece vântul a avut o direcție perpendiculară pe direcția de dezvoltare a dunelor. Înălțimea dunelor este cuprinsă între 10-15 m, uneori ajungând la valori ale înălțimii la 20-25 m. Dunele apar și în Câmpia Nădlacului și Aradului, dar cu dimensiuni modeste. Cea mai mare suprafață cu relief de dune se grupează în partea de S-V a României, în Câmpia Olteniei, începând din Câmpia Blahniței, până în cea a Romanaților, cu însă maximul de extensie în Câmpia Băileștilor. Aici suprafața de dune este de circa 150.000 ha, dominând tot dunele longitudinale, orientate însă pe direcție N-V, S-E; altitudinile acestor dune pot să atingă chiar și 40 m, iar în spațiile interdunale pot să apară și lacuri. În această parte, pe lângă dunele longitudinale, se mai dezvoltă și dune semicirculare, care poartă denumirea de barcane.

A treia zonă cu relief de dune se grupează în partea de E a Câmpiei Române, pe dreapta râurilor Buzău, Călmățui și Ialomița. Aici dunele totalizează circa 100.000 ha, dominând cele cu aspect longitudinal. Alte

perimetre cu dune, sunt cele din Câmpia Tecuciului, îndeosebi între Ivești și Hanu Conachi. În spațiul de la Hanu Conachi, acest relief de dune, este protejat într-o rezervație științifică. Tot o rezervație o constituie și singurele dune din domeniul montan, unde pe o suprafață de circa 170 ha, se dezvoltă dunele de la Reci (Covasna).

Relieful de dune își poate schimba configurația, dacă dunele nu sunt fixate prin vegetație. Astfel s-a încercat fixarea dunelor prin metode diverse: plantații vitipomicole (Câmpia Carei), viticole (Câmpia Olteniei, podgoria Segarcea), sau prin perdele și plantații forestiere sau arbustive (Câmpia Olteniei, salcam etc); sau prin vegetație de pajiști naturale sau specii forestiere (salcâm la Hanu Conachi, pin și mesteacăn la dunele de la Reci. Un relief de dune se mai întâlnește și în cazul grindurilor fluvio-maritime din Delta Dunării.

Relieful format pe loessuri

Loessurile, sunt roci sedimentare foarte slab consolidate, constituite din proporții asemănătoare de nisip, praf și argilă. De regulă domină fracțiunea prăfoasă și conținuturi apreciable de carbonați. În funcție de constituția rocii sursă, proprietățile loessurilor se remarcă printr-o porozitate deosebită, dublata de permeabilitatea deosebită pentru apă. Loessurile au cea mai mare reprezentativitate, în unitățile de câmpie, îndeosebi în E-ul și S-ul Câmpiei Române, cu deosebire în Bărăgan, apoi în unele sectoare ale Câmpiei Tisei, de regulă în câmpiile tabulare. În unitățile deluroase și de podiș scade atât suprafața cât și grosimea loessurilor care aici ating doar câțiva metri în timp ce în Bărăgan, au grosimi ce ajung frecvent la 30-40 metri. Astfel asemenea depozite apar în Câmpia Covurluiului, Dealurile Fălciului, S-ul Colinelor Tutovei, ajungând prin depresiunea Elan-Horincea, până în jumătatea de S a Câmpiei colinare a Jijiei. Relieful creat pe loessuri și aceste roci poartă trăsătura definitorie a unor procese de natură fizică sau chimică, cele mai reprezentative fiind procesele de sufoziune și tasare. O altă teorie ar putea explica formele negative de tip depresiune închise prezente pe loess sub numele de croturi, prin deflație, la momentul în care aceste loessuri s-au depus. Această origine ar fi logică mai ales pentru croturile alungite.

4.4.3 Relieful glaciatic

Relieful glaciatic este caracteristic pentru domeniul montan înalt al României. Acest tip de relief reprezintă consecința manifestării schimbărilor climatice din Pleistocen când s-au înregistrat cel puțin patru mari perioade de răcire care au presupus formarea ghețarilor montani.

Datorită climei foarte reci cu temperaturi medii anuale negative și cu precipitații în stare solidă, în teritoriul Carpatic înalt au existat condiții pentru acumularea zăpezilor permanente și pentru transformarea acestora în firn, ghețari de névé, ghețari propriu-ziși. Condițiile de acumulare a gheții au fost diferite, legate de configurația reliefului. Astfel, se presupune că în perioadele glaciare limita zăpezilor permanente a coborât până la circa 1500 de metri în N Carpaților Orientali și până la 1850 de metri în Carpații Meridionali în perioadele MINDEL și RISS, în timp ce în WÜRM aceste limite au fost situate mai sus, respectiv 1850 m în N Orientalilor și circa 2000 m în Meridionali.

În cele patru perioade glaciare au existat condiții pentru formarea ghețarilor montani. Astfel, în unele arii de platou s-au putut forma ghețari de platou, dar cei mai numeroși au fost ghețarii de circ. Aceștia se continuau sau nu prin ghețari de vale.

Efectul glaciației pleistocene îl reprezintă actualul relief glaciatic realizat prin procese de exarzație. Au rezultat o serie de forme de relief de eroziune, de regula negative, la care se adaugă și forme de acumulare glaciatică. Păstrarea reliefului glaciatic în teritoriul Carpatic depinde însă foarte mult de rezistența la eroziune

a rocilor. Cele mai evidente urme se păstrează în munții înalți alcătuiți din roci metamorfice. Apoi se mai păstrează în munții formați din roci vulcanice și foarte slab în rocile sedimentare.

În teritoriul Carpatic se păstrează probabil mărturii ale modelării glaciare din ultimele trei glaciații. Însă, există numeroase controverse din acest punct de vedere. Foarte puțini autori argumentează existența celor trei glaciații (Ion Sârcu), însă majoritatea cercetătorilor demonstrează existența mărturiilor reliefului glaciare din ultimele două glaciații, în timp ce alți autori, de regula puțini la număr, sunt adepții teoriei păstrării urmelor modelării glaciare doar din ultima perioadă (Grigore Posea).

Formele reliefului glaciare

1. Forme de eroziune: circurile glaciare, văile glaciare.

Circurile glaciare sunt forme de relief negative rezultate prin procese de exaratare, situate la altitudini mari, respectiv de peste 2200 de m în Meridionali și la peste 1800 de m în N Orientalilor. Ca formă sunt de forma circulară, eventual ușor alungită, majoritatea circurilor din Carpații românești având dimensiuni reduse, respectiv diametre de sub 500 de metri. În masivele înalte din Meridionali sunt întâlnite și circuri de dimensiuni mai mari, cu diametre de peste 500. Circurile mai poartă și denumirea de căldări glaciare sau de zănoage. De regulă, se întâlnesc circuri solitare dar în unele situații apar și circuri îngemănate sau în cascada. În acest caz dimensiunile variază, fiind vorba despre circuri foarte mici, numite și cuiburi glaciare sau dimpotrivă circuri propriu-zise.

În Carpații românești s-au identificat peste 500 de circuri glaciare, cele mai numeroase fiind în Meridionali, respectiv în Munții Făgăraș și în Munții Retezat. Urmează apoi circurile din Parâng, Godeanu, Țarcu, Cândrel-Șureanu apoi în Iezer-Păpușa și Leaota. În Carpații Orientali cele mai numeroase circuri sunt în Munții Rodnei, apoi în Bucegi, Călimani, Munții Maramureșului, în Munții Suhardului, cât și în Țibleş. Unii autori vorbesc și de prezenta circurilor în aria de curbură, în aria Penteleu și Siriu, dar aceste circuri nu reprezintă circuri propriu-zise ci doar nișe nivale. Mărturiile glaciației pleistocene lipsesc cu desăvârșire în Carpații Occidentali.

Relieful reprezentat de circuri reprezintă o valoare științifică deosebită având însă și o valoare peisagistică remarcabilă, demonstrând caracterul alpin al masivelor Carpatice înalte. În post glaciare, după topirea ghețarilor de circ, în unele asemenea forme de eroziune s-au format lacurile glaciare precum: Lacul Bucura (cel mai întins-10 ha), Zănoaga (cel mai adânc- 29m), Lacul Neagu, Roșiile, Slăveiu, Gâlcescu, Avrig, Capra, Podragu, Lacul Balea, Iezer, Buhăescu, Lala.

Un circ glaciare prezintă în partea din amonte o formă de relief pronunțat - spătarul, iar pe flancuri brațe și în partea din față, din aval un prag. Dacă pragul e intact atunci în circ poate să apară un lac de circ glaciare, dar în multe cazuri pragul e spart de către un curs de apă care se continuă în aval cu un sector de vale.

Văile glaciare reprezintă foste sectoare de văi înguste modelate apoi de către ghețarii de vale care îi continuau pe cei de circ. Astfel, dacă văile superioare din domeniul cristalin aveau o formă tipică de V, văile glaciare prezintă o formă a literei U care în profil transversal prezintă și o serie de umeri de vale glaciare. În profil longitudinal văile glaciare prezintă o serie de discontinuități cu frecvente praguri în spatele cărora apar și contrapante. Local, unele văi glaciare pot prezenta și cascade. În aval, văile glaciare trec apoi în văi fluviale propriu-zise.

De regula, văile glaciare din Carpați sunt scurte, cu lungimi de sub 5 km. Cele mai lungi au lungimi cuprinse între 5 și 8 km și sunt dispuse pe flancul sudic al Munților Făgăraș. Cele mai reprezentative văi glaciare sunt Valea Pietrele și Valea Bucura din Retezat, apoi Valea Soarbele, Olanului și Vlăsiei din Godeanu, însă cele mai numeroase sunt cele din Făgăraș, unde pe versantul nordic se înșiruie Valea Avrig, Călțun, Cârțișoara, Ucea, Viștea Mare, Viștea Mica, Sâmbăta, Capra, Balea. Alte văi sunt: Valea Superioară a Ialomiței din Bucegi, Valea Pietrosul din Munții Rodnei, cursul superior al Bistriței aurii.

În lungul văilor glaciare se păstrează unul sau două nivele de umeri de vale glaciare, iar în partea bazală sunt frecvente formele de șlefuire glaciare cunoscute sub denumirea de spinări de berbec sau roches

moutonnées. Pe fundul văilor glaciare se păstrează o serie de blocuri de mari dimensiuni, rămase în poziții foarte ciudate, numite blocuri oscilante.

Unii autori consideră ca posibilă și păstrarea unor ghețari de platou, unde urmele modelării glaciare sunt mai puțin evidente. Aceste pseudoforme glaciare sunt prezente în unele masive ale Flișului intern, diverși autori prezentându-le și susținându-le în Ceahlău, Penteleu-Siriu, Ciucaș-Zăganu, Munții Baiului, Bucegi.

2. Formele de acumulare glaciară: morenele

Morenele reprezintă fragmente de rocă de dimensiuni variabile, de regulă colțuroase transportate de limbile de gheață de pe văile glaciare. După topirea ghețarilor de vale aceste fragmente au rămas pe flancurile văilor glaciare, uneori pe mijlocul văilor sau în fata limbii de gheață, sub formă unor baraje morenaice. Astfel, în funcție de poziția lor pot exista morene laterale, morene mediane, morene frontale (terminale).

De regulă, morenele laterale se păstrează pe flancurile văilor glaciare sub forma unor mici valuri poziționate la aceeași altitudine față de firul văii. Cele mai bine păstrate sunt morenele laterale cele mai noi, caracteristice glaciației WÜRM.

Morenele mediane sunt de cele mai multe ori îndepărtate prin eroziune, întrucât rămân pe o poziție axială în lungul văilor principale.

Cele mai bine păstrate sunt morenele terminale sau morenele frontale. Acestea au formă semicirculară, de potcoavă, având înălțimi de ordinul metrilor, excepțional de ordinul zecilor de metri. Valurile morenaice frontale sunt sparte de către rețeaua hidrografică, dar se păstrează în relief la altitudini variabile. Cele mai joase valuri morenaice frontale le întâlnim între 1100 și 1350 de metri, în N Orientalilor (Valea Pietrosu-M. Rodnei), aceste morene sunt probabil de vârstă Mindeliană sau Rissiană. În Meridionali, cele mai joase morene sunt situate la altitudini de 1350 – 1400 de metri. Un exemplu concludent îl reprezintă morena frontală din Valea Superioară a Ialomiței, de la altitudinea de 1360 de metri. În timpul glaciației würmiene ghețarii de vale s-au oprit ceva mai sus, ajungând practic la altitudini de circa 1500 de metri.

Relieful glaciar din Carpații românești este bine păstrat în munții înalți, cu forme diferite, dar fără a avea amploarea sau anvergura celor din Alpi.

Formele reliefului glaciar păstrate din timpul modelării caracteristice ultimelor trei perioade glaciare prezintă o valoare științifică remarcabilă, dar și una peisagistică excepțională, aceste forme individualizând domeniul alpin al Carpaților românești.

4.4.4 Relieful fluvial

Relieful fluvial reprezintă opera apelor curgătoare, respectiv a râurilor. Principala formă majoră de relief o reprezintă văile, a căror evoluție începe după conturarea principalelor morfostructuri.

I. Din punct de vedere genetic, văile sunt de trei tipuri:

1. Văi antecedente – sunt cele mai vechi și sunt caracteristice doar ariilor de orogen Carpatic întrucât ele se mențin pe actualul traseu înainte de consumarea ultimilor faze ale orogenezei alpine. În teritoriul Carpatic, cele mai vechi văi din aceasta categorie se mențin încă din Sarmațian. În această categorie se include Valea Bistriței Mijlocii din domeniul flișului est Carpatic. În aceeași categorie se includ și tronsoane ale unor văi Carpatice mari, cum ar fi Valea Jiului, Valea Oltului etc. Cel mai tipic sector de vale antecedentă este reprezentat de Valea Dunării în sectorul de defileu.

2. Văi epigenetice – aceste văi s-au format concomitent cu desfășurarea unor faze orogenetice, sau imediat după configurarea unor morfostructuri. Sunt văi mai noi în comparație cu cele antecedente și le putem regăsi atât în domeniul de orogen, cât și în cel de platformă. Aceste văi evoluează prin eroziune în

adâncime, cât și prin eroziune regresivă din aval spre amonte. Aici includem majoritatea văilor Carpatice din fliș: Valea Prahovei, Valea Timișului, Valea Argeșului, Valea Trotușului.

3. Văi de captare – s-au format prin mecanisme specifice captărilor fluviale, când prin eroziune regresivă un râu situat la un nivel altitudinal mai jos captează un alt râu mai mic, însă situat într-o poziție altitudinală mai mare. În această categorie menționăm captarea din Șaua de la Moinești dintre Trotuș și Tazlău. Captările acestea pot fi realizate în decursul unor perioade lungi de timp, existând și situații de captări iminente.

Dintre văile evoluat prin captare, un loc aparte îl ocupă Valea Oltului, vale care în momentul în care intra în Depresiunea Transilvaniei are o direcție EST-VEST și mai apoi după localitatea Avrig își schimbă brusc cursul spre Sud, reintrând în aria montană. Inițial, probabil, cursul Oltului se dirija spre Vest, trecând în Depr. Sibiului și prin culoarul Apoldului, până în actuala vale a Mureșului.

O altă situație, a unui râu mai mic, este cea a râului Cuejdi, care după ieșirea din Munții Stânișoarei intră în aria Subcarpatică și mai apoi la Piatra Neamț reintră în domeniul montan printre vârfurile Pietricica și Cozla.

Foarte numeroase asemenea văi de captare se regăsesc în jumătatea de nord a Câmpiei Jijiei, în cazul Jijiei și ai unor afluenți.

II. În funcție de raportul de curgere a râului și structură geologică se disting câteva categorii de văi:

În zona de orogen distingem trei mari tipuri de văi:

- Văile longitudinale sunt văile care sunt insinuate în lungul unor linii structurale. Cele mai frecvente sunt văile de sinclinal, dar mai rar pot exista și văi de anticlinal.

- Văile transversale taie perpendicular structurile geologice. De regulă, aceste văi transversale sunt văi antecedente, dar în multe situații au și caracter tectonic, întrucât cursul de apă transversal s-a insinuat pe linii tectonice.

- Văile diagonale taie structurile geologice diagonal, fiind practic tot văi antecedente. De exemplu cursul Văii Bistriței Mijlocii.

În zona de platformă, în funcție de raportul cu structură, văile sunt:

- Văile consecvente au sensul de curgere în direcția înclinării straturilor. Principalele văi consecvente sunt Văile Siretului și ale Prutului, care s-au mărit progresiv pe măsură ce uscaturile avansau de la Nord la Sud. În aceeași categorie a văilor consecvente menționăm cursul mijlociu al Bârladului, apoi principalele cursuri de apă din Colinele Tutovei. De asemenea, în Podișul Piemontan Getic.

- Văile subsecvente cu o direcție de curgere perpendiculară pe direcția de înclinare a straturilor. Formează a doua generație de văi, fiind mai tinere decât cele consecvente și care generează asimetrii de relief de tipul reliefului de cuestă. În categoria văilor subsecvente menționăm cursurile mijlocii ale Șomuzului Mare și Mic în Pod. Sucevei, Valea Bahluietului, între Targu Frumos și Podu Iloaiei, Valea Bahluiului, între Podu Iloaiei și Iași, Valea Jijiei între Movileni și Popricani, Cursul Superior al Bârladului, Valea Racovei, Valea Lohanului.

- Văile obsecvente au direcția de curgere invers față de direcția de înclinare a straturilor. Acestea sunt de regulă mai noi, mult mai scurte și cu versanții relativ simetrici. Ca exemplu menționăm Valea Nicolinei.

4.4.5 Luncile și terasele râurilor

Relieful fluvial cuprinde pe de o parte forme de eroziune, iar pe de altă parte forme de acumulare. Mecanismele formării reliefului fluvial sunt cele de eroziune, de transport și de acumulare.

Eroziunea se realizează în funcție de caracteristicile rocii, dar se raportează la valorile de pantă și la debitul râului.

De regulă, în cursul superior al unui râu domină procesele de eroziune, urmate de cele de transport și mult mai puțin cele de acumulare, în timp ce în cursurile inferioare dominante sunt procesele de acumulare, urmate de cele de transport și de eroziune.

În categoria formelor de eroziune intră în principal albiile minore ale râurilor. Albia minoră reprezintă secțiunea prin care curge râul la debite normale. La nivelul albiilor minore se constata procese de eroziune de fund și de eroziune laterală. În funcție de pantă, albiile minore se remarcă prin prezența fenomenului de curgere liniară și unitară, trecându-se la un curs de împletit, și mai apoi la valori și mai mici de pantă se realizează un curs sinuos (meandrat).

Dimensiunile albiilor minore diferă în funcție de ordinul de mărime al râului și de zona morfostructurală.

Cele mai tipice forme ale reliefului fluvial sunt însă cele de acumulare. Cele mai reprezentative forme sunt luncile și terasele.

Luncile corespund, de regulă, albiilor majore ale râurilor, care reprezintă secțiunea unei văi prin care râul curge la debite mari și excepționale. Dimensiunile luncilor variază de regulă fiind tot mai mari din cursul superior spre cel inferior. Râurile de munte din zonele de obârșie pot fi lipsite de lunci, dar în cazul văilor mai mari pot prezenta lunci cu lățimi de ordinul zecilor, sau chiar sutelor de metri, așa cum este cazul cu sectoarele de râu din depresiuni. Cele mai largi lunci sunt cele ale râurilor mari din sectoarele extracarpătice, unde ating lățimi de sute de metri sau chiar de ordinul kilometrilor. Cea mai largă luncă este Lunca Dunării – 7-8 km.

Luncile pot fi simetrice sau asimetrice și sunt inundabile în cazul în care lipsesc amenajările hidrotehnice. În luncă se dezvoltă forme diferite de microrelief, între cele pozitive menționăm grindurile, iar dintre cele negative menționăm cursurile părăsite cu meandre părăsite și lacuri de tip belciug.

Luncile marilor râuri sunt în bună parte amenajate prin lucrări hidrotehnice, sau de hidroameliorații, în special prin lucrări de îndiguire. Majoritatea acestor lucrări sunt fie foarte vechi, fie prost întreținute, cel mai adesea subdimensionate, motiv pentru care pun mari probleme din punctul de vedere al amenajării teritoriului. Astfel, la debite foarte mari se produc revărsări și inundații, cu distrugerii materiale importante (culturi agricole, căi de comunicație, așezări umane).

Terassele sunt foste lunci situate astăzi la diferite altitudini față de talvegul râului. De regulă, sistemele de terase diferă ca vârstă, formă, număr și poziție altitudinală în zonele de orogen față de cele de platformă.

În aria de orogen, pot exista terase în rocă, dar cele mai reprezentative sunt terasele formate din materiale aluvionare cu pietrișuri, nisipuri și luturi. Ca număr, fiecare râu important deține un număr variabil de terase care însă se pot racorda altitudinal pe bazine hidrografice învecinate. Râurile Carpatice mari dețin în medie între 8 și 10 terase, uneori ajungându-se între 10 și 12 asemenea terase, așa cum este cazul Bistriței Moldovenești, aval de confluența cu Bistricioara, până la Piatra Neamț.

Altitudinea relativă a teraselor variază de la câțiva metri până la zeci sau sute de metri. În cazul Bistriței din domeniul montan, terasa cea mai înaltă ajunge la 260-275 m, iar în domeniul subcarpatic altitudinea maximă ajunge la doar 210 m.

În aria montană, terasele se dispun cel mai frecvent asimetric, mai rar simetric, dar au cea mai mare dezvoltare în ariile de confluență (ex: Bistrița cu Bistricioara). În depresiunile intramontane mari, terasele sunt bine reprezentate, așa cum este cazul cu terasele Moldovei din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc. În depresiunile de baraj vulcanic, numărul de terase este mult mai mic fiindcă acestea au funcționat ca lacuri până în Cuaternar.

În ariile de platformă terasele sunt foarte bine reprezentate, de regulă în cursurile mijlocii ale râurilor întrucât în cursurile inferioare vechimea văii este mult mai mică. În medie sunt între 6-8 terase, uneori chiar 10, însă altitudinea relativă scade până la sub 200 de metri. Cele mai tipice terase se păstrează în ariile de confluență, așa cum este cazul cu terasele de pe dreapta Siretului. Terassele sunt dispuse asimetric, cazul cel mai tipic fiind cel al teraselor Siretului dispuse majoritar pe dreapta a râului.

5. Clima României

5.1 Factorii genetici ai climei

Clima reprezintă manifestarea în timp și spațiu a principalelor elemente climatice și fenomene meteorologice, într-un spațiu vast și într-un interval de timp îndelungat, ca valoare medie și cu emfază pe factorii care influențează temperatura suprafeței terestre la scară locală și globală (Vardavas și Taylor, 2007). Clima presupune o succesiune continuă a principalelor aspecte ale vremii. **Vremea** reprezintă manifestarea elementelor climatice și a fenomenelor meteorologice într-un spațiu predefinit, restrâns, și într-un timp foarte scurt, respectiv la un moment dat.

Stările de vreme și condițiile de climă, se determină pe baza observațiilor meteorologice, realizate în puncte cu stații meteo clasice sau automate, dar în ultimul timp se apelează și la datele oferite de stațiile radar, sau la datele oferite de către sateliții meteorologici.

Pentru caracterizarea climatică se utilizează datele de observații meteorologice. Astfel, putem vorbi de statistici (minime, medii, maxime) zilnice, decada, lunare, trimestriale, sezoniere, anuale sau multianuale. Clima dintr-un teritoriu reprezintă practic o funcție rezultată din interacțiunea unor factori genetici ai climei care pot fi generali sau cosmici, apoi regionali și locali. Din acest motiv discutăm de trei mari categorii de factori genetici.

5.1.1 Factorii radiativi (cosmici)

Motorul climei⁴¹ terestre este dat de absorbția fluxului radiației solare de către suprafața terestră (Salby, 2012). Fluxul radiativ (W/m^2) de la partea superioară a atmosferei (TOA), măsură cunoscută și sub numele de insolație (cantitatea de flux radiativ pe unitatea de suprafață, iar când nu se specifică timpul se presupune că vorbim de un an⁴²) se modifică la trecerea prin atmosferă. Caracteristicile acesteia influențează temperatura uscatului (încălzit de cantitatea de energie radiativă care reprezintă 40% din distribuția spectrală a radiației solare, respectiv zona de infraroșu) și compoziția atmosferei (fluxul spectral solar, mai ales cel ultraviolet reprezentând 5%). La nivel temporal, radiația solară are variații mici (date de ponderea petelor solare și de schimbări ale ciclului solar), care chiar la nivelul de 1% din luminozitatea solară pot da variații cu 1° a temperaturii medii a suprafeței terestre. Milankovitch (1941) a arătat că mici variații ale mișcării Pământului⁴³ au efecte majore asupra climei stând la baza răcirii și încălzirii ciclice:

⁴¹ Vardavas și Taylor, 2007

⁴² Anual insolația la partea superioară a atmosferei este de $1366 W/m^2$, iar la nivel de minut este de $0,00259 W/m^2/minut$; ATENȚIE!!! Această valoare este pentru o suprafață orizontală aflată la partea superioară a atmosferei; ținând cont de suprafața curbă a atmosferei Terrei aceste valoare se distribuie diferit, practic fiind împărțită la 4

⁴³ <https://climate.nasa.gov/news/2948/milankovitch-orbital-cycles-and-their-role-in-earths-climate/>

variațiile de oblicitate a axei de rotație a Pământului și de excentricitate a orbitei în jurul Soarelui induc schimbări climatice radiative pentru cicluri de 41ka (oblicitatea – induce o insolație mai mare cu încălzire mai mare în zonele polare ale ambelor emisfere, Kwang și Gerald, 2017), de 413ka (excentricitatea) și 21ka pentru precesia echinocțiilor (precesia este oscilația ciclică a orientării axei de rotație terestră, cauzată de influența gravitațională a Soarelui și Lunii, care induce o diferență de 6% în insolația verii la 65° latitudine nordică astăzi față de acum 11ka). Ulterior, teoria sa a fost corelată cu dovezi geochimice din coloanele sedimentare oceanice (Hays și al., 1976).

Compoziția atmosferei terestre (78,1% azot, 20,9 oxigen și 0,93 argon) și existența gazelor în formă de atomi singolari, cu simetrie moleculară nu permit absorbția sau emisia de radiație infraroșie, astfel că atmosfera are efect de răcire⁴⁴, radiația solară străbătând atmosfera cu pierderi minime. În schimb, gazele cu concentrații mici (vapori de apă H₂O, dioxid de carbon CO₂, metan CH₄, dioxidul de azot N₂O și ozonul O₃ au concentrații de ordinul părților per milion de volum - ppm) contribuie la încălzirea atmosferei prin efectul de seră⁴⁵, respectiv prin absorbția energiei radiative emise de suprafața terestră, care în mod normal se disipează în spațiul cosmic.

Pe uscat, materia vegetală modifică variabil albedoul (cât la sută din cantitatea ajunsă la suprafața terestră este reflectată), iar gheața și zăpada reflectă radiația. Oceanul și viața biologică a acestuia au efect climatic important, oceanul fiind reflector slab al razelor solare, materia biologică în descompunere absorbând radiația ultravioletă. Oceanul este și sursa majoră de vapori atmosferici prin evaporație, funcție de bugetul de căldură de origine terestră sau solară. Prin caracteristicile sale oceanul este o sursă de temperare a variațiilor de căldură stocată, în același timp vaporii de apă din atmosferă absorbând o parte din radiația ultravioletă și cea infraroșie apropiată. Vaporii ajunși la partea superioară a atmosferei în condițiile de răcire a acesteia ajung să precipite (picături de apă)/sublimeze (cristale de gheață) și să formeze nori (care în medie acoperă 60% din glob), care reflectă radiația solară, dar în același timp nu permit căldurii terestre să se disipeze în spațiu. Aerosolii atmosferici, îndeosebi cei generați de vulcanism, de evaporarea marină cu generare de cristale saline, dar și de incendii sau de procesele eoline, au un rol de răcire a atmosferei prin reflectarea radiației solare.

Valoarea temperaturii suprafeței planetare este determinată de bugetul dintre radiația solară netă (de undă scurtă) primită de la Soare și cea de natură infraroșie termică (de undă lungă) care este cedată spre atmosferă și spațiul cosmic (Vardavas și Taylor, 2007; Salby, 2012). Din perspectivă pur teoretică, apare un **echilibru radiativ** la nivelul temporal al unor scări mari de timp, între cele două valori ale bilanțului, acesta determinând valoarea temperaturii. În realitate, aceste echilibru este foarte fragil deoarece suprafața terestră dar și atmosfera sunt foarte dinamice, astfel că la scări temporale mici acest echilibru nu se realizează, iar temperatura este determinată de balanța locală a energiei, deci temperatura va varia spațial și temporal.

La ora actuală, pe baza datelor de monitorizare meteorologică și de teledetecție satelitară (Trenberth și colab., 2009) se consideră că transferul radiativ al radiației prin atmosferă se face cu modificări ale acesteia de la valoarea de 1366 W/m², la cât ajunge **constanta solară**⁴⁶, respectiv cantitatea de radiație primită de partea superioară a atmosferei astfel (Box și Box, 2016):

- Fluxul radiativ solar efectiv este de 341 W/m², deoarece pământul este o sferă și nu un disc;
- Radiația reflectată de suprafața terestră, cuantificată ca albedo reprezintă 23 W/m²;
- Radiația reflectată de atmosferă (în principal de nori) este de 79 W/m²;
- Radiația absorbită de uscat și de ape este de 161 W/m²;

⁴⁴ Difuzia Rayleigh

⁴⁵ Aceste gaze nu permit răcirea radiativă a atmosferei prin pierderi de căldură în spațiu, în acest mod ducând la supraîncălzire

⁴⁶ La ora actuală se dorește renunțarea la acest termen în favoarea Irradianței Solare Totale (TSI)

- Radiația absorbită de atmosferă este de 78 W/m^2 , predominant de vaporii de apă din primii 2 km ai troposferei;
- Radiația brută intrată în atmosferă devine astfel 234 W/m^2 ;
- Radiația termică emisă de atmosferă către spațiul cosmic este de 235 W/m^2 astfel că se pare că există o egalitate între ieșiri și intrări;
- Per total, radiația emisă de suprafața terestră este de 396 W/m^2 , din care doar 40 W/m^2 se pierde în spațiul cosmic, restul de 356 W/m^2 fiind reabsorbită de gazele din atmosferă (efectul de seră);
- Din radiația absorbită de atmosferă, 199 W/m^2 scapă în spațiul cosmic iar 332 W/m^2 revin către suprafața terestră;
- Între suprafața terestră și atmosferă există un flux radiativ, numit căldură sensibilă, deoarece suprafața este mai caldă, flux estimat la 17 W/m^2 ;
- Evaporația apei la suprafața terestră se face cu un consum de căldură, care funcționează ca radiație latentă, deoarece va fi eliberată la condensare, ducând la un flux de 80 W/m^2 .

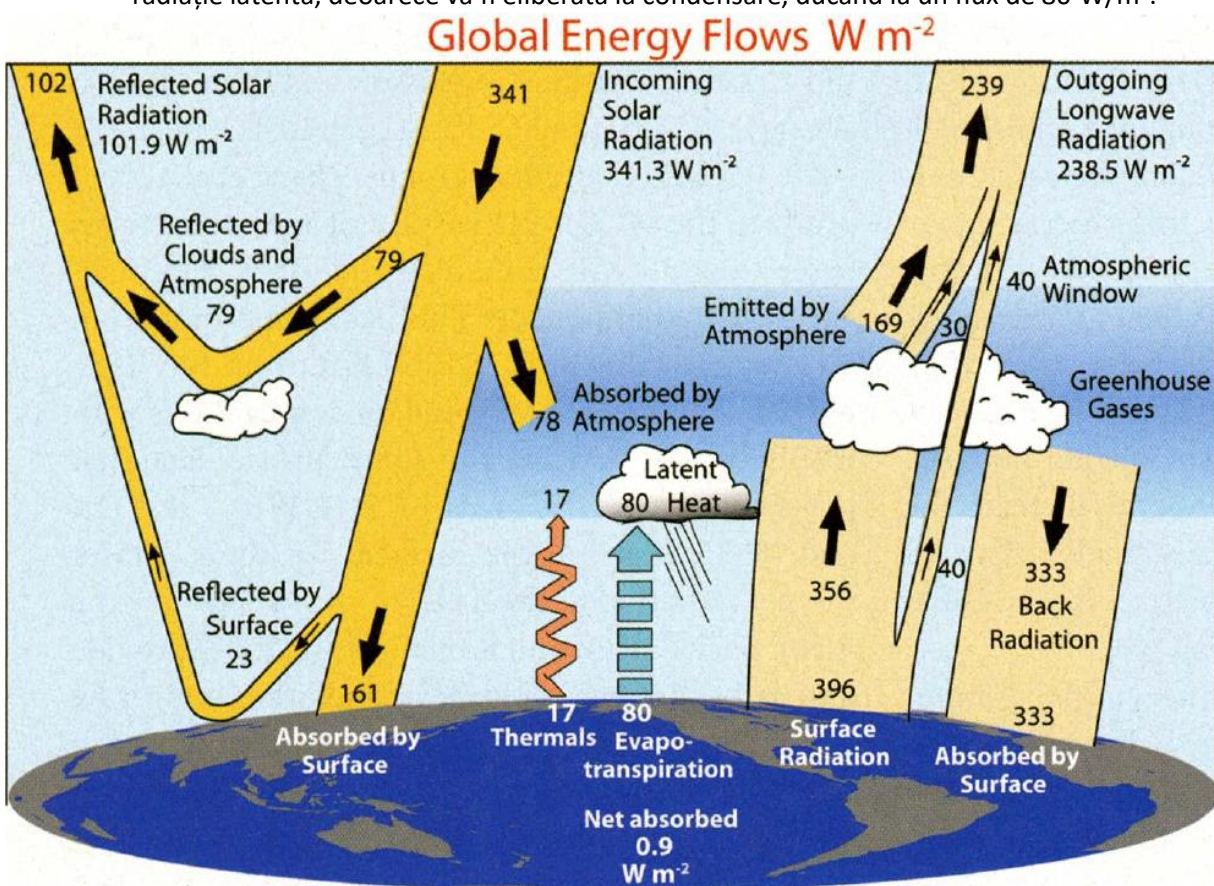


Fig. X Bugetul energetic global în valori medii pentru perioada martie 2000 și mai 2004 (Trenbert și colab., 2009).

Dacă se adună valorile din Fig. X se poate observa că anual câștigul net este de aprox. 1 W/m^2 :
 $341 - 23 - 79 - 78 = 161 - 17 - 80 - 396 = -332 + 333 = 1$.

În acest buget, dacă s-ar considera doar intrările radiative directe (161 W/m^2) temperatura medie a atmosferei ar fi de -19°C , dar deoarece o parte din intrările de radiație solară rămân în

atmosferă care reține și o parte din radiația termică emisă de suprafața terestră se ajunge la o medie de 15° C. Acesta este **efectul de seră**, sau mai corect **efectul atmosferei**⁴⁷ ().

Valorile globale sunt importante teoretic, dar practic, fluxul solar diferă funcție de latitudine prin controlul altitudinii solare, astfel că tropicele sunt calde iar zonele polare reci. Asta în special datorită faptului că radiația solară variază amplu, dar cea emisă înapoi mai puțin. În acest mod, diferențele latitudinale privind intrarea de energie de la Soare necesită considerarea transportului energiei în cadrul atmosferei, care este tocmai motorul dinamic al climei.

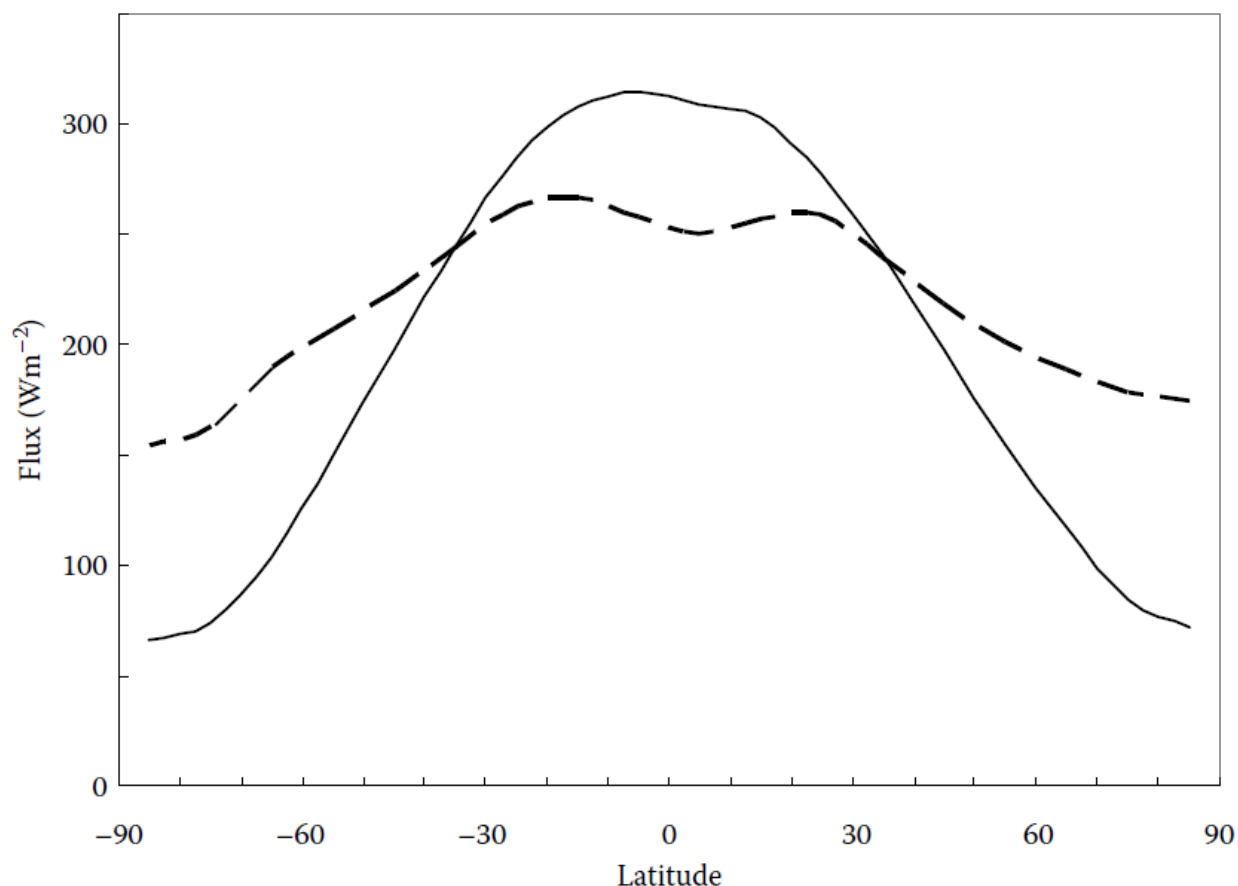


Fig. X Variația latitudinală a radiației solare (linia continuă) față de radiația emisă (linia discontinuă) (Ellis și Vonder Haar, 1976)

⁴⁷ Pentru că într-o seră de fapt se previne doar pierderea de căldură prin transfer convectiv, pe când în cazul atmosferei terestre

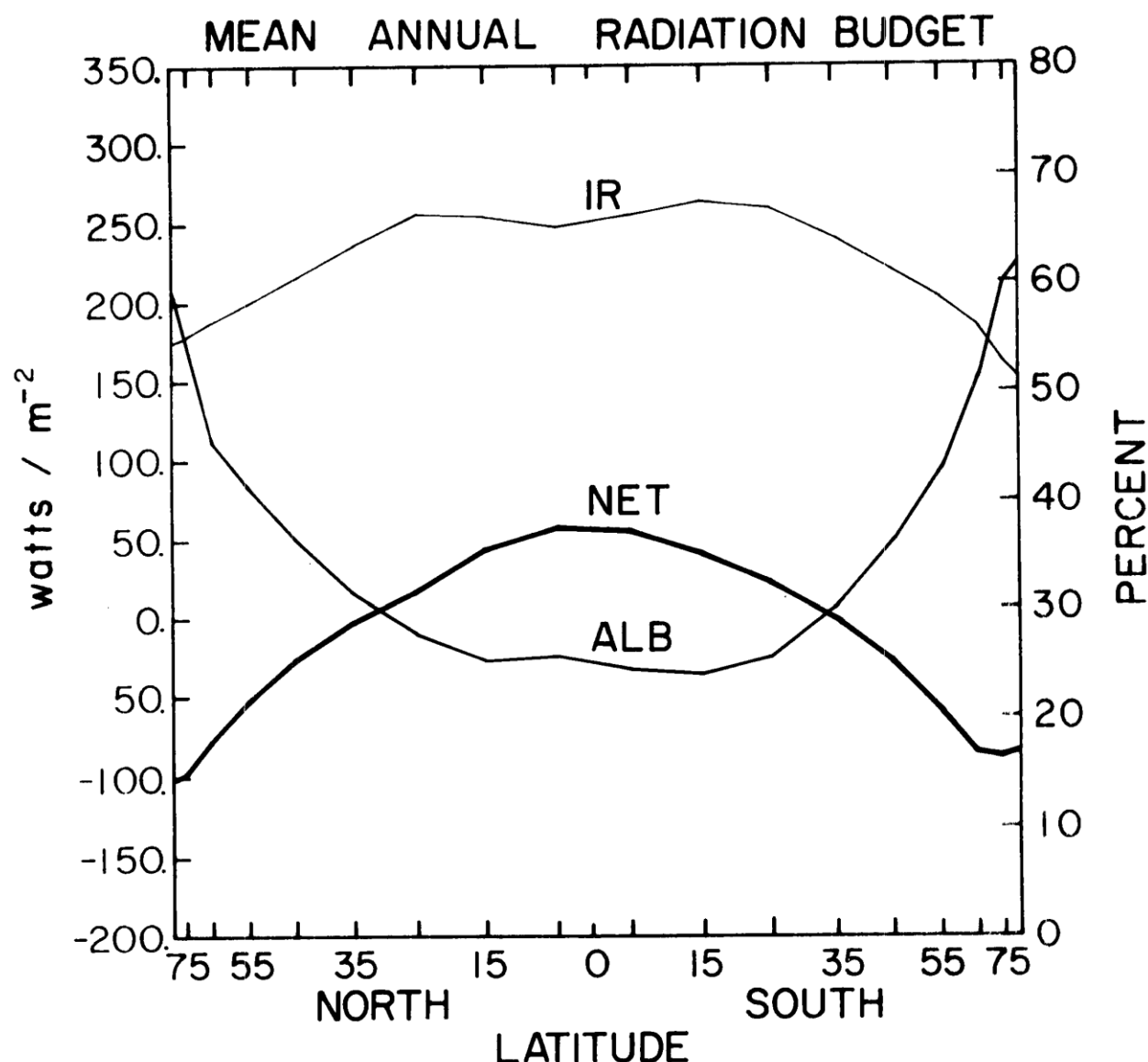


Fig X Bugetul anual de radiație funcție de latitudine NET = fluxul radiativ net, IR = fluxul de radiația termală de bandă largă pierdut în spațiu, ALB – albedou în procente (Ellis și Vonder Haar, 1976)

În mod normal, considerând echilibrul radiativ, modele climatice fizice⁴⁸ reușesc să explice destul de bine relația dintre radiație și temperatură, dar în realitate modificările permanente, atât naturale, cât și antropice de la nivelul atmosferei, generează un răspuns diferit al acestora în controlul încălzirii sau răcirii. Pentru a se putea realiza prognoze ale evoluției echilibrului radiativ, s-a introdus conceptul de **forțare radiativă** (radiative forcing), ca măsură a schimbării induse de perturbații în oricare componentă a bugetului energiei radiative în sistemul climatic. IPCC (International Panel on Climate Changes) folosește trei scenarii de forțare radiativă pentru a

⁴⁸ Rezultatele impresionante în predicția climatică pe baza modelelor fizice a fost recunoscută în 2021 prin atribuirea premiului Nobel în Fizică unor cercetători care au pus bazele acestor modele fizice: Syukuro Manabe, Klaus Hasselmann și Giorgio Parisi (<https://www.bbc.com/news/science-environment-58790160>)

estima impactul încălzirii impuse de creșterea concentrației gazelor cu efect de seră (CO_2 , CH_4 , N_2O , dar și clorofluorocarbonii CFC), pornind de la constatarea că din 1750 până în 2000, gazele cu efect de seră au produs o forțare radiativă de $2,43 \text{ W/m}^2$, adăugată la constanta solară de 1366 W/m^2 : RCP⁴⁹1.9, RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 și RCP8.5 (IPCC, 2000), unde valoare din cod este forțarea radiativă indusă de gazele de seră (de ex. 4,5 reprezintă W/m^2 forțare radiativă indusă de concentrația de gaze cu efect de seră).

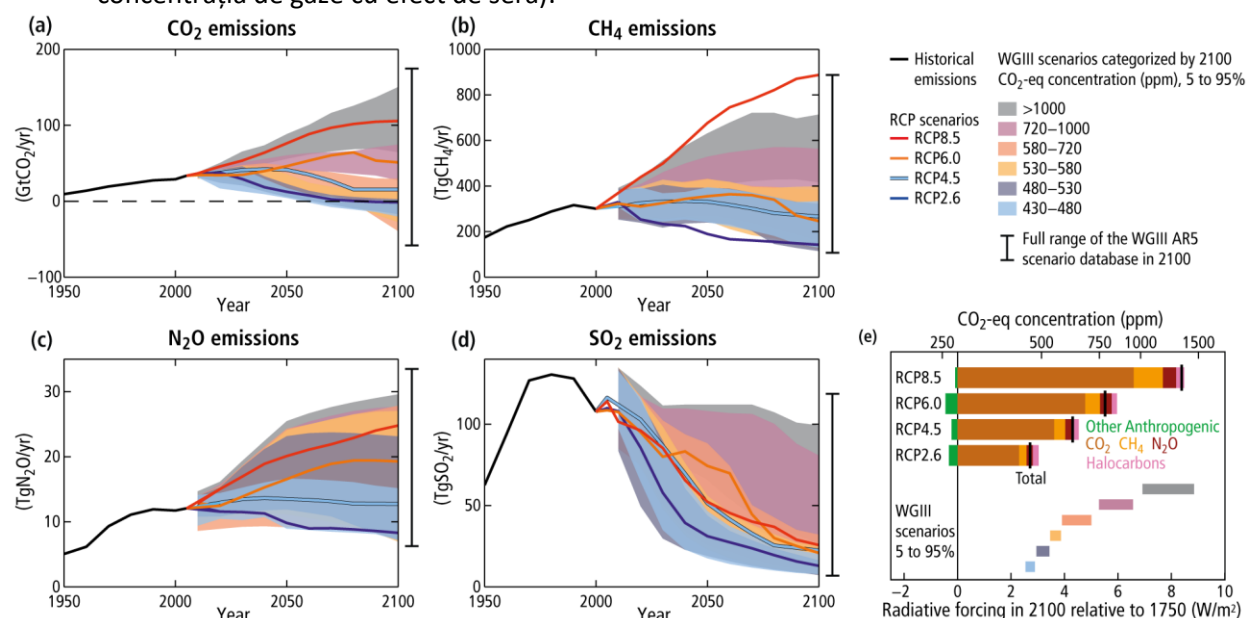


Fig. X Scenariile de emisii și forțare radiativă conform ICPP (sursa <https://ar5-syr.ipcc.ch/topic/futurechanges.php>).

⁴⁹ Representative Concentration Pathway

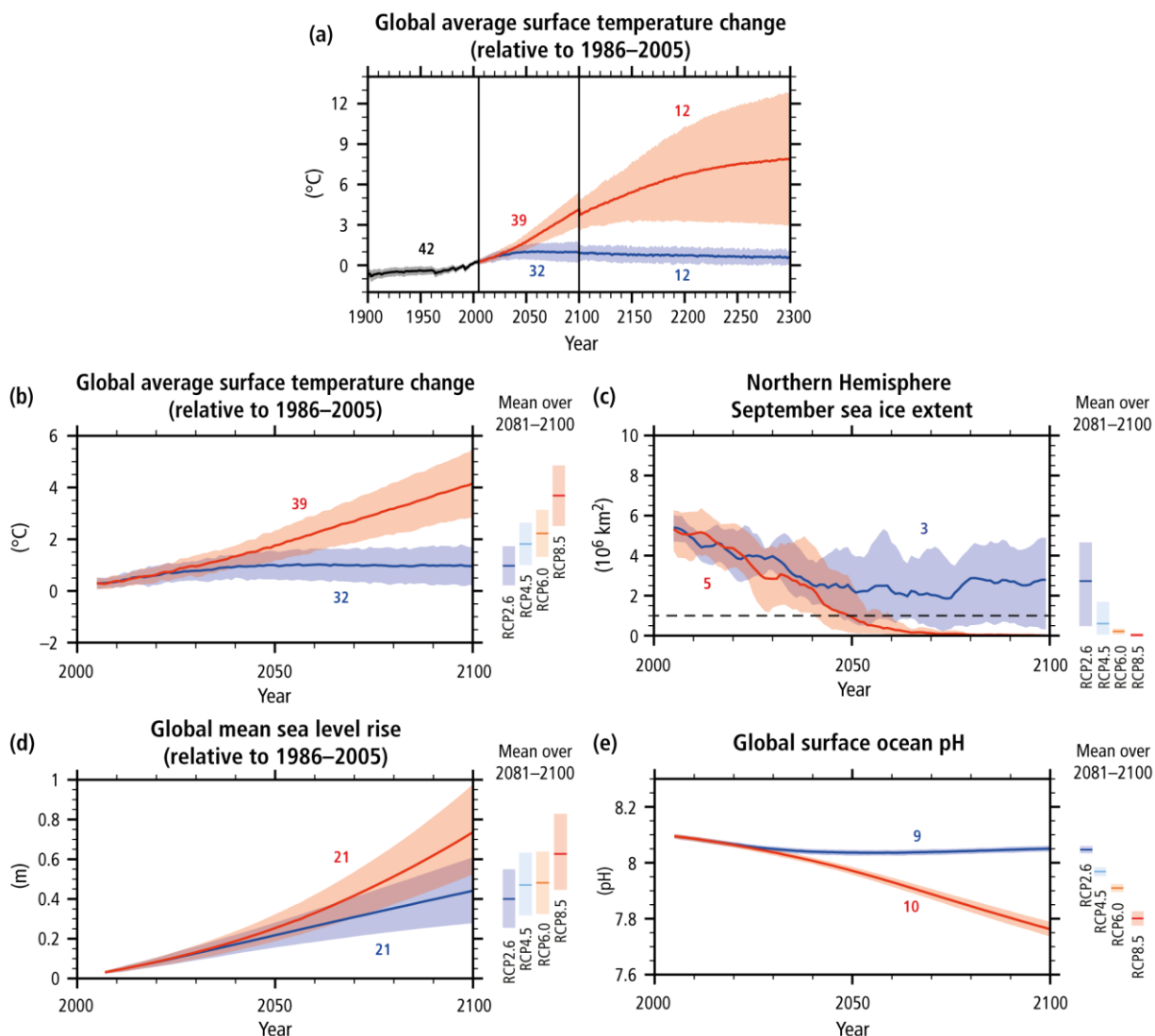


Fig. X Efectele scenariilor de forțare radiativă asupra temperaturii, extinderii gheții, nivelului oceanului planetar și al acidifierii oceanelor (sursa https://ar5.syr.ipcc.ch/topic_futurechanges.php).

România este situată practic la mijlocul distanței dintre Ecuator și Poli; energia primită de la Soare, are o valoare medie față de valoarea foarte mare de la Ecuator, și cea foarte mică de la Poli. Radiația solară este condiționată în principal de unghiul de incidență al razelor solare cu suprafața Globului. Astfel, cu cât acest unghi este mai mare, cu atât radiația solară crește și invers. Putem spune că radiația solară depinde de latitudine și anotimp. Radiația solară depinde și de opacitatea sau gradul de transparență al atmosferei. În final, radiația solară depinde și de unghiul de incidență al razelor solare cu suprafața topografică. Asta înseamnă că radiația solară depinde și de valorile pantei și a expoziției terenului. Valorile radiației cresc pe suprafețele înclinate expuse radiației solare, respectiv pe suprafețele cu o expoziție însorită. Pe de altă parte valorile scad, în cazul terenurilor în pantă dar cu orientare inversă față de razele solare.

Radiația solară se determină la stații meteorologice care dispun de o aparatură specială, numite stații actinometrice. În România sunt cinci asemenea stații: Constanța, Iași, București (Afumați), Cluj-Napoca, Timișoara.

Radiația solară poate fi separată într-o serie de componente după cum urmează, în funcție de relația cu suprafața terestră și de posibilitățile de măsurare:

- **Radiația directă**: reprezintă cantitatea de energie pe care o primește un punct de pe suprafața Terrei, într-un moment dat. Se exprimă în calorii pe centimetrul pătrat pe minut. Pentru România, valorile acestui parametru, cresc de la solstițiul de vară spre cel de iarnă, și de la nord la sud. Având în vedere poziția țării noastre, în proximitatea Mării Negre, dar și datorită prezenței lanțului Carpat, valorile cele mai mari se înregistrează în partea extrem sud-estică a României, unde la Constanța valoarea este de circa $1,14 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$. Cea mai mică valoare se înregistrează la Cluj, $0,7 \text{ cal/cm}^2/\text{m}$ datorită ecranării date de o nebulozitate mai mare a teritoriului Carpat.
- **Radiația difuză**: reprezintă o componentă care se realizează în condiții de nebulozitate și de opacitate mare a atmosferei (încărcare cu aerosoli), la care se adaugă și înălțimea Soarelui pe cer, pe parcursul unei zile. Radiația difuză este mai mică noaptea și mai mare ziua, și minimă în zilele cu cer senin, și maximă în cele cu cer acoperit.
- **Radiația globală**: reprezintă suma radiației directe și difuze. Pentru acest parametru, se utilizează valorile medii anuale prin însumarea tuturor valorilor diurne. Se exprimă în kilocalorii/cm². Astfel, valorile în România diferă, având practic aceleași particularități cu ale radiației directe. Cele mai mari valori, se înregistrează în lungul litoralului și în Delta (135 kcal/cm^2), în timp ce în Dobrogea se înregistrează în jur de 130, în Câmpia Română, în jur de 125, în Câmpia Tisei, între 120-125, ca și în Podișul Getic, valori mai reduse, se înregistrează în Podișul Moldovei, între 115-120, apoi în Depresiunea Colinară a Transilvaniei, în jur de 115, și cele mai mici din România se înregistrează în aria montană, sub 110 kcal/cm^2 .
- **Radiația reflectată**: reprezintă componenta radiației solare care după atingerea suprafeței terestre, este reflectată în atmosferă, acest tip de radiație reprezintă o funcție a albedoului, astfel încât iarna, când solul este acoperit cu zăpadă, radiația reflectată atinge circa 70% din radiația totală, în timp ce vara valorile se reduc până la 25-30% din total.
- **Radiația absorbită**: reprezintă energia preluată de suprafața activă și transformată în energie calorică. Datorită particularităților suprafeței active, această componentă crește de la iarnă la vară, astfel iarna sub 50% din radiația totală trece în energie calorică, pentru ca vara valorile să fie foarte mari. Astfel în martie se înregistrează valori de cca 80-85 % ceea ce presupune un salt termic foarte important care determină începerea ciclului de vegetație al plantelor. Din această energie calorică, o parte este preluată de sol și este utilizată în procesele de metabolism, iar o altă parte este cedată atmosferei.
- **Radiația efectivă**: se exprimă prin bilanțul radiativ, reprezentând schimbul energetic dintre suprafața activă și atmosferă. Valorile bilanțului radiativ, diferă de la zi la noapte și în funcție de anotimp. Astfel bilanțul radiativ este pozitiv ziua și negativ noaptea, însă valorile diferă de la iarnă la vară. În aceste condiții, cele mai mari valori ale bilanțului radiativ, se înregistrează în anotimpul de vară, respectiv în zilele senine, în partea de S-E și de S, pentru ca apoi valorile bilanțului să scadă spre N, dar și în altitudine.

În concluzie, radiația solară reprezintă cel mai important factor climatic fiind principalul furnizor de energie pentru toate procesele atmosferice. În funcție de valoarea diferitelor componente ale radiației, se realizează valorile temperaturii aerului care sunt practic direct proporționale cu valorile radiației directe, globale și absorbite. Deoarece temperatura, pe fondul radiației este cea care generează mobilitatea atmosferei, acest factor mai este denumit și termodinamic.

5.1.2 Factorii dinamici (circulația generală a maselor de aer)

Dinamica regională a maselor de aer reprezintă o consecință a factorului radiativ, având o arie de manifestare la nivel regional, astfel datorită valorilor diferite ale radiației solare, în latitudine, sau în funcție de anotimp, sau în funcție de mediul continental sau marin, cât și în funcție de particularitățile suprafeței active, se realizează o încălzire neuniformă a aerului din atmosfera joasă. Această încălzire neuniformă, generează diferențe de presiune a aerului atmosferic, ceea ce determină apariția unor centri barici, cu acțiune mai slabă sau mai intensă sau cu arie de răspândire mai mare sau mai redusă.

Din perspectivă regională, la latitudini medii în emisfera nordică o importanță deosebită în dinamica maselor de aer din zona Atlantică și regiunile înconjurătoare (westerlies-ul de suprafață din America de Nord spre Europa) o are Oscilația Nord Atlantică⁵⁰ (NAO). Aceasta a fost studiată încă de la începutul sec. IX, observându-se fluctuația dintre temperaturile minime de iarnă dintre Groenlanda și Germania (Stephenson și colab., 2003).

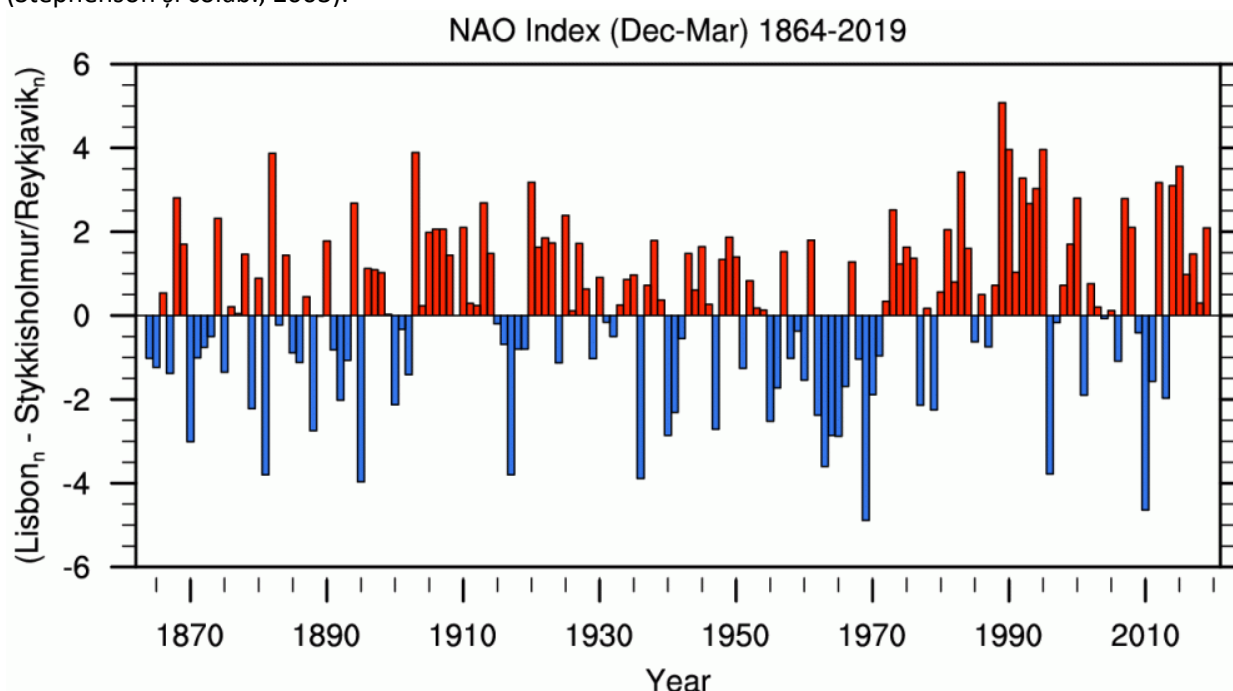


Fig. X Variația indicelui NAO de iarnă ca diferență dintre presiunea la nivelul mării normalizată între Portugalia și Islanda (sursa <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>).

La nivelul atmosferei se remarcă ca o structură barotropică, adâncă, cu perturbări zonale de vânt cu sensuri opuse de-a lungul latitudinilor de 55° și 35°, cuplată la circulația stratosferei emisferei Nordice (Thompson și al., 2003). Componentul troposferic al NAO are cea mai mare variație în Atlantic, unde curgerea tropicală slabă indusă termal și condiții calde ale atmosferei joase în zonele arctice, permit excursii meridionale marcante de către valurile baroclinice⁵¹.

⁵⁰ NAO mai este numită și Modul Anular Nord Emisferic (NAM) în literatura de fizică atmosferică (Thompson și colab., 2003)

⁵¹ Curgerile barotropice apar când densitatea fluidului depinde exclusiv de presiune, față de curgerile baroclinice, când densitatea fluidului depinde de presiune și temperatură; în situația barotropică avem o stratificare perfectă a deplasării aerului în funcție de presiune, pe când în situația baroclinică apare o schimbare de vorticitate (tendința de a se roti în jurul unei axe locale) care se amplifică generând instabilitate baroclinică (Houze, 2014)

Schimbările indicelui NAO sunt însoțite de schimbări ale circulației atmosferice. Acestea se manifestă printr-o valoare mai mare a vitezei vântului (cu 8 m/s) westerlies dinspre America de Nord spre Europa în iernile cu valori mari ale indicelui NAO, față de iernile cu valori mici. Curgeri de aer anormale spre sud în estul Americii de Nord și spre nord în vestul Groenlandei, Canadei Arctice și Mării Mediterane apar în acest context, cu diferențe mai mari de 15 mbar în lungul Atlanticului, cu presiuni anormal de mari la sud de 55°N și presiune anormal de joasă în zona arctică.

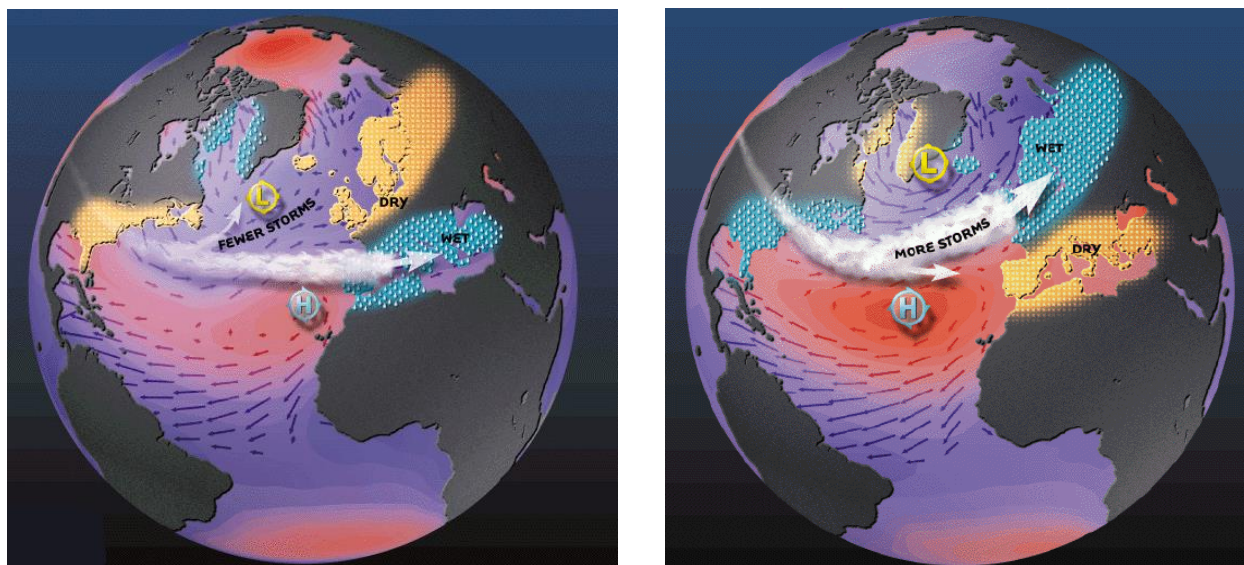


Fig. X Oscilația Nord Atlantică (NAO) reprezentată schematizat cu efectele asupra circulației și climei de o parte și alta a Atlanticului: stânga când NAO este negativă și dreapta când este pozitivă (sursa <https://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>).

5.1.2.1 Principali centri barici cu acțiune pe teritoriul României

Prin încălzirea neuniformă a aerului se realizează arii de presiune ridicată, numite arii anticlonale, când aerul este mai dens și de regulă mai rece. Prin diferența de încălzire, apar arii de presiune coborâtă, cu aer ceva mai cald. În aceste condiții acționează legile fizicii gazelor, în sensul în care masele de aer se pun în mișcare, din centrul baric de mare presiune, spre cei de mică presiune, în tendința de echilibrare. Astfel deci, aerul atmosferic ar trebui să se miște pe o direcție perpendiculară pe izobare.

În emisfera nordică, datorită acțiunii forței Coriolis, se realizează o abatere spre dreapta a maselor de aer din troposfera joasă, ajungându-se ca direcția de deplasare să fie uneori aproape paralelă sau chiar paralelă cu izobarele. Este cazul așa numitor vânturi de gradient, pentru Europa Occidentală și Centrală, specifică fiind prezența vânturilor de Vest. Aceste mase de aer în mișcare, pot avea origini termice, dinamice sau mixte de regulă diferite, formând fronturi calde sau reci.

Principalii centri barici cu acțiune asupra României sunt:

- a. **Anticlonul Azorelor:** este o formațiune barică de mare persistență cu o grosime impresionantă a aerului atmosferic, de până la câteva mii de metri. Această arie anticlonală, își are nucleul în Oceanul Atlantic, deasupra arhipelagului cu același nume, având o origine dinamică, și se extinde vara mult spre nord dar și spre est, ajungând până deasupra Europei Centrale. Astfel anticlonul Azorelor are o acțiune pulsatorie, acționând în general între 20 și 40° latitudine nordică, vara extinzându-se mult spre nord, în timp ce iarna se restrânge foarte mult. Acțiunea anticlonului fiind pulsatorie se leagă și de activitatea ciclonului islandez.

- b. **Cicloul islandez:** ia naștere în partea de nord a Oceanului Atlantic, având nucleul deasupra Islandei. Această formațiune barică se dezvoltă sau restrânge în funcție de anticicloul Azorelor. Cele două formațiuni barice acționează asupra teritoriului european, inclusiv prin intermediul vânturilor de vest, determinând circulația vestică care antrenează mase de aer umed, cu frecvente formațiuni noroase care determină producerea de precipitații îndeosebi acelor a maximului pluviometric, de primăvară-vară.
- c. **Mediterraneeni:** au caracter de semipermanență, și se dezvoltă în bazinul central-vestic al Mediteranei. Acționează de regulă, când formațiunile anti-ciclonale se restrâng (Azorelor, Nord African). În aceste condiții, avansează spre N și N-E, ajung asupra Mării Negre, unde se reîncarcă cu umiditate, și capătă un caracter retrograd. În aceste condiții se reorientează pe o direcție N-V, S-E, și S, astfel vara și la începutul toamnei, provoacă mari căderi de precipitații cu caracter torențial (1991, 1994, 2005, 2010).
- d. **Ruso-Siberian:** reprezintă o arie de mare presiune tot cu caracter de semipermanență, care acționează îndeosebi în anotimpul de iarnă. Această formațiune barică își are nucleul deasupra părții central-nordice a uscatului euro-asiatic, respectiv în Siberia. Masele de aer foarte reci, se extind progresiv spre vest formând așa numita dorsală Voikov. Acest anticiclou antrenează mase de aer foarte reci, determinând iarna temperaturi foarte coborâte, pe fondul unei stabilități atmosferice pronunțate. Iarna anului 1984-1985 este un exemplu. Această masă anti-ciclonală are o grosime redusă, de până la 2000 m, motiv pentru care nu se resimte pregnant dincolo de inelul Carpat.

ANTICICLONII NORDICI – GROENLANDEZI și SCANDINAVI

Sunt mase de aer foarte rece, care își au obârșia în Nordul Europei și în Nordul Oceanului Atlantic Groenlandez. Acești anticiclони au un caracter temporar, și acționează când alte formațiuni barice sunt în restrângere sau au o activitate redusă. Aceste formațiuni anti-ciclonale, provoacă invazii de aer rece de origine polară. Acționează pentru perioade mai scurte de timp, iarna, când se remarcă prin cer acoperit și instabilitate atmosferică, apoi în anotimpurile de tranziție, când determină înghețurile târzii de primăvară și cele timpurii de toamnă, dar și vară când provoacă scăderi bruște de temperatură.

ANTICICLONUL NORD-AFRICAN

Se realizează deasupra Tropicului Racului, în Africa de Nord, și se dirijează spre Nord, în situația în care ciclonii mediteraneeni sunt în restrângere. În sezonul cald, îndeosebi vara, masele de aer calde și uscate, de deasupra Africii de Nord, ajung până deasupra teritoriului României, acționând îndeosebi în sud și est. Determină stabilitate atmosferică, deci cer senin, insolație puternică, cu temperaturi foarte ridicate și determină de asemenea lipsa totală a precipitațiilor (secetă climatică).

CICLONUL ARAB

O masă de aer cu presiune coborâtă, ce se formează deasupra Peninsulei Arabe, și se dirijează pe o componentă nord-vest, ajungând uneori până la latitudinea României. Acționează sub forma unor mase de aer calde și uscate, uneori chiar fierbinți, determinând producerea unor furtuni de praf în troposfera joasă. Se manifestă în România doar local, primăvara și vara, numai în sud-est și sud, provocând unele Vânturi fierbinți, care provoacă evapo-transpirație și secetă.

5.1.2.2 Principalele tipuri de circulație a maselor de aer

Pe baza acțiunii individuale sau combinate a principalelor formațiuni barice, în România putem vorbi de manifestarea unor anumite tipuri de circulație a maselor de aer. Sintetizând, putem vorbi în România de patru mari tipuri de circulație a maselor de aer:

- a. **Circulația vestică:** care deține circa 45% din numărul total de situații de vreme dintr-un an. Acest tip de circulație se manifestă atunci când în partea de sud a Europei, se instalează un câmp de presiune ridicată, iar în Nord, se instalează câmpuri de presiune coborâtă. În acest context baric, circulația este vestică, antrenând mase de aer atlantice, de regulă umede. Această circulație se

caracterizează prin pasaje noroase și instabilitate atmosferică, determinând vreme rece dar blândă în sezonul rece, în timp ce în sezonul cald, instabilitatea este dublată și de producerea precipitațiilor sub forma unor ploi persistente.

- b. **Polară:** se realizează în situația în care anticicloul Azorelor se extinde spre nord pe fondul unei restrângeri a cicloului Islandez, care se deplasează și el spre nord. Mai mult, această circulație se realizează când deasupra Scandinaviei, acționează anticicloul scandinav. În aceste condiții se realizează o circulație dinspre nord–nord-vest spre sud–sud-est. Acest tip de circulație antrenează mase de aer umede și răcoroase, care determină cer acoperit, temperaturi modeste și producerea de precipitații mai slabe cantitativ. Dacă aceste fronturi reci, intra în contact cu unele calde, vara apr precipitații sub formă de averse. Dacă anticicloul acesta se unește cu cel scandinav, teritoriul României este invadat de aer foarte rece, atât iarna cât mai ales vara.
- c. **Circulația tropicală** se manifestă atunci când formațiunile barice de joasă presiune din sudul Europei, antrenând spre centru mase de aer cald de deasupra Africii de Nord. De regulă aceasta presupune timp frumos, stabilitate atmosferică, temperaturi ridicate și lipsa precipitațiilor. Această circulație presupune și apariția unor particularități în primul rând fiind vorba de o circulație sud-est, când aerul cald pătrunde peste Mediterana, determinând producerea unor ierni blânde, determinând precipitații mixte sau ploaie, în timp ce vara se pot produce ploi sub formă de averse și descărcări electrice. Această particularitate este pregnantă în S-SV –ul României, unde se resimt în climat influențele mediteraneene. Al doilea-lea caz particular al circulației sud-estice dinspre Asia Mică, când iarăși vremea este caldă și uscată, cu timp frumos, temperaturi ridicate, dar cu vânturi calde, și lipsa de precipitațiilor (sub acțiunea cicloului arab).
- d. **Circulația de blocare:** se instalează atunci când deasupra Europei Vestice și Centrale, acționează un câmp de presiune ridicată, ceea ce împiedică pătrunderea unor perturbații ciclonice de deasupra Atlanticului sau Mediteranei. Astfel vara, această circulație presupune stabilitate atmosferică, cer senin, și lipsa precipitațiilor. Iarna, stabilitatea se traduce prin cer variabil sau închis, aer umed dar precipitații reduse. Iarna, circulația de blocare presupune și stabilitatea maselor de aer est-europene, caracteristice anticicloului ruso-siberian. Astfel în jumătatea de est a României se instalează un timp frumos, de regulă senin, fără precipitații dar cu temperaturi coborâte, determinând și apariția inversiunilor termice din ariile joase sau depresionare.

În concluzie, dinamica atmosferei exprimată prin circulația generală a maselor de aer, se impune, în special prin apariția unor stări climatice la partea superioară și în general deasupra nivelului reliefului. În anumite situații un anumit tip de circulație se reflectă și prin particularitățile vântului, generând practic nuanțe ale climatului temperat continental.

5.1.2 Factorii fizico-geografici

Se impun doar local în clima unei regiuni, având în vedere, particularitățile suprafeței active. Suprafața subiacentă, cuantifică practic, rolul pe care-l joacă în clima diferitele componente ale sistemului fizico-geografic. Dintre acestea, rolul cel mai important îl joacă relieful, urmat de factorul hidric, la mare distanță situându-se apoi vegetația, componentul geologic, și solul.

5.1.3.1 Relieful

Este cel mai important factor local, influența acestuia în climă, realizându-se prin intermediul altitudinii, apoi prin pantă și expoziție, cât și prin orientarea versanților și/sau a catenelor montane. Astfel, cu cât relieful este mai înalt, cu atât influențele climatice vor fi mai semnificative.

Altitudinea joacă un rol semnificativ în modificarea parametrilor climatici; astfel în altitudine, temperatura aerului scade constant, conform unui gradient termic vertical, cu o valoare de 0,5 până la 0,7° Celsius, la 100 m creștere în altitudine. Tot în altitudine se realizează creșterea progresivă a precipitațiilor, conform gradientului pluviometric vertical, cu o valoare în general de 70 până la 100 mm medie anuală la 100 m creștere în altitudine. Această creștere a precipitațiilor în altitudine, se realizează până la atingerea punctului optim, de condensare a vaporilor de apă. Acest punct este aflat la diferite altitudini în cele trei tronsoane Carpatice. Tot altitudinal, cresc valorile umidității relative a aerului cu 1 până la 1,5% la 100 m creștere în altitudine. Tot în altitudine se remarcă și o creștere progresivă a nebulozității, cu circa o zecime la 100 m creștere în altitudine. Din acest punct de vedere, îndeosebi în domeniul montan, apar diferențieri climatice, care se exprimă pe etaje climatice care se succed de la altitudini joase spre cele înalte. Așadar altitudinea determină apariția zonalității altitudinale a climei. Prima zonalitate climatică este cea latitudinală, pe fondul căreia acționează cea altitudinală.

Relieful intervine în climă, și prin valorile **pantei** și ale **expoziției** suprafeței terestre. Cei doi parametri se potențează reciproc, sau dimpotrivă se anulează. Astfel, pe suprafețele în pantă, cu declivități mari, crește valoarea radiației solare, dacă terenul este expus razelor solare, și dimpotrivă, scade valoarea radiației solare dacă terenul este aflat în umbra razelor solare. Astfel, pe terenurile în pantă cu expoziții însoțite, temperatura aerului este mai mare, față de terenurile în pantă dar cu expoziții umbrite, respectiv nordice. Astfel se înregistrează în domeniul montan, asimetrii termice pe flancurile sudice, față de cele nordice (Munții Făgăraș). Pentru masivele montane, orientate pe direcție nord-sud, apar și asimetrii pluviometrice, întrucât versanții cu expoziție vestică primesc o cantitate mai mare de precipitații decât versanții cu expoziție estică (Munții Apuseni).

Un alt parametru îl reprezintă orientarea versanților și a catenelor montane. Versanții cu orientare sudică vor fi mai calzi, și mai puțin umezi, în timp ce versanții nordici, vor fi mai reci fiind umbroși. Flancurile vestice vor fi mai umede în comparație cu cele vestice. Orientarea catenelor și a versanților determină modificarea substanțială a direcției vânturilor, direcție care se va adapta în funcție de orientare. Orientarea și poziția altitudinală, determină și variația intensității vântului. Viteza și frecvența scade progresiv de la partea superioară a culmilor spre baza reliefului montan. O mică influență o reprezintă și forma de relief, apărând diferențieri în funcție de formele concave sau convexe ale reliefului. Formele concave îndeosebi cele depresionare, prezintă o particularitate aparte în sensul stratificării termice a aerului. Astfel aerul rece coboară și se acumulează pe fundul acestor depresiuni determinând apariția inversiunilor termice, extrem de frecvente în sezonul rece. Mai mult, datorită adăpostirii scade frecvența vântului, se micșorează frecvența sa, în timp ce umezeala relativă a aerului are valori mai mari iar frecvența ceții crește.

5.1.3.2 Suprafețele acvatice

Se impun, doar în cazul marilor cursuri de apă apoi în cazul cuvetelor lacustre, și îndeosebi a bazinelor marine. Astfel, în luncile marilor cursuri de apă, se realizează un microclimat specific. Datorită conductibilității termice a apei se realizează așa numitele fenomene de inerție termică. Din acest motiv, regimul termic în luncile marilor râuri, este ceva mai moderat în timp ce umezeala relativă a aerului este mai mare iar în anotimpurile de tranziție și iarna sunt foarte frecvente cețurile.

Asemenea modificări climatice sunt caracteristice luncilor marilor cursuri de apă (Siret, Prut, Olt, Mureș) și mai ales în lunca Dunării. În cazul marilor lacuri, se produc aproximativ aceleași influențe de ordin climatic, respectiv, moderarea regimului temperaturii aerului, creșterea umezelii relative, frecvența deosebită a ceții, producerea fenomenului de rouă, cât și o tendință ușoară de diminuare a precipitațiilor atmosferice, pe fondul unei circulații descendente. Asemenea fenomene se înregistrează în perimetrul lacului Izvorul Muntelui – Bicaz, de pe Bistrița.

Rolul climatic cel mai important îl are însă Marea Neagră. Datorită proprietăților fizice ale apei, în zonele litorale, se înregistrează modificări ale principalilor parametri climatici. Astfel temperatura aerului

are amplitudini mai reduse, valorile termice sunt ceva mai moderate, în timp ce precipitațiile atmosferice, sunt ceva mai reduse datorită circulației descendente. Astfel în aceste condiții, scade nebulozitatea și crește durata de strălucire a Soarelui. Datorită diferențelor de presiune dintre uscat și mare, în zonele litorale se manifestă și o circulație locală, de tip briză. Marea Neagră, constituie și o arie de ciclogeneză, prin reactivarea ciclonilor mediteraneeni, care capătă sens retrograd și se întorc spre Carpații de Curbură și Podișul Moldovei.

5.1.3.3 Vegetația

Este un factor mai puțin important și depinde îndeosebi de tipul de vegetație. Astfel, vegetația ierboasă și cea cultivată au un rol climatic minor, însă influențele cele mai semnificative se constata însă în cazul vegetației forestiere, respectiv arborescente. Astfel, pădurea, constituie o a doua suprafață activă, întrucât la nivelul pădurii, se realizează un transfer și schimb energetic, pădurea practic reținând și filtrând peste 80% din radiația solară. Mai mult, la nivelul coronamentului, se rețin până la 90% din totalul precipitațiilor. Pădurea creează un microclimat specific de pădure, în care temperatura aerului este mai redusă, iar amplitudinea termică mai mică. În plus, în păduri crește umezeala relativă a aerului, scade frecvența și intensitatea vântului, ceea ce determină o creștere a calmului atmosferic. În acest context se realizează și o creștere a cantităților de precipitații.

5.2 Principalele elemente climatice și distribuția lor la nivelul României

Sunt numeroase, cele mai importante fiind, temperatura aerului și a solului, precipitațiile atmosferice, și Vânturile, alături de care menționăm umezeala aerului (în deosebi umezeala relativă a aerului), apoi nebulozitatea și durata de strălucire a Soarelui.

5.2.1 Temperatura aerului

Reprezintă consecința directă a factorului radiativ, prin transformarea radiației solare, în energie calorică. Temperatura aerului exprimată în° Celsius, se determină în stații meteo clasice, sau prin măsurători cu ajutorul stațiilor automate. Pentru caracterizarea temperaturii aerului, se utilizează valorile medii diurne, decada, lunare, pe anotimpuri, sezoniere sau anuale, dar și valori multianuale. Pe lângă valorile medii extrem de importante, sunt și valorile extreme, respectiv luna cea mai caldă și cea mai rece, apoi maxime și minime relative, maxime și minime absolute. Dacă urmărim variația temperaturii în timp, atunci discutăm și de regimul temperaturii aerului.

5.2.1.1 Temperatura medie aerului pe teritoriul României

Având în vedere factorii genetici, care influențează clima, temperatura medie a aerului, diferă în funcție de particularitățile teritoriului, astfel putem discuta de existența a cel puțin două legi privind distribuția temperaturii aerului. Prima, demonstrează faptul ca temperatura aerului scade constant de la Sud la Nord, realizându-se astfel o scădere constantă a temperaturii aerului în latitudine. Cea de-a doua lege se referă la scăderea progresivă a temperaturii aerului în altitudine.

În funcție de legile distribuției, cele mai mari valori ale temperaturii aerului, se înregistrează în partea de sud a României, pe unde trece izoterma de 11° C. Aceasta izoterma trece prin partea de S-V a României, respectiv prin Câmpia Timișului, Defileul Dunării, partea de S a Câmpiei Române, ocolește

Bălțile Dunării, trece prin Dobrogea centrală, ocolește zona litorală, și Delta Dunării. În sudul extrem al României, valorile se apropie $11,5^{\circ}\text{C}$, însă nu depășesc nicăieri 12°C . Cea mai mare parte a unităților de câmpie, se încadrează între izotermele de 10° și 11° Celsius. În acest interval fiind incluse: cea mai mare parte a Câmpiei Române, partea de Sud a podișului piemontan getic, cea mai mare parte a Dobrogei centrale și de Sud, și sudul extrem al Podișului Moldovei. În partea de Vest a României, temperaturile în cauza, sunt caracteristice părții sudice și centrale a Câmpiei Tisei, cat și Dealurilor Bănățene și Crișene joase. În medie dacă se aplica un gradient termic la altitudinea de 200 metri, temperatura medie anuală este în jur de 10°C . Dacă se aplica un gradient termic vertical de $0,5^{\circ}\text{C}$ la 100 m altitudine, se constată faptul că la 1000 m, valoarea temperaturii aerului este de circa 6°C , în timp ce la circa 2200 m, se înregistrează o valoare de 0°C . În aceste condiții temperatura medie anuală, scade progresiv din unitățile de câmpie spre cele de podiș, și mai apoi scad constant și în unitățile montane.

În unitățile subcarpatice, valorile sunt mai mari în Subcarpații Getici și de Curbură ($9, 10^{\circ}\text{C}$), și scad spre Subcarpații Moldovei ($8-9^{\circ}\text{C}$). În podișul Moldovei, temperatura, scade de la S la N, de la peste 10° în sudul extrem, la valori de $9-10^{\circ}$ în jumătatea de sud și în unitățile mai joase, până la $9-10^{\circ}\text{C}$, în jumătatea de N și în unitățile mai înalte. În partea de Vest se înregistrează valori de circa 11° în Câmpia Timișului, temperaturi de circa 10°C până la N de Oradea, și mai apoi valori de $9-10^{\circ}\text{C}$, uneori chiar mai mici, în Câmpia Someșului. În partea centrală a țării valorile sunt ceva mai reduse, depășindu-se ușor 9°C , în culoarul Mureș-Arieș-Strei, în timp ce restul teritoriului se încadrează între valori de 8 și 10°C , mai mari în subunitățile mai joase și valori mai mici în subunitățile mai înalte. Partea terminal nordică, și bordura deluroasă din partea de E a Transilvaniei, plus partea mai înaltă a podișului Hârtibaciului, se caracterizează prin temperaturi cuprinse între 6 și 8°C .

În domeniul montan, marginea ariei montane, se identifică cu izoterma de 7°C , în timp ce în altitudine valorile scad atingând 6°C la 1000 m, și circa 0°C la peste 1800 metrii în nordul Orientalilor (Rodnei), la circa 2000 m pe flancul nordic al Meridionalilor, și la circa 2200 m pe cel sudic al lor. În partea de S-V a României, valorile termice sunt ceva mai mari fata de cele precizate anterior, datorită influențelor mediteraneene în climat, în timp ce în partea de N-NE, valorile sunt mai reduse, din cauza influențelor nordice, respectiv scandinavo-baltice.

Așadar pe teritoriul României apar și o serie de abateri pozitive și negative. Abaterile pozitive se leagă în special de prezența circulației foehnale, așa cum este cazul cu partea de S-V a Transilvaniei, la care se adaugă aria externă de la curbură Carpaților, și local ariile depresionare din Subcarpații Getici. La polul opus, se constată și abateri negative ale temperaturii aerului îndeosebi în unele depresiuni intra și sub-montane, datorită persistenței mai mari a inversiunilor termice, datorită creșterii nebulozității, și a frecvenței mai mari a cetii.

TEMPERATURA MEDIE A LUNILOR EXTREME

Lunile extreme din punct de vedere termic, sunt Iulie și Ianuarie.

Temperatura medie a lunii iulie: este cea mai călduroasă din an. Cele mai mari valori, se înregistrează în Sudul României, și în Dobrogea, astfel în Sudul Câmpiei Române și în partea central sudică a Dobrogei, se înregistrează valori de circa 23°C , în timp ce în restul C. Române și a Dobrogei, se ating până la 22°C . În zona litorală, valorile acestei luni sunt ceva mai mici fiind cuprinse între 21 și 22°C . În C. Tisei, se înregistrează circa 23°C , în Sudul extrem, în timp ce în spre nord, valorile scad până la 21°C , în Câmpia Someșului. În partea de E a României, valorile sunt cuprinse între $21-22^{\circ}\text{C}$, în partea de S, se grupează în jurul valorii de 20° în partea centrală, și coboară până în jurul a 19°C , în Pod. Sucevei.

În Depresiunea Transilvaniei, domina valorile cuprinse între 18 și 20°C , în ariile mai joase din jumătatea de Vest, și valorile cuprinse între 16 și 18° în subunitățile mai înalte din jumătatea de E. În S-V-ul extrem al Transilvaniei se depășesc ușor valorile de 20°C . Domeniul montan este delimitat de izoterma de 16°C , valori mai mari de circa 17°C , înregistrându-se la periferia Apusenilor, și de circa 19°C , la periferia

Munților Banatului. În altitudine valorile scad constant, ajungând până la circa 5° C, pe cele mai înalte creste Carpatice. La stația Omu, valoarea lunii Iulie este de 5,4° C.

Temperatura lunii ianuarie: aceasta lună este cea mai rece din an, cu valorile cele mai reduse ale temperaturii. Ca și în cazul celorlalte temperaturi, în ianuarie se înregistrează o tendință de scădere a temperaturii atât în latitudine, cât și în altitudine, însă în această luna apar unele mici diferențieri. În acest caz, cele mai mari temperaturi sunt pe litoral și în Delta, fiind în jurul valorii de 0° C. Astfel, singura stație meteo cu o valoare ușor pozitivă, este cea de la Mangalia, unde se înregistrează o medie de 0,3° C. În interiorul Dobrogei, între -1 și -2° C, în funcție de altitudine. În Câmpia Română, valorile scad dinspre V spre E, înregistrându-se circa -1° în Câmpia Olteniei, -2° în Câmpia Română Centrală, și până la -3° C în Bărăgan. În partea de V a României, datorită influențelor atlantice, valorile sunt ceva mai moderate respectiv de circa -1° în S (C. Timișului), și până la circa -2° C în N (C. Someșului). În partea de E, se înregistrează valori de circa -3, -4° C, cu o scădere ușoară de la S la N, în timp ce în N-V-ul Podișului Sucevei, valorile pot să ajungă până la -5, -6° C. În teritoriile subcarpatice, valorile sunt ceva mai moderate, fiind în jurul a -2° C, în depresiunile din Subcarpații Getici și de Curbură, datorită influențelor foehnale, în timp ce în Subcarpații Moldovei, se înregistrează până la -3, -4° C. În Depresiunea Colinară a Transilvaniei, cele mai frecvente valori sunt cuprinse între -4 și -6° C, mai mici de atât fiind în partea estică a depresiunii.

În domeniul montan, valorile sunt în general sub -6° C, iar în altitudine valorile scad cu un gradient termic de 0,4 până la 0,5° C, la 100 m, ajungând până la circa -10° C în Munții înalți (-10,6° C, media la stația Vârful Omu din Bucegi). În domeniul montan înalt, luna cea mai rece este însă februarie când se înregistrează valori care se apropie sau ating -11° C. Ca și în cazurile precedente, apar unele abateri pozitive și negative. Astfel abaterile pozitive se resimt în ariile de influență foehnală (în S-V-ul Transilvaniei, aria de la Curbura și în Subcarpații Getici). Abateri negative se înregistrează însă în marile depresiuni intramontane (Giurgeu, Ciuc, Brașov) sau în unele depresiuni submontane (Rădăuți).

5.2.1.2 Temperaturi extreme pe teritoriul României

Pentru diferite scopuri, inclusiv turistic, mult mai importante sunt valorile maxime și minime absolute.

- Temperaturile maxime absolute pe teritoriul României: se înregistrează în lunile de vară, respectiv iulie, dar frecvența cea mai mare se înregistrează în august. Valorile maxime absolute se produc în situații sinoptice speciale când teritoriul țării este invadat de mase de aer calde și uscate, de origine tropicală. Pe fondul unei stabilități atmosferice cu cer senin și advecție de aer tropical, de regulă nord-african, se constată creșteri extrem de spectaculoase ale temperaturii aerului. Aceste valori sunt din ce în ce mai mari pe de o parte de la V spre E, odată cu creșterea gradului de continentalism, iar pe de altă parte valorile cele mai mari se înregistrează în deosebi în partea de S a României. Frecvența cea mai mare a temperaturilor maxime, se înregistrează în sudul și S-E-ul României, astfel în Câmpia Română, în special în Bărăgan și Dobrogea, sunt frecvente vara, în iulie și august, valorile cuprinse între 42 și 44° C, în timp ce în partea de E, se înregistrează valori între 41 și 42° C, în timp ce în V-ul țării, se depășesc 40° doar în zona Banatului. În Depresiunea Transilvaniei, valorile maxime absolute sunt cuprinse în medie între 38 și 40° C, în timp ce în domeniul montan, aceste valori scad progresiv în altitudine, nedepășind 22° C la peste 2500 m altitudine. Maxima absolută de pe întreg teritoriul țării, s-a înregistrat la stația Ion-Sion, actualmente Râmnicelu, în Câmpia Brăilei, fiind de 44,5° C înregistrată la data de 10 august, 1951.
- Temperaturile minime absolute, se înregistrează în lunile de iarnă, cel mai adesea în luna ianuarie, cu excepția ariei montane înalte. Contextul sinoptic presupune advecții de mase de aer foarte rece, și stabilitate atmosferică, când pe fondul unui cer senin, se realizează o puternică stratificare termică a aerului, cu stagnarea un timp îndelungat a aerului rece, pe fundul depresiunilor sau în unități joase de relief. Temperaturile minime absolute se produc pe fondul unei circulații anti-ciclonale, fie caracteristice anticlonului ruso-siberian, fie caracteristice anticlonilor nordici. În

aceste condiții temperaturile scad foarte mult, ajungând la nivelul României până la valori de sub -30°C , însă valorile sunt diferite, în funcție de Poziția geografică, și în funcție de relief. Astfel, în zona litorală și în Delta, valorile nu scad sub -25°C , în timp ce în aria montană înaltă, ajung până la -38°C așa cum a fost cazul la Vârful Omu, la data de 10 februarie 1929. Însă minima absolută la nivelul întregii țări, a depășit aceasta valoare, fiind de $-39,5^{\circ}\text{C}$, valoare înregistrată în depresiunea Brașovului la stația Bod, în ziua de 25 ianuarie 1942. Însă, minima absolută înregistrată dar nepublicată, a fost de $-43,1^{\circ}\text{C}$, înregistrată la data de 12 ianuarie 1985.

În legătură cu maximele și minimele de temperatura se mai impun și câteva precizări privind numărul de zile reprezentative, din acest punct de vedere. Aceste zile sunt înregistrate de regulă din martie până în octombrie, însă au o frecvență mai mare în lunile de vară. Cel mai mare număr de zile de vară, se înregistrează în partea de Sud și de Sud-Est a României, respectiv în Câmpia Română, în Dobrogea, Banat, și în sudul Podișului Moldovei. Spre N și în altitudine, numărul de zile de vară scade progresiv, astfel încât la peste 1000 m, acest număr este foarte redus, iar la peste 2000 metri, acest număr lipsește cu desăvârșire.

Numărul de zile tropicale (cu temperatura maximă ce depășește valoarea de 30°C): se înregistrează de regulă în intervalul Mai-Septembrie, foarte rar în lunile Aprilie și Octombrie. Cel mai mare asemenea număr de zile tropicale, se înregistrează în sudul României, în Câmpia Română (S), fiind în medie de 35 până la 40 zile într-un an. Datorită rolului moderator al Mării Negre, în zona litorală, acest număr se reduce până la circa 25 zile, scăzând progresiv spre N și în altitudine, în aria montană joasă, înregistrându-se doar câteva asemenea zile. La peste 1000 metri nu mai apar.

În legătură cu temperaturile minime se impun alte două categorii:

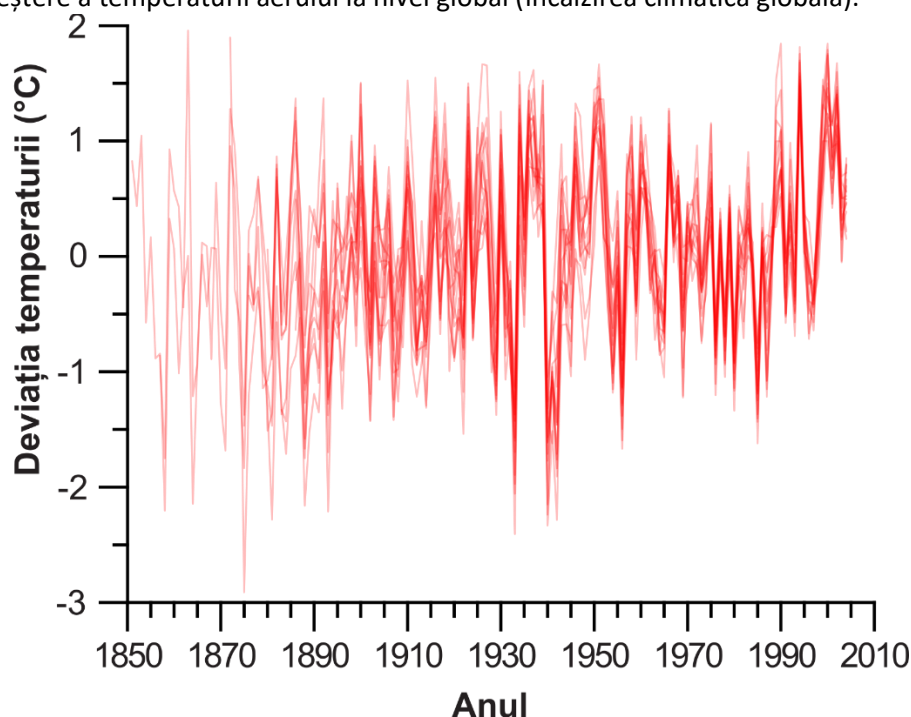
- Numărul zilelor de iarnă: cu temperatura maximă de 0°C . Prezintă valori din ce în ce mai mari din zona litorală și din unitățile de câmpie, spre aria montană. În zona litorală, se înregistrează în medie circa 15 asemenea zile, apoi circa 20 zile de iarnă în Câmpia Olteniei și în aria joasă a Banatului, apoi 25 zile în Câmpia Română Centrală, și circa 30 zile în Câmpia Bărăganului. În Dealurile Jijiei, sunt în medie circa 35 asemenea zile, aproximativ cu același număr și în Depresiunea Transilvaniei, în timp ce în aria montană înaltă se ating circa 155 asemenea zile la altitudinea de peste 2500 metri.
- Numărul de zile geroase: cu temperatura maximă de sub -10°C , se înregistrează doar în lunile de iarnă fiind foarte redus la țărmul Mării, mic în unitățile de câmpie din S și V, și relativ mare în unitățile montane, îndeosebi în depresiuni unde se pot atinge frecvent 30, 40 asemenea zile într-un an.

5.2.1.3 Regimul anual și multianual al temperaturii aerului

Regimul anual presupune variația temperaturii aerului pe parcursul unui an. Astfel, regimul anual pe parcursul anului este neuniform. Temperatura aerului crește constant din lunile de iarnă, respectiv în Ianuarie, când se înregistrează valoarea minimă lunară, până în iulie când se înregistrează valoarea maximă. Excepție face doar aria montană înaltă, cu un minim în februarie, și un maxim în august. În a doua parte a anului, se realizează o diminuare progresivă a temperaturii aerului, din iulie până în ianuarie, următorul an. În condiții particulare, se constată și abateri de la aceasta regulă, legate de un anumit specific al circulației maselor de aer. Pe parcursul anului se produc și două praguri termice majore. Un prim asemenea prag se realizează în ultima decada a lunii martie când se produce un salt termic important, ceea ce provoacă începerea ciclului de vegetație al plantelor. Un al 2-lea prag se realizează în ultima decada a lunii octombrie când se realizează un salt termic invers, negativ, care coincide cu încetarea ciclului de vegetație.

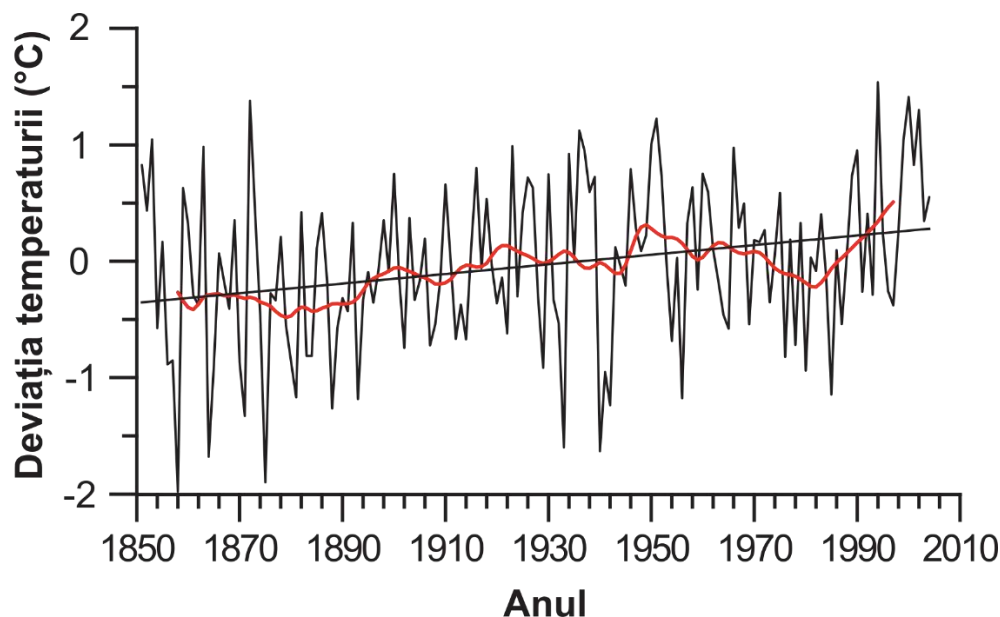
REGIMUL MULTIANUAL AL TEMPERATURII AERULUI

Regimul multianual al temperaturii aerului reprezintă variația temperaturii medii anuale a aerului pe parcursul unui număr mai mare de ani. Și acesta, este neuniform, în sensul în care valorile termice medii anuale, pot fi mai mari sau mai mici față de media multi-anuală (ca abateri⁵²). În aceste condiții putem vorbi de existența unor abateri pozitive, respectiv negative. Cele negative, presupun valori mai mici ale temperaturii aerului, așa cum este cazul cu anii răcoroși. În timp ce abaterile pozitive, sunt specifice, anilor călduroși. Abaterile pozitive respectiv negative pot fi aleatorii dar de regulă aceste abateri se supun unor ciclicități climatice. Specialiștii în domeniu, au identificat cicluri scurte, respectiv 7-11 ani. Apoi cicluri medii, de ordinul zecilor de ani, lungi, de ordinul sutelor de ani, și foarte lungi de ordinul miilor sau zecilor de mii de ani. Din acest punct de vedere ne aflăm într-un ciclu ceva mai cald, dar pe fondul unei ușoare tendințe de creștere a temperaturii aerului la nivel global (încălzirea climatică globală).



Deviația anuală față de medie (calculată pentru perioada 1961-1990) a temperaturii pentru 14 stații meteorologice din România (Ocna Șugatag, Baia Mare, Bistrița-Năsăud, Iași, Roman, Timișoara, Sibiu, Brașov, Sulina, Tg. Jiu, Drobeta Turnu Severin, București, Călărași, Constanța) pentru perioada 1850-2010 (Dobrica și al., 2009)

⁵² ATENȚIE!!! În literatura de limbă română se vehiculează conceptul de normală climatologică, derivat din termenul englezesc “normal”, dar care în limba română mai degrabă ar trebui echivalat cu termenul statistic de medie, deoarece această referință așa numită normal este doar o valoare medie, teoretică, și orice valoare raportată la aceasta va fi considerate o abatere, mai mare sau mai mică



Deviația anuală față de medie (calculată pentru perioada 1961-1990) a mediei temperaturii pentru 14 stații meteorologice din România (Ocna Șugatag, Baia Mare, Bistrița-Năsăud, Iași, Roman, Timișoara, Sibiu, Brașov, Sulina, Tg. Jiu, Drobeta Turnu Severin, București, Călărași, Constanța) pentru perioada 1850-2010 (Dobrica și colab., 2009); tendința decadală este reprezentată cu linie roșie îngroșată, iar tendința liniară cu linie neagră subțire.

5.2.2 Precipitațiile atmosferice din România

Precipitațiile reprezintă o consecință directă a circulației generale a maselor de aer pe teritoriul țării. De regulă, masele de aer ciclonale determină cea mai mare parte a precipitațiilor întrucât provoacă instabilitate atmosferică și antrenează importante formațiuni noroase.

În climatul **temperat continental** precipitațiile cad sub diferite forme. În cea mai mare parte a anului se înregistrează precipitații în stare lichida, îndeosebi în sezonul cald. În sezonul rece, cu precădere iarna, precipitațiile sunt în stare solida, dar se înregistrează și precipitații mixte (lapoviță, burniță, măzăriche etc).

5.2.2.1 Precipitațiile atmosferice medii pe teritoriul României

Distribuția precipitațiilor se realizează cu respectarea unor legități de distribuție. Astfel, o primă asemenea legitate se referă la **scăderea progresivă a precipitațiilor de la V spre E** întrucât circulația dominantă a maselor de aer este cea vestică, iar o dată cu înaintarea acestor mase de aer vestice, prin precipitare, aceste mase de aer sărăcesc progresiv în umiditate. Pe de altă parte, **precipitațiile atmosferice cresc constant în altitudine în conformitate cu gradientul pluviometric vertical**. Aceasta creștere constantă se realizează până la atingerea punctului optim de condensare a vaporilor de apă. Peste acest punct creșterea precipitațiilor se realizează doar întâmplător. Punctul optim de condensare a vaporilor de apă se înregistrează în jurul altitudinii de 1800 m în Carpații Meridionali, la circa 1600 m în Carpații Orientali și la circa 1400 m în Munții Apuseni.

În funcție de cele două legități, cea mai mică cantitate de precipitații de pe teritoriul României se înregistrează în SE țării, în zona litorală și Delta Dunării întrucât aici, pe lângă cele două legități, intervine

și un alt factor – o circulație locală descendentă, între apă și uscat care contribuie la destrămarea formațiunilor noroase.

În legătură cu distribuția precipitațiilor pe teritoriul țării apar diferențieri semnificative între principalele trepte de relief. Astfel, **cele mai mici precipitații medii anuale se înregistrează în zona litorală și Delta Dunării**, unde cad în medie între 350 – 400 mm anual. La polul opus se situează **Munții Apuseni**, unde la stația Stâna de Vale, unde se înregistrează în medie peste 1600 de mm anual.

Între cele două valori pe teritoriul țării se înregistrează cantități intermediare de precipitații. În partea de SE, respectiv în cea mai mare parte a Dobrogei, apoi în partea de E a Câmpiei Române, în S și E Podișului Moldovei și S extrem al Câmpiei Române, precipitațiile sunt reduse cantitativ, înregistrându-se în medie între 400-500 mm pe an. În **Câmpia Română**, precipitațiile cresc de la 400-500 de mm în E până la circa 600 de mm în partea de V. În **Câmpia Tisei** precipitațiile sunt mai mari decât cele din Câmpia Română depășind 600 de mm în toate subunitățile. În **Podișul Moldovei**, valorile cele mai mici sunt cuprinse între 400-500 mm, în timp ce subunitățile mai înalte înregistrează între 500-600 mm anual, depășindu-se aceasta valoare doar în partea de NV, respectiv în N Podișului Sucevei.

În partea de S a României, în **Podișul Getic și Subcarpații Getici**, cad anual între 500 și 700 mm, valorile fiind mai mari în nordul Podișului Getic și în cazul unităților deluroase subcarpatice. În **Depresiunea Colinară a Transilvaniei** sunt precipitații medii anuale cuprinse între 500-700 mm, dar în partea mai înaltă din N și E Transilvaniei se înregistrează frecvent și precipitații cuprinse între 700-800 mm.

Cele mai mari cantități de precipitații se înregistrează în domeniul montan al României, unde valorile pornesc de la circa 800 mm anual și ajung până la 1000 mm în Munții joși, apoi între 1000-1200 mm anual în Munții mijlocii și 1200-1400 în Munții înalți. Partea înaltă a Apusenilor, apoi unele arii din domeniul alpin al Meridionalilor, cat și masivele înalte din N Orientalilor (Călimani, Rodnei, Maramureșului) înregistrează valori de peste 1400 de mm pe an.

Pe teritoriul țării apar frecvent diferențieri și abateri de la valorile medii în funcție de Poziția geografică, dar și în raport cu specificul circulației locale, îndeosebi în raport cu circulația foehnală. În cazul circulației foehnale, precipitațiile atmosferice sunt mai reduse fata de normal. O asemenea situație se înregistrează în partea de SE a Apusenilor, îndeosebi în culoarul Mureș-Arieș-Strei. La Alba Iulia se înregistrează doar 510 mm anual. O a doua arie de circulație foehnală este cea de la exteriorul curburii Carpaților. Astfel, la Istrița se înregistrează 470 mm, iar la Pietroasele 490 mm anual.

Abaterile pozitive se înregistrează de regulă pe fațadele vestice ale Carpaților Occidentali și Orientali. Aceste fațade expuse maselor de aer umede primesc o cantitate mai mare de precipitații decât fațadele estice aflate în umbra maselor de aer mai umede. Masele de aer atlantic întâlnesc în calea lor aceste obstacole orografice fiind obligate sa urce, motiv pentru care se realizează precipitarea.

5.2.2.2 Precipitațiile extreme pe teritoriul României

Precipitațiile prezintă importanță și din punct de vedere al intensității acestora. De regulă, sunt cuantificate ca zile cu precipitații doar cele care totalizează mai mult de 0,1 mm pe zi. În practica curentă interesează doar precipitațiile cu caracter foarte intens care presupun un anumit° de torențialitate. Astfel, un parametru care cuantifica acest° foarte ridicat de torențialitate reprezintă precipitațiile maxime cazute în 24 de ore. Frecvent, aceste cantități pot sa depășească media lunara, uneori depășindu-se chiar și media anuală a precipitațiilor. Cu cat valoarea precipitațiilor maxime din ultimele 24 de ore este mai mare, cu atât vorbim de creșterea gradului de continentalism, unde și fenomenele climatice sunt mai intense.

Pentru România, **cea mai mare cantitate de precipitații căzute în 24 de ore** a înregistrat 530 mm la stația C.A. Rosetti din Delta Dunării, cantitate căzută în 29 august 1924. Cea mai mare frecvența a acestor cantități maxime de precipitații căzute în 24 de ore se înregistrează în lunile de vara și îndeosebi în partea de E, SE și de S a României. În Câmpia Română, valorile acestui parametru depășesc frecvent 300 de mm în 24 de ore, în timp ce în partea de E se înregistrează valori între 200-300 mm căzute în 24 de ore. Valori mari s-au înregistrat în iulie 2005, în 2007, în 2009 în 2010.

Pe lângă acest parametru un altul se referă la ploile cu caracter torențial care presupun cantități mari de apă căzute într-un interval scurt de timp. De regulă, se înregistrează valori între 3 și 5 mm pe minut, o ploaie cu caracter torențial, având mai mult nuclee (min. 3). Aceste ploi cu caracter torențial se înregistrează de regulă în lunile de vară, cantitatea totală de precipitații depășind uneori 100 de mm în intervale de 1 până la 2 ore. Aceste ploi provoacă mari pagube, îndeosebi în lunile de primăvară (mai) când solul nu este acoperit cu vegetație.

5.2.2.3 Precipitațiile deficitare din România – secetele

Secetele din sud-estul Europei au caracteristici aparte datorită contextului fizico-geografic. Deficitul de precipitații este un fenomen cu o ciclicitate evidentă, atât la nivel global cât și regional. Astfel la intervale de 15-25 de ani există o ciclicitate de minime de precipitații cu persistență de 12-15 ani, și perioade mici de întrerupere (1-3 ani), când valorile precipitațiilor cresc peste valorile medii (Adler și colab., 1998). La nivel istoric se remarcă trei perioade de secetă excesivă⁵³:

1894-1905, ii) 1942-1953, iii) 1981-1995 (Adler și colab., 1998).

În România se observă o tendință generală de scădere a cantității de precipitații, mai pregnantă în Carpații, dar și la sud și sud-est de aceștia. Deficitul este pregnant la nivelul iernilor, în special după 1970 și mai ales între 1981 și 1995. Din punct de vedere sinoptic se remarcă patru situații pentru perioada 1880-2000 (Adler și colab., 1998, 1999):

- i) anticiclone în centrul Europei, inclusiv peste România și depresiunea Islandeză extinsă în estul Europei – 21,3% din cazuri, specifică perioadei reci (septembrie-martie);
- ii) anticiclone în estul Europei, inclusive peste România și presiune scăzută atlantică în vestul Europei și Marea Mediterană – 21,5% din cazuri, specifică perioadei reci septembrie-mai, cu 65% iarnă și 20% iarnă;
- iii) dorsală anticiclonică din Atlanticul de Nord spre centrul Europei, inclusive peste România, și presiune scăzută în nordul și sudul extrem al continentului – 12,4% din cazuri, specifică verii (51% în iulie) și primăverii;
- iv) presiune mare în Europa centrală și regiunea balcanică induse de anticiclone Euroasiatic și Azoric, și presiune mică în oceanul Arctic și sudul Europei – 43,8%, specifică toamnei (30% în august-septembrie), dar posibilă din septembrie până în mai.

5.2.2.4 Regimul anual și multianual al precipitațiilor din România

Regimul precipitațiilor din climatul temperat continental al României este neuniform, înregistrându-se diferențe semnificative de la o lună la alta, pe parcursul anului. Astfel, putem vorbi de un regim anual care prezintă un maxim, respectiv un minim de precipitații, exprimat cel mai bine la nivel lunar.

Maximul anual de precipitații se înregistrează în lunile mai-iunie, cu un ușor decalaj în aria montană în lunile iunie-iulie.

Minimul anual de precipitații se înregistrează în lunile de iarnă, în ianuarie și februarie, când la nivelul țării domină o circulație anticiclonală.

Față de această distribuție există în climatul temperat și frecvente abateri de la regulă, mai ales în contextul schimbărilor climatice globale. Astfel, uneori, maximul de precipitații se produce într-o altă lună (iulie sau august), în timp ce minima anuală se poate înregistra într-o altă lună.

În anumite zone și regiuni ale României regimul anual se caracterizează prin două maxime, respectiv două minime. Acest regim se realizează în toată partea de SV a României, începând din Câmpia Timișului, până în Câmpia Olteniei și V Podișului Getic, trecând prin dealurile Bănățene, Munții Banatului, Munții

⁵³ Definiția secetelor este variabilă, dar în acest caz Adler și colab. (1998) definesc seceta excesivă ca o perioadă când mai puțin de jumătate din resursele de apă medii se produc ca urmare a precipitațiilor

Mehedinți, Podișul Mehedinți. Aici, acest regim reprezintă o consecință a influențelor mediteraneene din climat.

Astfel, maximul principal de precipitații este dublat de un al doilea maxim secundar, care se realizează la sfârșitul toamnei și începutul iernii. Al doilea minim secundar de precipitații se realizează în lunile de la sfârșitul verii și începutul toamnei (august și septembrie). Un regim anual se înregistrează și în partea extrem NV a României datorită suprapunerii influențelor scandinavo-baltice.

Regimul multianual al precipitațiilor se caracterizează tot prin neuniformitate, existând frecvente abateri pozitive față de media anuală, așa cum este cazul cu anii ploioși, respectiv cu abateri negative, așa cum este cazul cu anii secetoși.

În România, un an extrem de ploios a fost anul 1912, apoi anul 1922 când în Dobrogea precipitațiile au fost cuprinse între 1000 și 1200 mm anual. O alta perioada ploioasă a fost cea cuprinsă între 1969 și 1975.

În categoria anilor secetoși, care au o frecvență mai mare în partea de E și de SE a României menționăm anii 1945 și 1946 când seceta prelungită a generat foametea din 1946 și 1947. Un alt caz secetos a fost 1951 când la Brăila s-au înregistrat doar 180 de mm într-un an.

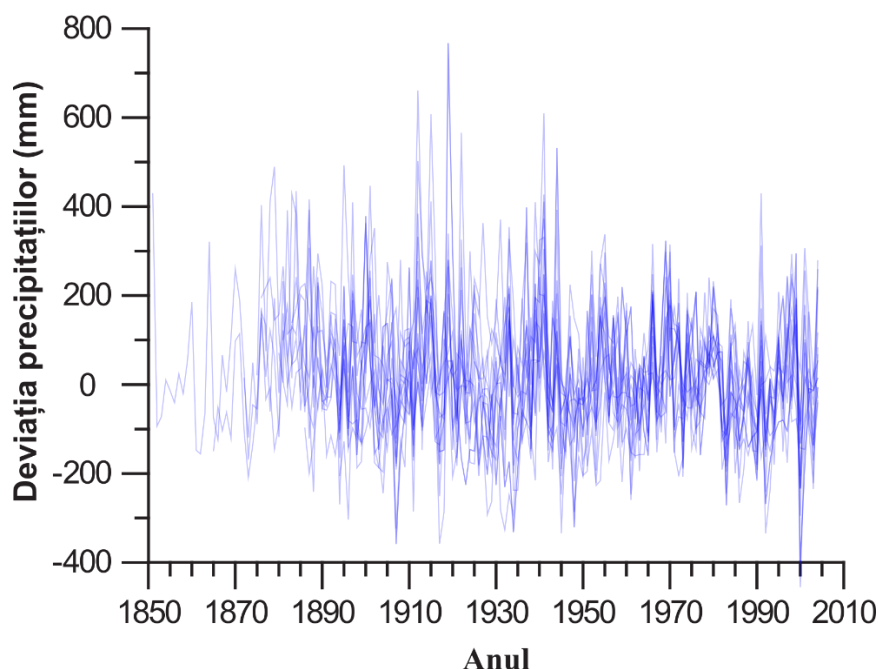
Frecvența anilor ploioși și secetoși nu este pur întâmplătoare, realizându-se o anumită ciclicitate din punct de vedere pluviometric. Astfel, specialiștii discută de ciclicități de scurtă durată, cu un interval cuprins între 7-11 ani. Anii 1970 ai sec XX au fost ani ploioși, după cum intervalul de după al doilea Război Mondial (45, 46, 51) a constituit un interval cu ani secetoși.

Anii 90 s-au caracterizat cu precipitații relativ mai mari fata de medie, în timp ce primul deceniu al sec. XXI aparține unui ciclu de ani secetoși.

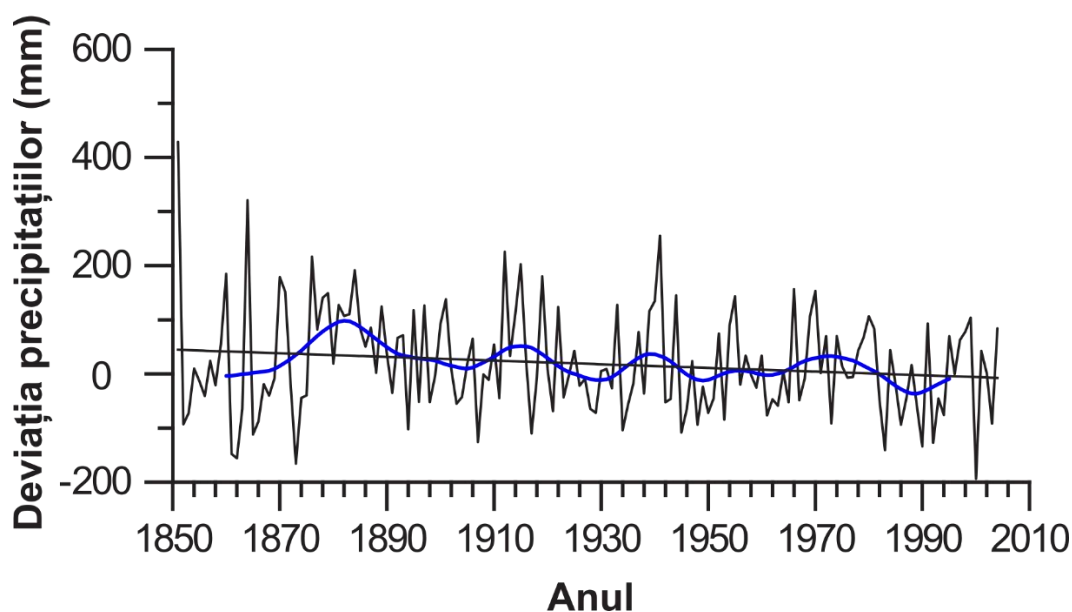
Specialiștii vorbesc și de ciclicități pe termen mediu sau chiar pe termen lung, așa cum a fost situația în Holocen (preboreal, boreal, atlantic și subatlantic).

Pentru sezonul de iarnă la nivel istoric se remarcă o schimbare a tendințelor în anii 1933, spre o creștere a precipitațiilor, pusă pe seama presiunii reduse de deasupra Europei și a bazinului Mării Mediterane care ghidează aer maritim umed către România, dar și a fluxului de aer umed vestic care generează anomalii pozitive în zona nord-vestică și cea intra-Carpatică (Adler și colab., 1999). Perioadele secetoase de iarnă se asociază cu o descreștere a frecvenței circulației Mediteraneene dinspre sud-vest (Adler și al., 1999).

Pentru sezonul de vară, precipitațiile cu abatere negativă, apar ca tendință din 1880 spre 1941 în conexiune cu anticiclonele de deasupra Mării Negre, perioadă după care se remarcă abateri pozitive în zona extra-Carpatică și negative în cea intra-Carpatică, toate puse pe seama unei circulații zonale dinspre est, dar și a unor sisteme convective de scurtă durată (Adler și al., 1999).



Deviația anuală față de medie (calculată pentru perioada 1961-1990) a precipitațiilor pentru 14 stații meteorologice din România (Ocna Șugatag, Baia Mare, Bistrița-Năsăud, Iași, Roman, Timișoara, Sibiu, Brașov, Sulina, Tg. Jiu, Drobeta Turnu Severin, București, Călărași, Constanța) pentru perioada 1850-2010 (Dobrica și colab., 2009)



Deviația anuală față de medie (calculată pentru perioada 1961-1990) a mediei precipitațiilor pentru 14 stații meteorologice din România (Ocna Șugatag, Baia Mare, Bistrița-Năsăud, Iași, Roman, Timișoara, Sibiu, Brașov, Sulina, Tg. Jiu, Drobeta Turnu Severin, București, Călărași, Constanța) pentru perioada 1850-2010 (Dobrica și colab., 2009); tendința decadală este reprezentată cu linie albastră îngroșată, iar tendința liniară cu linie neagră subțire.

5.2.3 Vânturile

Vânturile reprezintă o consecință directă a factorului radiativ, dar și a circulației maselor de aer, fiind influențat semnificativ și de particularitățile reliefului.

Între circulația generală a maselor de aer și vânt se stabilesc o serie de corelații fără a vorbi de o sinonimie perfectă, întrucât Vântul este determinat pe baza unor parametri la câțiva metri deasupra suprafeței topografice, în timp ce circulația maselor de aer se realizează la înălțimi mult mai mari.

Vântul se caracterizează prin cel puțin trei parametri, respectiv : **direcție**, **frecvență** și **intensitate**.

Direcția Vântului – având în vedere poziția geografică a României și îndeosebi configurația reliefului, direcția vântului diferă foarte mult în cadrul marilor unități de relief. Pentru studiul direcției vântului se realizează statistica pe **roza vânturilor**, cea mai mare importanță prezentând direcția dominantă a vântului. În acest caz, esențial este relieful care modifică substanțial direcția, îndeosebi în treapta intermediară și cu precădere în domeniul montan.

În aria montană a României direcția dominantă a vântului concordă cu circulația generală a maselor de aer doar la partea superioară a reliefului montan înalt, unde direcția cea mai frecventă este cea din NV.

Sub nivelul superior al reliefului, direcția dominantă a vântului se schimbă în funcție de orientarea principalelor catene montane și în funcție de orientarea marilor văi și culoare de vale.

În **Depresiunea Colinară a Transilvaniei** direcția dominantă a Vântului se leagă indisolubil tot de particularitățile reliefului. Masele de aer joase intră în depresiune prin intermediul celor două “porți” joase, respectiv prin “poartă someșană” și prin poartă “mureșană”. În cazul intrării prin poartă someșană direcția dominantă este cea din NV, mai apoi, în interiorul depresiunii, direcția dominantă se schimbă progresiv în sensul acelor de ceasornic. Spre partea centrală direcția dominantă este din N, apoi în partea de SE direcția dominantă este din NE, pentru că în depresiunile din sudul Transilvaniei direcția dominantă să devină cea din est, iar în culoarul Mureșului direcția dominantă este din SV. Se realizează practic o rotație aproape completă a direcției dominante a Vântului.

În **exteriorul arcului Carpat**, în partea de E a României, direcția dominantă se leagă de configurația și orientarea Carpaților Orientali și de Curbura. În jumătatea de N, direcția dominantă este din NV, în partea centrală din N, iar în Sudul Moldovei direcția dominantă este din NE.

În **partea de Sud a României** direcția Vântului este mult mai complexă, astfel, pentru Bărăgan direcția dominantă este din NE, iar pentru Bălțile Dunării de la N la S. În Partea centrală a Câmpiei Române se intersectează direcțiile NV și N cu direcțiile E și V, în timp ce în Câmpia Olteniei domina direcțiile NV și V.

În **Dobrogea și Delta Dunării** direcția dominantă este din N în cazul Deltei Dunării și din NV în interiorul Dobrogei (în special în N Dobrogei Centrale și de N).

Frecvența Vântului – din acest punct de vedere, în aria montană înaltă se realizează o compatibilitate între direcția circulației generale a maselor de aer și frecvența vânturilor, în sensul în care cea mai mare frecvență o au vânturile din NV și din V. Pe de altă parte, în aria montană înaltă se înregistrează și cea mai mare frecvență a vântului, întrucât lipsesc obstacolele, iar mai apoi frecvența vântului scade constant în altitudine, acest parametru fiind invers proporțional cu calmul atmosferic. Astfel, calmul atmosferic prezintă cele mai mici valori în aria montană înaltă, unde totalizează circa 3-5 % din cazuri, în timp ce în spațiile protejate, cum sunt depresiunile intramontane, valorile calmului pot depăși 60% din cazuri, ajungând uneori până la aproape 80%, așa cum este cazul cu Depresiunea Petroșani, Loviștei, Giurgeului, Ciucului.

În celelalte unități de relief, valorile calmului atmosferic scad de la 45-50 % în Depresiunea, ajungând în SV Câmpiei Române la 35-40%, la 20-30 % în partea de E a României.

Frecvența se leagă de al treilea parametru, viteza sau intensitatea vântului.

Intensitatea Vântului – apar mari diferențieri între marile unități de relief. În **domeniul montan**, la partea superioară a reliefului se înregistrează și cele mai mari viteze ale Vântului. În masivele montane înalte viteza medie a Vântului depășește 10m/s, respectiv la partea superioară.

În **interiorul ariei montane** viteza Vântului se reduce simțitor, ajungând la 3-4 m/s la nivelul versanților și la sub 2m/s pe văi, în culoare de vale și în depresiuni.

În **spațiul extracarpatic** viteza Vântului este mai mare în unitățile joase de relief cu o poziție periferică. Astfel, în zona litorală și în Delta Dunării viteza vântului atinge în medie 7 m/s. În partea de S a Podișului Moldovei se înregistrează 4-5 m/s, în E Câmpiei Române circa 4 m/s, iar în Câmpia Tisei în medie până la 3 m/s. Valori mult mai mici sunt în Depresiunea Transilvaniei, între 1,5 - 2,5 m/s.

Vitezele mari ale vântului provoacă o serie de neajunsuri în plan climatic prin ceea ce numim disconfort climatic. În ariile montane intensificările de vânt provoacă “doborâturile de vânt”. Viteza vântului poate fi însă și benefică dacă ne raportăm la potențialul eolian. Din acest punct de vedere, România dispune de un potențial eolian foarte mare, potențial ce poate fi valorificat prin centrale eoliene. De regulă, aceste centrale eoliene sunt amplasate în regiuni unde viteza vântului depășește în medie 4 m/s și sunt extrem de eficiente acolo unde vântul suflă cu peste 10 m/s, iar frecvența vântului cumulează peste 1500 de ore.

Cel mai mare potențial eolian îl prezintă ariile montane înalte, însă dezavantajele sunt pe măsura potențialului: accesibilitate redusă, lipsa utilizatorilor, problemele tehnice de utilizare. În aceste condiții, potențialul eolian utilizabil cel mai mare rămâne pentru zona litorală și Delta Dunării unde apar două inconveniente: utilizarea teritoriului cu foarte numeroase așezări omenești și disconfortul fonic, iar în Delta – prezența rezervației biosferei nu permite instalarea centralelor eoliene datorită pasajului păsărilor migratoare. Ca potențial utilizabil rămâne Dobrogea, unde deja sunt în stadiu de amenajare baterii de centrale eoliene cel puțin în două perimetre. Acestei regiuni i se adaugă partea de S și de SE a Moldovei, unde potențialul eolian era valorificat încă din Evul Mediu.

Principalele tipuri de vânturi de pe teritoriul țării

Principalele tipuri de Vânturi se grupează în trei mari categorii: **vânturi permanente**, **semipermanente** și **vânturi temporare** sau locale.

Din categoria **vânturilor permanente** în România sunt prezente doar **vânturile de vest**. Sunt generate de circulația vestică, au cea mai mare frecvență, fiind redată prin direcțiile V și NV. Vânturile de Vest se resimt în toate unitățile de relief ale României, în toate anotimpurile, dar cu frecvențe și intensități diferite.

Din categoria **vânturilor semipermanente** în România identificăm **Austrul și Crivățul**. Austrul se resimte în partea de SV a României și este cauzat de prezența unui maxim barometric în Peninsula Balcanică, dublat de un minim barometric centrat pe Depresiunea Transilvaniei. Acționează din direcție în general SV și are caracteristici diferite în funcție de anotimpuri. Iarna are viteze mari, fiind un vânt ce provoacă modificări de vreme, primăvara este un vânt cald și intens în timp ce vara este cald și uscat determinând apariția fenomenului de secetă.

Crivățul acționează în sezonul rece, cu precădere iarna, având o arie de acțiune care se rezumă la teritoriul extracarpatic din E și SE României. Acționează din direcție NE și E și presupune intensificări puternice ale vântului în situațiile sinoptice în care aria anticiclonală ruso-siberiană intră în contact cu o arie ciclonală, de factură mediteraneană. În aceste situații, vântul capătă viteze foarte mari, de peste 120 km/h, fiind însoțit de furtuni de zăpadă care poartă denumirea de **viscol**, urmat de înzăpeziri. Provoacă temperaturi scăzute, cu frig persistent și uneori cu fenomenul de polei. Vântul de tip crivăț se oprește în fața Carpaților, apoi acționează în Dobrogea și în partea de E a Câmpiei Române, stingându-se spre partea centrală a Câmpiei Române. În unele situații el pătrunde prin pasurile mai joase, prin Depresiunea

Brașovului, prin pasul Oituz și prin “porțile Nemirei”. Astfel ajunge în compartimentul Târgu Secuiesc-Trei Scaune, unde poartă denumirea locală de “Nemira”.

Cele mai diverse vânturi din România intră în categoria celor **locale**. Ele acționează pentru perioade scurte de timp sau afectează teritorii restrânse.

Vânturile de tip **foehn** – această circulație se realizează doar în cazul unor subunități de relief situate pe flancul opus circulației dominante a maselor de aer. De regulă, se manifestă sub forma unor vânturi calde și relativ uscate determinând creșteri ale temperaturii aerului și scăderea precipitațiilor. Ariile foehnale cele mai tipice sunt în partea de SE a Munților Apuseni, în culoarul Mureș-Arieș-Strei și spre exteriorul Curburii Carpaților. O circulație asemănătoare, dar mai puțin tipică se înregistrează și în depresiunile subcarpatice getice, apoi în Subcarpații Moldovei și local în Depresiunile Giurgiu și Ciuc.

Un caz particular îl reprezintă vântul numit popular **Vântul Mare** sau **Mâncătorul de zăpadă** resimțit în Depresiunea Făgărașului.

Tot în categoria Vânturilor locale intra și **brizele**. În România specifice sunt două categorii: brizele montane și brizele marine. Brizele montane sunt specifice ariilor montane și se exprimă printr-o circulație ascendentă a aerului dinspre văi spre culmile montane, în prima parte a zilei și dinspre culmi spre văi și depresiuni în a doua parte a zilei. Brizele montane sunt cunoscute și sub denumirea de brize “deal-vale”. Acestea au fost foarte bine analizate în Valea Bistriței Moldovenești, la stațiunea Stejarul. Brizele marine se resimt în zona litorală a României, pe o fâșie mai îngustă, de maxim 20-30 km în jumătatea de sud a litoralului, unde țărmul este mai înalt și pe o adâncime de până la 70 de km în jumătatea de nord a litoralului, cu un țărm jos, îndeosebi în spațiul deltaic. Brizele marine constau dintr-o briză diurnă care se resimte în timpul zilei, în prima parte a zilei și care suflă dinspre mare spre uscat, întrucât aerul de pe suprafața solului se încălzește mult mai ușor deasupra uscatului dobrogean fata de aerul marin, mai umed și mai rece, care se încălzește mai greu. Seara și în prima parte a nopții briza își schimbă sensul.

Băltărețul – acționează în sudul României, în Câmpia Română și Dobrogea, cu precădere în zona aceasta a Bălților Dunării. Acest vânt local este alimentat de ciclonii mediteraneeni de deasupra Mării Negre și Mării Mediterane care uneori pe fondul unei circulații sudice sau SE antrenează nori groși care provoacă ploi torențiale vara sau ploi calde primăvara și toamna. Efectul acestuia este de scurtă durată.

Munteanul – este alimentat de ciclonii mediteraneeni retrograzi care se orientează ulterior de deasupra Mării Negre spre NV, unde ating Carpații de Curbură și mai apoi masa de aer se reîntoarce spre S afectând Bărăganul de N și cel Central. Acest vânt local antrenează pasaje noroase de scurtă durată care produc precipitații sub forma unor ploi torențiale dar cu o durată scurtă, iar uneori provoacă și căderi de grindină.

Suhoveiul (Vântul negru) – este specific părții de SE și E României fiind o consecință a circulației tropicale caracteristice ciclonului arab. Acest vânt, de obicei foarte uscat și fierbinte se manifestă doar în sezonul cald și uscat, uneori primăvara, determinând apariția secetelor timpurii de primăvara. Acționează pe direcția E-V, uneori din SE, determinând și furtuni de praf în atmosferă. La nivelul solului provoacă intensificarea eroziunii eoliene. Acționează îndeosebi în Dobrogea, în E Câmpiei Române și în S Moldovei.

Practic, pe teritoriul României se manifestă vânturi diferite, cele mai frecvente cu caracteristici proprii, cu denumiri locale sau cu arie de acțiune limitată. În consecință, manifestarea vânturilor determină stări de vreme diferite, unele inducând instabilitate și provocând precipitații, altele din potrivea determinând stări de vreme cu cer senin fără precipitații sau chiar provocând fenomenul de seceta. Pe lângă importanța în plan climatic, vânturile prezintă un rol important și în plan economic sau acționând diferit sub aspectul asigurării confortului climatic al populației.

5.2.4 Fenomene meteorologice deosebite

Fenomenele meteorologice sunt provocate de stări speciale ale atmosferei, care determină stări de vreme particulare, care provoacă disconfort climatic, sau pagube materiale.

După perioada din an în care se produc există fenomene meteo de iarnă sau caracteristice sezonului rece și fenomene meteo de vară sau caracteristice sezonului cald.

5.2.4.1 Fenomenele meteo de iarna

Înghețul este caracteristic anotimpului de iarnă, dar cele mai mari probleme le ridică în anotimpurile de tranziție; în aria montană înaltă fenomenul de îngheț se poate produce în orice luna a anului; cu cât altitudinea scade, se reduce și perioada de îngheț astfel încât la țărmul mării primul îngheț timpuriu de toamnă poate să apară după 1 octombrie iar ultimul îngheț tardiv de primăvară se poate realiza până la finele lunii aprilie.

Acest fenomen provoacă mari pagube în agricultura cu precădere în legumicultură, în pomicultură și viticultură.

Bruma este caracteristica sezonului rece, dar creează probleme tot în anotimpurile de tranziție. Bruma se produce în diminețile reci de primăvară și de toamna când temperatura aerului coboară sub 0° C iar vaporii de apă din atmosfera joasă trec în cristale de gheață care se depun la suprafața solului pe obiecte sau pe vegetația de talie joasă. Astfel, brumele timpurii de toamnă pot să apară în ariile joase cel mai devreme în a doua parte a lunii septembrie, iar cele mai târzii, de primăvară, se pot înregistra până în jurul datei de 15 mai. În altitudine, perioada de producere a brumelor se mărește progresiv. Ca și înghețul, brumele provoacă daune culturilor agricole, în special cele târzii de primăvară. Astfel, sunt afectate culturile legumicole și plantațiile viti-pomicole, iar ca areal de producere, inițial sunt afectate ariile joase, respectiv culoarele de vale și depresiunile și mai apoi versanții.

În depresiunile intramontane și pe marile văi se înregistrează în medie circa 50 de zile cu brumă, în timp ce în ariile de câmpie numărul acestor zile se reduce la jumătate.

Chiciura se produce în anotimpul de iarnă, pe fondul unei mari umidități relative a aerului, îndeosebi în cazul aerului cețos și a ceții. Datorită aerului mai rece din troposfera joasă, vaporii de apă cristalizează fin și se depun sub forma de cristale de gheață, îndeosebi la nivelul coronamentului arborilor sau pe conductorii electrici sau de altă natură. Chiciura se produce în general între 1 noiembrie și 31 martie în spațiul montan, în timp ce în unitățile de relief cu altitudini mai mici perioada aceasta se reduce considerabil. Datorită supraîncărcării și greutateii gheții se produc daune în special pentru transporturile speciale, respectiv se produce ruperea conductorilor electrici, a cablurilor telefonice sau chiar ruperea coronamentului arborilor. O asemenea situație s-a întâlnit în ianuarie 1994 când o chiciură foarte puternică a afectat Podișul Moldovei și Republica Moldova distrugând mari suprafețe de plantații pomicole, dar și linii de aprovizionare cu energie electrică.

Numărul zilelor cu chiciură crește constant în altitudine, înregistrându-se în medie circa 10 zile pe an în unitățile de câmpie, 20 de zile pe an în unitățile deluroase, ajungând până la circa 80 de zile pe an pe platourile montane superioare.

Poleiul reprezintă un alt fenomen de iarnă și se realizează în cazul în care suprafața solului este suprarăcită extrem de puternic, iar precipitațiile se produc sub forma de ploaie. Astfel, în contact cu solul și obiectele de la sol apa îngheață rapid și se realizează o peliculă fină de gheață. Poleiul provoacă mari

pagube în special transporturilor rutiere, dar și transporturilor alimentate prin cabluri electrice, dar provoacă și pagube prin disconfortul creat populației, în sensul în care poate afecta starea de sănătate.

Numărul zilelor cu polei este destul de redus, fiind în medie cuprins între 3-5 zile pe iarnă.

Ninsoarea reprezintă producerea precipitațiilor în stare solidă. Precipitațiile sub formă de ninsoare se realizează în a doua parte a anului, când temperaturile coboară până la 2-3° C, iar primăvara se pot produce până în momentul în care temperatura aerului urcă până la circa 5° C.

În ariile montane înalte ninsorile se pot produce în orice lună a anului, iar mai apoi numărul zilelor cu ninsoare scade constant în altitudine.

La Rarău se produc în medie peste 100 de zile cu ninsoare într-un an. În unitățile deluroase între 40-60 de zile. În unitățile de câmpie între 20-30 zile, iar în zona litorală se înregistrează circa 10 zile cu ninsoare. Efectul precipitațiilor sub forma de ninsoare îl reprezintă stratul de zăpadă de la sol, cuantificat prin durata și grosimea acestuia. Ambele componente cresc constant în altitudine. Astfel, durata păstrării stratului de zăpadă crește de la circa 50 de zile, în unitățile de câmpie, la 70 de zile în unitățile deluroase și la peste 100 de zile în aria montană, ajungând la peste 200 de zile în aria montană înaltă (circa 215 zile la stația Omu din Bucegi).

Grosimea stratului de zăpadă crește în altitudine, ajungând până la valori foarte mari în aria montană înaltă, unde poate atinge frecvent 200 de cm, grosimea maxima ajungând și la 350 cm (Balea Lac). Grosimi impresionante se înregistrează și în unitățile mai joase, în urma producerii fenomenului de *viscol*. Un caz excepțional a fost în iarna anului 1953-1954, în toata partea de E și de SE a României.

Fenomenul de **viscol** este caracteristic doar pentru E și SE României înregistrându-se frecvent în Podișul Moldovei, Delta Dunării și Dobrogea și în jumătatea de est a Câmpiei Române. Fenomenul de viscol presupune intensificarea vântului, vânt însoțit de precipitații sub formă de ninsoare, care provoacă furtuni de zăpadă urmate de înzăpeziri. Durata unui viscol este de la câteva ore până la maximum 2-3 zile, iar numărul perioadelor de viscol este în general între 2 și 4 perioade pe iarnă.

Datorită furtunilor de zăpadă se realizează troiene de mari dimensiuni, ajungând la înălțimi de 2 până la 6 metri, așa cum a fost situația între 3 și 5 februarie 1954 (Dealurile Jijiei). Viscolul provoacă mari pagube, în special transporturilor de toate tipurile.

Ceața este un fenomen caracteristic tuturor lunilor anului, inclusiv vara. Ceața este mai frecventă în anotimpurile de tranziție, cu precădere în unitățile joase, în special în depresiuni intramontane, dar și în lungul marilor culoare de vale. Ceața se realizează, de regulă, în lipsa vântului, pe fondul unei umezeli relative a aerului, cu valori foarte mari, când vaporii de apă precipită și formează picături minuscule de apă menținute în aerul atmosferic. De regulă, numărul zilelor cu ceața crește cu altitudinea, la vârful Omu ajungând până la circa 190 de zile pe an. În ariile joase, ceața este mai frecventă în lunci și culoare de vale sau în proximitatea cuvetelor lacustre. Ceața creează dificultăți în special pentru transporturile rutiere, fluviale, maritime și aeriene.

5.2.4.2 Fenomene meteorologice de vară

Roua se produce în sezonul cald, în special vara, datorită diferențelor termice dintre zi și noapte. Astfel, în diminețile senine și pe fondul calmului atmosferic, datorită stratificării termice a aerului, la contactul cu suprafața solului, vaporii de apă din atmosfera joasă condensează sub forma unor picături fine de apă care se depun la nivelul vegetației joase sau a obiectelor de la sol. Numărul zilelor cu rouă scade din unitățile joase spre cele înalte fiind de circa 150 de zile pe litoral și îndeosebi în Delta sau ajungând până la circa 100 de zile în unitățile de câmpie. La munte, la partea superioară a reliefului, numărul zilelor cu rouă este foarte redus.

Roua este singurul fenomen meteo care nu provoacă daune sau disconfort climatic ci dimpotrivă aduce un aport suplimentar de apă care poate diminua efectul de secetă.

Grindina se produce în cazul unor turbulențe ale maselor de aer, în special la contactul dintre un front rece și unul cald sau pe fondul unei convecții termice extrem de intense. Astfel, datorită circulației ascendente a aerului, vaporii de apă trec în particule în stare lichidă care mai apoi trec în stare de gheață care se aglutinează în jurul unei particule solide. Ulterior, aceste fragmente de gheață cad la suprafața solului, provocând mari daune culturilor agricole, mijloacelor de transport sau locuințelor. Grindina se produce îndeosebi pe fondul precipitațiilor cu caracter torențial, motiv pentru care pot provoca și inundații, însă fenomenul de grindina se realizează pe fâșii longitudinale cu lățimi de până la câțiva km și lungimi de câteva zeci de k. Dimensiunea fragmentelor de gheață este în medie de la câțiva mm până la 2-3 cm, ajungând până la dimensiuni de 5 cm sau excepțional până la 10 cm.

Fenomenul de grindină are o frecvență tot mai mare în altitudine, atingând maximul de frecvență în aria montană înaltă, unde la Vârful Omu prezintă o frecvență de peste 10 zile pe an, în timp ce la Sulina frecvența se reduce la circa 0,1 zile pe an.

Fenomenele orajoase sunt fenomene luminoase, optice, dinamice și electrice caracteristice sezonului cald care constau în producerea fulgerelor însoțite de trăsnete și descărcări electrice și de fenomene fonice (tunete). Fenomenele orajoase se produc tot pe fondul unor turbulente ale maselor de aer, de regulă pe fondul unui aer mai cald în troposfera joasă și mai rece în cea înaltă. Datorită proprietăților dinamice și electrice diferite au loc descărcări electrice, cu formarea de fulgere și trăsnete (când se produce descărcarea electrică la nivelul solului). Aceste fenomene, în special trăsnetele, provoacă mari pagube prin distrugerea transformatoarelor electrice, prin incendierea unor obiective civile sau prin incendierea unor păduri, inclusiv prin pierderea de vieți omenești.

Fenomenele orajoase se produc între 25 și 35 de zile pe an în regiunile extracarpatiche și între 35 și 40 zile pe an în spațiul montan.

Seceta presupune în primul rând seceta climatică, care reprezintă o consecință a continentalismului climatic. În consecință, durata fenomenului de seceta crește progresiv de la V la E, cele mai frecvente și mai intense secete înregistrându-se în E, SE și S României.

Seceta climatică presupune un număr minim de zile fără precipitații, în unele perioade înregistrându-se peste 30 sau chiar 40 de zile fără precipitații. Printre cele mai puternice secete sunt cele din anii 1945 și 1946, dar perioade foarte intense de seceta s-au înregistrat și în primul deceniu al secolului XXI. Secetele cele mai puternice sunt cele din sezonul cald, când provoacă și fenomenul de seceta hidrologica, adică diminuarea debitelor râurilor, iar mai apoi coborârea nivelului freatic și pierderea apei din sol, adică provoacă *seceta pedologica*. Aceasta induce automat și seceta fiziologică, când plantele se ofilesc ireversibil și mor.

5.3 Diferențieri climatice regionale

Climatul de pe teritoriul României este temperat continental, dar cu nuanțe diferite sau cu diferențieri regionale sau locale în funcție de manifestarea factorilor climatogeni. În funcție de intervenția factorilor climatici și a interrelațiilor care se stabilesc între aceștia, putem vorbi de existența unor diferențieri climatice regionale, diferențieri care sunt cuantificate la nivelul unor trepte taxonomice, de la cele foarte largi spre cele extrem de restrânse. Astfel, principalele trepte taxonomice sunt: zona climatică, provincia climatică, ținutul climatic, districtul climatic, topoclimatul și microclimatul.

Pentru fiecare treapta taxonomică în parte, reprezentativ este un anumit factor genetic al climei.

Zona climatică este condiționată de principalul factor climatic, respectiv de radiația solară. Datorită poziției geografice a României pe glob și în interiorul continentului european, zona climatică este *temperat continentală*, întrucât energia solară este moderată, ceea ce provoacă o iluminare și o energie calorică cu valori diferite la nivelul celor patru anotimpuri.

Provincia climatică se individualizează în cadrul zonei climatice temperat continentale în funcție de specificul circulației generale a maselor de aer. Din punct de vedere al provinciilor climatice deosebite următoarele:

Provincia NV și Centrală – cuprinde partea de V a României, începând de la N de Mureș, NV României și partea centrală, respectiv Depresiunea Colinară a Transilvaniei. În cadrul acestei provincii domină circulația vestică, respectiv oceanică, cu mase de aer atlantice mai umede. Aceasta provincie se remarcă printr-un regim termic relativ moderat și prin cantități mai mari de precipitații, ceea ce presupune și o nebulozitate mai pronunțată și o umezeală relativă a aerului mai mare.

Provincia SV – caracteristică Banatului, care include și munții mai joși din aceasta grupă, la care se adaugă Podișul Mehedinți, V Podișului Piemontan Getic și cea mai mare parte a Câmpiei Olteniei. Pe fondul general al circulației vestice se suprapun și influențele mediteraneene, fapt ce presupune temperaturi medii ceva mai ridicate, prin precipitații cu un regim cu două maxime și două minime și în care se manifestă un vânt specific, numit *austrul*.

Provincia sudică – caracteristică părții centrale a Câmpiei Române, apoi unei părți importante din Podișul Piemontan Getic și Subcarpaților Getici. Aceasta provincie se caracterizează printr-un caracter de tranziție, în sensul în care influențele vestice sunt dublate de o circulație sudică, frecvent cu caracter tropical, dar și cu elemente de tranziție între influențele mediteraneene din SV și cele continentale din E.

Provincia E și SE – domină influențele continentale, predominant de ariditate. Astfel, influențele vestice sunt estompate, iar continentalismul climatic se remarcă prin precipitații mai reduse cantitativ, cu nuanțe de excesivitate date de creșterea extremelor. Cuprinde partea de E a Câmpiei Române, cea mai mare parte a Dobrogei și cea mai mare parte a Podișului Moldovei, inclusiv Subcarpații de Curbură și S Subcarpaților Moldovei. Amplitudini termice mari, precipitații relativ reduse, prezența crivășului iarna etc, sunt alte caracteristici.

Provincia NE – suporta și o serie de influente nordice, numite *scandinavo-baltic*, generate de anticiclone nordice (groenlandez și scandinav).

Provincia Pontică – caracteristica litoralului și Deltei Dunării, în care se resimt influențele pontice ale Mării Negre, inclusiv o circulație SE și sudică caracteristică Ciclonului arab și mai rar ale Anticiclonului nord-african. Prezența Mării Negre contribuie la ușoara modelare a regimului temperaturii, la o diminuare a cantităților de precipitații, la care se adaugă și prezența brizelor marine.

Ținutul climatic se individualizează în cadrul unor mari unități și trepte majore de relief. Putem discuta de un ținut climatic *montan*, de un ținut climatic de *dealuri și podișuri* și un ținut climatic de *câmpie*.

Ținutul climatic montan se caracterizează prin evidenta etajare a tuturor elementelor climatice. Astfel, putem vorbi la nivelul Carpaților de un climat boreal-montan, în care temperaturile scad constant în altitudine iar precipitațiile cresc în același sens. Astfel, partea superioară a domeniului montan presupune un climat de factura alpină. Având în vedere Poziția principalelor catene Carpatice, în cadrul acestui ținut discutăm de prezența unor subținuturi climatice caracteristice Carpaților Orientali, Meridionali și Occidentali. Astfel, Diferențierile sunt date de altitudine, dar și de orientarea acestor trei mari catene. Pot să apară asimetrii de natura termică, cum sunt cele din Meridionali. Sub ținutul Orientalilor și Occidentalilor se remarcă asimetrii de natura pluviometrică.

În cazul ținuturilor și subținuturilor climatice se diferențiază districte și subdistricte. Astfel, în Orientali discutăm de un district nordic, de unul central și de altul sudic (caracteristic Subcarpaților de Curbură). În Meridionali, marile grupe generează districte, ca și în Occidentali. Fiecare district prezintă unele

particularități în funcție de Poziția în cadrul ținutului sau în funcție de altitudine. În cadrul districtelor se pot separa și subdistricte climatice caracteristice unor grupări montane (de ex: districtul Munților Rodnei).

Ținutul climatic al dealurilor și podișurilor se caracterizează printr-un climat ceva mai blând decât cel montan și mai puțin umed. Acest ținut se poate diferenția și în funcție de altitudine. Discutăm despre un ținut climatic al dealurilor și podișurilor înalte, de regulă cu altitudini de peste 500 de metri și un al doilea, al dealurilor și podișurilor joase, cu altitudini de sub 500 de metri. În cadrul ținuturilor deluroase și de podiș se individualizează subținuturi care sunt diferențiate în funcție de Poziția față de teritoriul Carpatic, apoi de Poziția în cadrul țării și în funcție de altitudine.

Astfel, putem vorbi de un subținut al Subcarpaților și Podișului Moldovei, care este cel mai reprezentativ având în vedere Poziția estică în cadrul României și funcție de Carpații Orientali. În acest subținut deosebim o serie de districte climatice, cum sunt: districtele Sub. Moldovei și al Sub. de Curbura, un district al Pod. Sucevei, al Câmpiei Colinare a Jijiei, al Pod. Bârladului, al Culoarului Siretului.

Districtele au în componenta subdistricte, separate în funcție de relief. Un al doilea district îl reprezintă cel al Depresiunii Colinare a Transilvaniei, care se identifica un climat de adăpost datorită prezenței arcului Carpatic. În acest ținut se identifică o serie de districte, cum sunt cele ale Podișului Someșan, Câmpiei Transilvaniei, Dealurilor Târnavelor, Culoarului Mureș-Arieș-Strei, ale Depr. din estul Transilvaniei sau ale depresiunilor din S Transilvaniei.

Un alt subținut deluros și de podiș este cel caracteristic Subcarpaților Getici și Podișului Getic. Fiind situat în sudul Carpaților Meridionali are un climat mai blând fiind la adăpostul Meridionalilor față de masele de aer reci din nordul continentului. Diferențierile climatice se realizează aici atât latitudinal și în altitudine, dar și longitudinal, în sensul în care în partea de vest, atât în V Subcarpaților Getici, Podișului Getic și Podișului Mehedinți se resimt influențele mediteraneene, în timp ce spre E se impun influențele de tranziție.

Un alt subținut este cel caracteristic Dealurilor de Vest, care, având o orientare aproximativă pe direcția N-S prezintă trei districte climatice: cel nordic, caracteristic Dealurilor Sălăjene și Someșene, apoi districtul central, caracteristic dealurilor Crișene și în fine, districtul sudic, specific Dealurilor Bănățene.

Ultimul subținut îl reprezintă cel al Podișului Dobrogei, cu influențe prioritar est-europene, de ariditate, dar cu temperaturi ridicate și precipitații reduse, în care se deosebesc trei districte: nordic, specific Dobrogei de Nord – ceva mai răcoros și ceva mai umed; districtele Dobrogei Centrale și de S devin tot mai calde și mai uscate.

Ținutul climatic de câmpie corespunde unităților joase de relief, respectiv câmpiilor de nivel de baza. Având în vedere Poziția celor două mari unități de câmpie se pot separa două subținuturi, unul caracteristic Câmpiei Tisei, unde se constată o tendință de zonalitate latitudinală și un subținut al Câmpiei Române, unde avem de-a face cu o dubla zonalitate, respectiv o zonalitate orizontală în două sensuri (latitudine) și alta longitudinală, cât și o ușoară tendință de zonalitate în altitudine.

În afara rangurilor taxonomice prezentate, în cercetările și studiile de la scară mare și detaliată se utilizează și rangul taxonomic de **topoclimat**, diferențiat în funcție de forme de relief reprezentative. Astfel, putem vorbi de topoclimate caracteristice platourilor montane superioare, apoi ale culmilor montane, ale versanților însoriți sau umbriți, apoi topoclimate de vale sau topoclimate de depresiuni.

În unele situații se utilizează și termenul de **microclimat**. Pe de o parte, microclimatele sunt separate pe criterii fitogeografice (ex: microclimat de pădure, microclimat de luncă umedă, microclimat de șes aluvial etc).

În ultimul timp, cercetările de climatologie și microclimatologie urbană au evidențiat și prezența de microclimate ale așezărilor omenești, îndeosebi ale orașelor sau ale unor platforme industriale sau complexe agrozootehnice. De altfel, toate activitățile de planificare și de amenajare teritorială, cât și aspectele legate de mediu, inclusiv obținerea avizelor de mediu se realizează pe criterii științifice, în funcție de microclimatele pe care le pot genera diferitele obiective civile, industriale sau agricole.

Referințe bibliografice

Adler M-J, Busuioc A, Ghioca M, Ștefan S (1999) Atmospheric processes leading to droughty periods in Romania. În: Hydrological Extremes: Understanding, Prediction, Mitigation, Proceedings of IUGG 99 Symposium HS1, Birmingham, iulie 1999, IAHS Publication, nr. 255, pp 29-35.

Adler M-J, Bulu A, Vafiadis M, Radie Z, Vukmirović V (1998) Regionalization of droughts in the eastern European part of the AMHY area. În: Proc. Low Flows AMHY FRIEND Meeting, Belgrade, 3-15. University of Belgrade.

Ambaum MHP (2020) Thermal physics of the atmosphere. Ed. a 2-a, Elsevier.

Box MA, Box GP (2016) Physics of radiation and climate. CRC Press, Boca Raton, 483 p.

Dobrica V., Demetrescu C, Boroneanț C, Maris G (2009) Solar and geomagnetic activity effects on climate at regional and global scales: Case study—Romania, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 71, 1727–1735, doi:10.1016/j.jastp.2008.03.022

Ellis, J.S. and Vonder Haar, T.H., 1976, Zonal Average Earth Radiation Budget Measurements from Satellites for Climate Studies. Atmospheric Science Paper no. 240, Department of Atmospheric Science, Colorado State University

J.D. Hays, J. Imbrie, N.J. Shackleton (1976) Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages Science, 194 (1976), pp. 1121-1132. <http://dx.doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>

Houze, R. A. (2014). Clouds and Precipitation in Extratropical Cyclones. Cloud Dynamics, 329–367. doi:10.1016/b978-0-12-374266-7.00011-1

Milankovitch M (1941) Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeiten Problem, Roy Serbian Acad. Spec. Pub., vol. 133

North GR, Kim K-Y (2017) Energy balance climate models. Wiley.

Salby ML (2012) Physics of the atmosphere and climate. Cambridge University Press.

Stephenson DB, Wanner H, Brönnimann S, Luterbacher J (2003) The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. În: The North Atlantic Oscillation Climate Significance and Environmental Impacts, J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (Eds), Geophysical Monograph Series, 134, 37-50.

Thompson DWJ, Lee S, Baldwin MP (2003) Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation. În: The North Atlantic Oscillation Climate Significance and Environmental Impacts, J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (Eds), Geophysical Monograph Series, 134, 81-112.

Tomozeiu R, Busuioc A, Ștefan S (2002) Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large-scale circulation. International Journal of Climatology, 22:1181-1196. DOI: 10.1002/joc.785

Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., & Kiehl, J. (2009). Earth's Global Energy Budget, Bulletin of the American Meteorological Society, 90(3), 311-324. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>

Vardavas IM, Taylor FW (2007) Radiation and climate. Oxford University Press, New York, 492 p.

6. Componentul hidric și funcțiile sale în sistemul fizico-geografic

Apa superficială (uscat și oceane) de pe Terra este estimată la 0,02% din masa Terrei, iar cea din manta la 0,16-0,26%, între cele două zone existând un flux continuu, de apă de la oceane spre manta prin zonele de subducție, și de la manta spre oceane prin vulcanism. Sursa apei de pe Terra este considerată a fi extraterestră, prin înglobarea în perioada de formare a unor roci de tipul chondritelor (asteroizii carbonatici) care conțin între 0,3 și 10% apă.

Componentul hidric este constituit din **apele subterane**, **râurile** sau **rețeaua hidrografică**, **Dunărea**, **lacurile** și **Marea Neagră**. În funcție de particularitățile climatice și poziția geografică a României, resursele hidrice ale țării sunt moderate, fiind practic completate de două elemente reper cu rol major în funcția sistemului hidro-geografic: **Dunărea** și **Marea Neagră**.

6.1 Apele subterane din România

Apele subterane din România sunt cantonate la diferite adâncimi în scoarța superficială, în funcție de condițiile de genază fiind întâlnite **ape freatice** și **ape de adâncime**. Astfel, resursele totale de apă subterană totalizează într-un an circa 8.3 mil m³, din care 5,2 mil m³ revin apelor freatice și 3,1 mil m³ apelor de adâncime.

6.1.1 Apele freatice

Apele freatice sunt cantonate în interiorul scoarței la adâncimi variabile, fiind condiționate de existența unui strat impermeabil numit **culcuș**. Deasupra acestui strat impermeabil, apele freatice se acumulează progresiv, în spațiul poros al rocilor, într-un strat numit **strat purtător de apă**. De regulă, apele freatice sunt ape libere, ele circulând gravitațional, motiv pentru care se pot acumula într-un volum mai mare sau, dimpotrivă, într-un volum cat mai redus. Astfel, straturile acvifere pot fi continui și uniforme, dar cu adâncimea nivelului hidrostatic variabilă. Există și situații în care apele freatice sunt discontinui sau pot avea un caracter semipermanent.

În România, apele freatice au un caracter neuniform, existând mari acumulări și straturi acvifere permanente și continui sau dimpotrivă discontinuități marcate prin ape freatice acumulate în cantități reduse, sub forma unor pânze lenticulare sau dimpotrivă, chiar arii în care apele freatice lipsesc. Marile acumulări se întâlnesc în ariile joase, respectiv în lungul văilor și în depresiuni, iar discontinuitățile sunt legate de prezența unor imense mase calcaroase (ex: culmea Pietrei Craiului) sau în arii endoreice (Dobrogea de Sud, Bărganul Ialomițean).

Apele freatice din aria montană

În **aria montană** a României apele freatice au un caracter discontinuu, existând acumulări însemnate în depresiunile intramontane, unde se acumulează în formațiuni detritice, în special în pietrișuri și nisipuri. O altă situație cu resurse bogate este cea din lungul marilor cursuri de apă unde stratul acvifer se leagă de prezența depozitelor fluviale (pietrișuri, nisipuri) din lunci și din terase sau se leagă de depozitele proluviale și coluviale de la baza versanților. Nivelul hidrostatic are o tendință de creștere din lunca spre versanți. Nivelul hidrostatic crește constant, de la baza versanților spre partea superioară a reliefului montan, respectiv spre culmi și interfluvii, unde, de cele mai multe ori apele freatice lipsesc. Astfel, dacă la nivelul versanților pot fi pânze freatice lenticulare care ies la zi sub forma de izvoare, la partea superioară a reliefului montan apele freatice lipsesc aproape cu desăvârșire. În unele situații, apele freatice se acumulează în unele goluri subterane, ca în cazul calcarelor, dolomitelor sau al conglomeratelor, fiind interceptate la adâncimi foarte mari.

Din punct de vedere hidrochimic, apele freatice din aria montană a României sunt considerate ape dulci, fiind potabile, întrucât mineralizarea totală este foarte redusă, de regulă, sub 0,5 g/l. Limita apelor potabile este de până la 1 g/l mineralizare totală. În unele cazuri, mineralizarea totală este foarte mică, de regulă sub 0,1 g/l, aceste ape fiind cunoscute și sub denumirea de *ape plate*. O parte dintre acestea sunt valorificate ca ape de masă. Mineralizarea acestor ape constă din diferiți cationi și anioni. Pentru apele potabile, cel mai răspândit este cationul de Ca^{2+} , iar dintre anioni cel mai bine reprezentat este ionul bicarbonat.

În unele situații se realizează o mineralizare mult mai intensă a unor ape freatice, în situația în care aceste ape ajung în contact cu diferite roci salifere sau bogate în anumiți compuși. Așa este cazul apelor clorurosodice din Depresiunea Maramureșului sau a unor ape divers mineralizate, cum sunt cele de la Slănic Moldova- ape ioduroase, bromurate, feruginoase, sulfuroase, radioactive. În domeniul montan sunt foarte bine reprezentate și valorificate economic apele minerale carbogazoase. Unele ape freatice preiau dioxidul de carbon și sunt astfel mineralizate, aceste ape fiind valorificate pe scara largă ca ape de masă sau sunt valorificate în cura balneară (Dorna, Poiana Negri, Șarul Dornei, Bilbor, Borsec, Stânceni, Harghita, Tușnad, Bixad, Balványos).

Apele freatice din ariile extracarpătice

În **spațiul extracarpatic**, acumulările de ape freatice sunt mai mari decât cele din domeniul montan, chiar dacă precipitațiile scad constant odată cu altitudinea. Acumulările de ape freatice se leagă de altitudinile mai joase, de prezența formelor de relief cu caracter depresionar, de existența unor mari culoare de vale, cât și de predominanța rocilor sedimentare neconsolidate. Cele mai mari acumulări sunt cantonate în ariile depresionare și în lungul marilor râuri, unde litologia este dată de prezența depozitelor detritice, în special de pietrișuri și nisipuri. Astfel, apar straturi acvifere continue la nivelul luncilor, teraselor și a glacisurilor sau în partea bazală cât și în sectoarele câmpiilor de subsidență.

În **Subcarpați**, cele mai mari rezerve sunt în depresiunile subcarpatice, îndeosebi în lungul râurilor, în șesurile aluviale, în baza teraselor. Din punct de vedere hidrochimic domina tot apele bicarbonatate calcice, în unele situații constatându-se o creștere a durtății apei. Prezența formațiunilor salifere generează însă și mineralizări intense ale apelor freatice din proximitatea acestor roci. Este vorba de o mineralizare de tip clorurosodic, care frecvent atinge între 3 și 5 g/l (ape sălcii), iar în unele situații valorile depășesc 5 g/l, ajungând până la 100 sau chiar 200 g/l (ape sărate). Aceste ape sunt valorificate frecvent în cura balneară în cadrul unor stațiuni balneo climatice de interes local, național sau chiar de renume internațional (Oglinzi, Bălățești, Cacica, Gârcina, Sărata, Tazlău, Tg. Ocna, Vintileasca, Slănic Prahova, Telega, Govora, Călimănești, Căciulata).

Local apar și alte tipuri de mineralizări, în special în cadrul apelor sulfuroase, cum sunt cele de la Pucioasa.

În **Depresiunea Colinară a Transilvaniei** se disting trei situații reprezentative. Cele mai mari acumulări sunt întâlnite în depresiunile marginale, cum sunt cele din E Transilvaniei și în partea de SE a Transilvaniei. Acestea li se adaugă și apele freatice care însoțesc luncile și terasele marilor cursuri de apă (Mureș, Olt, Someș, Târnava Mica, Târnava Mare). În aceste unități de relief apele freatice sunt cantonate în baza unor depozite piemontane, apoi în baza glacisurilor de contact, cât și în formațiunile detritice de natura fluvială. În toate aceste cazuri, apele freatice sunt calitativ superioare, fiind utilizate ca ape potabile, mineralizarea fiind slabă, apele încadrându-se în categoria celor bicarbonatate calcice.

A doua situație este cea caracteristică formațiunilor salifere cu o structură în cute diapire. În acest caz, mineralizarea apelor crește, ajungând uneori până la valori foarte mari, de ordinul gramelor sau al zecilor de grame la litru. În unele situații, aceste ape sunt valorificate în cura balneară, cum este cazul celor de la Sovata, Ocna Dej, Ocna Turda, Ocna Mureș, Ocna Sibiului.

A treia situație se leagă de prezentă unor ape freatice divers mineralizate, așa cum este cazul cu cele care însoțesc hidrostructurile unor domuri.

La nivelul întregii depresiuni, acumulările de ape freatice sunt mai slab exprimate în unitățile mai înalte de relief, îndeosebi la nivelul versanților sau în cazul culmilor deluroase.

În **Podișul Moldovei** resursele de ape freatice se diminuează constant de la V spre E, de la Carpați spre Prut. Marile acumulări se mențin în cazul marilor culoare de vale, așa cum este cazul culoarului Siretului, cele mai bogate ape freatice întâlnindu-se în ariile de confluență ale Siretului cu principalele râuri Carpatice.

O a doua zonă bogată în ape freatice o reprezintă Podișul Piemontan, situat la marginea vestică a Podișului Sucevei. În acest caz, apele freatice se leagă de prezentă depozitelor piemontane, cât și de prezența unor râuri cu un aluvionar foarte gros. O asemenea situație este cea din lunca râului Ozana, înainte de confluență cu Moldova. Aceste ape sunt calitativ superioare, fiind utilizate pentru alimentarea cu apă a unor așezări urbane.

O a treia situație este cea din jumătatea de sud a podișului Moldovei, unde apele freatice sunt cantonate fie în pietrișuri piemontane, așa cum este cazul cu pietrișurile de Bălăbănești sau cu cele din Piemontul Nicorești sau în formațiuni nisipoase de vârstă pliocenă. Este cazul apelor freatice din S Colinelor Tutovei și din S Dealurilor Fălciului, inclusiv din colinele înalte ale Covurluiului. Chiar dacă adâncimile apelor în cauză sunt mari, calitatea acestora este foarte bună.

În spațiul dintre Siret și Prut scad și rezervele de apă freatică, cât și calitatea acestora. Astfel, în Câmpia Colinară a Moldovei, dar și în subunitățile mai joase ale Podișului Bârladului, apele freatice au debite specifice mai mici, iar calitatea apelor scade, înregistrându-se o mineralizare ceva mai mare, fiind vorba despre ape calcice și magneziene sau cu un conținut ridicat de carbonat de calciu. În plus, pot să apară și mineralizări slabe, de natura sulfatică, datorită prezentei straturilor cu gips (cazul luncilor din Câmpia Moldovei, din lunca Bahluiului sau din lunca Prutului).

În **Dealurile de Vest**, prezentă depozitelor cu caracter piemontan și dispunerea în trepte la periferia Munților Apuseni determină existența unor rezerve de apă freatică la adâncimi variabile începând de la 10-15 m adâncime în E, până la 5-10 m spre treapta de câmpie, în V. Rezervele de apă sunt semnificativ mai însemnate față de celelalte unități deluroase ale țării, având în vedere poziția în raport cu lanțul Carpat și influența mai pregnantă a maselor de aer oceanic.

În **unitatea de câmpie** există rezerve relativ însemnate de apă, cu adâncimi care variază de la 3-5 m în zona podurilor interfluviale, dar coboară sub 3 metri în unitatea câmpiilor de subsidență.

Din punct de vedere hidrochimic, în Dealurile de Vest și Câmpia Tisei predomină apele freatice bicarbonatate, pe alocuri, mai ales în unitatea de câmpie, cu tendința de salinizare sulfatică sau clorurică.

În **Podișul Piemontan Getic** există două situații distincte generate de prezentă sau absenta intercalațiilor impermeabile de argilă. În primul caz, când există astfel de intercalații argiloase, adâncimea nivelului freatic ajunge până la 20-25 de metri, în timp ce în absența unor astfel de intercalații nivelul freatic poate cobori sub 50 de metri.

Pe ansamblu, la nivelul unității piemontane, adâncimea apei freatice crește de la sud către nord, putând ajunge chiar la 100 de metri acolo unde depozitele grosiere de pietrișuri au o grosime mare (în Piemontul Cotmeana sau P. Căndești).

În **Câmpia Română**, particularitățile și distribuția acviferelor freatice diferă în funcție de condițiile hidrogeologice, dar și de cantitatea de precipitații tot mai redusă de la V către E. Astfel, în **Câmpia Olteniei**, adâncimea apelor freatice scade de la N către S, respectiv de la terasele înalte ale Dunării până spre Lunca Dunării, mai exact de la 8-10 m până la sub 5 m în **Lunca Jiului** și cea a **Oltului** aluvionarul consistent permite o acumulare însemnată a rezervelor de apă, la adâncimi de 5-10 m și un debit mediu specific de 1 până la 5 l/s. În **Câmpia Română Centrală**, acumularea rezervelor de apă este favorizată de largă răspândire a unor formațiuni geologice de tipul nisipurilor de Mostiștea și a pietrișurilor de Frățești.

Adâncimea apelor freatice diferă net în funcție de tipurile genetice de câmpie. În **câmpiile piemontane**, largă răspândire a depozitelor vilafranchiene a permis acumularea unor rezerve freatice la adâncimi variabile, de la 50-60 de metri spre contactul cu Subcarpații, până la adâncimi ce coboară sub 5 metri spre Sud, îndeosebi la contactul cu sectorul de subsidență al Câmpiei Titu Gherghița. În zona **câmpiilor de subsidență** rezervele freatice sunt mai modeste cantitativ, apele fiind cantonate la adâncimi de 0-5 m mineralizarea acestora este relativ ridicată, inclusiv datorită condițiilor climatice, iar tipul hidrochimic este predominant clorurat. În sectorul **câmpiilor tabulare** acoperite cu o cuvertură apreciabilă de loess și uneori nisipuri sau pietrișuri pleistocene situația se prezintă diferit, în funcție de grosimea depozitelor în cauză. În Bărăganul nordic, adâncimea apelor freatice oscilează între 5-10 m, în timp ce în partea sudică a acestuia, nivelul freatic coboară până la 20-30 m adâncime. În situații excepționale, datorită grosimii mari a cuverturii de loess adâncimea freaticului poate cobori până la 35-40 de metri. Mineralizarea acestor ape este frecvent ridicată, depășind în unele situații chiar valoarea prag de 1 g/l.

În **Podișul Dobrogei** rezervele de ape subterane sunt modeste din punct de vedere cantitativ și sunt situate la adâncimi de 5-25 de metri, în funcție de grosimea pachetelor de loessuri. O situație aparte se întâlnește în lungul micilor râuri dobrogene, unde nivelul freatic este mai ridicat, dar și în zonele de ocurență a calcarelor sarmațiene și jurasice, unde acviferul freatic poate avea caracter discontinuu. Datorită bilanțului hidric deficitar, ca și în partea estică a Câmpiei Române, mineralizarea are valori ridicate.

6.1.2 Apele subterane de adâncime din România

Apele subterane de adâncime din România se formează pe baza apelor vadoase ajunse la adâncimi variabile, în funcție de condițiile litostructurale și tectonice.

Orogenul Carpatic cuprinde acvifere de adâncime cantonate în structurile cristaline fracturate tectonic, în cuvetele marginale ale sinclinalelor mezozoice, în formațiunile eruptive ale neogenului, în intercalațiile permeabile ale flișului cretacic și paleogen, dar mai ales în depresiunile intramontane.

Masivele cristaline ale Rodnei, Maramureșului, cele din Făgăraș, Parâng, Retezat-Godeanu, Semenic includ hidrostructuri de adâncime pe principalele linii de dislocație tectonică, reprezentative fiind în acest sens rezervele de apă din lungul Faliei Dragoș Vodă, pe contactul dintre Munții Rodnei și Depresiunea Maramureșului. În ulucul depresionar Giurgeu-Ciuc-Brașov, acviferele de adâncime sunt cantonate fie pe dislocații tectonice la contactul cu aria montană propriu-zisă, fie la baza sedimentarului care constituie *umplutura* acestor depresiuni. În acest sens, exemple reprezentative oferă izvoarele minerale de la Toșorog (N Hășmașului) sau izvoarele termale și radioactive de la Băile Tușnad.

În **Munții Apuseni** prezintă dislocațiilor tectonice de mare profunzime a permis infiltrarea apelor de suprafața la adâncimi considerabile unde acestea au fost supuse unor intense procese de mineralizare și termalizare. La suprafața, prezintă acestor ape uneori mineralizate se constata pe diferite aliniamente, la contactul Munților cu Dealurile de Vest sau Câmpia Tisei.

În **Unitatea subcarpatică** apele de adâncime sunt cantonate în vecinătatea zăcămintelor salifere sau de hidrocarburi. În primul caz, rezerve se găsesc pe aliniamente pornind de la Solca, Cacica, Tg. Ocna, Slănic Prahova, Ocnele Mari. În al doilea caz, aliniamente ale structurilor de adâncime însoțesc zăcămintele de hidrocarburi de la Zemeș, Moinești, Berca, Arbănași.

În **Podișul Moldovei** au fost puse în evidența prin foraje hidrostructuri de adâncime cantonate în depozitele cuverturii sedimentare depuse începând cu Paleozoic și până în Miocen. În zona Iașului, la adâncimi de peste 1000 de metri au fost puse în evidența ape puternic mineralizate utilizate în diferite scopuri terapeutice. Mineralizarea este de 57-64 grame/litru. Acumulări asemănătoare celor de la Nicolina-Iași au fost identificate și în forajele din Câmpia Moldovei, de la Todireni, sau cele din Dealu Mare Hârlău, de la Deleni. Indiferent de tipul hidrochimic, specific tuturor apelor de adâncime din zona aceasta a Podișului Moldovei este gradul foarte ridicat de mineralizare. În partea central-sudică a P.M au fost identificate hidrostructuri de adâncime în depozitele pliocene de la Ghidigeni, Bârlad, Crivești, Valea Chinejii. Unele dintre aceste ape au caracter ascensional sau chiar artezian. În Valea Prutului, la Brânceni, apele de adâncime ajung în mod natural până aproape de suprafața pe baza unor sisteme de falii.

În sudul **Carpaților Meridionali**, la baza depozitelor piemontane ale Podișului Getic au fost puse în evidența acvifere de adâncime cu caracter puternic artezian.

În **Câmpia Română** pot fi separate două situații distincte, criterii hidrochimice. În primul caz este vorba de ape potabile, cu o mare capacitate de debitare, cantonate în complexul de Căndești și în complexul de Frățești. Aceste ape au un debit mediu specific de 5-10 litru/sec/km² și o mineralizare ce nu depășește 0,5 g/l. În cazul al doilea este vorba de ape mineralizate, cantonate în cuvertura sedimentară prepliocenă și care, în anumite situații, sunt asociate zăcămintelor de hidrocarburi ale platformei valahe.

În **Podișul Dobrogei**, datorită neuniformității răspândirii rocilor cristaline, calcaroase, magmatice sau detritic-sedimentare pot fi separate trei zone distincte:

- în Dobrogea de N, acumulările apelor de adâncime se realizează în calcarele triasice și jurasice, în zona Babadag sau arealele marginale ale Depresiunii Nalbant;
- mai la Sud calcarele jurasice din Dobrogea Centrală permit acumulări în zona Caragea, acumulări ce se caracterizează printr-un debit specific ridicat;
- în platforma Dobrogei de S, fundamentul cristalin al acesteia cuprinde acumulări puternic mineralizate puse în evidența numai prin intermediul forajelor. Similare sunt și apele de adâncime identificate sub actualul complex deltaic de la gurile Dunării.

În **Depresiunea Colinara a Transilvaniei** au fost puse în evidența ape clorurate, iodurate sau bromurate care însoțesc zăcămintele salifere de pe bordura depresionară (ex: Praid, Sovata, Ocna Sibiului, Ocna Mureș, Ocna Dej, Cojocna).

Rezerve însemnate cantitativ se găsesc și în fundamentul cristalino-mezozoic, dar și în sedimentarul de cuvertura. În anumite situații, când aceste ape sunt asociate fie depozitelor salifere, fie zăcămintelor de gaz metan, mineralizarea de tip clorurat, sulfat sau iodurat poate ajunge până la 200g/l !

În ceea ce privește distribuția geografică a rezervelor de apă subterană, calculele indirecte arată astfel: Câmpia Română – 150 m³/s, Podișul Moldovei – 30 m³/s, Podișul Dobrogei – 6 m³/s, Podișul Transilvaniei – 25 m³/s, Dealurile de Vest și Câmpia Tisei – 50 m³/s.

6.2 Râurile României

6.2.1 Caractere generale ale rețelei hidrografice

Rețeaua hidrografică a României este Carpatica ca origine și danubiano-pontică, ca drenaj. Majoritatea râurilor României își au izvoarele în teritoriul Carpatic și se varsă în Dunăre, direct sau indirect și în Marea Neagră. Râurile care se varsă direct în Marea Neagră sunt dobrogene care drenează circa 2,2 % din teritoriul României.

6.2.2 Lungimea și densitatea rețelei hidrografice

Râurile de pe teritoriul României totalizează o lungime de circa 115.000 km în cazul râurilor cu lungimi mai mari de 5 km și cu o suprafața a bazinului de peste 10 km², numărul se reduce considerabil fiind vorba despre circa 4300 râuri, cu o lungime totală de peste 66.000 km. După lungime, râurile din România sunt scurte, 96,9 % din numărul total, având lungimi mai mici de 50 km. Râurile cu lungimi cuprinse între 50 și 100 km reprezintă 2,0 %, iar cele cu lungimi cuprinse între 100 și 500 km reprezintă circa 1%, ceea ce înseamnă ca râurile cu lungimi mai mari de 500 km reprezintă 0,1 %.

În categoria râurilor cu peste 500 km, intra doar 4 râuri din România: Mureș (768), Olt (737), Prut (716), Siret (596). Densitatea rețelei hidrografice din România prezintă valori moderate. Astfel, valoarea medie pe țară este de 0,48 km/km². Dacă luăm în considerare râurile cu o lungime mai mare de 5 km și o suprafața a bazinului de peste 10 km² atunci valoarea se reduce la 0,28 km/km².

În funcție de valoarea medie a densității rețelei hidrografice, la nivelul țării se constată mari diferențieri. Astfel valorile cresc din unitățile de câmpie spre cele montane. De regulă în domeniul montan al României, valorile depășesc 1 km/km² îndeosebi în ariile cristaline și în Munții vulcanici, urmând apoi domeniul Munților flișului cu valori mai reduse înregistrându-se masivele calcaro-dolomitice, unde se constată și anumite discontinuități, inclusiv prezentă unor arii endoreice. Astfel valoarea cea mai mare se înregistrează pe flancul nordic al Munților Făgăraș, iar valorile mai reduse sunt concentrate în masivele calcaroase, în special în Orientali, Banat, etc. În unitățile deluroase și de podiș, valorile densității se mențin în jurul mediei pe țară cu ușoare diferențieri în funcție de poziția în cadrul țării. Astfel, în depresiunea Colinara a Transilvaniei, valorile sunt în general cuprinse între 0,4 și 0,6 km/km², în timp ce în podișul Moldovei, valorile sunt cuprinse între 0,3 și 0,5 km/km², mai reduse în unitățile joase cum ar fi Dealurile Jijiei dar și în podișul piemontan și ceva mai mari în subunitățile mai înalte, ca în Podișul Sucevei și Bârladului.

Valori în jurul mediei pe țară se înregistrează și în unele sectoare ale podișului piemontan getic, în special în platforma Căndeștilor, Argeșului etc. În unitățile de câmpie densitățile rețelei hidrografice sunt cele mai mici, fiind în general cuprinse între 0,1 și 0,3 km/km², în aceasta situație intrând și Pod Dobrogei. Dacă în sectoarele de câmpie piemontană, se înregistrează valori de 0,25 până la 0,30 km/km², în câmpiile tabulare valorile coboară până la 0,1 km/km² sau chiar sub aceasta valoare, așa cum este cazul cu partea de E a Câmpiei Române, sau cu sectoare din Dobrogea Centrală și de Sud.

Astfel, mărimea bazinului hidrografic se raportează și la lungimea râului ceea ce înseamnă ca bazinele hidrografice cele mai mari sunt ale râurilor cele mai lungi, dar fără a se păstra aceeași ordine.

Din punct de vedere al formei rețelei hidrografice se pot identifica câteva tipuri de rețea hidrografică.

1. Dendritică: reprezintă un asamblaj de râuri în care confluențele sunt în unghiuri ascuțite de regulă în unghiuri de sub 60° . Acest tip de rețea este de regulă caracteristic pentru unitățile de podiș ale României, îndeosebi pentru cele cu o structură monoclină. Astfel, acest tip de rețea este foarte bine exprimat în Podișul Moldovei, fiind caracteristic pentru majoritatea râurilor din Câmpia Colinară a Moldovei, din podișul Central Moldovenesc și din Colinele Tutovei. Asemenea tip de rețea se întâlnește și în unitățile piemontane, apoi în cazul glacisurilor la nivelul unor conuri aluviale și s.a.m.d.
2. Rectangulară: în care râurile prezintă confluențe aproximativ în unghiuri drepte. Acest tip de rețea este caracteristic în special pentru ariile montane în special în unitățile cristaline și cristalino-mezozoice. Pentru exemplificare menționăm cazul Bistriței Moldovenești, în care afluenții din cursul mijlociu prezintă această caracteristică. Sistemul rectangular se păstrează și în zonele cristalino-mezozoice. Este cazul râului Bicăz, cu afluenții: Cupaș, Lapoș, Bicăjel, Jugău. Acest sistem se păstrează în buna măsură și în aria flișului Carpatic așa cum este cazul Bistriței la confluențele cu Bicăzul, Tarcăul sau cazul Trotușului etc.
3. Rețeaua radiar convergentă: ceea ce presupune a Dunărea apelor într-un punct central, formând așa numitele piețe de adunare a apelor. La scara întregii țări o asemenea rețea este caracteristică pentru depresiunea colinară a Transilvaniei unde râurile din Orientali, Meridionali și Apuseni, converg inițial către depresiunea din interiorul arcului Carpatic. La scara regională, acest tip de rețea este specific, cazul cel mai bun fiind în cel al Brașovului, unde râurile montane sunt colectate de către Olt, Raul Negru și Bârsa, care toate converg spre partea centrală a depresiunii. În anumite situații, rețeaua convergentă este caracteristică și unor conuri vulcanice sau calde.
4. Rețeaua radiar divergentă: în care râurile își orientează cursurile pe direcții variabile, pornind dintr-un punct nodal, respectiv dintr-un nod hidrografic. Practic acest tip de rețea este caracteristic râurilor mari, datorită poziției centrale a inelului Carpatic. La o scară mai redusă, acest tip de rețea este caracteristic pentru masivele cristaline tip bloc (Parângului, Retezat-Godeanu). La o scară și mai redusă acest tip de rețea este caracteristic și pentru aparatele vulcanice de tip con, unde micile cursuri de apă sunt radiar concentrice.

Pe lângă aceste 4 tipuri putem discuta și de existența unor rețele de factura aparte. Este în primul rând cazul rețelei de tip pieptene, rețea care presupune râuri scurte aproximativ paralele între ele, așa cum este cazul cu râurile de pe flancul nordic al Munților Făgăraș. De regulă însă pentru râurile cu lungimi mari pot să se distingă și rețele de tip complex în care apar cel puțin două tipuri de rețea hidrografică simplă (Mureș, Olt, Someș) unde pot să apară sectoare cu rețea rectangulară sau dendritică.

6.2.3 Profilul longitudinal al râurilor

În cadrul profilului longitudinal, sunt separate 3 sectoare. În primul rând este vorba de sectorul superior, în care panta longitudinală are valorile cele mai mari, fiind situat și la altitudine superioară. În acest sector superior, domina procesele de eroziune. Al doilea sector este cel mijlociu unde panta longitudinală se reduce considerabil, și în care se constată o diminuare a proceselor de eroziune, dublate de cele de transport și mai slabe fiind procesele de acumulare.

Ultimul sector, unde panta longitudinală are valorile cele mai mici, iar procesele dominante sunt cele de transport și acumulare. Astfel, în sectoarele în care domina procesele de eroziune, se realizează așa numitele procese de degradare, iar acolo unde domina acumularea, se realizează procesele de agradare. Pentru râurile mari, sectoarele superioare sunt amplasate în aria montană,

cele mijlocii în unitățile deluroase și de podiș, iar cele inferioare în sectoarele de câmpie. În aceste condiții, panta profilului longitudinal, scade din cursurile superioare, spre cele inferioare. Astfel în majoritatea cazurilor, panta profilului longitudinal depășește valoarea de 10 la mie, fiind cuprinse de regulă între 10 și 100 ‰ în domeniul montan (Argeș - 72 ‰, Ialomița - 40 ‰). În unitățile deluroase și de podiș, panta longitudinală se menține între 1 și 10 ‰ în unitățile deluroase și de podiș. În cazul Prahovei valoarea este de 6 la mie, sau Bistrița are o valoare de 3 la mie. Cele mai mici pante se înregistrează în unitățile de câmpie, unde valorile se menține între 0,1 și 1 ‰: Jiu (0,5) Someș (0,4), Bega (0,4), Mureș (0,2).

În cadrul profilului longitudinal pot să apară și discontinuități de tipul pragurilor, repezișurilor și cascadelor, așa cum este cazul cu văile tectonice, în cazul sectoarelor de vale glaciară, sau la trecerea dintr-o regiune în alta datorită schimbării litologiei. Râurile foarte mari, prezintă profilul longitudinal complexe, întrucât traversează unități diferite de relief având pe parcurs sectoare de chei și defileuri. Cel mai complex este al Oltului care traversează două depresiuni intramontane, respectiv Ciuc și Brașov, separate de două sectoare de defileu, Tușnad și Racoș, pentru ca mai apoi să intre într-o depresiune submontană și apoi să reentre în domeniul montan formând alte două defileuri, Turnul Roșu și Cozia.

6.2.4 Regimul hidrologic și caracteristicile scurgerii

Se exprimă printr-o serie de variabile hidrologice precum debitul, scurgerea specifică, volumul scurgerii etc. Toți acești parametri sunt condiționați de o serie de factori naturali, regionali sau locali, în care rolul hotărâtor revine climei, la care se adaugă alcătuirea geologică și relieful dar și solul și învelișul biotic, la care se adaugă intervenția antropică. Parametrii în cauză, prezintă mari variații în timp și spațiu, având în vedere particularitățile fizico-geografice ale unităților de relief pe care le traversează un anumit râu.

CARACTERISTICI:

Reprezintă volumul de apă pe care îl transporta un anumit râu într-un anumit interval de timp, astfel scurgerea lichidă, dependența de debitul unui râu, datorită climatului temperat continental, pe parcursul unui an se constată diferențieri semnificative ale scurgerii de suprafață.

Pe anotimpuri se constată diferențe semnificative condiționată de particularitățile climatului:

- a) **Iarna**, se constată situația caracteristică de ape mici de iarnă, întrucât debitele râurilor sunt reduse, deoarece în lunile de iarnă precipitațiile sunt reduse cantitativ, și cad în cea mai mare parte sub formă de ninsoare. Mai mult, o parte din debitul lichid este sub forma de gheață. În aceste situații, valoarea scurgerii de iarnă este foarte mică în domeniul montan, fiind cuprinsă între 10-15 % în Orientali și Meridionali, ajungând la 30 % în unitățile deluroase și de podiș, și peste 30% în unitățile de câmpie. Excepții de la regulă se înregistrează uneori și iarna, îndeosebi pentru râurile din partea de V a României dar nu numai. Se pot produce viituri de iarnă, datorită topirii bruște a zăpezii, și în urma producerii unor maxime pluviale de iarnă. Frecvența cea mai mare a viiturilor de iarnă se înregistrează în luna Decembrie. Asemenea fenomene sunt caracteristice și altor râuri, unde fenomenul cel mai cunoscut este cel de zăpor. Astfel în urma încălzirii vremii se realizează curgeri de sloiuri care se blochează în fața unor poduri de gheață, în zone strâmte ale văilor, în cazul podurilor etc. Se formează baraje de gheață ce duc la mari daune.
- b) **Primăvara** se caracterizează prin ape mari de primăvara: acestea se dat creșterii debitelor prin topirea progresivă a zăpezii peste care se suprapun ploile de primăvara. Scurgerea de primăvara este cea mai mare dintre toate anotimpurile, totalizând între 40 și 50 % din totalul scurgerii anuale. În acest anotimp se produc și viituri importante în cazul precipitațiilor foarte bogate așa

cum a fost cazul anului 1970 când în partea de V și NV a României, viiturile au provocat mari inundații în bazinele râurilor Someș, Mureș și Crișuri. Vara precipitațiile descresc progresiv înregistrându-se și o creștere pronunțată a proceselor de evapotranspirație. În aceste condiții vara se caracterizează în trecerea de la situații de ape mari din luna iunie spre cea de ape mici din a doua parte a verii. Astfel scurgerea de vara reprezintă între 15 și 20 % din total, în teritoriile extracarpatiche și peste 20 % în teritoriul montan. Datorită unor situații sinoptice deosebite, vara se produc ploi cu caracter torențial, care provoacă mari viituri în unele regiuni ale României. Asemenea situații s-au înregistrat în iulie 1975, august 1991, iulie 2005 etc.

- c) **Vara** precipitațiile, în general descresc, crește evapotranspirația, se consumă o bună parte din sursele de alimentare subterană ale râurilor, încât apare situația hidrologică de ape mici de vară. Maximele pluviometrice din mai-iunie, precum și ploile torențiale de pe parcursul lunilor de vară conduc la viiturile de vară care pot provoca inundații și pagube de mare amploare (iulie, 1975; august 1991; iulie-august 1995 în partea de est a României).
- d) **Toamna** se înregistrează situația de ape mici de toamna, datorită precipitațiilor foarte reduse, în special din iulie și octombrie. În aceste condiții debitele sunt mici, iar scurgerea de toamna se reduce la 5 % în regiunile extracarpatiche din E și SE dar care poate crește până la 20-25% în spațiul montan.

6.2.5 Regimul hidrologic al râurilor și debitele caracteristice

Regimul hidrologic reprezintă o funcție legată de debitul râului. În România este neuniform datorită particularităților climatului de tip temperat continental. Această neuniformitate este condiționată de valorile diferite ale debitelor râurilor. Debitul râului reprezintă volumul de apă scurs într-o anumită secțiune a râului, raportat la unitatea de timp. Debitele pot fi medii, maxime și minime. După valoarea debitului, râurile se încadrează în cea mai mare parte în categoria râurilor cu debite mici. Dintre toate râurile României, debitul cel mai mare îl deține Siretul cu o valoare medie de 222 m³/s dar după datele mai noi, ar fi de 210 m³/s. Celelalte râuri prezintă valori mult mai reduse pe locul al doilea situându-se Mureșul.

Valori de sub 100 m³/s: Prut – 89, Jiu – 83, Bistrița – 60, etc.

Din punct de vedere al regimului anual, debitele cele mai mari sunt cele de primăvară-vară înregistrându-se un ușor decalaj fata de maximul pluviometric. În unitățile joase debitele maxime se pot produce și în mai în timp ce în unitățile înalte de relief debitele maxime se pot decala până în luna iulie. Debitele minime se înregistrează în ianuarie și februarie, dar debitele mici sunt caracteristice și în septembrie și octombrie.

Debitele maxime

Se produc în condiții particulare se produc datorită topirii bruște a zăpezii sau a precipitațiilor abundente. De regulă debitele maxime se înregistrează în lunile de primăvara-vara dar în unii ani acestea pot să apară și în lunile iulie și august sau în alte luni ale anului dar mult mai rar. În general debitele maxime ale râurilor sunt de circa 10 ori mai mari decât debitele medii. Debitele maxime absolute se produc în situații sinoptice deosebite având valori mult mai mari. Astfel pentru Siret, debitul maxim reconstituit a fost de circa 5600 m³/s în iulie 2005. În aceeași lună s-au înregistrat debite maxime foarte mari și pentru alte râuri din partea de E a României. Un caz deosebit l-a reprezentat debitul Trotușului care a înregistrat o valoare de circa 2800 m³/s în timp ce debitul mediu al lunii respective este de 41,3 m³/s. În aceeași situație s-au aflat și alte râuri din partea de E, precum Putna din Vrancea.

Debite foarte mari s-au înregistrat și pe râurile în NV și V României, în Mai 1970 ceea ce a generat o creștere considerabilă a nivelurilor râurilor cu valori cuprinse între 5 și 9 m, motiv pentru care s-au produs

inundații foarte puternice îndeosebi pe Someș, cel mai afectat fiind orașul Satu Mare. Debitele minime se înregistrează în lunile de iarnă dar și în septembrie și octombrie datorită precipitațiilor foarte reduse. Debitele minime absolute se produc însă în urma unor perioade deficitare în precipitații cu precădere în anii secetoși. Astfel debitele minime ale râurilor sunt în medie sunt în medie de circa 10 ori mai mici decât cele medii. În aceste condiții majoritatea râurilor scurte, îndeosebi cele care-si au izvoarele în afara teritoriului Carpatic, înregistrează fenomene de secare.

Debite minime foarte severe s-au înregistrat în anii secetoși ai secolului trecut în special în anii 1945-1946, apoi în intervalul 1950-1952, 1961-1963 sau în unele ierni precum cele din 1952, 1954, 1964 și azi. În funcție de valorile minime absolute și de apariția fenomenului de secare, râurile se împart în:

- Râuri cu scurgere permanentă: origine Carpatică, suprafețele bazinelor de peste 50 km², care nu înregistrează fenomenul de secare, decât în mod excepțional.
- Râuri cu scurgere semipermanentă: fenomen de secare o dată la 2-3 ani. Își au originea în afara teritoriului Carpatic, iar intensitatea fenomenului de secare este cu atât mai mare cu cât râul este mai scurt, cu un bazin hidrografic redus ca suprafață și cu o poziție extracarpatică.
- Râuri cu o scurgere temporară, care înregistrează fenomene de secare în fiecare an, pentru perioade mai scurte sau mai lungi de timp. De regulă sunt râuri scurte, cu bazine hidrografice mici, situate în afara teritoriului Carpatic fiind prezente cu precădere în E, SE și S, mai rar în partea centrală și de V. Acestea prezintă debit lichid, doar în timpul topirii zăpezii, sau după producerea unor ploi mai intense. Aici se încadrează și unele râuri vrâncene, îndeosebi Șușița, care în diferite perioade ale anului, înregistrează fenomenul de secare, ca urmare a infiltrării apei în pânza freatică a albiilor majore.

6.3 Dunărea, component principal al sistemului fizico-geografic românesc

Dunărea, cu o lungime de 2860 km și drenând o suprafață de 805 300 km² este al doilea fluviu european ca mărime, dar cel mai important pentru zona central-europeană.

Panta medie a profilului longitudinal al Dunării este de 0,43 m/km, deși prezintă importante diferențieri pe sectoare. Astfel, în cursul superior, pe o lungime de 1060 km, panta medie este cuprinsă între 0,6-0,9 m/km, în cursul mijlociu (panonic), pe 725 km, panta medie este de 0,1 m/km, iar în cursul inferior (românesc), pe o distanță de 1075 km, panta medie variază între 0,04-0,07 m/km numai în Defileul de la Porțile de Fier panta medie a profilului Dunării este apropiată de media pe întreaga lungime: 0,2-0,4 m/km.

Debitul Dunării la ieșirea din sectorul superior este de 1470 m³/s (după confluența cu râul Inn, la Passau), 1920 m³/s la Viena, 2350 m³/s la Budapesta, 5300 m³/s la intrarea în Porțile de Fier și 6480 m³/s la Ceatalul Izmail. De la Ceatalul Izmail, Dunărea se desparte în brațele Chilia (111 km lungime), Tulcea (19 km lungime), Sfântu Gheorghe (116 km lungime); între cele două brațe se desfășoară Delta Dunării tăiată de brațul Sulina (63 km lungime), toate constituind un complex deltaic cu suprafața de 2540 km² (0,315% din suprafața întregului bazin hidrografic al Dunării).

Dunărea intră în România în dreptul localității Baziaș, și străbate pe teritoriul românesc 1075 km până la vărsarea în Marea Neagră. În acest traseu se pot identifica mai multe sectoare cu particularități distincte. Sectoarele Dunării de pe teritoriul românesc sunt, din amonte spre aval, următoarele: a) între Baziaș și Gura Văii (Porțile de Fier) cu o lungime de 144 km; b) între Gura Văii și Călărași (subsectorul pontic); c) subsectorul bălților (până la Brăila), continuat cu Dunărea maritimă până la Ceatalul Izmail; d) subsectorul Deltei Dunării.

1. Baziaș-Gura Văii – sectorul de defileu al Dunării pe o lungime de 144 km. Este cel mai lung sector de defileu din Europa. Dunărea prezintă în acest sector un curs unitar, având lățimi reduse de 2 până la 300 m dar adâncimi foarte mari, de ordinul zecilor de metri. Acest sector se caracterizează prin existența unor praguri în albia minora, unde adâncimea apei atinge 75 m, fiind practic vorba de un nivel sub nivelul Mării. Aceste marmite cu vârtejuri sunt caracteristice pentru sectoarele numite Cazanele Mari și Mici. În dreptul localității Orșova a existat și o insulă numită Ada Kaleh (Insula Carolina sau Orșova Veche). Datorită pragurilor din albia minora și a curenților, navigația se desfășura cu dificultate. Aceste au fost eliminate prin amenajarea hidroenergetică de la Porțile de Fier 1. Acest sistem este prevăzut cu 2 ecluze.

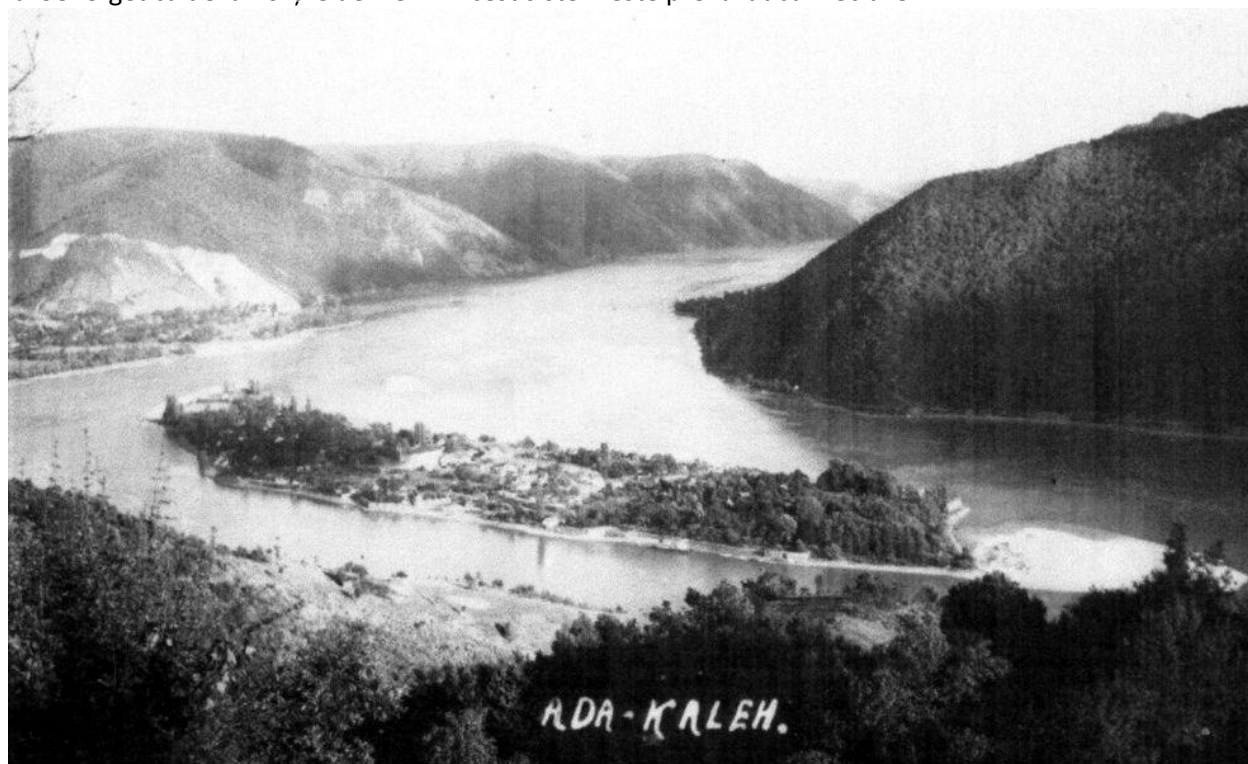


Figura 56 Insula Ada Kaleh (https://ro.wikipedia.org/wiki/Insula_Ada_Kaleh#/media/Fi%C8%99ier:Ada-Kaleh.jpg)

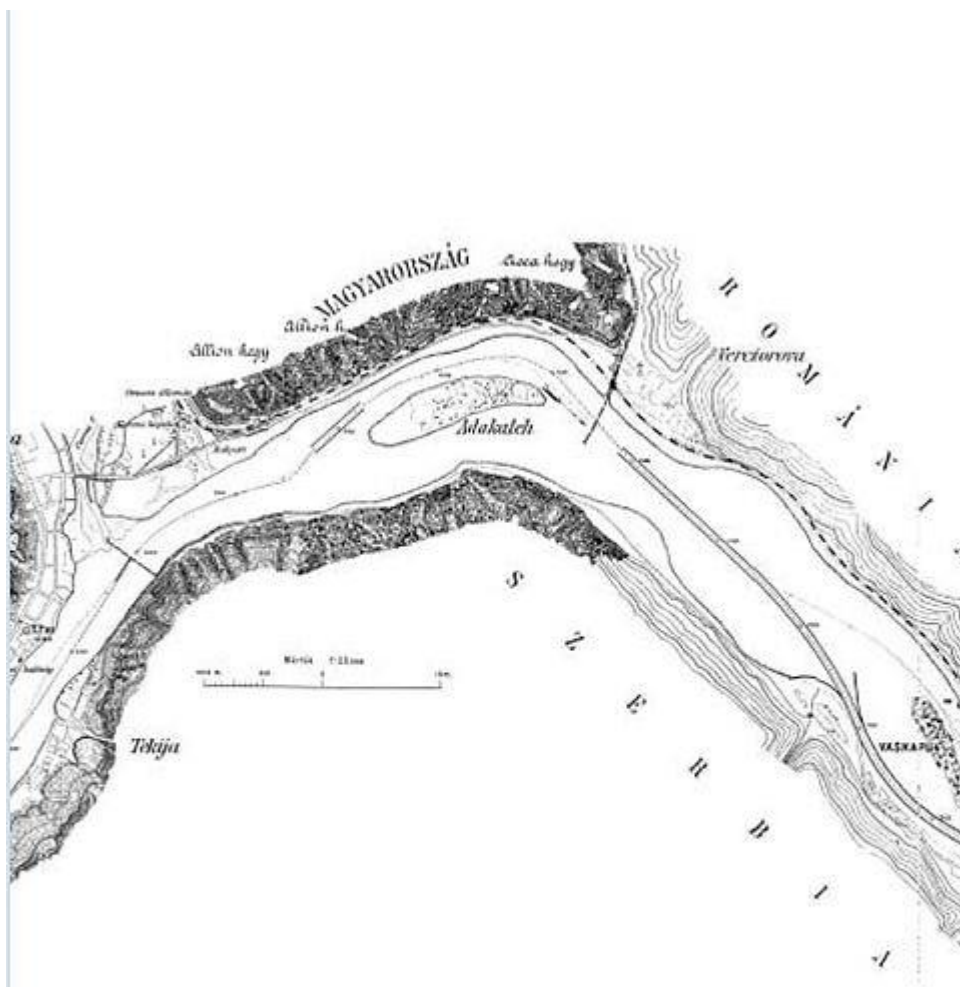


Figura 57 Hartă Austro-ungară reprezentând topografia văii Dunării în sectorul insulei Ada Kaleh (<http://epa.oszk.hu/00000/00018/00008/pdf/balla.pdf>)

2. Gura Văii – Călărași: se caracterizează printr-un curs unitar al Dunării în care albia minoră se lărgeste considerabil, atingând lățimi impresionante. Frecvent apar grinduri care formează ostroave. În proximitatea grindurilor, adâncimea fluviului scade simțitor, îngreunând local navigația fluvială. În acest sector Dunărea își creează o luncă foarte largă, asimetrică dezvoltată prioritar pe partea stângă, lățimea luncii atinge și câțiva km, iar în spațiul de confluență cu unele râuri mici s-au format mari lacuri de tipul limanurilor fluviale. Aceștia li se adaugă foarte multe lacuri de luncă, care au dispărut în cea mai mare parte datorită îndiguirii luncii și amenajărilor hidrotehnice.
3. Călărași-Brăila - Bălțile Dunării. Aici Dunărea se desparte în două brațe principale, generând două mari suprafețe inundabile. În punctul de la Cernavoda, pornește canalul Dunăre-Marea Neagră, până la Constanta-Sud, Agigea, cu o ramificație spre nord până la Poarta Albă și Năvodari.

4. Brăila-Pătlăgeanca - Sectorul Dunării Maritime. Dunărea revine la un curs unitar, dar adâncimea crește foarte mult, permițând accesul navelor cu un pescaj de peste 7 m. Aici Dunărea se lărgeste, albia majoră incluzând numeroase limanuri fluviale, în sectorul românesc fiind de amintit Jijila, Crapina și pe stanga, Lacul Brateș, dar și mari limanuri în sectorul ucrainean. Între Isaccea și Tulcea, pe dreapta fluviului de dezvoltă o delta secundară între vechiul braț abandonat al Dunării, dinspre țărmul Nord dobrogean, și actualul curs al Dunării.
5. Sectorul deltaic: între Pătlăgeanca și țărmul Mării Negre. Aval de Pătlăgeanca până la Tulcea, Dunărea se desparte în două brațe, Chilia și Dunărea Veche, iar aval de Tulcea, se desprind alte două brațe principale, respectiv Sulina și Sfântu Gheorghe. Cel mai mare volum de apă este transportat de Chilia cu circa 60 % din volumul total. Sulina este un braț rectificat (îndreptat antropic) și dragat devenind principalul canal navigabil pentru România. În aceste condiții vărsarea Dunării se realizează prin deșeu în mare a celor trei brațe principale. Spre gura de vărsare a brațului Chilia, pe teritoriul ucrainean, se dezvoltă delta secundară a Chilie. Din acest motiv, granița de stat fixată pe cursul principal, înaintează progresiv spre sud aluvionând intens Golful Musura. Din acest motiv și lungimea litoralului românesc se diminuează.

Între Brăila și Ceatalul Izmail, Dunărea are lățimi de până la 1,7 km și primește doi afluenți importanți de pe partea stângă: Siretul cu $222 \text{ m}^3/\text{s}$ și Prutul cu $85 \text{ m}^3/\text{s}$.

Principalele stări hidrologice ale Dunării pe parcursul anului sunt:

- a) ape mari de primăvară datorită alimentării pluvio-nivale, în lunile martie-aprilie în cursul superior și în luna mai în cursul inferior;
- b) între confluența cu râul Inn și până la Bratislava apele mari se înregistrează în luna iunie datorită afluenților de pe dreapta, alimentați din ghețari;
- c) în lunile septembrie și octombrie se înregistrează apele mici de toamnă;
- d) în timpul iernii, debitul Dunării poate fi caracterizat ca moderat (la fel se pot caracteriza și lunile de vară).

Debitele maxime se înregistrează după perioadele ploioase în cea mai mare parte a bazinului Dunării: în iunie 1970 s-au măsurat la Oltenița $15\,900 \text{ m}^3/\text{s}$. Debitele minime se înregistrează în anii secetoși, mai ales iarna: la Oltenița, în ianuarie 1964 s-au înregistrat $1450 \text{ m}^3/\text{s}$.

Transportul de aluviuni crește din amonte în aval și concomitent cu debitul lichid al fluviului; la Ceatalul Izmail s-a calculat o turbiditate medie de 340 g/m^3 , dar volumul mediu anual de aluviuni din ultimele decenii nu depășește 58,75 milioane tone pe an, datorită lucrărilor hidrotehnice din bazinul Dunării.

Între Drobeta-Turnu Severin și Brăila au fost îndiguite aproximativ 300 000 ha din luncă, încât în perioadele de ape mari, nivelul și debitul cursului principal cresc, la intrarea în deltă cu circa 80 cm și respectiv cu peste $15\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ (în timpul viiturilor de talia celor din 1970).

Potențialul hidroenergetic al Dunării, pe teritoriul României, reprezintă aproape un sfert din total, acesta fiind concentrat în cea mai mare parte în Defileul Porțile de Fier. Pe acest sector, cuprins între Drencova și Drobeta-Turnu Severin, pe o lungime de 50 km Dunărea are un potențial hidroenergetic unitar de circa $21\,000 \text{ kw/km}$ (în apropiere de confluența cu Siretul potențialul unitar scade la numai 630 kw/km).

6.4 Lacurile României

Lacurile naturale se remarcă prin diversitatea genezei și formei depresiunilor lacustre, precum și printr-un echilibru mai stabil sub aspect hidrologic decât lacurile antropice.

În unitatea morfoclimatică montană lacurile sunt variate ca geneză, cele de baraj antropice depășind categoric suprafața și volumul de apă al lacurilor naturale. Genetic lacurile naturale din spațiul montan individualizează în următoarele tipuri:

a) *glaciare* (58 în Masivul Retezat, 25 în Munții Făgăraș, 20 în Munții Parâng, 23 în Masivul Rodnei și un număr mai restrâns în Munții Maramureș, Călimani, Godeanu, Țarcu, Cindrel, Șureanu); cel mai întins lac glaciatic este Bucura cu un luciu de 10 ha, iar cel mai adânc, Zănoaga cu o adâncime de -29 m;

b) *lacurile de nivație*, mai frecvente în Retezat, Parâng, Godeanu, Iezer ș.a.;

c) *lacul de crater vulcanic* Sfânta Ana din Masivul Ciomatu (din sudul Munților Harghita);

d) *lacuri acumulate în excavații* formate prin procese complexe gravitaționale și nivale, pe polițe structurale, cum sunt Lacul Negru din Muntele Penteleu și Lacul Vulturilor din Muntele Siriu;

e) *lacuri acumulate în depresiuni carstice* (Ighiu din Munții Trascăului, Ponor din Platoul Padiș-Bihor, relativ numeroase lacuri temporare în zona Vașcău, în Masivul Hăghimaș ș.a.);

f) *lacuri formate în spatele barajelor de surpare și alunecare* (Lacul Roșu de pe valea superioară a Bicazului, Lacul Crucii din Munții Stănișoarei, Lacul Bălătau din Munții Nemira, Lacul Bâsca fără Cale din Muntele Siriu și numeroase lacuri de alunecare cu existență temporară);

g) *lacuri formate în masive de sare* de la Ocna Șugatag și Coștiui din Depresiunea Maramureș (în dimensionarea acestor lacuri un rol important l-au avut și intervențiile antropice).

Lacurile antropice din spațiul montan sunt amenajate pe văile unor râuri cu bogat potențial hidroenergetic. Menționăm astfel salba de lacuri de acumulare de pe valea montană a Bistriței Moldovenești (Izvorul Muntelui, Pângărați, Vaduri, Bâta Doamnei); Lacul Paltinu, Lacul Poiana Uzului, Lacul Scropoasa, Lacul Siriu, Lacul Vidraru (de pe Valea Argeșului), Lacul Vidra (de pe Valea Lotrului), Lacul Văliug (din Munții Semenic), Lacul Bârzava (de pe Valea cu același nume), lacurile din Defileul Oltului Turnu Roșu-Cozia, lacurile de pe Valea Sebeșului, din bazinul montan al Someșului Mic, din bazinele hidrografice ale Crișurilor, Lacul Firiza (din apropiere de Baia Mare, Lacul Porțile de Fier (din Defileul Dunării) și altele.

Lacurile din regiunea morfoclimatică subcarpatică sunt puțin variate sub aspect tipologic: pe masive de sare și de gips, de alunecare-surpare, de baraj antropic.

În Subcarpații Getici și de Curbură se întâlnesc lacurile Slănic Prahova, Telega, Ocnița, Ocnele Mari, Săcelu, iar mai la nord Vintileasca, Lopătari ș.a. Peste coroana montană, în „Subcarpații interni ai Transilvaniei” menționăm lacurile: Ursu de la Sovata, Praid, Ocna Dej, Cojocna, Turda ș.a.

Lacurile de baraj antropic sunt numeroase: pe Bistrița (Racova, Gârleni, Bacău I și II), pe Valea Argeșului (din sectorul subcarpatic), pe Valea Oltului, pe Valea Tismanei și ai altor afluenți ai Jiului.

În zona colinară și de podiș a României predomină, ca număr și suprafață lacurile antropice: Stâncă-Costești de pe Valea Prutului, Șerbănești, Pașcani, Răcăciuni de pe Valea Siretului, Solești de pe Valea Vasluișului, Pușcași de pe Valea Racovei, Drăcșani de pe Valea Sitnei, Iezerul Dorohoi de pe Jijia superioară, Belcești de pe Bahlui, Podu Iloaiei de pe Bahluiet, Cătina și Geaca din Câmpia Transilvaniei și numeroase alte lacuri mai mici în toate regiunile colinare din România.

Între lacurile naturale de podiș, o situație specială o are lacul de origine carstică Zăton din Podișul Mehedinți. Alte lacuri naturale s-au format prin bararea naturală a unor văi datorită alunecărilor de teren din Podișul Moldovei, Podișul Transilvaniei, Podișul Getic (acestea au însă durată limitată în timp).

În regiunea morfoclimatică de câmpie ponderea cea mai mare o au lacurile naturale: de luncă, limanuri fluviale, lacuri de tasare (din crovuri) ș.a. Lacurile de luncă au cunoscut un proces de drenare pe cale antropică, încât numărul lor s-a redus mai ales între anii 1960-1980. Dacă în Lunca Dunării, până la jumătatea secolului XX, erau cunoscute circa 700 lacuri, în prezent au mai rămas sub 100. Delta Dunării, supusă și ea unor lucrări de drenare, în prezent mai păstrează 670 lacuri cu o suprafață de peste 300 km².

Lacurile din categoria limanurilor fluviatile caracterizează îndeosebi partea nord-estică a Câmpiei Române: Gălățui, Oltina, Bugeac, Dunăreni, Vederoasa (în legătură cu Dunărea); Ciolpani, Căldărușani, Strachina, Snagov ș.a. (în lungul Ialomiței); Amara, Balta Albă, Jirlău, Coșteiu ș.a. (în lungul Buzăului), Mălina, Lozova, Cătușa (în lungul Siretului).

În partea de nord-est a Câmpiei Române se remarcă, de asemenea, un număr important de lacuri de crov (Movila Miresii, Tătaru, Plașcu, Ianca, Plopu ș.a.). Unitățile de câmpie, precum și Lunca Dunării cunosc și lacuri antropice amenajate recent în scopuri agro-piscicole: Cefa, Inand, Tămaș ș.a. În Câmpia de Vest, incintele lacustre pentru piscicultură din Lunca și Delta Dunării ș.a.

Limanurile fluvio-maritime (Tașaul, Techirghiol, Tatlageac, Mangalia), precum și lagunele marine (Razim-Sinoie, Zmeica, Siutghiol) s-au format în legătură cu oscilațiile nivelului Mării Negre din Holocen.

6.5 Marea Neagră

Marea Neagră face parte din categoria mărilor intercontinentale, având legătură cu Oceanul Planetar prin intermediul strâmtorii Bosfor și a mărilor Marmara și Mediterană. Suprafața Mării Negre este de 413 000 km², adâncimea maximă de 2245 m (aproape cât înălțimea maximă a Carpaților), adâncimea medie de 1282 m și un volum de apă de 529 955 km³.

Platforma continentală este mai bine exprimată în partea nord-vestică. Majoritatea cercetătorilor consideră că Marea Neagră este un rest din Marea Sarmatică și Lacul Pontic. Originea depresiunii marine este considerată de unii cercetători ca rezultând din scufundarea unui uscat în timpul miocenului, iar de alții, ca un geosinclinal tânăr, mio-pliocen, aflat în curs de adâncire și lărgire. Componentele bilanțului hidric ale Mării Negre reflectă particularitățile climatului temperat continental, aportul apei din râurile afluate și schimburile de apă cu Marea Mediterană și Marea Azov: precipitații 119 km³, evaporația 332 km³, „intrări” din Marea Mediterană și Azov 229 km³, „ieșiri” spre cele două mări 372 km³, ecuația de bilanț echilibrându-se prin aportul marilor afluenți (Nistru, Dunărea ș.a.).

Variațiile anuale ale nivelului Mării Negre au amplitudinea de 20-26 cm, ca rezultat al schimbării raportului dintre „intrări” și „ieșiri”.

Nivelul Mării Negre înregistrează unele variații de scurtă durată determinate de schimbările de presiune atmosferică (seîse cu durată până la 13 ore și amplitudini de până la 2 m), de vânt (1,2 m), de forțele mareice (9-12 cm, cu o periodicitate de 12 ore și 25 minute).

În stratul superficial, temperatura medie anuală a apei variază între 11°C în nord-vest și 16°C în sud-est. Temperaturile cele mai ridicate se înregistrează în luna august (21,5-25,5°C), iar cele mai coborâte în februarie (0°C în nord-vest și 8°C în sud-est).

În adâncime, pe primii 60 m se constată o scădere a temperaturii medii anuale până la 7-8°C; între 60-80 m adâncime există un orizont mai rece, cu temperaturi de 5-7°C; între 80-450 m adâncime temperatura medie anuală cunoaște o creștere progresivă, încât până la fundul mării temperatura rămâne constantă (9°C). În iernile friguroase, în partea de nord și nord-vest se formează gheață la mal, sloiuri plutitoare și chiar pod de gheață.

Gradul de mineralizare a apei (salinitatea) crește de la țărm spre larg (în partea nord-vestică, în zona de debușare a marilor fluvii, salinitatea este de 10 ‰); în largul mării salinitatea se menține în jurul concentrației de 17-18‰. În adâncime, salinitatea crește mai puternic până la 600 m și apoi mai lent până la 1000 m (sub această adâncime salinitatea rămâne constantă, fiind de 22,3‰). Din punct de vedere al compoziției chimice predomină clorul (peste 54%) și sodiul (peste 30%), după care urmează sulfatul, magneziul ș.a.

Până la adâncimea de 225 m apele sunt bine oxigenate, însă sub 125-175 m adâncime se remarcă prezentă hidrogenului sulfurat, care la adâncimea de 2000 m atinge o concentrație de 7-11 mg/l. Prezentă hidrogenului sulfurat, pe cea mai mare parte a stratului de apă, are consecințe ecologice negative asupra dezvoltării viețuitoarelor în Marea Neagră.

Dinamica apelor marine este mai activă în partea de nord-vest și mai slabă în sud-vest. Intensitatea maximă a furtunilor are loc în semestrul rece al anului când înălțimea valurilor poate atinge 6-8 m, iar lungimea 60.

7. Vegetația României

7.1 Zonalitatea latitudinală

Vegetația României este constituită din totalitatea speciei floristice distribuite diferit în teritoriu, în funcție de condițiile pedoclimatice. Condițiile climatice, dublate de sol, se remarcă prin manifestarea unei duble zonalități. Astfel, este vorba despre o zonalitate latitudinală (orizontală), dublată de o zonalitate altitudinală. În anumite condiții, zonalitatea latitudinală, se manifestă și în longitudine. Anumite specii vegetale, sunt caracterizate prin relația cu anumiți factori de mediu, ieșind din sfera zonalității. Aceste specii formează vegetația azonală, și intrazonală. La nivelul întregii țări, vegetația cuprinde un număr total de 3350 de specii, grupate în genuri, familii și clase floristice. Proveniența acestor elemente floristice, este diferită. Cele mai numeroase sunt speciile europene și euro-asiatice, la care se adaugă specii nordice și alpine, sudice și sud-estice, mediteraneene și sub mediteraneene, atlantice, pontice, endemic, adventive și cosmopolite. Vegetația României, grupează diferit, speciile floristice (briofite - mușchi, pteridofite - ferigi, spermatofite – plante cu semințe), în cadrul unor formațiuni vegetale, remarcate prin prezența speciilor ierboase, a tufărișurilor, și a speciilor arborescente. De regulă, plantele⁵⁴ ierboase, se grupează sub forma plantelor cu spic, (*poacee* sau *graminee*), la care se adaugă plante leguminoase cât și numeroase alte plante cu flori (dicotiledonatele – sămânța are embrion cu două cotiledoane). Vegetația de tufărișuri, este constituită majoritar din specii arbustive, în timp ce vegetația de pădure este formată din specii de arbori, respectiv specii de angiosperme⁵⁵ și gimnosperme⁵⁶.

Cea mai mare parte a vegetației României, este distribuită în funcție de condițiile zonale de climă și de sol. Zonalitatea latitudinală a vegetației, este condiționată în special de factorul radiativ (lumina și căldura), și se manifestă în ariile joase ale țării, până la altitudini de 300-400 m în cadrul acestui tip de zonalitate, în România întâlnim trei mari zone de vegetație, separate și în funcție de poziția unităților de relief în cadrul țării. Aceste zone sunt: zona de stepă, de silvo-stepă și a pădurilor nemorale.

1. Zona de stepă: este caracteristică unităților joase de câmpie și dealuri puțin înalte din sudul, sud-estul și estul României. De regulă, caracterizează unitățile de relief cu altitudini

⁵⁴ organismele vegetale, cu o organizare mai simplă decât a animalelor și care își extrag hrana prin rădăcini, caracterizându-se prin prezența clorofilei, prin faptul că membrana celulei este formată din celuloză și, în cazul speciilor superioare, prin alcătuirea corpului din rădăcină, tulpină și frunze

⁵⁵ Plante cu flori și semințe în fructe

⁵⁶ Plante cu flori și cu semințe dezvelite

de sub 200 m, în care temperatura medie anuală se apropie sau depășește 10° C, iar precipitațiile sunt de regulă situate sub 450 m. Stepa se leagă îndeosebi de solurile din clasa Cernisoluri, reprezentate prin castanoziomuri și cernoziomuri tipice și cambice. Zona de stepă este constituită în cea mai mare parte din specii ierboase, în care domina accentuat *Poaceele*. Genul cel mai bine reprezentat este *Stipa* (colilie). Astfel cele mai cunoscute sunt *Stipa capillata*, *Stipa lessingiana*, *Stipa ucrainica*, *Stipa pulcherima* și altele. Alături de aceste specii apar și specii de păiuș (*Festuca valesiaca*), pirul crestat (*Agropyron pectiniform*), specii de *Poa preatense*. Pe lângă speciile menționate sunt bine reprezentate și speciile de dicotiledonate, mai rar apărând și specii de arbuști (Maceșul - *Rosa canina*, Porumbar - *Prunus spinosa*, etc).

Zona de stepă se împarte în două subzone:

- Stepa cu Poacee (duriherbosa), în care precipitațiile sunt de regulă până în 400 mm
- Stepa cu Dicotiledonate (altiherbosa), în care precipitațiile sunt de regulă peste 400 mm

Stepa în România este cel mai bine reprezentată în sud și sud-est, respectiv în partea centrală și de est a Bărăganului, sudul Câmpiei Mostiștei până în Câmpia Burnasului și până în sudul Câmpiei Olteniei. Foarte bine reprezentată este și în Dobrogea de Sud și Centrală, sau în ariile joase de la periferia Dobrogei de Nord. În partea de Est, stepa este reprezentată în sudul Podișului Moldovei, în Podișul Covurluiului, cu o extensie spre nord pe valea Prutului, până în depresiunea Elan-Horincea, și o altă extensie pe valea Bârladului, până în dreptul localității cu același nume. Un alt mic areal cu stepă este cel din partea extrem vestică a Câmpiei Tisei, între Teremia Mare și Sânnicolau Mare.

2. Zona de silvostepă: este întâlnită în unitățile joase de relief până la altitudini de 200-250 m, fiind caracteristică tot unităților de câmpie, și dealuri joase. Condițiile de mediu, se remarcă prin temperaturi ridicate, în medie peste 9° C, și precipitații reduse, de regulă sub 550 mm uneori ajungând până la 600 m. Solurile caracteristice sunt tot cernisolurile, reprezentate prin cernoziomuri cambice și argice, la care se adaugă și faeozomuri. Silvostepa este în prelungirea stepei fiind constituită din pajiști caracteristice stepei, în alternanță cu ochiuri sau pâlcuri de pădure. În pajiști vegetația ierboasă este asemănătoare cu cea de stepa, dar în care crește ponderea genului *Festuca* în defavoarea genului *Stipa*. Pâlcurile de pădure sunt constituite în special din specii de cvercinee (stejar), îndeosebi xerotermofili și mezofili. Acestor specii li se adaugă și numeroase alte specii de foioase în care apar specii de tei, cireș sălbatic, măr sălbatic, păr sălbatic, frasin, arțar, ulm, etc.

Vegetația de silvostepă este bine reprezentată în sud, sud-est, est și vest. Astfel în sud silvostepa apare în estul Bărăganului și se continuă mai apoi în Câmpia Vlăsiei, sudul Câmpiilor Găvanu-Burdea și Boianului, până în Câmpia Olteniei. În Dobrogea de Sud, apoi e bine reprezentată în Dobrogea Centrală dar și de nord. În partea de est, ocupă porțiunile mai joase din Podișul Bârladului, fiind întâlnită în Colinele înalte ale Covurluiului, Dealurile Fălciului, în jumătatea de sud a Colinelor Tutovei, în sudul Podișului Central Moldovenesc și depresiunea Huși, dar și în toată jumătatea de sud a Câmpiei Colinare a Moldovei, la care se adaugă și partea estică a jumătății de nord. În partea de vest a României silvostepa este întâlnită în Câmpia Tisei, în sectorul bănațean, dar și în sectorul central, respectiv al Crișurilor până la latitudinea orașului Oradea.

3. Zona pădurilor nemorale: pădurile nemorale din această zonă sunt caracteristice unităților joase de relief, de câmpie și de dealuri joase, urcând în altitudine până la altitudini de 300-400 m. Această zonă se remarcă prin temperaturi relative ridicate, în medie de peste 8° C, și precipitații moderate de 500-600 mm, eventual până la 700 m. În

alcătuirea acestor păduri intră specii de cvercinee, de regulă mezofile, și alte specii de foioase pe care le întâlnim și în pâlcurile de pădure din silvostepă. Acestea se dezvoltă în special pe soluri mai evaluate din clasa cernisoluri, faeoziomuri, dar și pe alte tipuri de sol din clasa luvisoluri (preluposoluri, preluposoluri și luvisoluri tipice și roșcate). Aceste păduri le întâlnim în sudul, sud-estul, centrul și vestul României. În sud apar în partea central-nordică, apoi în jumătatea de sud a Podișului Piemontan Getic, dar și în ariile subcarpatice joase. În sud-est apar în Dobrogea de Nord, în timp ce în sud-estul României, le întâlnim în Podișul Bârladului, ariile mai joase din Podișul Sucevei, nordul Dealurilor Jijiei, local în aria subcarpatică Moldavă și Subcarpații de Curbură.

În centrul țării se dezvoltă în partea central - sud-vestică a bazinului Transilvan, respectiv în sud-vestul Câmpiei Transilvaniei, Podișul Secașelor, culoarul Mureș-Arieș-Strei, în timp ce în vestul României, se dezvoltă în Câmpia Someșului, cât și la nivelul Dealurilor de Vest.

7.2 Zonalitatea altitudinală

Precipitațiile cresc, iar solurile devin tot mai acide și sărace în substanțe nutritive. Această zonalitate se manifestă între 300-400 m ca limita inferioară, și partea superioară a reliefului montan. Aici distingem mai multe zone. O prima zonă este a pădurile de foioase (nemorale) între 300-400 m și 1000-1200 m. Urmează o a doua zonă, a pădurilor boreale, între 1000-1200 m, respectiv 1200-1600 m. A treia zonă este a tufărișurilor subalpine, care formează așa numita zona subalpină, sau a tufărișurilor subalpine. Aceasta zona este situată între 1600-1800 m, respectiv 2000-2200 m.

Ultima zona: etajul alpin, la la altitudini de peste 2000-2200 m.

Zona padurilor de foioase cuprinde 2 subzone: subzone padurilor de stejar, până la circa 600 m, constituită din mai multe tipuri de stejar: în baza apar stejarul pedunculat, gorunul. În aceeași zona urmează apoi subzone padurilor de fag, între 600 și 1000-1200 m. Aceasta subzona este constituită în deosebi din fag. Între etaje și zone, se întâlnesc paduri de amestec, care fac trecerea de la zona la alta. Astfel apar frecvent paduri de amestec, gvercinee-fag. Între padurile de fag și conifere, se dispune un subetaj al padurilor de amestec fag-conifere. Acesta este situat de regulă la altitudini de 1200-1400 m.

7.3 TIPURI DE VEGETATIE DIN ROMÂNIA

Principalele tipuri sunt padurile, tufărișurile, pajistile, azonala, segetala etc.

1. Vegetatia de pădure: majoritar constă din specii arborescente, la care se adaugă specii arbustive dar și ierboase, care formează vegetatia parter. Vegetatia de pădure s-a diminuat considerabil în deosebi începând cu secolele 17-18 ajungând astăzi la o pondere de 26 % din teritoriul țării. Vegetatia de pădure din România, este alcătuită din circa 200 specii de arbori, la care se adaugă circa 1200 specii ierboase + alte specii inferioare de ciuperci, mușchi, licheni și alge. Vegetatia de pădure începe din zona de silvostepă, continuă cu zona padurilor de foioase, formând așa numita zona a

padurilor nemorale, la care se adauga padurile de conifer, trecerea la etajul subalpine facandu-se în padurile de limita superioară, care prezintă arbori rari și tufarisuri.

PADURILE DE CONIFERE DIN ROMÂNIA

Numite și paduri boreale, sunt caract doar domeniului montan fiind dispuse între 1000-1200 m, respectiv 1600-1800 Munții Uneori padurile de conifer coboara și la alt mai joase de 1000 m, ca în depresiunile intramontane din Orientali, în timp ce limita superioară, în timp ce limita superioară se situează între 1600-1650 m în N Orientalilor, dar urca până la 1800-1850 m pe flancul sudic al Meridionalilor.

Padurile de conifer sunt cel mai bine reprezentate în Orientali, îndeosebi în grupele centrală și N, cele mai reprezentative sunt situate în partea axiala, jud Suceava și Maramures, Neamt, Harghita, Covasna. Padurile de conifere se instaleaza într-un climat rece și umed, unde temp sunt sub 6° C și precip de regulă de peste 1000 mm. Munții în cazul padurilor de conifere cele mai reprezentative sunt padurile de molid, la care se adauga și paduri de brad, ultimile fiind poziționate la periferia ariei de disparitie a coniferelor, fiind la alt de sub 1000 m .

PADURILE DE MOLID

Sunt constituite prioritar din molid, frecvent se asociaza și alte specii de conifere precum pinul (*Pinus silvestris*), mai rar bradul. În padurile de limita superioară, apare uneori și Zambrul, (*Pinus cembra*), iar local apare și un conifer cu frunze cazatoare: Laricea (*Larix decidua*). Pe langa speciile cu conifere, pot sa apara și unele specii de foioase, precum mesteacanul, respectiv *Betula pendula*, uneori plopul tremurator, paltinul de munte, respect *Acer pseudoplatanus*, dar și un arbust de talie mare, respectiv *Scorulus* (*Sorbus aucuparia*). Padurile de molid sunt paduri de regule echienae, mai rar pluriene, și sunt umbroase, motiv pentru care arbustii sunt rari. Astfel local pot sa apara specii precum cununita (*Spirea ulmifolia*) sau Tulichina respectiv (*Daphne mezereum*). În raristi și taieturi, se instaleaza frecvent zmeurul (*Rubus idaeus*) la care mai adaugam și coacazul (*Ribes petraeum*). Pe langa arbusti, foarte adesea se instaleaza și subarbusti, precum speciile de ericacee: afinul (*Vaccinium myrtillus*) apoi merisorul (*Vaccinium idaea*). Stratul ierbos este slab reprezentat, speciile caracteristice fiind Horstiul (*Luzula silvatica* și *Luzula luzuloides*) la care adaugam frecvent, Macrisul iepurelui, cat și alte specii de dicotiledonate, respectiv specii de *Heracium*, apoi specii de *Soldanella hungarica*, *Pulmonaria officinalis*, *Asperula odorata*, *Veronica* sp, dar și ferigi (*Dryopteris filix-mas*).

Padurile de brad ocupa ecotopuri mai joase la marginea ariei montane, precum exteriorul Carpaților orientali și meridionali, până spre Munții Banatului, sau formează diferite amestecuri cu molidul. În aceste paduri pot sa mai apara specii de ulm (*Ulmus* sp), iar dintre arbusti menționăm Socul (*Sambucus racemosa*), Murul (*Rubus hirtus*) etc.

Frecvent, la limita inferioara a padurilor de conifere, se instaleaza un subetaj de tranziție al padurilor de amestec fag-conifere. Astfel în componenta acestor paduri, pe langa molid și brad, se instaleaza și fagul. Cele mai tipice paduri de amestec, sunt cele de pe clina estica a Carpaților Orientali, unde aceste paduri pot sa coboare până la altitudini cuprinse între 600 și 800 Munții în alte situații, padurile acestea de amestec urca până la altitudini mai mari, ajungând pe clina vestică a Apusenilor până la 1200 1400 m iar în V până la 1200 Munții ----- se afla în Munții flișului, iar rezervatia cea mai interesanta cu asemenea pădure de amestec este cea din codrul secular de la Slatioara.

VEGETATIA DE TUFARISURI

Se caracterizează prin 2 ecotopuri distincte în România, respectiv tufarisurile subalpine și tufarisurile xerotermofile.

1. Tufarisurile subalpine se instaleaza spre partea superioară a reliefului montan înalt la altitudini cuprinse între 1600 1800 m, ca limita inferioara, și 2000-2200 ca limita superioară. Condițiile

climatic sunt severe, cu temperature medii anuale de sub 2° C, precipitații de regulă de peste 1200 mm, și Vânturi puternice.

Sunt prezente în toate masivele montane, în palierul de altitudine menționat anterior, presupun existența mai multor faciesuri în care principalele formațiuni vegetale sunt următoarele.

- De sneapan: este dominată de prezentă acestei specii (*Pinus mugo*) cu înalțimi de până la 2-3 metrii, uneori chiar mai mult dar cu tulpini ramificate, care se extind prioritar pe orizontală. Jnepenisurile formează asociații compacte în toate masivele Carpatice înalte. Pe lângă jneapan, sunt întâlnite și alte specii arbustive, precum ienuparul, dar care sunt întâlnite spre limita inferioară a etajului (*Juniperus communis*), la care se adaugă și arinul verde (*Alnus viridis*). Ienuparul și arinul verde formează și asociații distincte, cele de arîn verde ocupând ecotipurile mai umede, iar cele de ienupar, coboară și la altitudini mai mici, îndeosebi pe soluri degradate, acide, și sarace în elemente nutritive. În cazul tufărișurilor subalpine, sunt foarte bine reprezentate speciile subarbustive (*Vaccinium myrtillus*, *vaccinium vitis-idaea*, *vaccinium uliginosum*). Speciile ierboase sunt reprezentate prin poacee, respectiv prin specii de paius roșu, respectiv *Festuca rubra*, *Festuca ovina*, apoi prin specii de Pooa, respectiv Pooa violaceea la care se adaugă și specii de *Calamagrostis* respectiv *Arundinaceae*. Foarte interesante sunt și speciile de dicotiledoante cu flori viu colorate, unele dintre ele fiind relict glaciare, sau specii arctice și nordice precum: floarea de colț (*Leontopodium alpinum*), Argintică (*Dryas octopetala*), *Potentilla ternata*, *Potentilla erecta*, *Heracium aurantiacum*, *Scorzonera rozeae*, campanula Carpatică, sau Gentiane (*punctata*, *ternata*, *asclepiadea* etc)

Tufărișurile subalpine din România au fost intens degradate prin incendierea, tăierea și defrișarea în special a jnepenisurilor, fiindcă s-a încercat să se extindă terenurile pentru pășunat. Pajiștile rezultate sunt însă de slabă calitate, întrucât sunt invadate de specii acidofile așa cum este *Teposica* (Parul porcului sau *Nardus stricta*). Astăzi, aceste activități sunt interzise de lege, jnepenisurile generând un peisaj specific de mare valoare științifică dar și cu o deosebită valoare turistică în Carpații românești.

În aria de răspândire a tufărișurilor subalpine, mai apare o specie reprezentativă pentru Carpații românești protejată de lege, reprezentată prin Bujorul de Munte sau Smardar (*Rhododendron Kotschyi*). Acesta apare de regulă pe fațadele înșorite având o talie de până la 40, 50 cm și cu un colorit excepțional, în perioada de înflorire din luna iunie.

O altă regiune este reprezentată de Dobrogea, la fel pe terenuri stancoase sau în pantă, la care se mai adaugă și unele suprafețe din Subcarpații de Curbura, îndeosebi în cei ai Buzăului. Aceste tufărișuri sunt constituite din specii comune cu o răspândire mai largă, fiind cazul arbustilor de: paducel (*Crataegus monogyna*), Măceș (*Rosa canina*), Corn (*Cornus mas*), Sanger (*Cornus sanguinea*), Lemn căinesc (*Evonymus europaeus*), Darbuz (*Ligustrum bulgaricum*) etc. Acestor specii li se adaugă și cele xerotermofile de origine mediteraneeană, precum liliacul salbatic (*Syringa vulgaris*), Carpinița (*Carpinus orientalis*), Mojdreanu (*Fraxinus ornus*) și Scumpia (*Cotinus coggyria*) + alunul (*Corilus avellana*).

În cazul tufărișurilor din Dobrogea, apar și alte specii precum ciresul pitic (*Prunus prunellifolia*), migdalul pitic (*Prunus tenella*), dar și specie specifică Orientului Apropiat, Paliur (*Paliurus spinacristi*). Uneori apar și alte specii cu caracter termofil, precum alunul turcesc (*Corylus colurna*), Nucul (*Juglans regia*), apoi specii de artar (*Acer tataricum*), sau în Banat, specii arborescente precum pinul negru (*Pinus nigra*, ssp. *banatica*). Frecvente sunt și speciile de liane, între care menționăm *Clematis vitalba*, și *Humulus lupulus*. Dintre speciile ierboase, sunt mai rare poacele dar sunt frecvente dicotiledoantele precum specii de centaurea, atropurpurea, cicoarea (*Cicorium intybus*), specii de cimbrisor, respectiv specii de *Thymus* *comosus* dar și specii de diantus, apoi de usturoi salbatic, etc.

VEGETATIA DE PAJISTI

Pajistile natural ocupa circa 17 % din teritoriul tarii fiind separate în pajisti naturale primare, și pajisti naturale cu caracter secundar.

În categoria celor natural primare, intra pajistile de stepa și silvostepa apoi pajistile alpine. Pajistile secundare formează arealele rezultate prin defrisare.

Pajistile alpine

Constituie o formațiune vegetală formată din specii ierboase care încheie zonalitatea altitudinală a vegetației fiind întâlnite în domeniul montan înalt la altitudini de peste 2000-2200 m Munții Pajistile alpine se formează în condițiile unui climat foarte sever de factura alpină cu temperaturi de sub 0° C, și precipitații de peste 1200 mm și Vânturi foarte puternice. În aceste condiții în vegetație se mențin doar specii rezistente, nordice sau alpine, multe dintre ele fiind relict glaciare. În componența acestor pajisti sunt caracteristice speciile de poace, între care menționăm festuca rubra ssp. comutata, apoi, poa violaceea, apostris rupestris, luzula pillosa, la care adăugăm și specii din genurile juncus trifidus, și carex (carex curvula). Foarte interesante sunt dicotiledonatele care sunt asemănătoare cu cele prezentate la etajul subalpin, respectiv argintica (dryas octopetala), clopoteii (cantanula alpina), ciubotica cucului (trimula minima), apoi hracium alpinum, otentila ternate + specii gentiane. În partea inferioară a pajistilor alpine sunt întâlnite și speciile de ericacee, afin, perisor, iar la partea superioară la nivelul creștelor, și a vârfurilor și a abrupturilor vegetația menționată se rarește vizibil, făcând loc speciilor de muschi (polytrichum sp) și de licheni (cladonia sp). Pajistile alpine și cele cu caracter subalpin, ocupa în Carpații Românești circa 90.000 ha, determinând aspectul alpin, condiționat de relieful înalt și de climatul sever. Acestea prezintă o deosebită valoare științifică dar și un interes deosebit sub aspect turistic.

8. Solurile României: distribuția principalelor tipuri de soluri și eroziunea solurilor pe terenurile agricole din România.

8.1 Evoluția cunoașterii solurilor din România

Primele observații temeinice asupra solurilor de pe teritoriul României (pe suprafețe restrânse) s-au efectuat încă din secolul, trecut. Acestea erau stimulate de cunoașterea solului ca premisă pentru practicarea agriculturii. Primele contribuții se referă la solurile unor județe precum Dorohoi, Mehedinți, Putna (Ion Ionescu de la Brad, Matei Drăghiceanu, 1866, 1869, 1885).

Începutul secolului al XX-lea marchează extinderea studiilor asupra solurilor datorită eforturilor depuse de Gh. Munteanu-Murgoci, care a organizat Laboratorul de agrogeologie din cadrul Institutului Geologic al României. Datorită unei excelente organizări și coordonări a studiilor pedologice, în 1911 apare lucrarea "Zonele naturale de soluri din România" și prima hartă pedologică a țării în scara 1/2.500.000; harta respectivă avea să fie detaliată ulterior, încât, în 1927, Gh. Munteanu-Murgoci, P. Enculescu și Em. Protopopescu-Pache tipăresc harta solurilor României, scara 1/1.500.000.

După Marea Unire din 1918, cercetarea și evaluarea resurselor de sol din România se extind și se intensifică prin organizarea de instituții specializate: Institutul de Cercetări Agronomice (1928), Institutul de Cercetări Forestiere (1933).

În a doua jumătate a secolului al XX-lea se perfecționează metodele de cercetare și apar noi structuri organizatorice sub egida Academiei Române sau în cadrul institutelor agronomice și al universităților. În anul 1964, se organizează în România Cel de-al VIII-lea Congres Internațional de Știința Solului, care a făcut cunoscute rezultatele cercetărilor și modul de aplicare la condițiile din România a concepției genetico-naturaliste în studiile pedologice. În "Monografia geografică a R. P. Române" (volumul I, 1960) sunt inserate sinteze pedogeografice de înalt nivel științific ("Harta solurilor României", scara 1/1.500.000 și textul explicativ prezentat într-o concepție modernă). Ulterior, sub egida Institutului Geologic al României au fost publicate hărțile solurilor din 1964 și 1970 (scara 1/1.000.000).

Lucrarea "Geografia Solurilor României" (1968) și "Harta pedologică a R.S. România" (scară 1/500.000) (1971) aveau să încununeze activitatea prodigioasă de cercetare a solurilor întreprinsă de N. Florea, I. Munteanu, Camelia Rapaport, M. Oprea, Ana Coma, M. Spirescu, N. Asvadurov ș.a. până la elaborarea Sistemului Român de Clasificare a Solurilor (1980). Printre realizările de prestigiu ale Institutului de Cercetări Pedologice și Agrochimice București, în colaborare cu specialiști din diferite zone ale țării, se mai pot menționa: "Harta solurilor R.S. România" inserată în Atlasul Geografic al României (1978); "Harta eroziunii solurilor și a terenurilor cu pericol de eroziune" în scara 1/500.000 (1976) ș.a.

Studiile pedologice și agrochimice au beneficiat de logistică corespunzătoare și activități sistematice la nivel teritorial-administrativ - comune, județe - prin Oficiile județene de profil (O.J.S.P.A).

Remarcăm, de asemenea, conturarea unor noi direcții de cercetare, cu rezultate notabile privind, cunoașterea eroziunii solurilor prin măsurători de mare finețe, în stațiuni și terenuri experimentale ("Stațiunea Centrală pentru Cercetarea Eroziunii Solurilor" de la Perieni, județul Vaslui, Stațiunea „Stejarul" Piatra Neamț ș.a.), cât și în cadrul unor școli pedologice universitare, cu rezultatele remarcabile în studiul condițiilor pedogenetice, al proprietăților și al răspândirii solurilor din diferite regiuni ale țării (Universitatea „Al. I. Cuza" Iași, unde funcționează C.C.F.G.P.R.D. (Centrul de Cercetări Fizico - Geografice și Pedologice, în Vederea Exploatării Durabile a Resurselor Naturale) prin N. Barbu, Gh. Lupașcu, C. Rusa, E. Rusu ș.a.

Lucrările de doctorat cu tematică pedogeografică (Gh. Lupașcu, M. Parichi, Gh. Ianoș ș.a.) precum și cursurile universitare de geografia solurilor de la Iași (N. Barbu, 1987; C. Teșu, 1978; Gh. Lupașcu, 1998), București (N. Geanana), Timișoara (Gh. Ianoș), Cluj-Napoca ș.a., stimulează aprofundarea cercetării solurilor din România.

Ca urmare a cercetărilor întreprinse în ultimul deceniu și a necesității corelării Sistemului Român de Clasificare a Solurilor cu sistemele internaționale, în anul 2000 a fost prezentat la Conferința Națională de Pedologie de la Suceava și apoi definitivat noul Sistem Român de Taxonomie a Solurilor (în 2003), adaptat concepțiilor și principiilor utilizare pe plan mondial.

8.2 Principalele caracteristici cantitative și calitative ale factorilor naturali implicați în pedogeneză

Factorii naturali și antropici implicați în pedogeneză acționează simultan și intercondiționat în procesele de formare și evoluție a solurilor, diversitatea și complexitatea interacțiunilor care se stabilesc între acești factori determinând diferențierea spațială a învelișului de sol pe teritoriul României.

Alcătuirea litologică influențează procesul de pedogeneză printr-o serie de proprietăți ale rocilor, cum ar fi: compoziția chimico-mineralogică, textura, structura, compactitatea, solubilitatea. Absența unor componente bazice din roci determină accelerarea vitezei de desfășurare a pedogenezei (cu acidifierea rapidă a complexului adsorbiv), în timp ce abundența unor săruri solubile determină salinizarea solurilor (saliferul miocen subcarpatic sau zona cutelor diapire din Depresiunea Transilvaniei).

Rocile compacte bazice din spațiul montan și din Dobrogea favorizează dezvoltarea unei scoarțe de alterare bogată în cationi bazici de schimb și în argilă, pe care iau naștere soluri profunde, cu humus superior calitativ și elemente nutritive, dar cu o slabă migrare a coloizilor pe profil. În cazul rocilor puternic carbonatate, cum sunt calcarele, dolomitele, conglomeratele calcaroase, mamele calcaroase ș.a. se formează soluri cernice de tipul rendzinelor.

Rocile acide din Carpați și din Dobrogea (gnaise, micașturi, cuarțite, granițe, granodiorite, gresii, silicioase etc.), datorită rezistenței ridicate la alterare, determină formarea unor soluri cu un conținut ridicat de schelet, sărace în baze și elemente nutritive (districambosoluri, prepodzoluri, litosoluri, dar și subtipuri litice ale altor unități taxonomice).

Depozitele permeabile favorizează spălarea progresivă a sărurilor și migrarea parțială a argilei, încât solurile evoluează diferit, în funcție de particularitățile morfoclimatice. Pe materiale parentale slab permeabile și relativ bogate în elemente bazice apa stagnează mai mult, influențând proprietățile fizico-chimice ale solurilor.

Relieful influențează direct procesul de pedogeneză prin caracteristicile sale cantitative și calitative (altitudine, declivitate, expoziție, fragmentare), dar și prin dinamica sa, prin raporturile care se stabilesc între morfogeneză și pedogeneză.

În unitățile montane, scoarța de alterare este subțire și prezintă, în mod obișnuit, mult material scheletic, evoluția solurilor desfășurându-se lent. Solurile au un profil scurt, cu excepția celor situate în depresiunile intramontane, cu profil mai bine dezvoltat datorită acumulativului gros și permeabil.

Relieful deluros se caracterizează prin scoarțe de alterare mult mai consistente și soluri bine evaluate. Tipurile de sol de pe versanți sunt mai puțin evaluate și au profiluri mai scurte decât pe platouri (prelivosoluri și luvosoluri tipice pe versanți, în timp ce pe platouri se dezvoltă luvosoluri, planosoluri tipice și albice). Pe versanții cu declivități ridicate, denudația determină formarea unor soluri erodate sau trunchiate (regosoluri și erodosoluri).

În unitățile de câmpie, uniformitatea reliefului și depozitele superficiale groase favorizează formarea unui înveliș de sol bine evoluat, cu caracter zonal (tipurile caracteristice ale cernisolurilor și, local, ale luvisolurilor). Altitudinea reliefului se reflectă în pedogeneză indirect, determinând etajarea tuturor factorilor pedogenetici și implicit, o etajare a învelișului de sol.

Factorul climatic influențează direct și indirect procesul de pedogeneză. Astfel, în unitățile de câmpie semiaridă, se formează frecvent minerale argiloase secundare și se pot elibera însemnate cantități de substanțe nutritive, pe baza aportului din roca parentală. Regimul hidric nepercolativ și slab transpercolativ determină o ușoară argilizare în orizonturile de suprafață. Circulația descendentă lentă a soluțiilor determină migrarea spre adâncime doar a săraților ușor solubile. Condițiile climatice de stepă și silvostepă se caracterizează printr-o evoluție ritmică, periodică, a materiei organice (anotimpuală), astfel încât există condiții pentru formarea și acumularea humusului de calitate superioară. Schimbul activ de substanțe dintre plante și sol contribuie la menținerea reacției neutre a soluției solului și la formarea humusului de tip mull, care deține o pondere importantă. Totodată iau naștere însemnate cantități de humus saturat cu calciu, solul având o culoare închisă.

În condițiile climatice ale câmpiilor înalte și ale dealurilor cu umezeală ridicată, se formează argilă secundară prin alterare, sescvioxizi și silice, care sunt antrenate spre adâncime. Spre suprafață se diferențiază un orizont de acumulare reziduală a particulelor de praf și nisip, apoi unul intermediar cu argilă și sescvioxizi și altul inferior cu săruri carbonatice. Datorită vitezei mai reduse de mineralizare, elementele nutritive rămân mai mult timp în litieră, iar humusul nu este complet saturat în baze.

Climatul montan, cu insolație mare ziua și răcire accentuată noaptea, cu apariția succesiunii de îngheț-dezghet, favorizează dezagregarea rocilor și fragmentarea scheletului, fără distrugerea totală a mineralelor primare. Precipitațiile abundente contribuie la înlăturarea unei părți însemnate a materialelor minerale și organice rezultate, determinând o migrare mult mai intensă a compușilor solubili. Materialul organic poate fi descompus doar în parte, datorită activității slabe a microorganismelor. Humusul brut se acumulează progresiv la suprafața solului, condiționând un proces lent de acidifiere, cu formarea unor soluri organice nehidromorfe și a unor soluri oligobazice și oligomezobazice.

Învelișul vegetal influențează direct și indirect procesul de pedogeneză. Formațiunile vegetale ierboase din zonele de stepă și silvostepă asigură solului mari cantități de resturi organice ce se transformă rapid în humus saturat și eliberează cantități însemnate de baze. Vegetația de pajiște din zona forestieră furnizează cantități însemnate de resturi organice, dar activitatea mai redusă a microorganismelor întreține un raport echilibrat între acumulare și mineralizare, astfel încât reacția solului devine slab acidă. În cazul pajiștilor alpine și subalpine, circuitul substanțelor este slab, activitatea microorganismelor fiind foarte redusă.

Vegetația forestieră distribuie solului resturi provenite din frunze și fragmente lemnoase și mai puțin din rădăcini (cea. 10%). Humusul care ia naștere prin aport mixt de vegetație ierboasă și lemnoasă din zona de silvostepă variază cantitativ și calitativ pe profilul de sol. Reacția soluției solului din zona de silvostepă este neutră și ușor acidă.

În condițiile vegetației forestiere din zona de câmpie înaltă și din regiunile deluroase, microflora din sol este mai săracioasă, astfel încât elementele bazice de schimb rămân în parte blocate în masa substanțelor organice nedescompuse; reacția solului devine slab acidă, ceea ce favorizează eluvierea și iluvierea coloizilor. Sub pădurile montane, cantitatea de resturi organice este mare și foarte rezistentă la descompunere; se eliberează tot mai puține elemente bazice, iar solul are reacție tot mai acidă.

Atât microorganismele, cât și fauna din sol (viermi, lumbricide, rozătoare) au un rol pedogenetic deosebit de important prin afânare, aerisire, crearea de neoformații, amestecul materialelor în interiorul orizonturilor și pe întregul profil de sol. Acțiunea faunei imprimă uneori trăsături distincte învelișului de sol (de exemplu, cernisolurile din stepă și silvostepă, cu caracter vermic).

Prezența apei în anumite limite calitative și cantitative are o deosebită influență pozitivă în pedogeneză; o dată depășite anumite limite, influența apei devine negativă. Supraumezirea materialului

parental și a solului (zone de subsidență din Câmpia Tisei, Câmpia Română, luncile marilor râuri, depresiunile intramontane Giurgeu, Ciuc, Brașov ș.a.) determină gleizarea unor orizonturi sau a întregului profil de sol. Dacă umezirea profilului de sol devine cronică, acesta capătă caracter proxigleic⁵⁷, existând condiții de formare a orizonturilor turboase, în condiții anaerobe (Borsec, Bilbor, Șaru. Dornei, Dersca-Lozna, dar și în Delta Dunării ș.a.). Mineralizarea puternică a apei subterane de la adâncimea critică și subcritică, drenajul deficitar și circulația ascendentă a apei încărcată cu săruri minerale contribuie la salinizarea secundară a solurilor (sectoare din Câmpia Română de Est, Câmpia Tisei). Apa stagnantă la suprafața solului și în orizonturile superioare determină formarea stagnosolurilor (areale din Depresiunea colinară a Transilvaniei, Podișul Piemontan Getic, Podișul Sucevei ș.a.).

În formarea și evoluția solurilor un rol deosebit îl are factorul timp. Se poate observa, spre exemplu, că solurile cele mai evolute se formează pe terasele fluviale înalte, în timp, ce podurile teraselor joase se caracterizează prin prezența unor soluri mai puțin evolute. De asemenea, diferitele generații de piemonturi și glaciuri piemontane sunt acoperite de soluri având stadii de evoluție din ce în ce mai puțin avansate de la suprafețele de relief vechi spre cele mai recente.

8.3 Principalele clase și tipuri de soluri din România

Conform Sistemului Român de Taxonomia a Solurilor (2003), pe teritoriul țării noastre se deosebesc clase, tipuri și subtipuri de sol (nivelul superior), varietăți, specii (granulometrice), familii și variante de sol la nivel inferior.

Clasa de sol se diferențiază în funcție de specificul profilului de sol, grupând entitățile caracterizate printr-un anumit stadiu de evoluție, prin prezența unui anumit orizont pedogenetic sau a unor proprietăți esențiale, considerate elemente diagnostice specifice celor douăsprezece clase.

Tipul de sol se diferențiază în cadrul clasei printr-un anumit mod specific de manifestare a unuia sau a mai multora dintre următoarele elemente diagnostice: orizontul diagnostic specific clasei și/sau asocierea lui cu alte orizonturi, trecerea de la sau la orizontul diagnostic specific clasei, proprietăți acvise, salsodice etc. Aceste trăsături reprezintă de fapt rezultanta acțiunii complexe a proceselor și factorilor pedogenetici.

Subtipul de sol reprezintă o subunitate taxonomică în cadrul tipului genetic care grupează entitățile caracterizate printr-un anumit grad de exprimare a elementelor diagnostice specifice tipului, respectiv o anumită succesiune de orizonturi (unele marcând tranziții spre alte tipuri de sol), inclusiv anumite caracteristici de importanță, practică deosebită.

Varietatea de sol se stabilește în cadrul subtipurilor în funcție de gradul de gleizare (G), gradul de stagnogleizare (W), gradul de salinizare (S), gradul de alcalizare (A), adâncimea carbonaților (k) și profunzimea solului (d).

Specia de sol precizează caracteristicile granulometrice ale solului (în cazul solurilor minerale) și gradul de transformare a materiei organice (în cazul histosolurilor), inclusiv variația acestora pe profil.

Familia de sol redă gruparea litologică, cu referire la materialul parental, luându-se în considerare clasa granulometrică a acestuia și categoria de rocă subiacentă.

Varianta de sol reprezintă o subdiviziune de detaliu care se axează pe folosința solului, precizând și modificările antropice legate de utilizarea în agricultură, gradul de eroziune/decopertare, respectiv gradul de poluare.

⁵⁷ Mlăștină.

În cele ce urmează vor fi prezentate principalele clase, tipuri și subtipuri de sol, în conformitate cu Sistemul Român de Taxonomie a Solului (2003), grupându-se inițial solurile care răspund zonalității latitudinale - altitudinale și ulterior pe cele cu caracter azonal: condiționate de natura materialului parental (pelisoluri și andisoluri), exces de umiditate (hidrisoluri), acumularea sărurilor solubile (salsodisoluri) și a materiei organice (histisoluri), pentru a încheia cu cele erodate și/sau modificate antropice (antrisoluri), respectiv slab diferențiate pedogenetic (protisoluri),

Cernisolurile includ mai multe tipuri caracterizate printr-o acumulare evidentă de materie organică bine humificată (relativ saturată în baze), având orizont molie (Am), dar și un orizont intermediar (AC, AR, Bv sau Bt) în culori de orizont molic, cel puțin în partea superioară (pe minimum 10-15 cm) și cel puțin pe fețele agregatelor structurale; sau orizont Amf (molic forestalic)⁵⁸, orizont AC sau Bv (indiferent de culori) și Cea, în primii 60 - 80 cm. Nu prezintă proprietăți andice și nici proprietăți gleice (Gr) sau stagnice intense (W) în primii 50 cm, ori proprietăți salsodice intense (sa, na) în primii 50 cm.

Aceste soluri au un potențial natural ridicat, cu un grad sporit de favorabilitate pentru toate folosințele, în special pentru cultura cerealelor. Tipurile de sol incluse în această clasă sunt kastanoziomurile, cernoziomurile, faeoziomurile și rendzinele. Exceptând rendzinele, condiționate de materialul parental, aceste tipuri de sol se leagă de condițiile bioclimatice de stepă și silvostepă.

Kastanoziomurile sunt cel mai puțin evaluate dintre toate solurile țării; se formează în condițiile stepei uscate din sud-estul țării, cu deosebire în Dobrogea. Între Oltina și Măcin pe o lățime de 5-10 km, eu o pătrundere mai adâncă pe valea Carasu, dar și pe latura maritimă a Dobrogei, unde formează o bandă de 2-3 km, între Capul Midia și brațul Sf. Gheorghe. Ca areale reduse, se mai pot întâlni pe unele popine și grinduri din Bălțile și Delta Dunării, ca și în estul Bărăganului, unde, în lungul terasei Dunării, se întâlnesc între Fetești și Gura Ialomiței. Dintre condițiile de formare menționăm: Tm= 11°C; Pm=350-420 mm; ET=700 mm; vegetație ierboasă efemeră regimul hidric anual nepercolativ. Ariditatea climatică face ca alterarea componentului mineral și levigarea compușilor greu solubili ai acestuia să fie foarte slabe. Doar sărurile ușor și moderat solubile (cloruri, sulfati) sunt levigate spre baza profilului sau în afara acestuia, în timp ce carbonații sunt numai parțial spălați din orizontul superior (din acest motiv, solul poate face efervescentă chiar de la suprafață), suficient însă pentru schițarea unui orizont Cca în bază. Profilul este de tip Am-Aca-Cca, cu numeroase neoformații biogene datorită activității faunei solului (coprolite⁵⁹, cervotocine⁶⁰, crotovine⁶¹); se formează pe cale naturală și neoformații minerale de carbonați: pseudomicelii, eflorescente, concrețiuni.

Kastanoziomurile tipice au o moderată (structurare glomerulară) textură predominant mijlocie, conținut redus de humus (2-3%), reacție alcalină (7,5-8), saturație în baze și o bună aprovizionare cu substanțe de nutriție. Asigurate cu apă și îngrășămintele, sunt folosite cu bune rezultate pentru culturi cerealiere și plante tehnice, vii și livezi xero-termofile. În anumite condiții particulare, se dezvoltă subtipurile: maronic⁶², psamic, gleic, salinic și sodic.

Cernoziomurile simt caracteristice stepei și silvostepii, constituind areale însemnate în Câmpia, Română, Dobrogea și în Câmpia Tisei, dar și în Podișul Moldovei, unde ocupă dealurile cu altitudini de până la 200 - 250 m, din partea de est și sud-est (fostele cernoziomuri cambice). În Câmpia Română se întâlnesc în Câmpia Tecuciului, în Bărăgan, continuându-se ca o fâșie prin sud spre vest. În Dobrogea

⁵⁸ Varietate de orizont molie, care prezintă în plus o serie de caracteristici determinate de formarea lui sub pădurile xerofile.

⁵⁹ Aglomerări organo-minerale, formate prin acțiunea rămelor, în urma trecerii materialului de sol prin tubul lor digestiv

⁶⁰ Canale create de râme sau alte animale mici (mezofaună), umplute sau nu cu material pământos

⁶¹ Vechi galerii ale animalelor din sol (îndeosebi macro și megafauna), umplute cu material pământos aduse din alte orizonturi, dar pot fi și galerii goale

⁶² Soluri cu orizont Am forestalic (Amf); se aplică la cernoziomuri și kastanoziomuri

(fostele cernoziomuri) ocupă cea mai mare parte a Podișului Dobrogei Centrale și de Sud (insular apar în Dealurile Tulcei și în Depresiunea Taiței). În vestul țării, aceste soluri se întâlnesc în vestul Câmpiei Banatului și în vestul Câmpiei Aradului (fostele cernoziomuri), dar apar și sub forma unor fâșii discontinui pe aliniamentul Carei-vest Oradea – Salonta – Arad – Timișoara - Deta (fostele cernoziomuri cambice de pe treapta piemontană a câmpiei). Unele areale insulare (fostele cernoziomuri cambice) se regăsesc în Podișul Secașelor, în Podișul Bârladului, în Podișul Sucevei, pe terasele joase ale Șiretului, în aval de Pașcani, în Depresiunea Cracău-Bistrița, în Depresiunea Ozana-Topolița, în Depresiunea Brașov ș.a.

Condițiile de formare aparțin treptei joase de relief: $T_m=8,5-11^{\circ}\text{C}$; $P_m=400-600\text{ mm}$; $ET=600-700\text{ mm}$; vegetație de stepă și silvostepă. Profilul tipic al cernoziomului cuprinde un orizont Am, urmat de un orizont intermediar (AC, Bv, Bt) și un orizont C sau Cca. Pe profil apar numeroase neoformații minerale (de carbonați) sau biogene (coprolite, cornevine⁶³, cervotocine, crotovine). Textura este predominant mijlocie și nediferențiată pe profil (cernoziom tipic), structura glomerulară sau grăunțoasă, remarcându-se conținutul bogat în humus (3-6%), solul fiind saturat în baze, cu o reacție de la slab alcalină până la neutră. Are o fertilitate foarte ridicată în anii climatici normali, necesitând însă corectarea deficitului de umiditate prin irigații.

Se pretează la cultura cerealelor, plante tehnice, vii și livezi. Este un important component al fondului edafic pentru grânarele României. Subtipurile principale sunt: tipic (inclusiv varietatea vermic) în sud-estul și sudul țării; gleic în Câmpia de Vest; vertic pe marnele argiloase din nordul Câmpiei Moldovei. Local, se mai întâlnesc subtipurile: litic, salinic și sodic, precum și varietățile subrendzinic și marnic.

Faeoziomurile (neparate în SRCS, 1980) sunt solurile tipice regiunilor de stepă relativ caldă și mai umedă, cu extensii până în zona de silvostepă. Apar în condiții mai umede decât alte soluri de stepă. În consecință, producția de biomasă este mai mare, iar alterarea și levigarea mai pronunțate. Ca și kastanoziomurile și cernoziomurile, faeoziomurile sunt dezvoltate pe materiale parentale afânate, bazice, în special loess și depozite loessoide. Carbonatul de calciu este în mod obișnuit absent din profilul de sol, dar levigarea nu este atât de intensă încât solul să fie sărăcit în baze și nutrienți.

Faeoziomurile prezintă un orizont A molic (Am), orizont intermediar (Bt, Bv, AC) în nuanțe cu valori și crome sub 3,5 (la umed), cel puțin în partea superioară (pe cca. 10 - 13 cm) și, cei puțin, pe fețele agregatelor structurale, fără orizont Cca sau concentrări de carbonați secundari în primii 125 cm (sau 200 cm în cazul texturii grosiere). Peliculele argilo-humice se regăsesc la nivelul orizontului B, în condițiile existenței unui orizont Bt, putând fi prezente caracterele de hidromorfie. Sunt excluse soiurile formate pe materiale parentale calcaroase sau roci calcaroase care apar între 20 și 50 cm. Pot avea însă orizont vertic, proprietăți gleice (Gr) sub 50 cm și proprietăți stagnice (w sau, sub 50 cm, W).

Faeoziomurile ocupă părțile mai umede ale silvostepii, dar apar și în condiții bioclimatice forestiere (tranziție de la silvostepă la zona forestieră). Procesul de solificare se desfășoară în condițiile unor factori ceva mai restrictivi. Condițiile climatice în care evoluează aceste soluri sunt definite prin: $T_m=6-9^{\circ}\text{C}$; $P_m=550-800\text{ mm}$, $ET=600-650\text{ mm}$. În această clasă se includ fostele cernoziomuri argiluviale, solurile cernoziornoide și solurile cenușii. Faeoziomurile (cu subtipurile tipic, pelic, vertic, gleic stagnic, cambie, argic, calcaric, pseudorendzinic), corespunzătoare îndeosebi fostelor soluri cernoziomoide se întâlnesc la nivelul înșeuărilor Bălcăuți, Bucecea, Ruginoasa, pe unele terase ale Moldovei și Șiretului, în depresiunile subcarpatice Ozana-Topolița și Cracău-Bistrița, Depresiunea Tg. Jiu-Câmpu Mare, în vestul Câmpiei colinare a Transilvaniei ș.a.

Subtipurile greic, cambic - greic, greic - marnic, greic - gleic, greic - stagnic (fostele soluri cenușii) caracterizează doar partea de est a țării. În Podișul Moldovei sunt mai frecvente între, altitudinile de 200 - 350 m, ocupând următoarele areale mai însemnate: a) pe terasele neinundabile ale râurilor, pe versanții însoriți și pe unele interfluvii din Podișul Sucevei; b) în Câmpia Moldovei (pe o fâșie aproape continuă în

⁶³ Canale ale rădăcinilor plantelor lemnoase, umplute de obicei cu material humifer, sau cu materiale din alte orizonturi superioare celui în care s-au format

lungul Coastei Moldovei și, insular, pe culmile interfluviale ce depășesc 180 – 200 m, prioritar în jumătatea de est a regiunii;

c) în sud-estul Podișului Bârladului (cu precădere în Colinele Tutovei și în Dealurile Fălciului), la altitudinea de 250 – 350 m. În Podișul Dobrogei, aceste soluri se regăsesc în Podișul Babadagului și Dealurile Niculițelului. Se mai întâlnesc pe terasele mijlocii ale Șiretului (în aval de Roman, în aria Piemontului de la Curbură (până în dreptul Buzăului), cât și în depresiunile subcarpatice Ozana-Topolița, Cracău-Bistrița, Tazlău-Cășin. Prezența acestor subtipuri doar în estul țării reprezintă consecința directă a climatului temperat continental de factură est - europeană.

Subtipurile clinogleic, stagnic - argic și stagnic, vertic corespund fostelor soluri negre clinohidromorfe (din clasa solurilor hidromorfe); acestea au luat naștere sub pajiști mezohigrofile cu Poa, Trifolium, Lotus, uneori sub păduri de stejar (pe versanți slab înclinați din unitățile colinare și de podiș).

Utilizarea faeoziomurilor este variată: pădure, pajiști, plantații viti-pomicole, plante cerealiere și tehnice. La solurile cu Bt se impun măsuri de combatere a excesului temporar de umiditate și de mărire a potențialului lor productiv prin fertilizare organică și minerală. Sunt propice pentru culturi cerealiere, plante tehnice și furajere, pomi fructiferi.

Rendzinele se formează în condiții variate de relief, din treapta de câmpie până în aria montana, având orizont A molie (Am) și orizont intermediar (AR, Bv, AC), culori ai valori și crome sub 3,5 (la umed), cel puțin în partea superioară și, cel puțin, pe fețele agregatelor structurale. Aceste soluri se dezvoltă pe materiale parentale calcarifere sau roci calcaroase, care apar între 20 și 50 cm. Întrucât aceste roci sunt compacte și dure (calcare, dolomite, conglomerate calcaroase, gresii și mame calcaroase), profilul rendzinei este cel mai adesea scurt și bogat în material scheletic. Rendzinele au apariții insulare în toate zonele bioclimatice, din Dobrogea și până în zona alpină din Carpați. Cea mai mare reprezentativitate o au rendzinele din Dobrogea și din teritoriul carpatic (zona cristalino-mezozoică și sinclinalele suspendate ale flișului intern, unde rocile respective sunt mai răspândite). Solurile au culoare închisă, cu un profil clar diferențiat, cu acumulare de humus saturat în calciu și fertilitate ridicată. Principalele subtipuri sunt: calcaric, eutric, cambic și scheletic.

Luvisolurile reprezintă clasa zonală de soluri care se caracterizează printr-un orizont A (sau A și E) și orizont argic (Bt), având culori cu valori și crome peste 3,5 la umed, începând din partea superioară a orizontului; fără Bt_{na}. Pot prezenta un orizont O, dar și un orizont vertic asociat orizontului B argic (Bty). Nu pot avea în primii 50 cm proprietăți stagnice intense (W), proprietăți gleice (Gr) sau proprietăți salsodice intense (sa, na) (fără a îndeplini condiția de încadrare la hidrisoluri sau salsodisoluri). Această clasă include următoarele tipuri de sol: preluvosol (fostele soluri brune roșcate și brune argiluviale), luvosol (sol brun luvic, sol brun roșcat luvic și luvisol albic, cf. SRCS, 1980), planosol și alosol (inexistent în SRCS, 1980; tip de sol nou introdus, corespunzător solului brun luvic holoacid și luvisolului albie holoacid).

Luvisolurile sunt formate în condiții diferite de drenaj și au, de obicei, vechime mare. Umezeala relativ ridicată a provocat debazificarea materialelor minerale și formarea mineralelor argiloase. Resturile vegetale numeroase sunt intens humificate în partea superioară a profilului de sol. Mineralele secundare nou formate migrează frecvent spre adâncime și se depun în orizontul Bt. Cu timpul, orizontul superior rămâne mai deschis la culoare, datorită eluvierii spre adâncime a argilei coloidale (orizontul Bt devenind mai slab permeabil). Deasupra orizontului Bt, pot avea loc procese slab – moderate de stagnogleizare, încât aspectul cromatic al solului devine marmorat. În cazul planosolurilor, stagnogleizarea poate deveni moderat-intensă. Luvisolurile au, în general, culoare, descinsă, orizonturile clar delimitate, acumularea de humus nesaturat fiind moderată, la care se adaugă și alte însușiri care-i conferă fertilitate modelată pentru principalele folosințe și culturi agricole. Luvisolurile conferă nota dominantă a învelișului de sol din treapta deluroasă și de podiș a țării, fiind reprezentative în Dealurile Banato - Crișene, Dealurile Someșene, Podișul piemontan Getic, Podișul Central Moldovenesc, Podișul Sucevei, Podișul Someșan și Dealurile Târnavelor, în Subcarpați și în unele depresiuni submontane și intramontane.

Preluvosolurile cu subtipurile roșcat, roșcat - molic, roșcat - vertic și roșcat - gleic (soluri brun-roșcate, cf. SRCS, 1980) au cea mai largă reprezentare în sudul țării, unde apar sub forma unei benzi est-vest, cu lățimi diferite (10 - 30 km), începând de la est de București, continuând pe direcția Videle - Roșiori de Vede - Caracal - Craiova - Plenița - Turnu Severin. Aceste soluri corespund Câmpiei Vlăsiei, unde ating maximumul de extindere, unei părți importante din Câmpia Găvanu - Burdea și în Câmpia Boianului, iar la vest de Olt, părții nordice a Câmpiei Olteniei și extremității sudice a Piemontului Getic. Pe suprafețe reduse se întâlnesc în câmpia piemontană înaltă și dealurile joase ale Banatului. Preluvosolurile tipice, molice, vertice, stagnice și gleice (soluri brune argiloiluviale, cf. SRCS, 1980) sunt caracteristice tuturor unităților deluroase și de podiș ale țării, în timp ce subtipurile rodic, pseudorendzinic, rendzinic și litic apar diseminat în teritoriu (pe suprafețe restrânse).

Luvosolurile au cea mai mare extensie. Subtipurile roșcate (roșcat, roșcat - vertic, roșcat - planic, roșcat-gleic, roșcat - stagnostic) apar sub forma unei benzi continui, dar și insular, în continuarea subtipurilor roșcate din cadrul preluvosolurilor (cu deosebire în Câmpia Vlăsiei și Câmpia Găvanu-Burdea), în concordanță cu precipitațiile ceva mai bogate (în jur de 700 mm) și pe terenurile mai slab drenate.

Subtipurile tipic, rodie, vertic, planic, stagnostic, gleic (fostele soluri brune luvice) sunt cele mai răspândite dintre luvosoluri și au cea mai largă extindere în regiunile de dealuri și podișuri. Ele reprezintă cea mai tipică expresie pedogeografică a condițiilor bioclimatice central-europene de pe teritoriul țării noastre. Pe suprafețe întinse se întâlnesc în Podișul Transilvaniei și Dealurile Vestice, de unde coboară și la nivelul Câmpiei din NV țării (Câmpia Someșului), apoi în depresiunile intracarpatice, în Subcarpați și în părțile mai înalte ale podișurilor extracarpatice (Moldovei, Getic), respectiv în toată aria de manifestare a climatului central - european.

Subtipurile albice, glosice (inclusiv cele asociate) (luvosolurile albice, cf. SRCS, 1980) reprezintă expresia stadiului cel mai avansat de alterare și de levigare din zona temperată. Se formează în condițiile unor precipitații mai ridicate (700 - 1000 mm) și cu temperaturi destul de reduse (6 - 8° C), specifice climatului central - european care suportă și influențe boreale (latitudinale și altitudinale), ceea ce se reflectă și printr-o evapotranspirație potențială ceva mai redusă (500 - 600 mm). Suprafețele cele mai reprezentative cu aceste subtipuri de sol se întâlnesc în dealurile și depresiunile din nord-vestul țării (Depresiunea Maramureșului, depresiunile Baia Mare și Lăpuș), în Depresiunea colinară a Transilvaniei (atât pe glacișurile piemontane și terasele din depresiunile periferice, cât la nivelul dealurilor mai înalte din interior - Câmpia Transilvaniei și Dealurile Târnavelor - sau cele de la exteriorul podișului - Dealurile Suplaiului și Ciceului, Muscelele Năsăudului și „Subcarpații interni ai Transilvaniei”), în unele depresiuni intracarpatice și subcarpatice, în părțile centrale și nordice ale Podișului Getic, în nord-vestul Podișului Sucevei și, insular, în părțile mai înalte ale Podișului Bârladului.

Planosolurile grupează luvisolurile care se caracterizează tot printr-un orizont A ocric, urmat de un orizont eluvial E (El sau Ea) și orizont B argic (Bt), dar care prezintă obligatoriu schimbare texturală bruscă (între E și Bt, pe mai puțin de 7,5 cm). Această schimbare texturală bruscă este rezultatul eluvierii - iluvierii, în condițiile drenajului vertical slab, când apa acumulată la suprafață pătrunde greu și pe o adâncime relativ mică, antrenând particulele fine din orizonturile superioare (A sau E) și depunându-le imediat sub E, în orizontul iluvial (Bt). Această diferențiere texturală poate fi determinată uneori și de stratificația biologică. Pot să prezinte orizont O, orizont vertic și proprietăți stagnice intense (W). La nivel de subtip, au fost delimitate planosoluri tipice, albice, vertice, stagnice, solodice (sodice). Structura orizontului eluvial este slab dezvoltată și instabilă, iar consistența orizontului de suprafață, cu textură ușoară, poate deveni tare, la uscare. Chimic, planosolurile sunt soluri intens alterate, capacitatea de schimb cationic a fracțiunii argiloase din orizonturile de suprafață fiind semnificativ mai mică decât în orizonturile subiacente. Planosolurile au apariții insulare în aria luvosolurilor, ocupând în general suprafețele plane, lipsite de un drenaj extern și cu un drenaj intern slab. Pe profil, stagnogleizarea este mai evidentă și poate apărea chiar din baza orizontului A.

Alosolurile (inexistente în SRCS, 1980) grupează soluri cu un orizont A ocrice sau umbrice, urmat direct sau după un orizont eluvial (E) de un orizont B argic (Bt), având proprietăți albe pe cel puțin 50 cm, respectiv între 25 și 125 cm adâncime. Proprietățile albe caracterizează anumite orizonturi minerale foarte acide, cu un mare conținut de aluminiu schimbabil, rezultat în urma unor procese - de pedogeneză, în care particularitățile climatului determină o parțială distrugere a mineralelor argiloase, eliberând mari cantități de aluminiu. Formarea acestor soluri este caracteristică climatelor tropicale umede și regiunilor temperate destul de calde și relativ umede. În România, întrunesc condiții de formare doar în aria luvosolurilor tipice și albice, unde apar pe suprafețe foarte restrânse (fostele soluri brune luvice și luvisoluri albice holoacide). Prezența acestor soluri indică anumite condiții specifice de alterare, cu prezența unor texturi nisipo-lutoase sau chiar mai grosiere în orizonturile superioare (Ao și El, eventual Ea), ca urmare a degradării argilelor, urmate de texturi fine (peste 35% argilă), la nivelul orizontului Bt.

Cambisolurile includ eutricambisolurile (soluri brune eu - mezobazice și solurile roșii - terra rosa, cf. SRCS, 1980) și districambisolurile (soluri brune acide, cf. SRCS, 1980). Clasa cambisolurilor este reprezentativă pentru etajul montan inferior, la altitudini cuprinse (aproximativ) între 500 - 1300 m, cu un climat temperat și boreal montan și păduri de foioase sau amestec foioase-conifere, mai rar, conifere. Aria acestor soluri poate coborî la nivelul unor culmi subcarpatice, după cum poate urca, în condițiile unor roci bazice, până la cea. 1400 m. Diferențierea la nivel de tip se realizează în funcție de gradul de saturație în baze (peste 53% în cazul eutricambisolurilor și sub 53 % la districambisoluri).

Eutricambisolurile au cea mai largă răspândire la partea inferioară a etajului pedocambic, la altitudini cuprinse mai cel mai adesea între 500 - 1000 m. Vegetația aparține pădurilor de foioase și foioase - conifere, pornind de la pădurile de gorun, continuând cu cele de gorun - fag și de fag, mai rar, de amestec fag - conifere. Media limitei superioare (de 1000 m) este frecvent depășită în Carpații Curburii, Meridionali și Occidentali, pe versanții cu expoziții sudice sau pe rocile bazice, după cum este mai coborâtă în nordul Carpaților Orientali, pe expozițiile umbrite și umede, pe roci acide și relativ ușor debazificabile. Pe depozitele sedimentare afânate, îndeosebi din depresiunile carpatice și subcarpatice, eutricambisolurile se asociază sau sunt înlocuite prin luvosoluri. Sub tipul rodic (terra rosa, cf. SRCS, 1980) apare în sud-vestul țării, respectiv pe calcarele din Podișul și Munții Mehedinți, Munții Cernei, Vâlcanului, Munții Banatului și sudul Munților Apuseni.

Condițiile bune de drenaj favorizează spălarea rapidă a carbonaților și o alterare activă a suportului mineral. Humificarea și mineralizarea resturilor vegetale se realizează rapid, formându-se un orizont A destul de subțire, cu puțin humus și o reacție neutră sau slab acidă. Migrarea argilei pe profil este foarte slabă. Menținerea acestor soluri într-un stadiu redus de evoluție face ca profilul să apară slab diferențiat textural și chiar cromatic. Fertilitatea eutricambisolurilor, determinată de ansamblul înșușirilor fizice, chimice și biologice, este bună spre medie atât pentru ecosistemele forestiere, cât și pentru pajiștile naturale (cu caracter secundar).

Districambisolurile sunt specifice părții superioare a etajului pedocambic, la altitudini cuprinse în medie între 1000 și 1200 (1300) m, fiind solurile cele mai răspândite ale spațiului carpatic. Pe expoziții înșorite sau în condiții de umiditate redusă, pe versanții puternic înclinați și pe rocile bogate în componente bazice, aceste soluri urcă până la peste 1500 m, după cum, pe roci acide, pe forme de relief cu pante moderate și pe versanți expuși fronturilor umede pot coborî până la sub 800 m. Climatul prezintă caractere de tranziție de la cel temperat montan la cel boreal montan, cu temperaturi de 4 - 6° C și precipitații medii anuale cuprinse între 800 - 1000 (1200) mm, tranziție reflectată de prezența fâgetelor și a pădurilor de amestec fag-rășinoase, inclusiv a brădetelor, la care se adaugă mloșișurile mai mult sau mai puțin umede, specifice climatului boreal montan. Vegetația forestieră poate fi înlocuită de cea de pajiști secundare, cu iarba vântului (*Agrostis tenuis*) și păiușul roșu (*Festuca rubra*). În acest mediu pedogenetic se formează o litieră bogată în resturi organice. Humificarea fiind lentă, la baza litierei se conturează un strat de mull acid, mull - moder sau moder cu puțin humus propriu-zis, în alcătuirea căruia domină acizii fulvici. Procentual, districambisolurile ocupă o suprafață sensibil mai mare în Carpații Meridionali, decât

în ramura cristalină nordică a Carpaților Orientali, respectiv 50% din suprafața totală, față de 35% (V. Bălăcean, Șt. Taină, C. Crăciun, 2002).

Spodisolurile cuprind trei tipuri de sol: prepodzolurile (soluri brune feriiluviale, cf. SRCS, 1980), podzolurile și criptopodzolurile (soi brun acid criptosodic, cf. SRCS, 1980). Aceste soluri sunt caracteristice unităților muntoase, la altitudini de peste 1500 m (1300 m).

Prepodzolurile se formează în următoarele condiții bioclimatice: $T_m=3 - 6^\circ \text{C}$; $P_m=850 - 1200 \text{ mm}$; păduri de amestec fag - rășinoase și de molid. Climatul umed determină alterarea specifică a materialului parental (hidroliza acidă), o intensă eluviere a componentilor solubili și debazificarea complexului adsorbtiv al soiului. Temperaturile scăzute inhibă activitatea microorganismelor, astfel încât materia organică se descompune lent. Resturile organice provin dintr-o vegetație de moliduri tipice și de amestec cu brad și fag, la care se adaugă stratul subarbutiv cu *Vaccinium*. Se formează humus grosier, nesaturat în baze, ceea ce determină culoarea închisă a orizontului A. Datorită alterării silicaților primari și a distragerii prin hidroliza a celor secundari, compușii minerali și organo - minerali sunt eluviați și depuși în orizonturile subiacente, formându-se un orizont B spodic (Bs), cu acumulare de oxizi de fier și aluminiu. Sub orizontul A se formează treptat un orizont Bs sau chiar Bhs (humicosodic). Solurile în cauză prezintă un profil bine definit și orizonturi clar diferențiate, cu un orizont Ao sau Au, precedat sau nu de un orizont O și urmat de orizontul spodic (Bs, Bhs). Prepodzolurile ocupă frecvent partea inferioară a etajului pedosodic, între 1200 (1300) și 1400 (1500) m, dar pot coborî până la cea. 1000 m (pe roci metamorfice acide, forme de relief slab înclinate, expoziții umede sau umbrite) sau pot urca și în aria podzolului, până la peste 1600 m (pe roci intermediare și bazice, suprafețe cu declivități mari și expoziții însorite).

Acest tip de sol se întâlnește frecvent în toate masivele cristaline din Carpații Orientali, Carpații Meridionali și Carpații Occidentali, cât și la periferia celor din aria cristalino-mezozoică (tot pe roci metamorfice), dar pot întruni condiții de formare și pe roci sedimentare (munții flišului carpatic), în intervalul altitudinal 1400 - 1600 m.

Podzolurile se formează în condițiile climatului boreal montan, cu temperaturi scăzute ($2 - 5^\circ \text{C}$) și precipitații medii anuale ridicate (850 - 1400 mm). Apar de la 1400 - 1500 m și urcă până la peste 1800 - 2000 m, corespunzând molidurilor de altitudine (cu vegetație acidofilă, ierboasă, muscinală și de ericacee, în parter), dar și pajiștilor secundare cu *Festuca rubra* și *Nardus stricta*. Acest tip de sol se caracterizează printr-un orizont O și/sau Ao sau Au, urmate de un orizont eluvial albie (Ea) și de un orizont B spodic (feriiluvial - Bs sau humico - feriiluvial - Bhs). Față de subtipurile din clasificarea anterioară (tipic, feriiluvial, litic și turbos), noul sistem de taxonomie introduce subtipuri noi: umbric, feriiluvic, histic și criostagnic. Cele mai întinse suprafețe cu podzoluri se găsesc în munții care depășesc limita inferioară menționată anterior, cu deosebire în nordul și centrul Carpaților Orientali și în Carpații Meridionali⁶⁴, în timp ce în Munții Apuseni (Bihor – Gilău – Vlădeasa - Muntele Mare) și în Munții Semenicului ocupă areale mai restrânse.

Criptopodzolurile se asociază districambosolurilor din etajul pădurilor de amestec, soluri pe carele înlocuiesc treptat, ajungând ca în etajul pădurilor de molid, în asociație cu prepodzolurile, să se întâlnească doar sub o vegetație de pajiști, fiind de fapt rezultatul evoluției secundare a prepodzolurilor, sub influența vegetației de poaceae (mai ales, *Festuca rubra* și *Agrostis tenuis*, la care se adaugă și *Nardus stricta*). Acest nou tip de sol se caracterizează printr-un orizont O și/sau orizont A foarte humifer (Ao sau Au), urmate de un orizont B criptosodic (Bcp), cu acumulare iluvială de material amorf, predominant humic și aluminic, mai puțin feric.

⁶⁴ Prezența podzolurilor în etajele subalpin și chiar alpin (M. Buza le găsește la 2200 m în Munții Cândrel) este interpretată de N. Barbu (1987), ca fiind relictară, din timpul unui interglaciator pleistocen, sau ca datând din timpul optimului climatic postglaciator, când pădurile de conifere urcau până la peste 2000 m. Coborârea limitei pădurilor până la cea actuală (sub 1700 - 1800 m) a avut loc în subatlantic

Prin raport cu districambosolurile, criptopodzolurile ocupă un areal mai restrâns în Carpații Meridionali față de Carpații Orientali. Acest lucru se explică prin extinderea mult mai mare a etajului bioclimatic al al molidului (cu spodisoluri) și restrângerea arealelor pădurilor de fag (cu districambosoluri) la latitudinile nordice față de cele sudice. Cristalinul Munților Apuseni se situează, din acest punct de vedere, într-o situație intermediară (V. Bălăceam, Șt. Taină, C. Crăciun, 2002).

Umbrisolurile grupează tipurile cu acumulare evidentă de materie organică nesaturată în baze în orizontul superior (Au), având orizonturi intermediare (AC, AR sau Bv) în culori de orizont umbric, cel puțin, în partea superioară (pe minimum 10 - 15 cm). Nu prezintă proprietăți andice menționate la andisoluri și nici proprietăți gleice (Gr) în primii 50 cm sau alte elemente diagnostice. Pot avea însă orizont O. Această clasă cuprinde nigrosolurile (soluri negre acide, cf. SRCS, 1980) și humasiosoluri (soluri humico - silicatic, cf SRCS, 1980).

Nigrosolurile apar sub formă de areale reduse, disjuncte, de regulă la altitudini corespunzătoare districambosolurilor. Condițiile de formare, morfologia profilului, proprietățile, nivelul de fertilitate; și favorabilitate sunt asemănătoare cu ale acestora, deosebirea constând în prezența orizontului Au (în loc de Ao), brun închis până la negricios, datorită evoluției sub o vegetație de pajiști mezohigrofile și, frecvent, formării lui pe roci melanocrate: șisturi negre, șisturi, grafitoase, șisturi manganoase sau bituminoase etc.

Humosiosolurile caracterizează etajul pajiștilor alpine, unde alterarea mineralelor este mult încetinită iar descompunerea resturilor organice este lentă și incompletă, în aceste condiții bioclimatice se acumulează mari cantități de materie organică (segregabilă de partea minerală), cu predominarea componentei fulvice (humus brut, puternic acid). Ulterior, spre baza profilului se formează și se depun hidroxizi de fier care imprimă solului o nuanță cromatică brună sau brun-gălbuie. Profilul solului este slab, diferențiat morfologic, culoarea fiind închisă la suprafață, întrucât orizontul Au este bogat în humus acid. Humosiosolurile coboară frecvent și în etajul subalpin, unde se asociază diferitelor subtipuri ale podzolurilor, în timp ce spre partea superioară a reliefului se trece la câmpuri de pietre și stâncării nesolificate, care la peste 2200 - 2300 m devin dominante. Areale mai extinse se întâlnesc pe culmile cristaline domoale și la nivelul versanților slab - moderat înclinați din partea înaltă a Carpaților Meridionali și nordul Carpaților Orientali (Rodna - Maramureș).

Pelisolurile nu au echivalent în SRCS, 1980, cele mai multe fiind clasificate în vechiul sistem ca vertisoluri sau asimilate subtipurilor vertice ale cenoziomurilor cambice și argiloiluviale pseudogleizate, dar și solurilor brune argiloiluviale, solurilor gleice și pseudogleice argiloase ș.a. Această clasă include două tipuri, respectiv pelosolurile (absente în SRCS, 1980) și vertosolurile (vertisoluri, cf. SRCS, 1980),

Pelosolurile implică existența unui orizont pelic la suprafață sau de la cei mult 20 cm (sub stratul arat), ce se continuă până la adâncimea minimă de 100 cm. Aceste soluri conțin peste 30 % argilă în toate orizonturile, până la, cel puțin, 100 cm. Tipul de sol în cauză întrunește condiții de formare în treapta de câmpie (subunitățile piemontane, pe materiale argiloase negonflante), cât și în unitățile deluroase și de podiș, sub forma unor enclave diseminate printre tipurile zonale. Pe de altă parte, pelosolurile simt caracteristice luncilor extracarpatică ale marilor râuri, dar apar și în unele depresiuni intramontane, condiționate strict de natura materialului parental.

Vertosolurile prezintă un orizont vertic de la suprafață sau de la cel mult 20 cm (sub stratul arat), ce se continuă până la cel puțin 100 cm; conțin peste 30 % argilă (gonflantă) în toate orizonturile, până la cel puțin 100 cm adâncime. Orizontul vertic presupune existența fețelor oblice de alunecare (10° - 60° față de orizontală), prezența crăpăturilor la uscăciune și aspectul masiv după perioadele umede.

Rocile parentale argiloase gonflante și variațiile sezoniere de umiditate constituie principalele condiții de formare ale acestor soluri. În perioada uscată a anului, prin compactare, argilele formează crăpături largi până la adâncimi apreciabile (peste 50 cm), pentru ca în perioadele ploioase apa să umple aceste goluri și apoi să supraumecteze toată partea superioară a solului. În lipsa agregatelor structurale, aerația devine deficitară și pot avea loc procese de reducere. Humusul, împreună cu argila și oxizii de fier formează compuși organo-minerali de culoare neagră-cenușie. La uscare, materialul din orizonturile

superioare se fărâmițează și cade în fisurile nou apărute; la o nouă umezire acest material argilos își mărește volumul și gonflează deformând ușor suprafața solului. În cazul acestui tip de sol, orizonturile pedogenetice sunt foarte slab diferențiate tocmai datorită acestor amestecuri succesive.

Vertosolurile ocupă areale destul de compacte, îndeosebi, în nordul Câmpiei Române, în sudul Podișului piemontan Getic, în Dealurile Bănățene și în sectoarele de subsidență din Câmpia Tisei (Câmpia Timișului, Câmpia Crișurilor). Local, vertosolurile se întâlnesc în nordul Câmpiei Moldovei, iar diseminat în aria subcarpatică și în Depresiunea colinară a Transilvaniei.

Andisolurile (incluse la umbrisoluri, cf. SRCS, 1980) se formează pe cenuși vulcanice, piroclastite și alte extruziuni vulcanice, cu diferite compoziții chimice, dar cu structuri vitroase, sticloase sau amorfe. Alterarea materialelor vulcanice determină acumularea de complexe amorfe, cu formarea unor noi minerale slab cristalizate, ca allofanul și imogolilul. Morfologic, andisolurile sunt caracterizate prin prezența unui orizont vitric sau andic. Orizontul vitric este dominat de acumularea materialelor necristalizate de tipul sticlei vulcanice, în timp ce orizontul andic se constituie din allofane, în care predomină complexe humico - aluminice. Această clasă corespunde unui singur tip, andosolurile, care la nivel de subtip includ andosolurile districe, eutrice, umbrice, molice, cambice, lirice, scheletice și histice. Solurile în cauză sunt caracteristice ariei vulcanitelor neogene de pe rama vestică a Carpaților Orientali (Oaș – Gutâi - Țibleș; Călimani – Gurghiu - Harghita), dar și masivelor vulcanice izolate din Munții Apuseni (Vlădeasa și, parțial, Metaliferi), deși nu în formele lor cele mai tipice.

Hidrisolurile (soluri hidromorfe, cf. SRCS, 1980) includ gleiosolurile (soluri gleice, cf. SRCS, 1980), limnosolurile (absente în SRCS, 1980) și stagnosolurile (soluri pseudogleice, cf. SRCS, 1980). Această clasă de soluri se formează în condițiile unui exces prelungit de umiditate, care determină anumite însușiri particulare ale orizonturilor pedogenetice. Gleiosolurile se formează în condiții bioclimatice diverse: $T_m = 5,5 - 11,5^\circ \text{C}$; precipitații medii anuale între 500 și 800 mm; pajiști mezohigrofile și higrofile, păduri mezofile de amestec sau chiar păduri de stejar pedunculat, pe fondul unui exces pronunțat de umiditate, de natură freatică. În cazul alternanțelor perioadelor cu exces de umiditate se formează orizonturile de glei de oxido-reducere (Go), în timp ce pentru situațiile excesului prelungit de natură freatică sunt caracteristice orizonturile de glei de reducere (Gr). Stagnosolurile întrunesc condiții de formare în, cazul câmpiilor piemontane; pe suprafețe orizontale și slab înclinate din treapta deluroasă și de podiș, pe podul unor terase, în vatra unor depresiuni (în condițiile unui exces pluvial de umiditate și pe materiale slab permeabile și impermeabile, cu pajiști mezohigrofile și higrofile. Limnosolurile caracterizează suprafețele lacustre, fiind soluri subacvatice, cu un orizont A limnic sau un orizont A histic ori turbos, cu grosime sub 50 cm.

Gleiosolurile se întâlnesc în sectoarele joase, slab drenate ale Câmpiei Tisei, Câmpiei Române, în depresiuni intramontane și submontane, în lunci și pe podul unor terase fluviale joase. Acțiunea prelungită a apei freatice de la adâncimi critice (primii 20 cm) determină instalarea unui mediu de anaerobioză, în timp, ce la partea superioară a solului se acumulează material organic slab descompus. În mediu anaerob, are loc reducerea compușilor fierului și manganului, imprimând culorile marmorate în orizontul gleic și proprietățile reductomorfe în cazul orizonturilor de reducere.

Stagnosolurile sunt condiționate de excesul periodic sau permanent de umiditate, de natură pluvială, instalat pe fondul unor depozite (sau orizonturi pedogenetice) impermeabile. Asemenea condiții lito – morfo - climatice se pot instala începând cu treapta de câmpie joasă (ex. Câmpia Someșului), dar și în unitățile deluroase și de podiș ale țării (depresiuni subcarpatice cu un climat mai umez, suprafețe interfluviale cvasiorizontale din Podișul Sucevei, Podișul Piemontan Getic, Câmpia Transilvaniei și Dealurile Târnavelor, cât și pe uncii poduri de terase înalte).

Stagnoglezarea solului se poate asocia cu migrarea argilei pe profil și acumularea acesteia în orizontul B, care devine astfel greu permeabil. În asemenea cazuri solul prezintă și un orizont E eluvial (subtipurile luvic, albie și planic). Stagnosolurile sunt puțin favorabile dezvoltării plantelor de cultură, ca de altfel și gleiosolurile.

Limnosolurile (nou introduse, în SRTS, 2003) sunt caracteristice suprafețelor lacustre (cu adâncime de maximum câțiva metri), întrunind condiții de formare în cazul unor lacuri antropice (iazuri și heleșteie, mici lacuri de baraj) și naturale, cum este cazul celor din Lunca și Delta Dunării, eventual din zona literală.

Salsodisolurile (soluri halomorfe, cf. SRCS, 1980) sunt reprezentate prin solonceacuri și solonețuri. Această categorie se caracterizează prin influența pronunțată a sărurilor ușor solubile (cloruri) și mediu solubile (sulfați). Condițiile favorabile formării salsodisolurilor sunt destul de restrânse spațial: sectoare de luncă și de câmpii joase, cu climat de la semiuscat la semiumed. În partea de nord – est a Câmpiei Crișurilor, pe valea Ierului, în partea de est a Câmpiei Române, mai ales de-a lungul văilor Călmățuiului, Ialomiței și Buzăului aceste soiuri sunt foarte bine reprezentate. Pe suprafețe mult mai restrânse se pot întâlni în lungul șesurilor aluviale din Câmpia Moldovei (Sitna, Miletin, Bahlui, Jijia), din Podișul Bârladului (Crasna, Tutova, Zeletin, Elan, Bârlad), inclusiv din luncile largi ale Prutului și Șiretului (aval de Adjud). Pe aflorimentele salifere din Câmpia Moldovei și din Câmpia Transilvaniei, asemenea soiuri se întâlnesc chiar și pe versanți.

Solonceacul s-a format prin acumulări de săruri la suprafață și în orizonturile superioare, ca efect al evapotranspirației puternice și al antrenării ascensionale a sărurilor solubile împreună cu apa din pânza freatică. Sărurile solubile provin din rocile parentale, din apa lacurilor sau a mării, precum și din pânza freatică aflată aproape de suprafață. Formarea solonceacului este favorizată și de revărsările de apă salinată sau de infiltrațiile laterale. Solonceacul se caracterizează prin existența orizontului salic (sa), grefat pe fondul unui orizont Ao sau Am, eventual a unui orizont intermediar. Acest tip de sol deține cea mai mare cantitate de soluri solubile: peste 1 g la 100 g sol, în cazul în care salinizarea este clorurică și peste 1,5 g săruri la 100 g sol, în cazul salinizării sulfatice. Bogăția în săruri solubile (pare determină o, presiune osmotică ridicată, netolerată de plantele spontane sau cele de cultură), sărăcia în humus și în substanțe de nutriție, lipsa structurii pedogenetice și, adesea, gleizarea, fac ca fertilitatea solonceacului să fie foarte slabă (uneori nulă), chiar pentru pajiști cu specii tolerante la salinizare.

Solonețul se caracterizează printr-un orizont Ao sau Am urmat de un orizont eluvial (El, Ea) și de un orizont argic-natric (Bt_{na}). Orizontul natric se poate instala însă chiar de la suprafață sau să apară în primii 50 cm. Acest tip se formează prioritar prin desalinizarea unor solonceacuri, în condițiile alternanței proceselor de salinizare-desalinizare, prin pătrunderea de sodiu schimbabil în complexul adsorbtiv al solului. Procesul este urmat de dispersarea argilei și a humusului, deteriorarea agregatelor structurale, încât pe profil se poate forma un orizont E, care, în timp, poate deveni acid (soloneț luvic). Datorită proprietăților fizice negative, dar și ca urmare a reacției puternic alcaline, a prezenței carbonatului de sodiu (toxic pentru consum și distrugător pentru țesuturile vegetale), a carenței în substanțe nutritive etc., fertilitatea solonețului este foarte scăzută. Solonețul însoțește frecvent solonceacul, având o pondere mai ridicată în cazul perimetrelor amenajate prin lucrări hidroameliorative.

Histosolurile (soluri organice, cf. SRCS, 1980) acumulează mari cantități de material organic (orizont folic, O, sau orizont turbos, T), cu grosime de peste 50 cm; în primii 100 cm ai solului. Materialul organic poate fi nehidromorf (folic) sau hidromorf (fibrilic, sapric și humic). Incluz histosolurile (sol turbos, cf SRCS, 1980) și foliosolurile (litosol organic, cf SRCS, 1980).

Histosolurile apar pe suprafețe foarte restrânse în depresiunile intramontane din Carpații Orientali (Oaș, Maramureș, Dorna, Bilbor, Borsec, Giurgeu, Ciuc, Brașov ș.a.), în unitățile de podiș (Dersca-Lozna, din Podișul Sucevei) în unele sectoare de câmpie (C. Ecedea, Cierului, C. Crișurilor, C. Timișului etc.), în luncile râurilor mari (Someș, Șiret, Prut, Dunăre) și în Delta Dunării. Asemenea soluri se formează în mediu, saturat cu apă și cu o vegetație specifică (higrofilă, palustră și acvatică), încât de la un an la altul se acumulează resturi organice incomplet descompuse, cu grosimi variabile. Materia organică poate fi parțial saturată în baze și cu reacție neutră (turbăriile eutrofe, situate în regiunile extracarpate), sau nesaturată și cu o reacție acidă (turbării oligotrofe, specifice, depresiunilor intramontane). Procesul de

turbificare are drept rezultat formarea unui orizont turbos, cu grosimi care pot depăși frecvent 0,50 m, uneori atingând, câțiva metri (Depresiunea Dornelor).

Foliosolurile, separate pentru prima dată ca tip distinct, sunt specifice domeniului forestier (montan), având o reprezentativitate mai mare în etajul coniferelor și în cel subalpin, unde ocupă suprafețe restrânse, în funcție de condițiile specifice ale bioacumulării.

Antrisolurile grupează soluri foarte puternic și excesiv erodate (la suprafață se află orizontul B sau C), dar și soluri puternic transformate prin acțiune antropică, încât prezintă la suprafață un orizont antropedogenetic de cel puțin 50 cm grosime, eventual de cel puțin 30 - 35 cm dacă materialul parental este scheletic. Corespund solurilor neevoluate, trunchiate sau defundate din SRCS 1980 și includ erodosolurile (erodisoluri, cf. SRCS, 1980) și antrosolurile (absente în SRCS, 1980).

Erodosolurile sunt reprezentative pentru terenuri foarte puternic și excesiv erodate sau decopertate, ca urmare a acțiunii antropice, astfel că orizonturile rămase nu permit încadrarea într-un anumit tip de sol. De regulă, prezintă la suprafață un orizont Ap provenit din orizont B sau C, din AC sau AB, având sub 20 cm grosime. Materialele parentale scoase la zi prin eroziune (sau decopertare) sunt considerate roci și încadrate ca atare. Erodosolurile sunt destul de răspândite, dată fiind extinderea mare a terenurilor înclinate (peste 2/3 din teritoriul țării). Diversitatea lucrărilor agricole (realizate necorespunzător) favorizează eroziunea și împiedică refacerea învelișului de sol de la mi ciclu agricol la altul. Treapta deluroasă și de podiș concentrează suprafețele cele mai mari cu erodosoluri, atât în unitatea pericarpatică (versanți puternic înclinați cu utilizare agricolă), cât și cea de platformă (îndeosebi pe versanți frunte de cuestă, cueste flanc de vale, pe structuri de tip dom, brahianticlinale și diapire etc.). În domeniul montan, aceste soluri se regăsesc în aria flișului, pe versanți degradați prin suprapășunat și exploatarea forestieră intensă, în timp ce în unitatea de câmpie ocupă suprafețe foarte mici, pe flancurile văilor mari și la nivelul unor frunți de terasă.

Antrosolurile (nou introduse în SRTS, 2003) includ entități tipologice intens modificate antropic, având un orizont superior antropedogenetic de cel puțin 50 cm grosime (format prin transformarea unui orizont sau strat al solului prin fertilizare îndelungată și lucrare adâncă sau prin acreție), ca urmare a unei lungi perioade de cultivare, inclusiv prin desfundare (vii și livezi intensive) și irigație. Aceste soluri caracterizează învelișul pedologie de la nivelul agroteraselor vechi (bine înțelenite), din plantațiile intensive viti-pomicole, din orezarii, dar și din perimetrele reabilitate ecologic (cariere și halde reabilitate ecologic, suprafețe cu deponii și material de sol antropic etc).

Protisolurile includ soluri cu orizont O sub 20 cm grosime sau orizont A, în general, slab dezvoltat sau ambele, fără alte orizonturi sau proprietăți diagnostice (pot să apară trăsături morfogenetice, dar acestea sunt foarte slab dezvoltate pentru a îndeplini condiții de diagnoză); se pot forma orizonturile hiposalic și hiponatric; pot fi identificate proprietăți gleice (Gr) sub 50 cm adâncime, clar și un orizont vertic asociat orizontului C. Tipurile de sol cuprinse în această clasă sunt: litosolul, regasolul, psamosolul, aluviosolul și entiantrosolul. incluse anterior (SRCS, 1980) la clasa solurilor neevoluate, trunchiate și desfundate. Acestea au o răspândire spațială discontinuă, întâlnindu-se în următoarele situații:

a) pe versanți abrupti sau culmile înguste, unde roca apare foarte aproape de suprafață, ceea ce face ca morfogeneza să prevaleze asupra pedogenezei (litosoluri);

b) în albiile majore, frecvent inundabile, unde stratul de aluviuni este reîmprospătat cu o frecvență anuală sau o dată la câțiva ani (pedogeneza este mereu întreruptă) dar și pe conuri de dejecție active și pe glacisuri coluvio - proluviale cu depuneri mereu împrospătate (aluviosoluri);

c) pe coamele și flancurile dunelor de nisip slab fixate datorită deflației (grindurile din Delta Dunării, țărmul jos al Mării Negre, dunele din Câmpia Tecuciului, terenurile nisipoase din zona de divagare a râurilor din Câmpia Română, dar și din Câmpia Hagienilor și de pe dreapta râurilor Buzău, Călmățui și Ialomița, sud-vestul Câmpiei Olteniei, Câmpia Carei - Valea lui Mihai, porțiuni din Câmpia Nădlacului) (psamosoluri);

pe versanții stabili, cu materiale neconsolidate, în. cazul cărora procesele de eroziune geologică masă estompează diferențierea orizonturilor din profilul de sol (regosoluri).

Litosolurile prezintă, un orizont Ao sau O de cel puțin 5 cm grosime, urmat din primii 20 cm de: roca compactă continuă (Rn); material scheletic cu sub 10% pământ fin (Rn), evident de un orizont scheletic, cu sub 25% material fin, inclusiv material (scheletic) calcarifer, cu peste 40% carbonat de calciu echivalent. Proprietățile chimice și de troficitate sunt variate, în funcție de natura chimico-mineralogică a materialului parental, de conținutul și natura materiei organice, de zona bioclimatică etc., iar cele fizice sunt limitative, având în vedere prezența rocii dure la adâncimi reduse, cantitatea mare de schelet și, deci, volumul edafic redus. Litosolurile apar pe areale mici și discontinui, având o frecvență mai mare în regiunile muntoase ale țării (în ariile cristalină și cristalino-mezozoică, în munții vulcanici, mai rar, pe faciesurile grezoase ale flișului carpatic) și doar accidental în unele podișuri, acolo unde apar la zi roci dure ce frânează solificarea (Podișul Someșan, Subcarpații interni ai Transilvaniei, Podișul Central Moldovenesc).

Regosolurile prezintă un orizont A (Am, Au, Ao), urmat de un orizont C, întregul profil fiind dezvoltat în materiale parentale neconsolidate sau slab consolidate, cu excepția celor nisipoase, fluviale sau antropogene. Nu prezintă alte orizonturi sau proprietăți diagnostice (sau sunt prea slab exprimate). Pot avea însă proprietăți hipostagnice (w), orizont hiposalic sau chiar salic sub 50 cm, eventual și un orizont O,

Regosolurile ocupă suprafețe relativ mici și discontinui, cu precădere pe versanții regiunilor deluroase, dar pot fi întâlnite și în regiunile montane (pe roci moi sau deluvii afânate), ori de câmpie (pe versanții văilor adâncite sau pe frunțile teraselor). Prezența lor este condiționată de eroziunea geologică (lentă și îndelungată) de la nivelul versanților moderat - puternic înclinați, modelați pe roci preponderent neconsolidate, prin care se deosebesc genetic de litosoluri. În aceste condiții solidificarea se menține într-un stadiu puțin avansat, de relativ echilibru între morfogenează și pedogenează.

Psamosolurile se caracterizează printr-un orizont A (Am, Au, Ao) dezvoltat în material parental nisipos, remaniat eolian, având pe cel puțin primii 10 cm textura grosieră sau grosieră mijlocie (sub 12% argilă). Nu prezintă alte orizonturi diagnostice (sau sunt prea slab exprimate). Se pot asocia proprietăți salsodice (orizont hiposalic, hiponatric sau chiar natric sub 50 cm adâncime) și proprietăți gleice (orizont Go) sub 50 cm adâncime. Psamosolurile sunt indisolubile legate de prezența depozitelor nisipoase remaniate eolian din unele câmpii, grinduri fluvio-maritime sau din zona litorală. Cele mai mari suprafețe ocupate cu depozite nisipoase se găsesc în Câmpia Olteniei (150.000 ha), Câmpia Tisei (32.000 ha, din care 27.000 în Câmpia Careiului), Câmpia Tecuciului (13.500 ha), Bărăgan (peste 100.000 ha, pe dreapta Ialomiței, Călmățuiului și Buzăului și în Câmpia Hagienilor), Delta Dunării (40.000 ha), litoralul Mării Negre (13.000 ha), Depresiunea Brașovului (la Reci, 1500 ha). Este vorba de peste 400.000 ha, din care cea. 100.000 sunt ocupate de psamosoluri, restul cu alte tipuri de sol (inclusiv subtipuri psamice) sau nisipuri nesolificate.

Deflația și slaba dezvoltare a vegetației împiedică evoluția solului, contribuind la menținerea lui într-un stadiu incipient. Datorită texturii grosiere, coeziunii foarte slabe între particulele elementare și conținutului redus de humus (0,5 - 1%), psamosolurile au o permeabilitate mare pentru apă, sunt nestructurate, ușor expuse uscăciunii și deflației. Aprovizionarea cu substanțe nutritive este foarte slabă, iar gradul de saturație în baze și pH-ul variază mult ($V = 50 - 100\%$, $pH = 6 - 8$) (soluri de la oligomezobazice la eubazice, reacția variind de la acidă la alcalină).

Aluvisolurile sunt constituite din material parental fluvic⁶⁵ pe cel puțin 50 cm grosime, având cel mult un orizont A (Am, Au, Ao). Nu prezintă alte orizonturi diagnostice, în afară de cel mult un orizont

⁶⁵ Sedimente aluviale (inclusiv proluviale, coluviale etc), marine și lacustre, care primesc materiale noi, la intervale mai mult sau mai puțin regulate, sau care au primit în trecutul recent astfel de materiale

vertic asociat orizontului C, proprietăți salsodice (orizont hiposalic⁶⁶, hiponatric⁶⁷ sau chiar salic⁶⁸, sau natric⁶⁹ sub 50 cm adâncime) și proprietăți gleice (orizont Gr) sub 50 cm adâncime. Principalele subtipuri sunt: distric, eutric, calcaric, molie, umbric, entic⁷⁰, vertic, prundic, gleic, salinic, sodic, psamic, pelic și coluvic. Sunt cele mai răspândite soluri din luncile rar inundabile ale râurilor, din Lunca și Delta Dunării, aflate într-un stadiu incipient-moderat de evoluție, datorită faptului că au ieșit de sub influența inundațiilor obișnuite. Subtipul entic corespunde protosolurilor aluviale (SRCS, 1980), fiind foarte slab sau superficial solificat, întâlnit ca fâșii înguste și discontinue în vecinătatea imediată a albiilor minore, unde inundațiile sunt frecvente. Subtipul coluvic corespunde fostelor coluvisoluri (trecând de la nivel de tip la nivel de sub tip), apărând ca benzi discontinue la baza versanților, îndeosebi în regiunile deluroase ale țării, cât și în câmpiile piemontane și de nivel de bază.

Entantrosolurile sunt entități tipologice în curs de formare, dezvoltate pe materiale parentale antropogene având o grosime de cel puțin 50 cm, sau numai de minimum 30 cm dacă materialul parental antropogen este scheletic (pe această grosime). Nu prezintă alte orizonturi diagnostice în afară de un orizont Ao (cu excepția celor copertate care pot avea orizont A molic sau umbric). Principalele subtipuri sunt: urbic⁷¹, rudic⁷², garbic⁷³, spolic⁷⁴, mixic⁷⁵, reductic⁷⁶, psamic, pelic, copertic, litic și litoplacic. Între materialele parentale pe care se pot dezvolta aceste soluri, menționăm: haldele de steril din regiunile miniere, reziduurile industriale și menajere, materiale provenite de la construcții sau din efectuarea unor lucrări (fundații, canale ele.), depozitate în alte locuri.

8.4 Repartiția geografică a solurilor pe teritoriul României

Relieful și poziția bioclimatică a teritoriului României determină principalele trăsături zonale (latitudinale, longitudinale, altitudinale) dar și intrazonale ale învelișului de sol. Clima și vegetația determină tonalitatea latitudinală și altitudinală a învelișului de sol: cernisolurile zonei de câmpie, luvisolurile dealurilor și podișurilor; cambisolurile, spodisolurile și umbrisolurile din regiunea montană.

Urmărind dispunerea concentrică a treptelor de relief, o altă trăsătură a răspândirii solurilor o constituie concentricitatea zonelor de sol (ca o proiecție în plan orizontal a zonaliității altitudinale). Provinciile bioclimatice central europeană, est - europeană, mediteraneană și baltică se reflectă evident în distribuția învelișului de sol, mai ales la nivelul podișurilor și câmpiilor. Zonalitatea este meridian -

⁶⁶ Orizont mineral care conține săruri ușor solubile între 0,1 și 1% dacă tipul de salinizare este cloruric și între 0,15 și 1,5% dacă predomină sulfatii sau între 0,07 - și 0,7% dacă include și sodă în cazul șoimilor cu textură mijlocie

⁶⁷ Hiponatric (hiposodic) sau alcalizat sau sodizat este un mineral de asociere cu o saturație în Na schimbabil de 5 – 15% cu o grosime de 10 cm

⁶⁸ Conținut de săruri de cel puțin 1% dacă tipul de salarizare este cloruric sau de cel puțin 1,5% dacă tipul de salarizare este sulfatic sau de cel puțin 0,7% dacă solul conține și sodă

⁶⁹ Orizont mineral de asociere cu o saturație în Na schimbabil de peste 15%(din T) pe o grosime de minimum 10 cm

⁷⁰ Cu dezvoltare extrem de slabă (incipientă) neîndeplinind integral atributele tipului

⁷¹ Dezvoltate pe materiale parentale urbane (moloz, deșeuri menajere)

⁷² Entantrosol având material parental antropogen scheletic de cel puțin 30 cm începând de la suprafață sau imediat de sub suprafață

⁷³ Dezvoltate pe materiale urbane, respectiv deșeuri organice, umpluturi cu materiale predominant organice

⁷⁴ Dezvoltate pe materiale parentale spolice (haide de steril, gangă, zgură, cenuși etc.)

⁷⁵ Dezvoltate pe materiale pământoase remaniate antropice

⁷⁶ Proprietățile reductomorfe definesc procesele de reducere. Materialele antropogene reductice se referă la deșeuri care conțin emisii de gaze, determinând condiții anaerobe în material

latitudinală în vestul și estul țării, latitudinală la sud de Carpații Meridionali și la vest de Carpații Occidentali și aproximativ concentrică în Podișul Transilvaniei.

Climatul relativ umed al provinciei central - europene determină ampla dezvoltare a preluvosolurilor și luvosolurilor, cu predominarea subtipurilor gleic și stagnic, ca și frecvența mare a unor soluri intrazonale (gleiosoluri, stagnosoluri ș.a.). Climatul mai arid al provinciei est-europene determină marea extindere a cernisolurilor (kastanoziomuri, cernoziomuri și faeoziomuri), cu subtipuri variate, inclusiv a solurilor intrazonale (îndeosebi solonceacuri și solonețuri). Climatul provinciei sud-europene determină prezența preluvosolurilor roșcate și rodice și a luvosolurilor roșcate (roșcat - vertic, roșcat-planic, roșcat - gleic, roșcat - stagnic), precum și un facies roșcat și mai argilos al cernisolurilor (faeoziomuri). Influențele baltice accentuează tendința de eluviere - iluviere a solurilor din nord-vestul Podișului Moldovei. Aceste tipuri de zonalitate (latitudinală, meridiană, verticală, concentrică) stau la baza regionării pedogeografice a teritoriului României.

O a doua categorie de factori care diferențiază procesele pedogenetice și solurile sunt: mezo și microrelieful; mezo și microclimatele; variațiile litologice și hidrogeologice, tipologia vegetației, intervenția antropică. Acești factori dirijează solificarea spre procese specifice care condiționează formarea solurilor intrazonale: hidrisoluri, salsodisoluri, pelisoluri, histisoluri, antrisoluri. În anumite regiuni, intrazonalitatea poate fi dominantă (sectoarele de subsidență din Câmpia Tisei), dar la nivelul întregii țări, solurile care ies din sfera zonalității reprezintă aproximativ 25% din suprafața învelișului de sol.

8.4.1 Solurile câmpiilor și dealurilor României

Prin generalizare, se poate afirma că cernisolurile sunt reprezentative pentru câmpiile periferice iar luvisolurile pentru regiunile deluroase. Cele două clase de soluri se întrepătrund însă foarte frecvent, cernisolurile urcând adesea și pe versanții slab înclinați sau la nivelul culmilor joase ale regiunilor deluroase, în timp ce luvisolurile pot coborî până la altitudinea câmpiilor piemontane. Ambele clase de soluri reprezintă expresia zonalității latitudinale, diferențiate sub aspect direcțional, morfologic și tipologic, în funcție de condițiile bioclimatice care le generează.

8.4.1.1 Solurile unităților de câmpie

Condițiile pedogenetice din unitățile de câmpie ale României sunt dominate de cele climatice și de relief (micro, mezo și macrorelief), urmate de o gamă foarte largă de factori pedogenetici în care se implică depozitele de solificare, factorului hidrogeologic, învelișul vegetal și fauna, dar și intervenția antropică. Pe ansamblu, domină solurile de expresie zonală, în Câmpia Română acționând o dublă zonalitate: orizontală (latitudinală, dar și longitudinală, pe direcție est-vest) și altitudinală, în timp ce, în Câmpia Tisei, caracteristică este mai ales zonalitatea latitudinală, frecvent înlocuită de un aspect mozaicat, datorită implicării factorilor intrazonali.

Învelișul pedologic al Câmpiei Române este dominat de prezența cernisolurilor (cernoziomuri și faeoziomuri). Pe acest fond se întâlnesc însă și luvisoluri (îndeosebi, în partea nordică a Câmpiei Române Centrale) precum și diverse soluri intrazonale: pelisoluri, hidrisoluri, salsodisoluri, protisoluri și antrisoluri,

În Câmpia Olteniei benzile de sol au o dispunere aproape paralelă, orientate vest-est, conform teraselor Dunării, Solurile simt cu atât mai evoluat cu cât terasele sunt mai înalte și, implicit, mai vechi. Cernoziomurile (tipice, psamice, gleice, salinice) se întâlnesc pe terasele relativ joase, cu altitudini de 5 – 25 m. Pe relieful de dune apar frecvent psamosoluri districe, eutrice, și molice, dar și gleice sau salinice, alături de unele areale cu gleiosoluri și solonețuri. Fâșia imediat nordică o formează subtipul cambie al

cernozomurilor, corespunzătoare teraselor de 25-100 m, cu unele enclave ale cernoziomurilor argice. În partea de nord, la contactul cu Podișul Getic, se face trecerea spre preluvosolurile molice și roșcate.

În Câmpia Română Centrală benzile de soluri se repetă, dar dispoziția lor este mai complicată datorită întrepătrunderilor introduse de orientarea marilor râuri. Dispunerea sub formă de benzi latitudinale începe cu cernoziomuri, tipice (inclusiv vermice) și se continuă prin subtipul cambie al cernoziomurilor, format pe loessuri cu un drenaj bun, dar și prin cernoziomuri argice pe depozitele mijlociu - fine (luturi grele). Partea mediană a acestei câmpii se caracterizează prin apariția preluvosolurilor și a luvosolurilor roșcate (C. Găvanu-Burdea și C. Vlăsiei). Dintre preluvosoluri, cele mai frecvente sunt: molice, roșcat - molice, roșcat - vertice, roșcat - stagnice, roșcat - gleice, subtipurile combinate ajungând uneori dominante în C.Vlăsiei. Partea nordică, mult mai bine împădurită, cu caracter piemontan, se caracterizează prin predominarea luvosolurilor (tipice și albice) și a planosolurilor ș.a. Dintre solurile intrazonale o participare apreciabilă o au vertisolurile (câmpurile interfluviale ale unităților de tranziție), urmate la mare distanță de hidrisoluri (luncile marilor râuri), salsodisoluri (enclave izolate) și o gamă foarte diversă de aluviosoluri (în șesurile aluviale).

În Câmpia Română de Est, cel mai răspândit este cernoziomul; acest tip domină ca întindere kastanoziomurile (din estul extrem) și faeoziomurile (din subunitățile piemontane). Cernoziomurile apar în benzi orientate aproximativ est-vest, kastanoziomurile fiind întâlnite doar în extremitatea estică (spre Dunăre, la sud de confluența cu Ialomița), în timp ce solurile cernoziomice ocupă cea mai mare parte a Bărăganului, pentru ca tipurile mai evolute, faeoziomurile să se dispună în vest (tranziția de la stepă spre silvostepă), în cazul subunităților piemontane. Cernoziomurile din Bărăgan includ la nivel de subtip, următoarele: tipic, kastanic, calcaric, cambic, mai rar, gleic, dar și salinic și sodic. Spre Piemontul de la Curbură se face trecerea de la cernoziomurile argice la faeoziomurile gleice. Solurile intrazonale formează areale disjuncte și sunt reprezentate prin: solonceacuri și solonețuri, gleiosoluri, psamosoluri. În lunci apar frecvent aluviosoluri, hidrisoluri, salsodisoluri și psamosoluri.

În Câmpia Română se deosebesc trei districte de soluri, în funcție de legile zonalității: estic, care corespunde Câmpia Română de Est, unde predomină accentuat cernisolurile (reprezentate îndeosebi prin cernoziomuri tipice și cambice), la care se adaugă suprafețe însemnate ocupate de salsodisoluri (ca efect al continentalismului climatic), cât și hidrisoluri (grupate îndeosebi în Câmpia Siretului Inferior); central, corespunzător Câmpiei Române Centrale, unde se distinge o clară de zonare latitudinală, începând de la cernisoluri (tipice, cambice, argice), continuând apoi cu preluvosoluri (îndeosebi molice și roșcate) și luvosoluri (caracteristice treptelor piemontane); vestic, caracteristic Câmpiei Olteniei, unde tendința de zonalitate latitudinală este în bună măsură estompată prin formarea soiurilor legate de materialul parental (nisipuri mobilizate eolian, care contribuie la formarea psamosolurilor).

Solurile Câmpiei Tisei oferă un tablou mult mai mozaicat decât în cazul Câmpiei Române, datorită tipurilor intrazonale care ocupă frecvent 50% din suprafață, în timp ce solurile zonale se reduc până la 25% din suprafață, în subunitățile joase, de subsidență. O primă diferențiere se realizează de la sud la nord, cernisolurile predominând în partea sudică iar luvisolurile în cea nordică, un alt sens de diferențiere fiind de la vest la est, de la silvostepa câmpiilor tabulare și de tranziție (cu cernoziomuri variate) spre zona forestiera a câmpiilor piemontane, mai înalte, cu preluvosoluri.

Dintre cernisoluri, cernoziomurile ocupă sectoarele mai zvântate din câmpiile tabulare și de tranziție; lor li se asociază frecvent gleiosoluri, salsodisoluri și vertisoluri (ocupând suprafețe însemnate în Câmpia Timișului, Crișurilor, Aradului, Arancăi) dar și psamosoluri în Câmpia Cărei și în Câmpia Nădlacului.

Cernoziomurile camhice și argice formează fondul pedologie predominant, care se suprapune silvostepii, pe aliniamentul Cărei – Salonta – Arad – Timișoara. Subtipurile gleice, vertice, salinice și alcalice ocupă suprafețe importante, alături de cele tipice, psamice și pelice, mai rar, fiind întâlnite cele calcarice și greice.

Luvisolurile totalizează cam, 1/3 din solurile zonale ale Câmpiei Tisei. Răspândirea cea mai amplă a acestei clase se constată în Câmpia Someșului, reprezentată îndeosebi prin luvisoluri tipice, albice, gleice (cu o extindere foarte mare) și stagnice.

Solurile intrazonale au o răspândire deosebită, fiind variat dispersate în teritoriu. Se întâlnesc îndeosebi hidrisoluri (gleiosoluri și stagnosoluri, rar limnosoluri), dar și salsodisoluri (solonețuri în special) și vertisoluri, toate aceste tipuri ocupând ariile joase. Pelisolurile ocupă anumite suprafețe în sud-vestul Câmpiei Banatului și Crișurilor, formându-se pe depozitele predominant argiloase, pe locul vechilor arii mlăștinoase sau lacustre. Psamosolurile formează un areal distinct în zona Carei - Valea lui Mihai.

În Câmpia Tisei se pot deosebi trei districte de soluri: sudic, la sud de Crișul Alb (cu cernoziomuri tipice, cambice și argice, rar faeoziomuri, în asociație cu gleiosoluri, solonețuri, pelisoluri, aluviosoluri); central, între Crasna și Crișul Alb, unde predomină, solurile intrazonale: aluviosoluri, gleiosoluri, solonețuri, psamosoluri, pelisoluri, iar dintre solurile zonale se întâlnesc cernisolurile, îndeosebi cernoziomuri cambice și argice; nordic: la nord de râul Crasna, cu un înveliș pedologic mult mai evoluat, între care menționăm ca tipuri zonale luvisolurile tipice și albice, în asociație cu gleiosoluri și stagnosoluri, la care se adaugă aluviosoluri și, mai rar, pelisoluri.

Delta Dunării se remarcă printr-un complex de soluri submerse și emerse, aproape în totalitate cu caracter intrazonal și azonal. Pe vechile uscatari predeltaice se impun cernisolurile (kastanoziomuri, și cernoziomuri, îndeosebi, psamice și salinice), în timp ce pe grindurile fluviale și fluvio-maritime (predomină protisolurile (cu diferite subtipuri și varietăți ale aluviosolurilor lor și psamosolurilor). Un loc aparte este deținut de hidrisolurile, dintre care se remarcă gleiosolurile (în mlaștini și alte suprafețe ocupate temporar de apă), la care se adaugă limnosolurile, caracteristice bălților și lacurilor deltaice. Histisolurile conferă o notă aparte învelișului pedologic, fiind reprezentate prin histosolurile turbăriilor eutrofe.

8.4.1.2 Solurile unităților deluroase și de podiș

Unitățile deluroase și de podiș ale României se caracterizează prin dominanța luvisolurilor, însă asamblajul pedologie este definit în funcție de poziția față de inelul carpatic, având în vedere influențele climatice exterioare, particularitățile reliefului și ale depozitelor de solificare, specificul vegetației etc.

a). Solurile Dealurilor Vestice se caracterizează printr-o anumită uniformitate a pedopeisajelor caracteristice, datorită climatului temperat de factură central-europeană și a predominării depozitelor sedimentare, majoritar detritice. Această bordură deluroasă, discontinuă, prezintă însă o tendință clară de evoluție a învelișului de sol, de la sud spre nord și în altitudine.

Pe ansamblu, predomină accentuat luvisolurile, tipurile intrazonale având o participare mult mai redusă, îndeosebi prin hidrisoluri (stagnosoluri și gleiosoluri), la care se adaugă solurile afectate de eroziune: regosoluri (pe versanții stabili din punct de vedere morfodinamic) și erodosaluri (versanți cu utilizare agricolă, afectați de procese geomorfologice actuale). La nivelul subunităților deluroase joase se întâlnesc frecvent preluvosoluri tipice și molice, care, la sud de Mureș (Dealurile Lipovei, Dealurile Bănățene), pot fi roșcate (ca efect al condițiilor climatice submediteraneene) sau rădăce (pe materiale parentale roșcate sau roșii, alterate în climate specifice). În cazul subunităților mai înalte (cu precădere la nord de Mureș), dominante devin luvisolurile tipice și albice, iar pe depozite mai fine și pe areale mai slab înclinate se întâlnesc atât subtipurile stagnice și planice (interfluvii), cât și cele gleice sau combinate (baza versanților și pe terase). La nivelul măgurilor și al culmilor formate pe roci metamorfice sau magmatice, cu altitudini de peste 500 m, local, luvisolurile pot fi înlocuite prin cambisoluri (eutricambosoluri și, foarte rar, districambosoluri), în timp ce pe calcare se întâlnesc rendzine (Dealurile Silvaniei, Pogănișului și Tirolului).

Văile largi, însoțite frecvent de terase, se caracterizează prin predominarea aluviosolurilor, în asociație cu gleiosoluri și stagnosoluri, foarte rar întâlnindu-se și salsodisoluri.

b). Solurile Depresiunii colinare a Transilvaniei se dispun oarecum concentric, în funcție de poziția arcului carpatic. Cele zonale sunt reprezentate prin cernisoluri, în cadrul peisajelor intens antropizate, de tip silvostepic, dar și prin luvisoluri, în zona forestieră (cernisolurile ocupă o poziție oarecum centrală, iar luvisolurile o zonă concentrică). Cernisolurile sunt caracteristice părții sud-vestice a Câmpiei Transilvaniei, la care se adaugă arealele mai joase din Podișul Secașelor, Culoarul Mureș – Arieș - Strei, sub formă de petice întâlnindu-se și în Podișul Someșan. Predomină cernoziomurile și faeoziomurile, dezvoltate în condiții de silvostepizare antropică.

Dintre cernisoluri menționăm prezența cernoziomurilor cambice pe terasele neinundabile din Culoarul Mureș –Arieș - Strei, cât și a celor argice, pelice și vertice din sud-vestul Câmpiei Transilvaniei (cu apariții locale și în unele perimetre joase din Podișul Someșan și Dealurile Târnavelor), la care se mai adaugă și varietățile subrendzinice și marnice. Faeoziomurile sunt reprezentate prin cele tipice, pelice, vertice (fostele saluri cernoziomoide și pseudorendzine), gleice (inclusiv lăcoviștile tipice, în SRCS, 1980), stagnice și clinogleice (sol negru clinohidromorf, cf. SRCS, 1980). Distribuția faeoziomurilor se leagă de cea a cernisolurilor, un rol deosebit revenind depozitelor de solificare (marne și argile, inclusiv carbonatice), hidrogeologiei. (exces pluvial freatic, inclusiv amfigleic) și învelișului vegetal (pajiști mezo - higrofile).

Luvisolurile sunt: dominante în învelișul de sol al acestei regiuni. Dintre ele, preluvosolurile sunt mai puțin răspândite, formând o bandă relativ îngustă și discontinuă în jurul insulelor de cernisoluri. Luvosolurile sunt mult mai bine reprezentate. Acestea se regăsesc la altitudini mai mari, având o repartiție relativ concentrică, ocupând o mare parte din Dealurile Târnavelor. Dealurile cu trăsături subcarpatice din estul Transilvaniei, Câmpia înaltă a Transilvaniei, Podișul Someșan. De asemenea, se întâlnesc în depresiunile din sud (Făgăraș, Sibiu), din nord (Lăpuș) și din vest (depresiunile Huedin și Almaș). Dintre subtipuri, domină accentuat cele tipice și albice urmate de cele rodice (Depresiunea Huedin), petice și vertice, o pondere însemnată revenind celor stagnice și gleice, mai ales pe interfluvii și pe podurile teraselor neinundabile. O prezență apreciabilă o au pelosolurile și vertosolurile, rar fiind întâlnite rendzinele. Se mai poate menționa și prezența sporadică a andisolurilor, inclusiv a subtipurilor andice (corespunzătoare aflorimentelor de tufuri și piroclastite).

Solurile intrazonale reprezintă aproximativ 25%, distribuindu-se în areale disperse. Dintre acestea, o participare amplă o au hidrisolurile (gleiosoluri și stagnosoluri) și protisolurile (aluviosoluri, în șesurile aluviale, regosoluri, pe versanți), antrisolurile, bine reprezentate prin erodosoluri.

Unitățile pedogeografice majore corespund subunităților geomorfologice: Podișul Someșan, Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavelor, Dealurile și depresiunile cu caracter subcarpatice din estul Transilvaniei, depresiunile submontane din sud, vest și nord.

c). Solurile Podișului Piemontan Getic se caracterizează printr-o distribuție zonal-altitudinală, parțial deranjată de particularitățile reliefului accidentat, cât și prin intervenția condițiilor hidrogeologice; și litologice. Solurile zonale sunt dominate de clasa luvisolurilor, care formează benzi latitudinale aproximativ paralele începând din Câmpia Română spre Subcarpați. Domină clar luvosolurile roșcate, tipice și albice, dar se constată și o largă extensiune a stagnogleizării, în corelație cu material parental predominant argilos. Luvosolurile roșcate sunt formate aproape în exclusivitate pe depozite loessoide, în timp ce luvosolurile tipice, cele mai reprezentative pentru această unitate fizico-geografică, evoluează în condiții diferite de relief, iar cele albice apar cel mai adesea în nordul acestei regiuni (mai ales la est de Olt). Solurile condiționate de materialul parental se impun prin peliosoluri și vertosoluri, iar cele cu caracter intrazonal cuprind hidrisoluri, regosoluri, erodosoluri și aluviosoluri. În regiunea pedogeografică a Podișului Piemontan Getic se pot separa două districte: oltean (cu, întreaga reprezentare a luvisolurilor); muntean (cu soluri mai evolute din clasa luvisolurilor).

d). Solurile din Podișului Moldovei răspund unei duble zonalități: orizontale (de la nord la sud, cât și de la vest spre est), dar și verticale, în strânsă legătură cu creșterea altitudinii și în concordanță cu modificările bioclimatice. În funcție de aceste particularități se conturează pedopeisaje caracteristice, care se modifică și evoluează pe direcția sud-est - nord-vest. Se evidențiază astfel două mari zone de sol: cea a

cernisolurilor, corespunzătoare bioclimatului stepic - silvostepic și cea a luvisolurilor, corespunzătoare bioclimatului forestier din partea centrală și nord-vestică (limita dintre ele fiind foarte sinuoasă).

În zona cernisolurilor, tipurile se etajează de la cele slab evoluuate spre cele mai evoluuate: cernoziomuri tipice, apoi cambice și argice, urmate de faeoziomuri tipice, cambice și argice, dar și faeoziomuri greice (specifice acestei unități fizico-geografice), la care se adaugă, local, rendzine, în zona luvisolurilor, tipurile de soi se etajează astfel: preluvosoluri, apoi luvosoluri tipice și albice.

Cernoziomurile sunt relativ slab reprezentate, fiind întâlnite în partea terminal sudică a Câmpiei Covurluiului, în Depresiunea Elanului, dar și la nivelul glacisurilor, al teraselor inferioare, pe grindurile din lungul șesurilor Prutului, Bârladului, Jijiei, Bahluiului, Tutovei, Zeletinului etc. În general, predomină cernoziomurile tipice, urmate de cele petice și vertice, gleice, și salinice. Subtipul cambic al cernoziomurilor este cel mai bine reprezentat dintre cernisoluri în silvostepa Câmpiei Moldovei, sud-estul Podișului Bârladului (porțiunile mai joase din Dealurile Faldului, Câmpia înaltă a Covurluiului, sudul extrem al Colinelor Tutovei), până la altitudinea de 150 – 200 m). Local, cernoziomurile cambice, întrunesc condiții de formare și în Culoarul Siretului.

Cernoziomurile argice încheie distribuția zonal - altitudinală a cernisolurilor, cu apariții atât în aria celor cambice, cât și sub forma unor benzi la tranziția spre faeoziomuri sau preluvosoluri, până la altitudini maxime de 200 - 250 m. Sunt caracteristice Câmpiei colinare a Moldovei, dar și Podișului Bârladului, cu extensie până în partea terminal-sudică a Podișului Sucevei (terasele de confluență Moldova-Siret).

Faeoziomurile apar pe areale extinse, fiind condiționate de factori pedogenetici distincți. Faeoziomurile tipice, cambice și argice întrunesc condiții de formare Podișul Sucevei, având caracteristici apropiate de cele ale cernoziomurilor, dar evoluuate într-un climat ceva mai răcoros și mai umed. În această categorie se includ fostele soluri cernoziomoide tipice, cambice și argiloiluviale, dar și pseudorendzinele (cf. SRCS, 1980).

Faeoziomurile greice (cât și tipurile combinate ale acestora) corespund ecartului altitudinal cuprins între 200 și 300 m, întrunind condiții de formare doar în partea de est și sud-est a României (climat cu tendințe evidente de continentalism), la tranziția dintre silvostepa înaltă și marginea zonei forestiere. Subtipul greic (soiuri cenușii, cf. SRCS, 1980) apare sub forma unei benzi cu lățimi diferite între cernisoluri (pe de o parte), preluvosoluri și luvosoluri (pe de altă parte), în Câmpia Moldovei, sudul extrem al Podișului Fălticeniilor, în Podișul Central Moldovenesc și Colinele Tutovei, cât și în Dealurile Faldului.

Rendzinele prezintă apariții locale în Podișul Central Moldovenesc, Dealurile Dragomirnei și în Dealul Mare-Hârlău, fiind condiționate de existența calcarelor sarmațiene.

Luvisolurile formează o zonă clară de soluri, corespunzătoare părții centrale și nord-vestice a Podișului Moldovei, cu o vegetație forestieră condiționată de climatul ceva mai răcoros și mai umed.

Preluvosolurile apar ca mici enclave în aria luvosolurilor, acestea din urmă fiind cele mai reprezentative din această zonă bio – pedo - climatică. Luvosolurile se dezvoltă la altitudini de 300-600 m, corespunzătoare pădurilor de foioase. Dominante sunt luvosolurile tipice, situate la altitudini de 300 - 450 m, în timp ce subtipul albic formează sub etajul cel mai înalt al podișului, de peste 450 m altitudine. Luvosolurile tipice simt caracteristice porțiunilor mai înalte din Colinele Tutovei și Podișul Central Moldovenesc, având cea mai mare reprezentativitate în toate subunitățile de rangul I din Podișul Sucevei, în timp ce luvosolurile albice formează o fâșie aproape continuă în dealurile piemontane, având și apariții insulare la partea superioară a reliefului din Podișul Fălticeniilor, cât și în bordura deluroasă de la est de Șiret (Dealurile Ibănești și Hăpăi - Masca, Dealul Mare-Hârlău etc.). Pe suprafețe mult mai restrânse, pot să apară și luvosoluri vertice, glosice și planice, în timp ce la nivelul platourilor și interfluviilor largi domină luvosolurile stagnice și albice - stagnice, după cum la baza versanților (glacisuri) și pe terase se pot forma și luvosoluri gleice.

Solurile intrazonale, reprezintă sub 20% din total, fiind formate în condiții particulare. Pot fi întâlnite hidrisoluri, reprezentate prin gleiosoluri și stagnosoluri, în asociație cu subtipurile stagnostic, clinogleic, stagnostic - argic și vertic ale faeoziomurilor. Salsodisolurile (solonceacuri și solonețuri) sunt caracteristice

părții sudice și estice a podișului, întâlnindu-se destul de rar pe depozite salifere (salinizare primară), fiind mult mai frecvente în luncile Prutului, ale afluenților acestuia (Bașeu, Jijia cu Bahlui), în șesul aluvial al Bârladului, dar și în lungul unor mici cursuri de apă (Elan, Valea Gerului etc.), ca efect al salinizării secundare. Vertosolurile și pelosolurile se disting printr-o prezență destul de consistentă în compartimentul nordic al Câmpiei Moldovei (datorită argilozității sedimentelor sarmatice), în timp ce protisolurile ocupă areale însemnate din Podișul Moldovei, alături de antrisoluri. Protisolurile sunt reprezentate prin aluviosoluri (extrem de diversificate la nivel de sub tip), întâlnite în albiile majore și terasele joase, inundabile, ale marilor râuri (Șiret, Suceava, Moldova, Bistrița, Trotuș, Bârlad, Prut etc.) cât și prin regosoluri, caracteristice versanților stabili, puternic înclinați (din toate subunitățile de relief). Dintre antrisoluri, cea mai mare pondere o dețin erodosolurile, îndeosebi pe versanți frunte de cuestă, cât și pe versanții intens degradați prin procese geomorfologice actuale (Colinele Tutovei, Podișul Central Moldovenesc, Câmpia Moldovei, Podișul Sucevei etc.)

e) Solurile Podișului Dobrogei poartă pregnant amprenta factorului bioclimatic. Cu excepția părții mai înalte din nord, învelișul de sol al Dobrogei este puțin variat, datorită relativei uniformități a reliefului, rocilor de solificare, precum și slabei participări a solurilor intrazonale (sub 10%).

Cernisolurile reprezintă solurile zonale cele mai tipice: kastanoziomurile și cernoziomurile ocupă 90% în Dobrogea Centrală și de Sud și 70% în Dobrogea de Nord. Kastanoziomurile formează două areale mai importante: unul, mai extins, pe fațada vestică, dunăreană, între Ol tina și Macin, sub forma unei benzi aproape continui, cu lățimi de 2-10 km (în nordul văii Carasu pătrunde până la est de Murfatlar) și altul, pe fațada maritimă, între Mahmudia și Capul Midia, ca o fâșie mai îngustă (1-3 km) și discontinuă, cu pătrunderi mai adânci pe văile Taiței, Slavei, Casimcei. Sub formă de areale mici, bandiforme, le mai întâlnim și în nordul extrem al Dobrogei, între Luncavița și Tulcea. Cernoziomurile constituie cele mai răspândite soluri ale Dobrogei, ocupând cea mai mare parte a Dobrogei Centrale și de Sud pătrunzând și în ariile colinare, joase, ale Dobrogei - de Nord (îndeosebi în Depresiunea Nalbantului și Dealurile Tulcei) sau formând areale disjuncte la poalele subunităților mai înalte (Munceii Măcinului și Dealurile Niculițelului). Rendzinele apar sub forma unor mici fâșii sau în areale insulare, pe toate aflorimentele calcaroase din Dobrogea.

Luvisolurile formează un, etaj specific părții înalte a Dobrogei de Nord (Munceii Măcinului, Dealurile Niculițelului, Podișul Babadagului). Dintre solurile intrazonale se impun protisolurile, mai ales regosolurile și litosolurile, apoi antrisolurile, reprezentate prin erodosoluri (versanți degradați) și antrosoluri (vii și livezi intensive), la care se mai adaugă și salsodisoluri (solonceacuri și solonețuri) în zona litorală și în preajma cuvetelor lacustre (sistemul lagunar Razim-Sinoe).

8.4.2 Solurile Subcarpaților

Treapta subcarpatică se remarcă printr-o mare diversitate tipologică și spațială, consecință a poziției de tranziție între podișuri și Carpați. Cu podișurile au în comun predominanța rocilor moi și existența depresiunilor subcarpatice la altitudini apropiate de ale acestora, în timp ce similitudinile cu munții se bazează pe menținerea culmilor subcarpatice la altitudini adesea comparabile cu cele ale munților joși, grefate, în general, pe roci consolidate - compacte. Acestor diferențieri morfolitologice li se adaugă variatele condiții bioclimatice, cu nenumărate influențe de tranziție, în timp ce factorii locali, precum eroziunea, excesul de umiditate sau de săruri solubile, mezo și microrelieful, topoclimatetele, diversitatea modurilor de utilizare etc., își înscriu acțiunea pedogenetică diversificatoare pe fondul celor generali.

Dintre clasele solurilor zonale, cea mai mare răspândire o au luvisolurile și cambisolurile, urmate de cernisoluri (cu o slabă participare), iar cele intrazonale, deși dețin procente importante (peste 20%), apar în areale diseminate, contribuind la mozaicarea învelișului de sol.

Luvisolurile (preluposoluri, luvosoluri tipice, roșcate și albice, planosoluri) sunt principalele componente ale învelișului pedogeografic. Din acest punct de vedere, Subcarpații se atașează mai mult podișurilor extracarpate decât Carpaților. Preluvosolurile au texturi mai argiloase și sunt mai bogate în carbonați, ca urmare a naturii materialului parental, provenit din roci carbonatice (marne și argile) și din depozite derivate din acestea. Acest tip este bine reprezentat în Subcarpații Olteniei (îndeosebi în Depresiunea Târgu Jiu - Câmpu Mare), dar și în cei de Curbură (depresiunile subcolinare) și Subcarpații Moldovei (Depresiunea Tazlău-Cășin). Subtipurile cele mai frecvente sunt următoarele: tipice și molice, urmate la mare distanță de cele pelice și vertice (pe materiale argiloase), roșcate și rodice (în extremitatea vestică a Subcarpaților Getici), dar și stagnice și gleice (cu exces de umiditate pluvială și freatică).

Luvosolurile sunt cele mai răspândite dintre luvisolurile ariei subcarpatice. Se dezvoltă sub pădurile de foioase, cu sau fără fag, formând fondul pedologie al majorității depresiunilor și dealurilor subcarpatice. Dacă în Subcarpații Moldovei și ai Curburii, este dominant subtipul tipic, în Subcarpații Getici are o mare răspândire cel stagnic. Subtipurile roșcate (roșcat, roșcat - vertic, roșcat - stagnic, roșcat-gleic, roșcat-planic) sunt de obicei sporadice, semnalându-se doar în Subcarpații Olteniei și, local, în extremitatea sudică a Subcarpaților dintre Prahova și Buzău (doar acolo unde se fac resimțite influențele mediteraneene). Luvosolurile albice se regăsesc pe culmile largi ale dealurilor subcarpatice, dar se pot întâlni și pe unele nivele de terasă sau pe fundul neted și larg vălurat al unor depresiuni, ca de exemplu în Depresiunea Ozana-Topolița, Subcarpații Vrancei, Depresiunile Horezu – Polovragi – Novaci - Bumbești etc.

Planosolurile se asociază solurilor menționate anterior, cu precădere pe suprafețele netede ale depresiunilor sau pe podurile teraselor (cu predominarea subtipurilor tipic, albice și stagnic). Spre deosebire de luvisoluri, dezvoltate prioritar pe depozite moi, mio-pliocene, cambisolurile apar, îndeosebi, pe rocile mai dure ale pîntenilor de fliș paleogen, dar și pe depozitele mio-pliocene, frecvent consolidate. Se întâlnesc atât eutricambosolurile, cât și districambosolurile. Eutricambosolurile sunt cele mai răspândite dintre cambisolurile subcarpatice, prezența lor fiind frecvent asociată gresiiilor și conglomeratelor, roci relativ bogate în elemente bazice. Acest tip de sol se regăsește în majoritatea dealurilor subcarpatice înalte, la altitudini de peste 700 - 800 m.

Districtambosolurile sunt mai bine reprezentate în Subcarpații de Curbură (pîntenii de fliș paleocen-oligocen: Ivănețu, Drajna - Chiojdu, Vălenii de Munte), dar și în Muscelele Câmpulungului și Graiurile Argeșului, pe roci consolidate, debazificate (nivele de gresii și conglomerate silicioase). Local, pe astfel de gresii silicioase (Kliwa) la contactul cu aria montană apar chiar prepodzoluri și podzoluri de extrazonă (N. Florea ș.a., 1968).

Cernisolurile nu sunt cele mai reprezentative și apar doar pe suprafețe reduse. Prezența lor este favorizată de condiții bioclimatice locale (foehnizarea maselor de aer și extinderea enclavelor silvostepice în depresiunile intracolinare) sau de ordin litologic (frecvența deosebită a depozitelor cu texturi medii, îndeosebi a celor loessoide). Cernoziomurile și faeoziomurile au o largă răspândire în Subcarpații Moldovei, îndeosebi în Depresiunea Cracău-Bistrița, mai puțin reprezentate fiind în Depresiunea Ozana-Topolița și cea a Tazlăului, la care se adaugă perimetrele mult mai restrânse din depresiunile intracolinare și de pe flancul extern al Subcarpaților de Curbură (depresiunile de pe Putna, Milcov și Râmnic, cât și la periferia estică: a Subcarpaților Buzăului - Dealul Blăjeni), cât și suprafețe mult mai compacte din Depresiunea Tg. Jiu - Câmpu Mare, în Subcarpații Getici. Existența lor în Depresiunea Cracău Bistrița a fost semnalată, încă din 1924, de P. Enculescu, sub numele de cernoziomuri degradate și a fost pusă pe seama păstrării aici a unei insule de silvostepă; ele au fost ulterior studiate de către Gh. Lupașcu (1996).

Actualelor faeoziomuri li se includ în noul sistem de taxonomie atât solurile cenușii, cât și pseudorendzinele din vechiul sistem (SRCS, 1980). Faeoziomurile clinogleice (soluri negre clinohidromorfe, cf. SRCS, 1980) au apărut frecvente în toată unitatea pericarpatică, mai ales în Subcarpații Moldovei (în bazinul Tazlăului, apoi la contactul depresiunilor Cracău-Bistrița și Ozana-Topolița

cu Munții Stânișoarei), cât și în Subcarpații Buzăului și Prahovei. Rendzinele se întâlnesc în petice, pe aflorimente calcaroase, având o extindere mai mare în Dealul Istriței.

Dintre celelalte clase de sol, care ies din aria zonalității, menționăm hidrisolurile, salsodisolurile, protisolurile și antrisolurile.

Hidrisolurile (gleiosolurile și stagnosolurile) sunt slab reprezentate, datorită drenajului bun asigurat de fragmentarea deasă și adâncă a reliefului; ele apar doar ca petice reduse la nivelul luncilor și teraselor inferioare ale râurilor (gleiosolurile), cât și pe interfluviile largi sau pe terasele superioare Stagnosolurile). Hidrisolurile au apariții disjuncte în toate compartimentele subcarpatice.

Salsodisolurile (mai ales, solonețuri) apar mai frecvent pe depozitele miocene bogate în săruri solubile, cu deosebire în Subcarpații Curburii (Slănic, Ocnița, Moreni, Colibași, Berea, Policiori ș.a.) și, sporadic, în Subcarpații: Moldovei (Bălățești, Țețcani; Solonț, Lucăcești etc.) sau Subcarpații Getici (Govora, Ocnele Mari etc.). Salinizarea secundară apare doar sporadic, pe areale restrânse în lungul luncilor râurilor de la curbura (Râmna, Râmnic, Buzău).

Protisolurile (aluviosoluri și regosoluri) și antrisolurile (erodosolurile) sunt cele mai bine reprezentate dintre solurile intrazonale ale Subcarpaților. Regosolurile și erodosolurile au o largă extensiune pe versanții din Subcarpații Vrancei și ai Buzăului.

8.4.3 Solurile Carpaților

Învelișul pedogeografic al Carpaților se caracterizează printr-o mare diversitate spațială și tipologică, explicabilă prin marea varietate a factorilor pedogenetici, între care relieful și substratul geologic dețin rolul cel mai însemnat, fără a exclude însă componentul climatic. Ecartul altitudinal cuprins între 500 și peste 2500 m impune o evidentă etajare biopedoclimatică.

Domeniul montan inferior, caracterizat prin climat temperat montan și o vegetație forestieră în diferite compoziții și amestecuri, formează etajul cambisolurilor, a cărui limită superioară urcă până la 1300 m. Tipurile de sol caracteristice sunt: eutricambosolurile și districambosolurile.

Eutricambosolurile domină în partea inferioară a etajului pedocambic, la sub 1000 m, în condițiile climatului temperat montan tipic, mai puțin umed și rece, sub gorunete și goruneto - făgete (mai rai, făgete pure, inclusiv amestecuri fag - conifere), dar și sub pajiști secundare în care simt caracteristice asociațiile de *Agrostis lenuis* și *Festuca rubra*. Aceste soluri se dispun în benzi aproape continui la periferia spațiului montan și a unor depresiuni intracarpatică, îndeosebi pe roci sedimentare flișoide cu carbonați sau pe alte categorii de roci bazice. Pe materiale parentale acide, se asociază frecvent cu districambosolurile, în timp ce, acolo unde climatul și roca permit argiloiluvieră, se asigură trecerea spre luvisoluri (în depresiuni largi și în baza treptei montane). Cele mai întinse areale cu eutricambosoluri se găsesc în Carpații Orientali și Occidentali, în timp ce în Carpații Meridionali apare doar în areale dispersate, încât nu se impune ca etaj bazai distinct în Munții Banatului, Cernei și Mehedințiului ș.a. apar areale de eutricambosoluri rodice (terra rosa, cf, SRCS, 1980), cu precădere pe aflorimentele calcaroase și pe depozitele superficiale derivate din materiale carbonatice.

Districambosolurile sunt reprezentative pentru partea superioară a etajului pedocambic, aproximativ între 1000 și 1300 m, unde formează un etaj bine conturat, corespunzător tranziției de la climatul temperat montan la cel boreal montan și pădurilor de amestec fag – brad - molid, dar și pajiștilor secundare în care dominante sunt asociațiile de *Festuca rubra* și *Agrostis tenuis* (inclusiv *Nardus stricta*). Aceste soluri au cea mai largă răspândire în Carpații românești. Limita lor inferioară coboară adesea până la periferia spațiului muntos (mai ales în Carpații Meridionali), în timp ce limita superioară poate depăși frecvent media de 1300 m, urcând până la cca. 1500 m (îndeosebi pe rocile cu chimism global bazic și pe versanții mai puțin umezi).

Domeniul montan mijlociu reprezintă etajul spodisolurilor, corespunzător climatului boreal montan al molidişurilor şi celui subalpin, cu o vegetaţie de tufărişuri subalpine. Acest etaj cuprinde palierul altitudinal dintre 1300 şi 2000 m. Spodisolurile ocupă suprafeţe mai restrânse în comparaţie cu cambisolurile. Areale mai extinse se întâlnesc în Carpaţii Meridionali şi în partea central-nordică a Carpaţilor Orientali. Spodisolurile cuprind trei tipuri de soluri: podzol, prepodzol, şi criptopodzol,

Prepodzolurile formează un subetaj inferior, relativ îngust, corespunzător amestecurilor de molid, brad şi fag dar şi pajiştilor secundare cu *Festuca rubra* şi *Nardus stricta*, aproximativ între 1300 şi 1500 m (existând frecvente variaţii ale limitelor altitudinale, în funcţie de substrat şi relief). Aceste soluri se întâlnesc în toate masivele cristaline din Carpaţii Meridionali, în cele cristaline şi cristalino-mezozoice din Carpaţii Orientali, cât şi în partea centrală a Apusenilor (Bihor, Muntele Mare, Gilău, Vlădeasa) şi în Munţii Semenic.

Podzolurile formează un subetaj superior mult mai extins altitudinal, în medie între 1500 şi 2000 m, corespunzător molidişurilor pure şi tufărişurilor subalpine. Insular coboară şi în etajul pedocambic (pe suprafeţe cvasiorizontale sau pe roci hiperacide, îndeosebi pe gresii silicioase, de tip Kliwa) sau urcă până în etajul alpin (la 2000 - 2200 m în Munţii Cândrel-Şureanu). Areele cele mai importante se regăsesc pe suprafeţele de eroziune înalte din Carpaţii Meridionali şi în nordul Carpaţilor Orientali, prezenţa lor fiind cu totul sporadică în restul Carpaţilor.

Domeniul montan superior, corespunzător, din punct de vedere pedogeografic, etajului alpin propriu-zis, se remarcă prin existenţa etajului umbrisolurilor. Acestea are o prezenţă insulară în aria carpatică, incluzând culmile şi vârfurile ce depăşesc 1800-2000 m. În condiţiile unui climat rece şi umed cu vânturi puternice, sub o vegetaţie de pajişti alpine şi tufărişuri scunde, se formează humosiosoluri şi, mult mai rar, nigrosoluri. La partea superioară a reliefului se impune prezenţa litosolurilor, pe grohotişuri, stâncării şi versanţi abrupti.

Etajarea pedogeografică reprezintă, în mod cert, expresia unei maxime generalizări, pentru că, în realitate, deşi zonalitatea verticală rămâne o realitate de necontestat, limitele altitudinale ale etajelor şi tipurilor de sol suferă variaţii importante, determinate de poziţia latitudinală, pantă, expoziţie, substratul geologic şi alţi factori regionali sau locali. Învelişul de sol al Carpaţilor prezintă totuşi unele particularităţi regionale. Care impun separarea domeniului carpatic în subunităţi pedogeografice teritoriale de diferite ranguri. Domeniile pedogeografice corespund principalelor diviziuni fizico-geografice ale Carpaţilor.

Carpaţii Orientali se caracterizează printr-o dispoziţie zonal-longitudinală a tipurilor de sol, corespunzătoare unităţilor morfostructurale majore. În vest se poate vorbi de o fâşie a andosolurilor, cărora li se asociază frecvent eutricambisolurile şi districambisolurile andice în etajul montan inferior şi spodisoluri la altitudini mai mari de 1300 - 1400 m.

Partea centrală, corespunzătoare ariei morfostructurale a masivelor cristaline şi cristalino - mezozoice, se remarcă prin dezvoltarea spodisolurilor, care deţin ponderea cea mai importantă, cărora li se adaugă districambisolurile la partea interioară şi areale reduse de umbrisoluri la partea superioară, reprezentate, în primul rând, prin nigrosoluri (îndeosebi, pe şisturi melanocrate) şi insule de humosiosoluri, pe vârfurile mai înalte din Munţii Bistriţei (Budacu), Suhardului, Rodnei şi Maramureşului. Trebuie remarcată şi prezenţa cambisolurilor pe rocile detritice ale wildflişului din umplutura sinclinalului marginal mezozoic, cu benzi mai importante în partea estică a Munţilor Hăghimaş (Depresiunea Trei Fântâni - Bicăjel) şi pe aliniamentul nord Rarău – Pojorâta – Breaza, cât şi a rendzinelor pe calcarele şi dolomitele sedimentarului mezozoic, cu o mai largă răspândire în cuprinsul Munţilor Hăghimaş (până în Pietrele Roşii, la nord de Valea Bistricioarei) şi în zona Rarău – Breaza - Lucina.

În zona estică, a flişului, se dezvoltă mai larg şi mai uniform cambisolurile. Eutricambisolurile se dispun, de regulă, într-un subetaj inferior (până la 900 - 1000 m), fiind urmate în altitudine de districambisoluri, cele mai extinse şi mai reprezentative pentru această regiune. Spodisolurile apar doar insular în sistemul zonalităţii altitudinale la peste 1400 - 1500 m (Ceahlău, Grinduş - Tarcău, cât şi în masivele mai înalte din Carpaţii de Curbură), dar prezenţa lor poate fi consemnată şi extrazonal, la

altitudini mult mai joase (până la 700 - 800 m), strict legată de aflorimente bandifome ale orizonturilor de gresii silicioase, de tipul celor intercalate în fiișul cretac de Audia (Obcina Feredeului) sau ai gresiilor de Kliwa, din oligocenul flișukd marginal. De asemenea, cambisolurile se regăsesc și în zona flișului transcarpatic din nord-vestul Carpaților Orientali, unde fondul pedocambic este oarecum complicat de prezența frecventă a spodisolurilor (pe relieful mai înalt al Munților Maramureșului) și a andisolurilor (pe roci și materiale vulcanice), din Munții Oaș – Gutâi - Vărat, dar și în ansamblul Țibleș-Hudin sau Munții Bârgăului.

Depresiunile intramontane mari (Maramureș, Dorna, Giurgeu, Ciuc, Brașov) dețin soluri mai mult sau mai puțin diferite de ale uimiților înconjurători, în funcție de alcătuirea geologică, de caracteristicile drenajului și specificul bioclimatic. Se remarcă prezența luvisolurilor și a cambisolurilor, a hidrisolurilor și a histisolurilor și chiar a cernisolurilor (Depresiunea Brașovului).

Carpații Meridionali sunt mult mai unitari sub aspect pedogeografic, consecință a unei mai mari uniformități geologice (cu predominare netă a sisturilor cristaline), a masivității și altitudinii reliefului. De aceea, rolul esențial în distribuția solurilor revine etajării bioclimatice, care determină asemănarea pedogeografică a principalelor grupe montane. Etajarea începe, cu mici excepții, prin districambosoluri (caracteristică specifică Meridionalilor), urmate de spodisoluri și umbrisoluri. Rigurozitatea altitudinală nu exclude asimetria transversală, astfel că pe versanții nordici, mai umbriți și mai bine udați, limitele solurilor zonale sunt cu circa 200 m mai coborâte decât pe cei sudici. La extremitățile estică și vestică ale Carpaților Meridionali se constată o serie de abateri de la regulile menționate anterior, datorate fondului litologic, care, pe modelul aceleiași etajări, permit apariția eutricambosolurilor la partea inferioară a munților și determină deplasarea spre altitudine a celorlalte etaje de sol, precum și o anumită mozaicare prin apariția rendzinelor. Notă discordantă fac, bineînțeles, arealele depresionare ale Loviștei (eutricambosoluri și districambosoluri), Petroșanilor (luvisoluri, cambisoluri eutrice și districe, dar și aluviosoluri, antrosoluri și entiantrosoluri) și Hațegului (dominată de luvisoluri).

În Carpații Occidentali, întâlnim cea mai mare varietate a învelișului de sol, consecință a diversității biologice și bioclimatice. Dispoziția altitudinală a etajelor de sol se menține, dominante fiind cambisolurile, în timp ce spodisolurile ocupă areale extrem de restrânse, iar etajul umbrisolurilor lipsește, deși se întâlnesc, izolat, atât nigrosoluri, cât și humosiosoluri. De asemenea, se remarcă asimetria etajelor de sol, pe versanții vest – nord – vestici, expuși advecției maselor de aer atlantic, limitele etajelor de sol sunt cu 200 - 300 m mai jos față de versanții opuși, -situați în „umbră” și afectați de procese de foehnizare. Solurile intrazonale ocupă și ele areale importante, mai ales cele care au pregnant caracter litomorf (litosoluri, rendzine, andosoluri). Pe depozitele argilo-nisipoase ale depresiunilor, domină luvisolurile, adesea stagnogleizate.

8.5 Eroziunea solurilor pe terenurile agricole din România

Poziția geografică a României pe Glob și în Europa este definitorie în contextul morfoclimatic (Bălțeanu și Posea, 1984). Factorul climatic joacă un rol important și este dinamic mai ales în contextul schimbărilor climatice globale și a unei variabilități naturale, influențând și factorul hidrologic. Factorul antropic este un alt factor dinamic, cu evoluție viitoare și cu feedback asupra celorlalți factori. Factorii tectonic, geologic, vegetație și soluri sunt relativ mai stabili din punct de vedere al dinamicii.

În materialul prezent nu vom aborda decât factorul climatic, deoarece acesta are o serie de caracteristici care îl fac important în contextul hazardurilor geomorfologice din România. Astfel, importante sunt intensitatea ploii și precipitațiile maxime în 24 ore sau intervale cumulative mai mari (5 zile consecutive). Acești parametri climatici sunt cei care controlează temporal și spațial hazardurile

geomorfologice, și generează dinamica acestora, dincolo de potențial. Ei vor fi tratați în acest capitol, pentru că au importanță geomorfologică și pentru că nu se va insista pe ei în capitolul dedicat climei României.

Intensitatea ploii reprezintă cantitatea de apă căzută pe unitatea de timp, din acest punct de vedere folosindu-se intervale de timp cuprinse între 1 și 60 de minute. În Figura 58 este reprezentată intensitatea instantanee a ploilor torențiale cu asigurare de 1%, exprimată în mm/minut, după Platagea (1959). Wischmeier și Smith (1978) propun ca prag al intensității ploii cu agresivitate erozională valoarea de 12,7 mm/minut.

Factorul erozivitatea ploii (R) din cadrul USLE a fost calculat de Borelli și alții (2015) pentru România pe baza cantității ploii la 10 minute pentru 60 de stații pentru perioada 2006-2013. El este reprezentat pentru teritoriul țării în Figura 59.

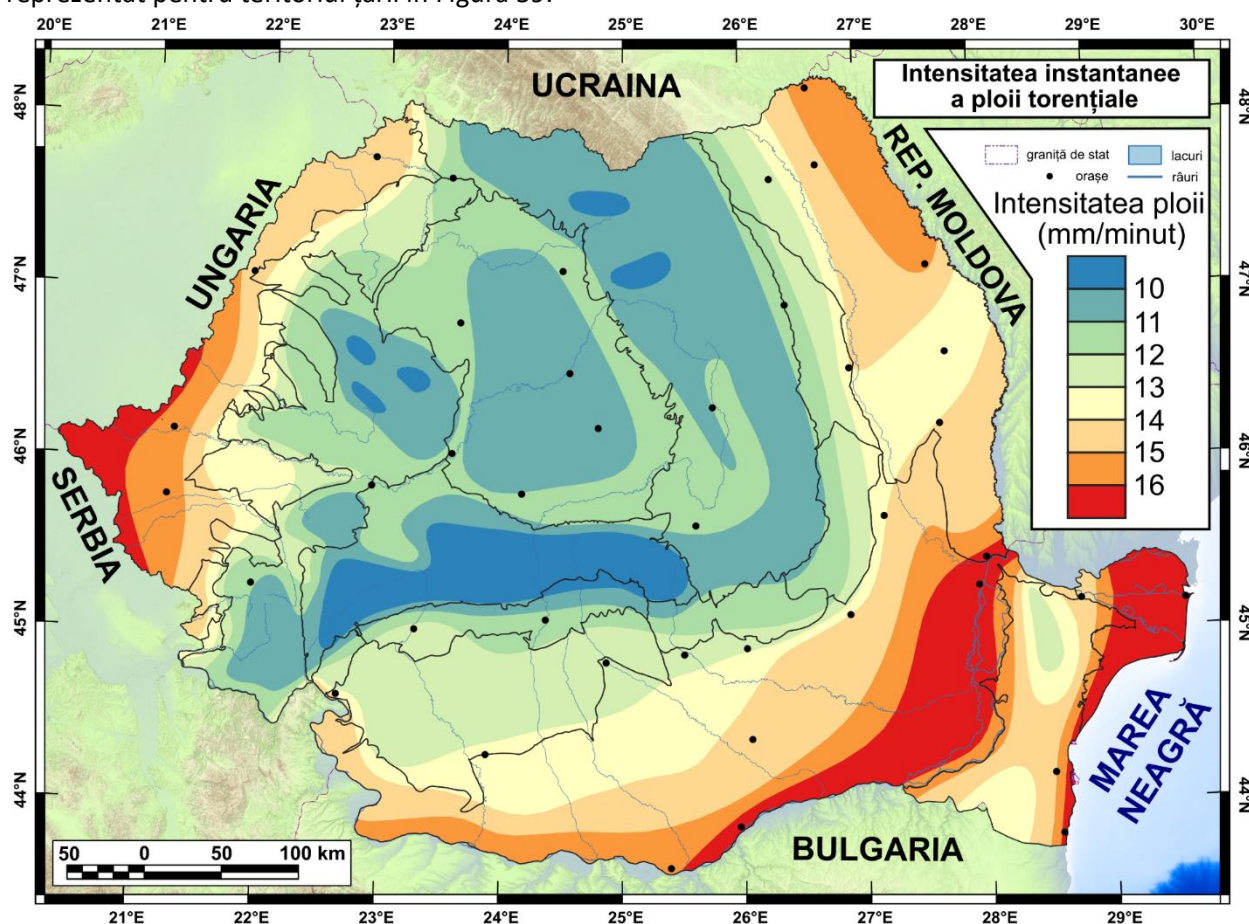


Figura 58 Intensitatea instantanee a ploilor torențiale (Platagea, 1959)

Acesta este exprimat ca produsul dintre energia cinetică a ploii (E) și intensitatea sa maximă la 30 de minute (I₃₀) fiind exprimat în MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹ (Brown și Foster, 1987). Spațializarea sa între pozițiile celor 60 de stații meteorologice la o rezoluție de 500 m a fost realizată cu ajutorul interpolărilor de tip GPR (Gaussian Process Regression). În Europa valoarea medie este de 911,3 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹, cu variație de la sub 100 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹ în Spania, Slovacia, Marea Britanie și Finlanda până la 5000 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹ la granița dintre Italia și Slovenia. În România media este similară cu cea la nivel European, fiind de 785 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹, cu un maxim de 1150,1 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹ și un minim de 462,2 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹.

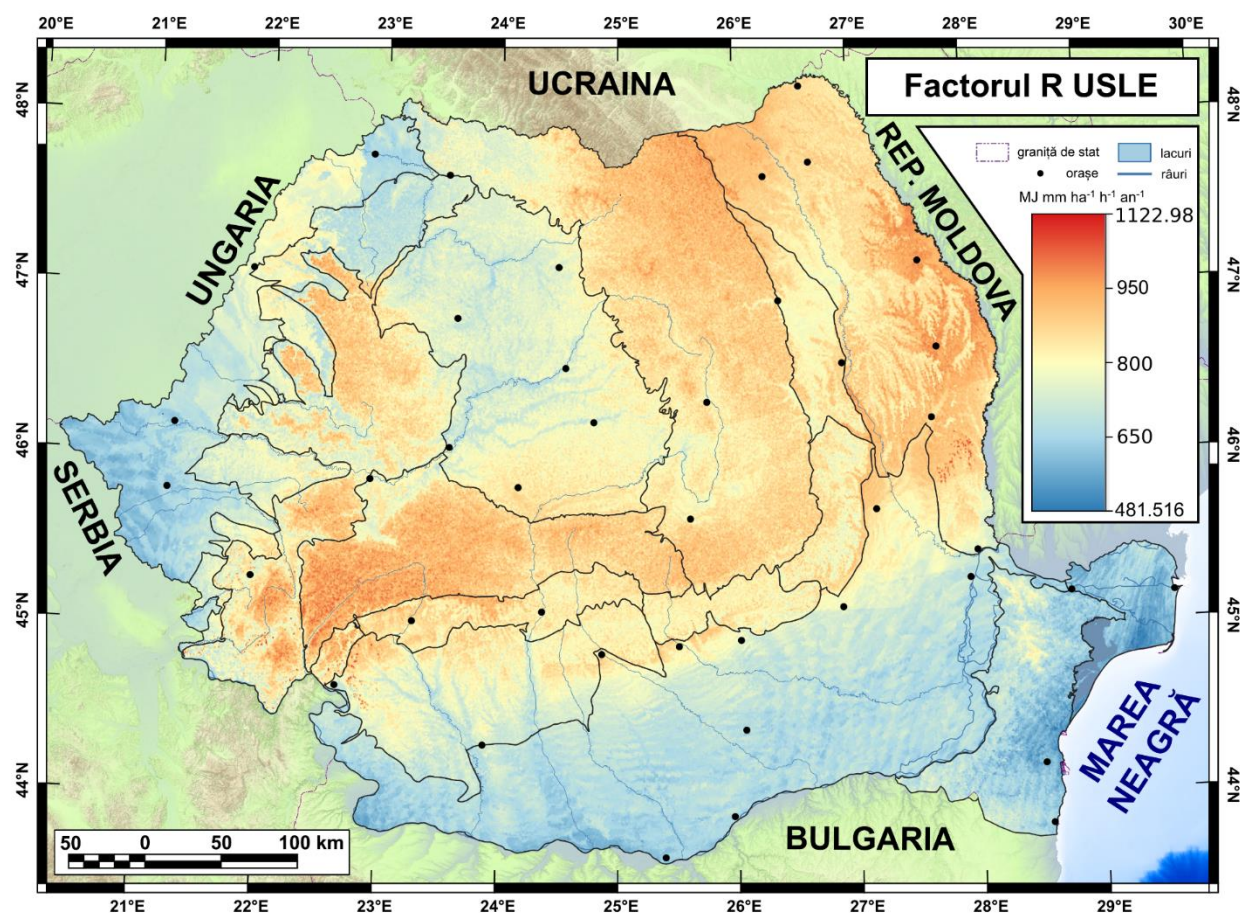


Figura 59 Factorul R RUSLE (Borelli și al., 2015)

Eroziunea solului este un proces natural, dar puternic influențat de activitățile umane, în special în arealele cu activități agricole, foarte complex și cu multe fațete care combină o multitudine de factori și de condiții, cu combinații, variații și interacțiuni care generează o variabilitate mare a măsurătorilor de pierderi de sol (Römkens et al., 2001). Astfel, pe lângă factorii antropici ai eroziunii solului (factorul tehnicii de lucrare a solului și de amenajare anti-eroziunală), activitățile umane influențează și ceilalți factori: topografia, precipitațiile, hidrologia versantului, solul, acoperirea cu vegetație. Factorii care influențează eroziunea solului acționează atât singular, cât și complementar: de ex. precipitațiile sunt atât agent de eroziune, cât și factor de control al stării de vegetație, la rândul factor al eroziunii solului (Antal, 1994).

Pe lângă eroziunea hidrică, în eroziunea solului este implicată și eroziunea eoliană (Dvořák, 1994), dar și cea generată de lucrările agrotehnice: eroziunea datorită aratului (Govers și alții, 1994), strângerii tuberculilor (Poesen și alții, 2005). Sintagma eroziunea solului cuprinde mai multe tipuri de eroziune, de multe ori separate mai mult conceptual, decât pe baze fizice sau experimentale. Astfel, de multe ori există o confuzie generalizată, mai ales în discipline ne-geomorfologice (agricultură și silvicultură – Dvořák, 1994;). În literatura geomorfologică românească, pe filieră franceză a fost separată eroziunea lineară de eroziunea în suprafață, deși Derruau (1972) specifică, că eroziunea liniară se referă la eroziunea în adâncime a albiilor de râu (și care este cel mai adesea dublată de eroziunea laterală a malurilor albiei), iar eroziunea în suprafață ("aréolaire") la eroziunea difuză de la nivelul interfluviilor.

Dacă dorim să sintetizăm literatura științifică de limbă engleză, care este mult mai obiectivă și mai lipsită de confuzii, eroziunea solului reprezintă totalitatea proceselor geomorfologice care au loc pe versanți și afectează cuvertura de sol: eroziune între rigole, eroziunea în rigole și eroziunea în ravene.

Eroziunea între rigole (inter-rill erosion) se datorează unor variate procese:

- detașarea particulelor de sol datorită impactului picăturilor de ploaie (splash erosion în literatura anglofonă - Ellison 1948 și 1948a - sau pluvio-denudația din literatura românească) la începutul ploii;
- detașarea particulelor de sol sub influența unor pânze de apă neconcentrate, pe măsură ce este depășită capacitatea de infiltrație a ploi în sol (eroziunea areolară din literatura românească și sheet erosion în cea anglofonă).



Figura 60 Rigolă (prim plan) și ravenă (în fundal) în Dealurile Fălciului (Podișul Moldovei)

Eroziunea în rigole (rill erosion) este preponderent reprezentată de detașarea particulelor de sol sub influența curenților de apă prin fenomene diverse de tip scouring, headcut development și rilling, rezultând formarea de rigole de diferite adâncimi.

Eroziunea în ravene (gully erosion) apare atunci când rigolele ating parametri care favorizează adâncirea și alungirea, apărând formațiuni complexe, care fac trecerea către rețeaua de albie fluviale, dar care nu prezintă scurgere decât la precipitații abundente. În România, eroziunea solului este studiată prin măsurători directe pe parcele de scurgere: Fundulea, Perieni (Popa, 2017), Podu-Iloaiei, Turda, Pătârlagele, sau prin estimarea efluenței sedimentare a bazinelor hidrografice amonte de stații hidrometrice sau lacuri de acumulare ale căror volume de sedimente sunt măsurabile (Rădoane și Rădoane, 2005). În afară de măsurătorile directe, există abordări de modelare a eroziunii solului cu ajutorul unor modele cum sunt USLE/RUSLE sau WEPP.

USLE (Wischmeier și Smith, 1978) sau RUSLE (Reanrd și al., 1997) sunt modele statistice care asociază o serie de factori ai eroziunii solului cu măsurători experimentale pentru a obține valori medii multianuale ale pierderilor de sol. Pentru România există date RUSLE din 2015 (Panagos și alții, 2015) și ROMSEM din 2018 (Patriche, 2018).

Datele de eroziune obținute prin modelarea, pe baza datelor măsurate pe parcele experimentale trebuie privite ca potențiale. O modalitate de verificare a lor este considerarea datelor privind scurgerea de sedimente. În această situație, aplicând “filtrul” efluenței și al bugetului de sedimente se poate obține o imagine de ansamblu a eroziunii solului, care să includă toate tipurile de eroziune menționate.

Din păcate nu există o analiză a dinamicii temporale a acestor tipuri de eroziune, care să releve relațiile dintre variabilitatea naturală și cea antropică, fiind de așteptată o exacerbare a ratelor de proces.



Figura 61 Rigole care fac trecerea către ravene în zona Lupăria, jud. Botoșani (captură imagine satelitară Google Earth)



Figura 62 Rigole care fac trecerea către ravene în zona Lupăria, jud. Botoșani (captură model numeric al terenului LiDAR cu rezoluție de 0,5 m)



Figura 63 Ravenă de fund de vale în zona vârfului (Dealurile Fălciului, Podișul Moldovei)



Figura 64 Culoarea solului ca diagnostic al gradului de eroziune pe soluri în pantă din Podișul Moldovei; zona mediană a versantului din fundal, cu cea mai mare pantă are cel mai mare grad de eroziune, situație în care solul de la suprafață are culoarea deschisă a orizontului C (deci orizontul A și B sunt erodate), pe când pe culme și la baza versantului atât orizontul A cât și orizontul B nu sunt erodate; la baza versantului orizontul A este închis la culoare (A molic) datorită aportului de material humifer de la partea mediană și cea superioară

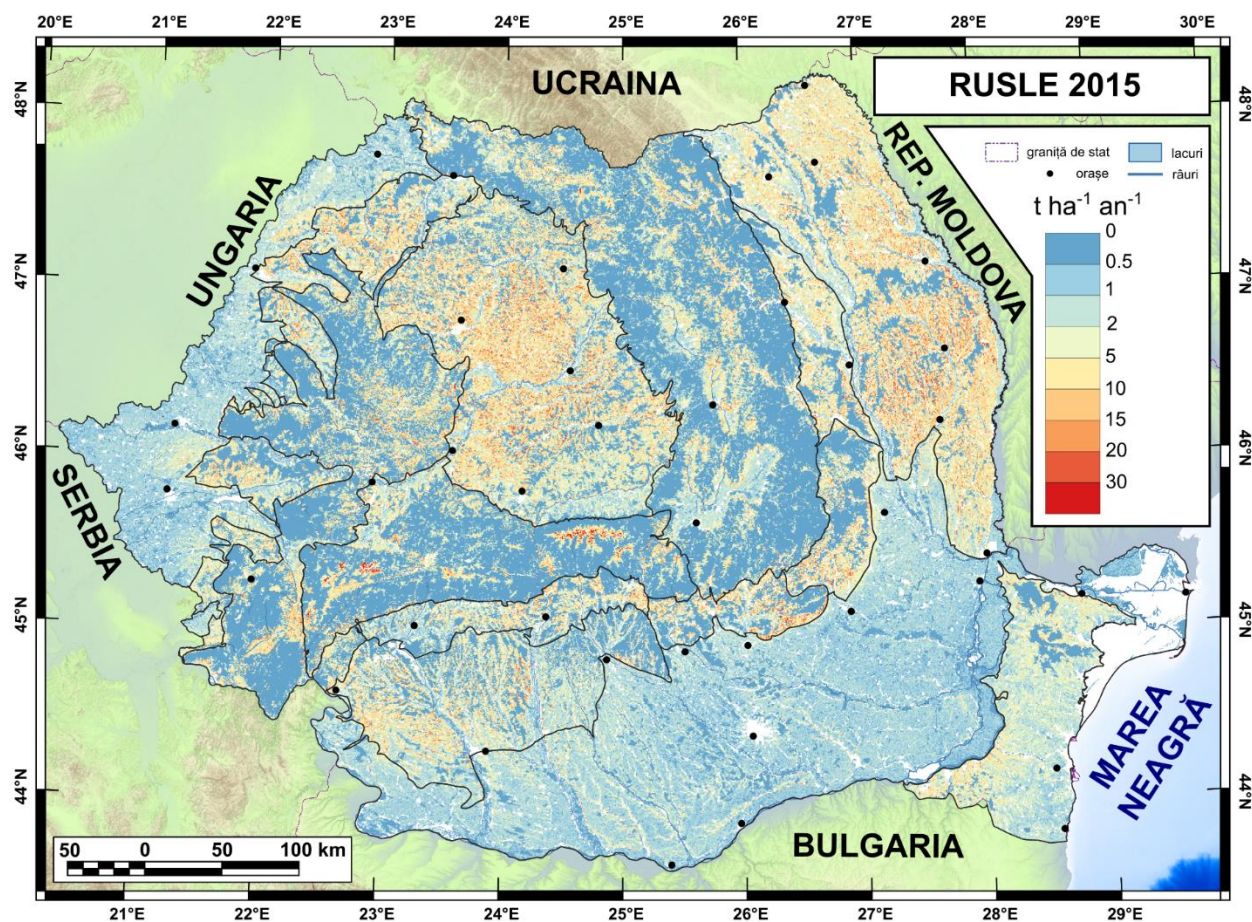


Figura 65 Modelarea eroziunii solului prin modelul RUSLE pentru anul 2015 (Borelli și al., 2015)

9. Aaaa

9.1 Aaaa

9.1 Aaaa