

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.

1.1. Poziția pe Glob

România este situată în Emisfera Nordică, fiind străbătută de paralela de 45° , ce reprezintă jumătatea distanței de la Polul Nord la Ecuator. Punctul geometric central (centroidul) se află în proximitatea paralelei de 46° latitudine nordică și 25° longitudine estică, la est de localitatea Făgăraș.

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.

Punctul extrem nordic: în proximitatea localității Horodiștea $\phi 48^\circ 15' 55,7669''$ N – $\lambda 26^\circ 42' 05,7713''$ E

Punctul extrem sudic: în proximitatea localității Zimnicea $\phi 43^\circ 37' 09,0251''$ N – $\lambda 25^\circ 23' 30,0853''$ E

Punctul extrem vestic: în proximitatea localității Beba Veche $\phi 46^\circ 07' 17,3420''$ N - $\lambda 20^\circ 15' 49,1664''$ E

Punctul extrem estic: în proximitatea localității Sulina $\phi 45^\circ 09' 56,9762''$ N - $\lambda 29^\circ 43' 01,1948''$ E

Disponerea 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-pedoclimatic). 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.

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 și granițele

România are o suprafață de 238 401 km² și un perimetru de 3313 km, granițele fiind stabilite după al Doilea Război Mondial, când România a pierdut teritoriul Basarabiei, ținutul Hertei și Nordul Bucovinei.

Pe baza suprafeței, România este considerată o țară de dimensiuni mici spre mijlocii, dar cu o poziție strategică de invidiat. Granițele actuale ale României sunt fie granițe naturale (în Sud sau SE- Dunărea, Marea Neagră), fie antropice.

Vecini: NE – Republica Moldova, SE și N – Ucraina, NV – Ungaria, SV- Serbia, S- Bulgaria și E – Marea Neagră.

1.4. România, țară carpatică, dunăreană și pontică

Din punct de vedere fizico- geografic, acest teritoriu se distinge prin trei elemente de referință:

- țară carpatică: deoarece 2/3 din lanțul muntos carpatic se afla pe teritoriul țării noastre, iar Carpații reprezintă scheletul orografic al țării;
- 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, cu important rol strategic;
- 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 pleistocen și holocen. Individualizarea principalelor unități morfostructurale reprezintă consecința acțiunii unor forte interne, denumite și forțe tectonice la care se adaugă acțiunea forțelor externe (apă, vânt, gheață). Forțele interne 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.

În categoria mișcărilor tectonice discutăm de trei tipuri de mișcări. Mișcărilor 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 fie apară peste altele mult mai noi. În plus, datorită presiunilor tectonice și temperaturilor ridicate mișcărilor orogenetice produc și metamorfozarea unor roci preexistente. Pe lângă acestea, mișcărilor orogenetice au fost însoțite și de fenomene de magmatism punându-se în opera și roci magmatice.

Mișcărilor orogenetice derulate de-a lungul timpului geologic în cadrul unor cicluri complete de evoluție, astfel un ciclu orogenetic se desfășoară pe mai multe faze de evoluție, principalele faze fiind următoarele:

- 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 geosinclinalul nou creat se acumulează progresiv sedimente;
- iii) 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;
- iv) faza de **cratonizare** sau cratogen în care ansamblu creat devine rigid intrând sub acțiunea modelatoare a agenților externi;

- v) 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;

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 prăbușire). Acestea afectează diferite tipuri de structuri geologice pe fondul cărora se formează relief tipic structurilor faliatelor respectiv horsturi și grabene.

De regula 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.

Pentru România aceste mișcări epirogenetice sau manifestate îndeosebi în ultima eră geologică (cuaternar) motiv pentru care aceste mișcări mai noi sunt denumite și mișcări neotectonice.

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 sunt condiționate de cauze climatice.

Principalele ere geologice constituie scara geocronologică care are ca efect în relief scara morfocronologică. Astfel în cadrul marilor ere geologice se derulează perioade și epoci geologice. Acestea au ca reflex în scara morfocronologică etape de evoluție a reliefului cu faze și subfaze.

Prima eră geologică din istoria geologică a Terrei este **era precambriană**. această durează de la constituirea Terrei până acum circa 541 mil. ani înainte de prezent. În cadrul acestei ere sunt separate două perioade: arhaicul și proterozoicul. Această etapă este cea mai lungă și cea care păstrează cele mai puține mărturii și elemente moștenite în structura fizico-geografică actuală.

Era paleozoică este cea care începe acum 541 mil. ani până acum 252 mil. ani. În cadrul acestei ere apar perioadele: Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carbonifer și Permian.

Era mezozoică se derulează de acum 252 mil. ani până acum 66 mil. ani și se împarte în Triasic, Jurassic și Cretacic.

Era neozoică se întinde de acum 66 mil. ani până acum 2,58 mil. ani. În cadrul acestei ere se s-au separat sub-erele Paleogen și Neogen.

Era cuaternară se întinde de acum 2,58 mil. ani 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.

2.1 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din precambrian

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 alta 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 uscatari, nu păstrăm în structura 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 careliană).

Peneplena post-careliană de vârstă precambriană se regăsește astăzi în fundamentul platformei Dobrogei de Sud. Mărturiile ale evoluției precambriene a teritoriului se regăsesc astăzi și în platforma Dobrogei Centrale unde o serie de șisturi cristaline mezo-metamorifice sunt situate sub șisturile verzi. Ținând cont ca șisturile verzi aparțin ciclului Baikalian înseamnă ca acest teritoriu a fost afectat de mișcările pre-baikaliene.

În Dobrogea de Nord se întâlnesc iarăși șisturi cristaline mezo-metamorifice cu o serie de intruziuni vulcanice îndeosebi pe teritoriu Munților Măcinului. Teritoriul actual al Dobrogei Centrale a fost afectat de ciclul pre-baikalian cel care a edificat actualele șisturi verzi din Pod Casimcei.

Acestea constituie roci epi-metamorifice care sunt constituite mineralogic din elemente de culoare verzuie.

Pentru România cel mai mare interes îl prezintă evoluția reliefului pentru teritoriile extracarpatice ale acesteia. De regulă în timpul primelor două cicluri orogenetice au rezultat roci mezo-metamorifice în timp ce pentru ciclul baikalian au rezultat roci epi-metamorifice. 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 Scandino-Baltic, nord European și Scutul Est European.

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 și Nistru și M. Azov platforma este ușor înălțată formând blocul ucrainean. Formațiunile metamorfice ale acestei platforme le regăsim la zi în malul Nistrului pentru ca mai apoi 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 E la V. Soclul este intersectat la 950 m la Todireni, la Iași 1121 m în forajul de la Nicolina, ajungându-se apoi la 3950 m în Subcarpații Moldovei la Bodești și la 4600 m în forajul de la Frasin.

Fundamentul Podișului Moldovei nu este asigurat în totalitate de prelungirea vestică a plăcii Est Europene. 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. 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 este constituit din platforma Valahă, care reprezintă compartimentul nordică al platformei Moesice. Acesta este situată între Balcani și Carpați fiind constituită 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 situată la o adâncime de 500 m ajungând în spațiul piemontan Getic la adâncimi de 7000-8000 m mai la nord nefiind interceptată (avantfosa carpatică având adâncimi de peste 13 km).

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

Rocile metamorfice s-au constituit probabil pe parcursul ciclurilor orogenetice baikalian și prebaikalian în sensul că rocile mezo-metamorifice aparțin ciclului prebaikalian și cele metamorfice ciclului baikalian. În Orientali rocile mezo-metamorifice le găsim în masivele cristaline începând din Munții Rodnei până în cei ai Hășmașului. În Meridionali aceste roci mezo-metamorifice 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-metamorifice sunt dominante în Munții axului cristalin fiind întâlnite în toate masivele montane cu precădere în Meridionali, Orientali, Banatului, Poiana Rusca 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 ca 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 fier. Se remarcă apariția viețuitoarelor marine de regulă inferioare, fragmentele ale acestora fiind fosilizate în formațiunile de la finele acestei ere.

2.2 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din paleozoic

Din era paleozoică elementele moștenite în sistemul actual sunt reduse, în această eră schimbându-se raporturile dintre masele oceanice, structura și învelișul gazos, se modelează în permanență structura 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 **caledonian** urmat de ciclul **hercinic** cu formarea Munților hercinici și a suprafeței posthercinice. 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.

Pe lângă rocile din acesta eră moștenim și un ansamblu de relief hercinic, tocit în stadiul de cutare cu tendințe de trecere în faza de peneplenizare. Începutul acestei ere coincide cu formarea suprafeței de modelare Cambriene care forma la acea dată două unități de uscat :

- partea de N-E a României, respectiv jumătatea de nord a Pod. Moldovei;
- sudul țării în spațiul actual al Câmpiei Române și al Dobrogei de Sud.

Aceste două arii erau separate de o arie geosinclinală care începea din Dobrogea Centrala și de Nord și ocupa cea mai mare parte a teritoriului carpatic. 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.

Progresiv peneplena cambriană suferă mișcări negative, teritoriile de uscat fiind nivelate de apele Mării Negre și sedimentate.

În Silurian începe un nou ciclu orogenetic, orogeneza Caledonică. În timpul acestei ere au fost cutate și înălțate ulterior sedimentele menționate anterior iar ulterior s-a produs metamorfozarea în faciesul șisturilor verzi. Astfel pe o bună parte a teritoriului țării cutările caledonice au format o serie de cordiliere aproximativ paralele sub forma de evantai cu un mănunchi mai strâns în Dobrogea Centrala și mai răsfirat în actualul spațiu carpatic. Acestea erau oarecum paralele cu marginea platformei.

După faza orogenetică caledoniană suprafețele de uscat constituite au fost modelate subaerian și s-a realizat o suprafață de modelare post-caledonice. 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 mișcărilor 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 realizat șisturile cristaline cutate și intens faliate dar și intense fenomene magmatice marcate de prezența 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.

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 rapoartelor maselor continentale și bazinelor marine.

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

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 modelari subaeriane intense cu formarea unor suprafețe de nivelare de tipul peneplanelor. Relieful hercinic 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

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

Astfel se deschid noi arii de geosinclinale și se derulează două faze orogenetice, respectiv mișcarea kimerică veche (Triasic) și kimerică nouă (Jurasic) care constituie faza de evoluție carpatică veche. Păstrăm în Dobrogea de Nord (Podișul Casimcei), Dealurile Tulcei și rareori în Carpați unde se moștenesc însă și mărturiile ale unor fenomene magnetice (masivul sienitic de la Ditrău).

Spre finele erei (în Cretacic) începe însă ciclul orogenetic carpatic din care se derulează primele două faze: austriacă și iaramică.

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

Această etapa este foarte importantă pentru evoluția orogenului carpatic. În primele două perioade, Triasic și Jurasic se derulează etapa de evoluție Carpatică veche, etapă care corespunde unor mișcări tectonice de cutare și înălțare la care se adaugă mișcări de înălțare și coborâre .

Debutul Mezozoicului găsește teritoriul actual al țării în aria de răspândire a mării Tethys, sistem oceanic între placa euroasiatică și cea africană. Astfel în Triasic au loc mișcările Kimmerice vechi care cutează și înalță partea nordică din teritoriul actual al Dobrogei de Nord, Dealurile Tulcei, Podișul Babadag, dar și o parte din actualul teritoriu carpatic. 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 carpatic.

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 chimerice 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 Resița, 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 respectiv ciclul alpin. Astfel din cretacicul mediu datează prima mare fază orogenetică respective faza orogenetică austriacă. Mișcările austrice sunt răspunzătoare în 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 încalecă Autohtonul Danubian în timp ce în Apuseni se formează pânza de Codru care încalecă peste Autohtonul de Bihor.

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.

Datorita 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 Ceahlău, Ciucaș și Bucegi.

Partea finală a mezozoicului 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 austrice 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.

Datorita cutărilor și înălțărilor din faza austriacă la care se adaugă și ample procese de șariaj cu edificarea ariilor mezoică, cristalino-mezozoică și a flișului intern cretacic determină 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.

Datorită unei modelari subaeriene intense spre finele acestei ere începe să prindă contur și o prima suprafață de nivelare din teritoriul carpatic specifică ariei cristaline care poartă numele de suprafața Borăscu.

În concluzie pe parcursul mezozoicului au loc mișcări pregătitoare pentru evoluția reliefului în ciclul orogenetic alpin. Se desfășoară etapa carpatică veche prin manifestarea mișcărilor chimerice vechi din triasic și a celor noi din jurasic, răspunzătoare pentru înălțarea și diferențierea ariilor de uscat, concomitent în geosinclinalul carpatic au loc sedimentări active cu formarea rocilor puternic carbonatate în deosebi a calcarelor și a dolomitelor mezozoice.

În cretacic se realizează debutul ciclului orogenetic alpin derulându-se două faze orogenetice semnificative respectiv faza Austriacă urmata de faza Laramică.

În urma evoluției reliefului din cele două faze orogenetice se definitivează sub aspect tectono-structural aria inițială și apoi cea cristalino-mezozoică iar ulterior se cutează și se înalță și aria flișului intern cretacic.

Pe parcursul celor două faze se definitivează și structura în pânze de șariaj începând cu pânza șisturilor mezometamorfice continuând cu pânza șisturilor epimetamorfice apoi cu sistemul de pânze bucovinice și transilvane din zona cristalino-mezozoică și cu sistemul pânzelor flișului intern cretacic.

Un alt element important îl reprezintă schițarea prin scufundare a unor bazine tectonice așa cum este (bazinul Transilvănean și cel Panonic) dar și a unor depresiuni tectonice așa cum sunt cele din ansamblul Reșița, Moldova Nouă, depresiunea Petroșani , Loviștei, Hațeg, Dornelor.

Spre finele erei se schițează și primele suprafețe ale reliefului puternic nivelat respectiv se schițează prima suprafață carpatică de nivelare, suprafața Borăscu.

2.4 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din neozoic

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.

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 începutul Paleogenului se realizează o fază de calm tectonic în care în urma modelării subaeriene se continuă nivelarea cu formarea suprafeței Borăscu cunoscută și sub numele de peneplena Borăscu. Ulterior în actualul spațiu al flișului carpatic se derulează o serie de faze orogenetice care adaugă noi morfostructuri la cele preexistente. Astfel 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 Teleajan.

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 șarijul pânzei de Teleajen peste rocile mai moi ale unității de Audia. După mișcările stirice vechi se realizează o nouă etapă de modelare subaeriană și începe formarea celui de-al doilea complex cunoscut și sub denumirea suprafața Râu-Șes. În Badenian se declanșează orogeneza stirică nouă care duce la cutarea și înălțarea unității de Tarcau și la șarierea 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 încalcă peste margine 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 reliefului din aria flișului paleogen și neogen la care se adaugă ulterior și aria subcarpatică.

Ca o consecință a mișcărilor sturice 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 euptie (din Badenian până în Cuaternar) se edifică și lanțul vulcanic inițial în N-V Carpaților Orientali (Oaș, Igriș, Gutâi-Vâratec) și mai apoi în Călimani, Gurghiu și Harghita care devin zone de uscat.

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 extracarpatică 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 subcarpatic sau din bazinul transilvan are loc depunerea unor formațiuni salifere respectiv a celor cu sare gemă. Așadar ulterior mișcările din pliocen au dus la formarea unor anticlinale cu sămburi de sare în unitățile pericarpatică 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 E a României datorită mișcărilor epirogenetice pozitive mult mai pronunțate în jumătatea de N începe formarea ca uscat a Podișului Moldovei concomitent cu retragerea spre S-SE 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 V 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 S 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 uscat 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 mediteraneană ceea ce a dus la apariția și dezvoltarea unei rețele hidrografice tot mai bine dezvoltată unele sectoare de râuri păstrându-se încă din Sarmațian (Valea Bistriței) pentru ca în Pliocen să se definitiveze rețeaua carpatică din unitățile pericarpatică apoi în jumătatea de N a podișului Moldovei și cea mai mare parte din bazinul Transilvaniei. Învelișul biotic devine tot mai complex și mai evoluat cu evidente tendințe de zonalitate în deosebi în altitudine. Elementele păstrate în flora sau fauna actual sunt însă extreme de puține datorită schimbărilor climatice profunde din Cuaternar.

2.5 Elemente moștenite în structura sistemului geografic din cuaternar

Cuaternarul se distinge prin trăsături proprii în sensul în care încetează mișcările orogenetice și au loc mișcări epirogenetice care duc la înălțarea masivelor dar și la sedimentarea altora care au funcționat ca și arii de coborâre. Se diferențiază ca uscat câmpurile 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 ceea ce face posibilă și apariția ultimelor viețuitoare de pe pământ. Cuaternarul reprezintă 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 se încheie ciclul orogenetic alpin iar pe parcursul erei nu se mai înregistrează cicluri orogenetice ci doar epirogenetice și eustatice.

Astfel în prima parte a cuaternarului continua erupțiile vulcanice pe ramura de vest a Carpaților Orientali în special în Călimani, Gurghiu și Harghita. Cercetările mai noi denotă faptul ca 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 carpatic 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 extracarpatică din vestul și din sudul țării se realizează sedimentarea fostelor lacuri Panonic și Getic realizându-se mai multe faze de transgresiune și regresii cu înaintări și retrageri ale liniei de țărm. 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 S și SV depresiunii Transilvaniei.

Pe parcursul pleistocenului se realizează prin sedimentare activă și prin retragerea progresivă a celor lacuri 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 Romane 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 Bărgăan. 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 regresii marine determinate de mișcările eustatice. Astfel în Holocen se individualizează ca uscat și teritoriul actual al Deltei Dunării iar în vechile perioade ale istoriei se închide și fostul golf al Mării Negre și închiderea sistemului lagunar Razim-Sinoie.

Au loc mișcări de înălțare și coborâre predominând cele de înălțare. Și deoarece sunt recent, unele continuând și astăzi, poartă numele de mișcări neotectonice. În urma lor s-a realizat o înălțare cvasigeneralizată a teritoriului carpatic și subcarpatic cu câteva sute de metri și ajungând la câteva mii de m în Făgăraș.

Pe parcursul pleistocenului schimbările climatice au contribuit la permutări succesive ale principalelor formațiuni vegetale cu avansări și retrageri în perioadele interglaciare și glaciare.

S-a conturat și o cuvertură de sol distrusă sau modificată substanțial pe parcursul perioadelor glaciare. Tot în Pleistocen apare și omul, care progresiv s-a extins în teritoriile favorabile, a evoluat ca mentalitate și ca utilizator al mediului ajungând ca astăzi să încerce să domine mediul geografic în care a apărut și s-a dezvoltat.

În Holocen, după ultima glaciație, condițiile de mediu devin cele cunoscute astăzi, se realizează o fază de calm tectonic și de stabilitate a componentelor mediului ceea ce face posibilă dezvoltarea învelișului biotic al cuverturii de sol dar și a omului ca ființă socială.

2.5.1 Condițiile climatice din Cuaternar

Faza cuaternară începe cu faza Calabrianului marin și consta în schimbarea condițiilor climatice de ansamblu. Acest lucru presupune apariția unor secvențe de răcire a climei care s-au repetat pe parcursul Pleistocenului. Cronologia Pleistocenului s-a stabilit pe baza analizei elementelor moștenite în urma modificărilor climatice. Astfel analiza domeniului glaciar din domeniul alpin a dus la concluzia existenței mai multor perioade glaciare care au fost denumite în funcție de mărturiile lăsate în partea de nord a Alpilor Bavariei. Astfel în Alpii Bavariei se discută de prezenta a 5-6 perioade glaciare: Biber (2,4 – 2,5 sau 1,6 – 1,8 mil. ani), Danube (1 – 0,9 mil. ani), Günz (800 000 / 900 000 – 600 000 ani), Mindel (478 000 – 424 000 ani), Riss (347 000 – 128 000 ani) și Würm (115 000 – 11 700 ani, cu ultimul Maxim Glaciari la 24 500 ani).

Pentru teritoriul carpatic sunt în general acceptate 4 ere glaciare (Günz, Mindel, Riss, Würm). În aceste perioade glaciare clima a devenit foarte rece cu temperaturi medii anuale negative iar precipitațiile se realizau în stare solidă. În aceste condiții deasupra limitei superioare a zăpezii s-au instalat condiții pentru acumularea zăpezii și ulterior pentru formarea de ghețari. Așadar în teritoriul Carpatic înalt au existat condiții pentru formarea ghețarilor montani de tip alpin constituiți din ghețari de circ și ghețari de vale.

În perioada glaciară Günz s-a realizat o răcire accentuată a climei în sensul în care temperaturile medii anuale erau negative pe aproape întreg teritoriul țării ajungându-se până la cca -6° C la cca 1800m altitudine sau chiar până la -8°C la nivelul altitudinilor maxime ale Carpaților.

Precipitațiile destul de reduse cantitativ au fost cele în stare solidă care au putut permite acumularea unor zăpezi permanente. Astfel condițiile bioclimatice de la nivelul țării erau asemănătoare

celor de tundră în care procesele dominante erau cele condiționate de îngheț/dezghet în timp ce vegetația și fauna erau precare. Efectele acestei perioade se cuantifică într-o modelare periglaciară existând posibilitatea ca la partea superioară a Carpaților să se instaleze și o glaciație de tip montan. Întrucât această perioadă este cea mai veche și nu a fost cea mai severă d.p.d.v. climatic nu există mărturii indubitabile ale prezenței glaciației Günz în teritoriul Carpatic.

Interglaciarul Günz -Mindel se remarcă printr-o încălzire a climei care devine caldă și uscată cu diferențe pe anotimpuri alternând secvențele calde și uscate cu cele răcoroase și uscate. Astfel se instalează condiții pentru o dezagregare intensă și transferul de materiale dezagregate din domeniul montan spre ariile adiacente mai joase.

În perioada glaciară Mindel se presupune o a doua secvență de răcire a climei cu temperaturi negative și precipitații sub formă de ninsoare iar evoluția reliefului presupune o modelare de tip periglaciară fapt atestat de cercetările asupra loessurilor din Dobrogea. În domeniul montan superior au existat condiții pentru formarea ghețurilor montane de circ și de vale, unul din adepții prezentei glaciației Mindel fiind Ion Sârcu cu referire la glaciația din M-ții Rodnei.

Interglaciarul Mindel-Riss se remarcă printr-o nouă secvență de încălzire a climei, această devenind mai caldă și mai umedă. Faptul este atestat de prezența unei vegetații forestiere etajată în funcție de altitudine în Dobrogea fiind probabil dominante asociațiile de *Quercus* și *Ulmus*.

Glaciația Riss se remarcă printr-o răcire spectaculoasă a climei pe fondul unui climat ceva mai umed existând condiții pentru acumularea zăpezii permanente și formarea ghețurilor montane la peste 2000 m în Meridionali și peste 1800m în nordul Orientalilor. Astfel dacă în cea mai mare parte a țării a suferit o modelare periglaciară intensă Munții înalți au fost modelați glaciari. Mărturia prezenței glaciației Riss stă în urmele glaciare (circuri vai și morene) iar dovada indirectă este reprezentată de nivelul Mării Negre care era situată la cca. 120m sub cel actual.

Interglaciarul Riss-Würm se remarcă prin condiții climatice apropiate de cele actuale ceea ce presupune existența unei vegetații diversificate asemănătoare cu cea de astăzi.

Perioada glaciară Würm este cea mai nouă și a cărei dovadă a prezență se bazează pe cele mai concludente dovezi inclusiv sub aspectul cronologiei. Astfel această perioadă începe cca. acum 95 000 ani în urma și se încheie acum 10 500 ani. Pe parcursul perioadei climatul a alternat putându-se separa stadii și interstadii glaciare. Două stadii glaciare sunt elocvente. Astfel stadiul Würm 1 s-a centrat între 72 000 ani și 65 000 ani în urmă, al doilea stadiu este poziționat în 22 000-10 000 ani înainte de actual. Între cele două stadii a funcționat un interstadial de circa 38 000 ani în care s-au instalat formațiuni vegetale complexe și s-au format soluri în diferite grade de evoluție. În cele 2 stadii glaciare climatul sever a dus la

formare 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. Datorita 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 Șerpilor. Modelarea periglaciara a fost foarte intensă în timp ce în domeniul montan dezagregările erau 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 glacisuri. În Carpații românești se păstrează mărturii ale modelării glaciare unele morene ajungând până la altitudini de 1300-1400 m în Meridionale sau 1100-1200m în nordul Orientalilor.

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 glaciara din sec. 16-19 sau perioade mai calde și relativ aride așa cum este perioada actuală.

2.6 Mișcările neotectonice

Sunt mișcări epirogenetice relativ noi care au început de la finele Pliocenului (după consumarea ultimelor faze orogenetice) și care continua 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 sau arii cu manifestări ale mișcărilor negative ca în cazul depresiunilor tectonice sau ale ariilor de subsidență unde au fost însoțite de transgresii 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 geografic 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 măsurărilor GPS s-a constatat faptul că 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 cristalinel Meridionalilor se înalță cu 1 până la 2 mm pe an, iar cristalinel 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.

3. Morfostructura și cadrul tectono-structural al României

3.1. Tipuri de structuri geologice

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

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 cute.

Cele mai simple cute sunt cele normale, care presupun o succesiune simetrică de cute în care se pot deosebi porțiuni cu stratele înălțate, cunoscute sub denumirea de anticlinale sau porțiuni cu stratele 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 cutele normale pot să apară și cute redresate sau cute 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 carpatic, 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 faliat

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 extracarpatiche 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 platforma pot exista structuri faliate, unde anumite unități de podiș sunt înălțate, iar alte compartimente sunt coborâte.

Structura monoclinală și tabulară

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

Structura în domuri

Se prezintă sub forma unor straturi orizontale sau aproape orizontale, care din loc în loc prezintă mici bombări, numite "domuri". În România, structura în domuri este caracteristică Depresiunii Colinare a Transilvaniei.

Structura în cute diapire

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

Structura tabulară

Stratele 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.

3.2. Unitățile morfostructurale majore

În urma evoluției paleogeografice și pe baza structurilor geologice rezultate pe teritoriul românesc putem discuta de două entități diferite:

- zona de orogen: cuprinde unități de relief cu structura cutată (unități montane, unele podișuri de orogen cu structura 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 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 platforma.

3.2.1. Zona de Orogen

Zona de orogen – cuprinde unități de relief cu structura cutată (unități montane, unele podișuri de orogen cu structura 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 platforma: 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 savică, 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 structura 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 pericarpatica
- C. Unitatea Depresiunii Colinare a Transilvaniei
- D. Unitatea Dealurilor de Vest și a Câmpiei Tisei

Primele doua 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 structura cutată și frecvent în panze de șariaj. Este prezenta în Carpații Orientali (de la granita de N până la Valea Superioara a Trotusului); la periferia estică a acestei zone se dispune zona cristalino-mezozoică constituită din șisturi cristaline în baza, peste care se succed roci mezozoice de varsta mezozoică. Dintre rocile dominante amintim dolomitele și calcarele. această zonă este caracteristică Munților Rarăului și Hasmasului. Structura geologică este tot una cutată și în panze de șariaj (panze bucovinice și transilvane), dar structura geologică nu este una normală, ci avem de-a face cu prezenta unor sinclinale suspendate (înaltate). Este vorba de prezenta unor mari inversiuni de relief.

În Meridionali zona cristalină ocupă cea mai mare parte a teritoriului, începând din grupa Făgărașului, Parang și Retezat-Godeanu. această arie este formată tot din șisturi cristaline cu intruziuni granitice, deci roci cutate și metamorfozate cu o structură tot în panze de șariaj. Aici funcționează două entități: autohtonul danubian peste care urmează panza getică. Zona cristalino-mezozoică se rezumă la

un areal mai restrans, respectiv în partea terminal sudica, de regula la Vest de Olt, din Munții Coziei, prin Munții Capătăanii și Vulcanului până în Munții Cernei și Mehedinti.

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

Din grupa Bucegilor, care aparțin Orientalilor sub aspect tectonico-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 continuă până în Defileul Dunării, incluzând Poiana Rusca și Munții Banatului.

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

În Apuseni aria cristalina este reprezentată printr-un bloc central în Munții Bihorului și în ansamblu, Gilau, Muntele Mare, dar aria cristalina apare și în Munții Zarandului, local în Munții Codru Moma, cât și în masivele din N Apusenilor, Munții Meses și Munții Plopis(Ses). Structura geologică a rocilor metamorfice se remarcă prin existența panzelor de șariaj, respectiv Panza de Codru încalecă peste Autohtonul de Bihor. Zona cristalino-mezozoică are o largă răspândire în partea central-sud-estică respectiv în Munții Bihorului și în Munții Trascaului în care se remarcă prezenta calcarelor și dolomitelor care generează relieful carstic al Apusenilor. Calcarele și dolomitele se mai întâlnesc și în Munții Padurea Craiului și în M. Codru Moma.

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 panze de șariaj fiecare până 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 montana 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 zona tipică de fliș.

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, Igniș, 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, cenușe.

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 vulcanica 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-sedimentara 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 Ghelița (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 pericarpatica

Unitatea pericarpatica corespunde ca relief Subcarpatilor. această unitate s-a format pe parcursul ultimelor faze ale cutărilor din ciclul alpin (moldava, atica, rodanica și valaha).

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

Structura este cutată și presupune existența unor sinclinale și anticlinale mult mai largi, numite sinclinorii și anticlinorii. În Subcarpații Moldovei se remarcă adaptarea reliefului la structura geologică în sensul în care pe sinclinorii se grefează depresiuni subcarpatice, iar pe anticlinorii se dispun culmile deluroase subcarpatice. Principalele depresiuni sunt: Ozana-Topolita (Neamtului), Cracau-Bistrita, Hazlau-Casin. Aceste depresiuni situate la contactul cu munții sunt închise la exterior de culmi și dealuri subcarpatice: Ozana-Topolita este închisă de culmea Plesului, Cracau-Bistrita este închisă de dealurile Stanca Serbesti. Hazlau-Casin este închisă de culmea Pietricica Bacaului.

Aria subcarpatică se remarcă și prin prezența formațiunii salifere în punctele cu samburi de sare remarcându-se structura în cute diapire: Baltatești, Tazlău, Targu Ocna, formațiuni de ape minerale cloro-sodice.

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

În ariile de apariție a pîntenilor de flis (Drajna-Chiojin și Valenii de Munte), la marginea ariei montane se dezvoltă mici depresiuni de contact. În general se dispun două siruri de depresiuni, depresiuni interne limitate la exterior de dealuri înalte, urmate apoi de depresiuni intracolinare (externe) limitate de al doilea sir de dealuri, numite dealuri externe. De ex: pe Susita s-a format ca depresiune internă depr. Soveja, iar pe Putna depr. Vrancei. Acestea sunt închise de dealurile înalte Ousorul, Radnitas și Raut.

Ca depresiuni intracolinare menționăm pe Susita depresiunea Campuri, iar pe Putna Depresiunea Vidra. Închise la exterior de al doilea sir de dealuri-platforma Zabrauti și Magura Odobesti.

Subcarpații Getici – cei mai noi. Sunt oarecum asemanători cu Sub. de Curbura, cu două siruri de depresiuni și două siruri 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. Argesului, M. Campulungului). 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- Campu Mare) este închisă la exterior de Dealul Bran.

C. Depresiunea Colinară a 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 intercalatii de tufuri vulcanice. Structura geologică presupune existența mai multor situații:

- 1). Structura în domuri - în partea centrală, respectiv în Sud și în Pod. Tarnavelor. 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 buton, flancate de custe față în față (în oglindă).

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

Prin topirea samburilor de sare apar inversiuni de relief, respectiv depresiuni de mare avengura (D.Praid), sau mai mici (Ocna Sibiului).

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

a). stratele dispuse la înclinare pe interiorul bazinului, formându-se un relief de cuestas în evantai, ca în Dealurile Clujului și Dejului unde fruntea cuestasi privește spre Valea Almasului, iar reversul spre Somesul Mic;

b). în partea de N a Pod. Somesan, în dealurile Nasaudului, Suplaiului și Ciceului, unde rețeaua hidrografică fragmentează foarte mult structurile monoclinale generând un relief de muștele (M. Nasaudului).

D. Dealurile de Vest și Campia Tisei

Această unitate a rezultat ca efect al tărilor din faza orogenetică alpină. Astfel, la V 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 C. Somesului, 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 că în partea extrem sud. această scufundare să se realizeze în Badenian.

În bordura deluroasă la zi domina depozitele de vârstă mio-pliocenă, în timp ce în Campia Tisei la zi află 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, Magura Simleului, Dealurile Nasaudului, D. Oganis și Buziasului. Eventual, local, pot să apară și intruziuni vulcanice.

Structura 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 (pietrisuri și nisipuri) - Dealurile Lipovei.

3.2.2. Zona de platformă

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

Zona de platformă se caracterizează prin doua 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 carpatică. 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 cauza 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 Marii 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 varstă sarmațiana pentru ca mai apoi din Centru spre Sud la zi sa apara roci caracteristice Pliocenului, cele mai noi formatiuni fiind de varsta cuaternara din S extrem al P. Moldovei.

Dintre rocile la zi mentionam marne și argile în intercalatie cu nivele de nisipuri. În jumătatea de N se intalnesc frecvent și nivele de gresii și de calcare sarmatice. În jumătatea de Sud, respectiv în Sudul extrem al Colinelor Tutovei și în Nordul Campiei Covurluiului apar și formatiuni piemontanede pietrisuri și nisipuri. Cele mai noi roci sunt loessurile și depozitele de loess din Campia Inalta a Covurluiului.

Structura geologică: în Podișul Moldovei domina accentuat o structura monoclinala cu stratele ușor inclinate în sensul retragerii apelor Marii Sarmatice. această inclinare este de 4 până la 8 la mie, rar ajungandu-se până la 12 la mie. în funcție de tipul de retea hidrografica, relieful caracteristic structurilor monoclinale este cel de cuesta.

2). *Platforma Valaha*

Platforma valaha este situata în Sudul României, fiind caracteristicapentru Campia Romana și pentru jumătatea de Sud a Podișului Getic. Pentru această unitate fundamentul este dat de Platforma Valaha care reprezintă partea terminal nordica a Platformei Moessice. Fundamentul prezinta o inclinare usoara de la S spre N intrand sub Carpații Meridionali. În Sud, pe Dunare, fundamentul este situat la cateva sute de m, iar pe actualul spatiu al Podișului Getic se gaseste la circa 8000-9000 m.

Cuvertura sedimentara s-a depus în mai multe cicluri insa pentru relieful actual prezinta importanta doar depozitele de varsta cuaternara care s-au depus în fostul lac getic. În această unitate de platforma sunt specifice la zi roci sedimentare neconsolidate, în special de tipul argilelor la care se adauga pietrisuri și nisipuri (nisipuri de Fratesti, Mostistea). Cel mai bine reprezentate sunt loessurile și depozitele loessoide care în partea de E a Campiei Romane ating grosimi de 30-40m (Baragan). Argilele sunt depuse în mediul lacustru, iar loessurile în mediul subaerian.

Structura geologică este de tip tabular cu strate sedimentare orizontale insa în cazul loessurilor este vorba despre o structura specifica depozitelor de origine eoliana, în timp ce în cazul nisipurilor de la V de Olt sau a celor de pe dreapta râurilor Buzau, Calmatui și lalomita, se dezvoltă structuri încrucisate fiind vorba de un relief pe nisipuri, de dune.

3). *Platforma Dobrogei de Sud*

Platforma Dobrogei de Sud este constituita dîntr-un fundament foarte vechi unde a aparut probabil cel mai vechi uscat de pe teritoriul României. Acest fundament, constituit pe parcursul

orogenezelor precambriene, a fost acoperit în mai multe randuri de apele marilor realizându-se o acoperire 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 sarmatiană. Cea mai mare parte a teritoriului este constituită din depozite de loess cuaternare.

Structura geologică este cu straturi orizontale, respectiv o structură tabulară, motiv pentru care se dezvoltă vaste platouri separate de văi adânci cu aspect de microconian.

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 caledoniană. Din vechile cordiliere caledonice nu se mai păstrează nimic în relief, însă la zi apar din loc în loc roci metamorfice realizate în orogeneza baicaliană (sisturile verzi).

Acoperirea 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 cele de natură loessoidă. Asadar, sub aspect structural situația este mai complexă întrucât apar și structuri cutate ca în cazul sisturilor 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 morfostructurale și tectonice:

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

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

La periferia regiunii se întâlnesc și depozite loessoide, cât și alte formațiuni sedimentare rezultate în urma evoluției reliefului prin mecanisme peneplene. În consecință, relieful este dominat de prezența unor înalțimi 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 a în relief determinat formarea unor abrupturi. Între D. Tulcei și Pod. Babadagului se interpune depresiunea Nalbant formată din depozite mai noi, loessurile având o răspândire deosebită.

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 N Dobrogean a suferit o scufundare puternică formându-se Depresiunea Predobrogeana.

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, malurile și nisipurile.

Relieful pozitiv este format din grinduri fluviale și fluvio-maritime, ultimele din ce în ce mai noi odată cu apropierea de linia de țărm. Se păstrează însă și măturii 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: tarmul mării, lunci, delte, unități de câmpie, dealuri și podișuri, munți care culminează cu un relief alpin.

b). Disponibilitatea reliefului în trei mari trepte: o treaptă de câmpie cu altitudini între 0 și 200 de metri, dar există 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). Disponibilitatea radială 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 semiinel deluros care începe de la granița N a României, se continuă prin E, S și V României și în interiorul inelului carpatic se află o vastă arie depresionară cu un relief de podiș. La periferia țării se dispune un semiinel cu un rel. 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 proportionalitate rezultă din faptul că aria montană deține și unități cu altitudini sub 700 de metri (Munții Oasului, 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 Trasaturi morfometrice ale reliefului Romaniei

Orice relief poate fi analizat prin prisma morfometriei, a morfografiei și a tipologiei reliefului.

Morfometria – trasaturile care pot fi cuantificate prin masuratori.

Morfografia – are in vedere aspectul reliefului, modul in care este configurat.

Aceste elemente sunt preluate apoi in analiza unor tipuri de relief care inglobeaza o serie de forme de relief rezultate in urma interventiei unor procese de natura chimica, fizica etc.

Principalele trasaturi morfometrice sunt:

- a). Altimetria (hipsometria)
- b). Energia de relief
- c). Densitatea fragmentarii reliefului
- d). Panta sau declivitatea
- e). Expozitia

a). Altimetria – Relieful Romaniei se intinde intr-un ecart altitudinal de 2544 de metri, avand o altitudine minima de 0m la tarmul Marii Negre și una maxima de 2544 in vf. Moldoveanu. Altitudinea medie a reliefului in tara noastra este de 420 de metri, dar valorile sunt diferite pe mari trepte de relief.

In unitățile de campie altitudinea medie este cuprinsa intre 100 și 150 de metri, dar exista subunitati in care valorile altitudinale medii sunt de sub 100 de metri.

In treapta deluroasa și de podiș alt. medie este de 345 de metri, dar in general se opereaza la acest nivel cu doua subdiviziuni, in general dealuri și podișuri joase in care altitudinea maxima nu depaseste 500 de metri, iar altitudinea medie este in jur de 200-250 de metri și dealuri și podișuri inalte 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 regaseste in domeniul montan, unde altitudinea medie este de 840 de metri. Aceasta valoare este neuniforma, cea mai mare altitudine medie fiind in Meridionali – 1135m, dupa care urmeaza Orientalii – 950m și in final Occidentalii – 655m altitudine medie. Treapta montana detine 22% din suprafata tarii, cu altitudini de peste 700 de metri, muntii 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.

b). Energia de relief – reprezintă diferența de nivel dintre altitudinea minimă și cea maximă. În general se utilizează energia maximă de relief, dar relevanța 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 150m, în treapta deluroasă valorile cresc, fiind în jurul a 250m 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 500m, dar ajunge până la 1000m 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 $4-5\text{ km/km}^2$, în timp ce în câmpie valorile sunt de regulă subunitare, fiind foarte mici, ca în cazul câmpiilor tabulare (valori până la $0,1\text{ km/km}^2$).

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 grade). 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 tubulare și $3-5^\circ$ în sectoarele de câmpie piemontană. În treapta deluroasă și de podiș suprafețele în pantă ocupă aproximativ 50% din întregul spațiu. Astfel, suprafețele în pantă aparțin versanților, iar categoria de pantă cea mai frecventă este cea între $10-12^\circ$. În această treapta se dispun și suprafețe mai slab înclinate, cum ar fi glacisuri, terase, sesuri, dar sunt frecvente și suprafețele cu pante mai mari de $10-12^\circ$ 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 intalnita fiind cuprinsa intre 15 și 30°. In domeniul montan se dispun și suprafețe cu pante mai mici de 15°, ca in cazul glacisurilor, culmilor montane și largi, pe unele suprafețe structurale s.a.m.d. In unele cazuri pantele ajung la 60-70° ca in cazul abrupturilor, iar uneori valorile depasesc 70° ca in cazul peretilor care marginesc sectoarele de chei.

4.3 Trasaturi morfografice ale reliefului Romaniei

Trasaturile morfografice sunt diferite pe trepte de relief, complexitatea crescand la fel de la campie spre aria montana. In aria montana acestea se diferentiaza in funcție de nivelul altimetric.

4.3.1 Trasaturi morfografice ale muntilor inalti

In muntii inalti, cu altitudini de peste 2000 de metri, relieful poarta trasaturi alpine, principalele aspecte ale formelor de relief fiind urmatoarele:

- crestele alpine – situate la partea superioara a reliefului, foarte înguste, de multe ori zimtate și foarte dificil de parcurs. Pot fi unitare, cu lungimi impresionante, asa cum este creasta principala a Fagarasului (peste 60km lungime). Din creasta principala se dezvoltă creste secundare, motiv pentru care pot sa apara asa numitele crestii penate. In majoritatea cazurilor se dezvoltă insa creste alpine ramificate (M. Rodnei, Parang, Retezat). Peste nivelul crestelor se dezvoltă varfuri ascutite de forma piramidala care se comporta ca martori de rezistenta litologica. Portiunile mai joase de la nivelul crestelor poarta denumirea de strungi sau custuri. Crestele alpine se sprijina pe versanții foarte puternic inclinati ce sunt cunoscuti sub denumirea de abrupturi.

La baza abrupturilor, prin dezagregare și mobilizare gravitacionala, iau nastere unele forme de racord cunoscute sub denumirea de trene sau grohotisuri. Aceste trene isi au baza pe unele forme de eroziune glaciara, cum sunt circurile glaciare.

- alte forme sunt cele legate de prezenta campurilor de pietre, uneori aranjate haotic, formand mari sau haosuri de pietre.

4.3.2 Trasaturi morfografice ale muntilor josi și mijlocii

In muntii josi și mijlocii cu altitudini sub 2000 de metri trasaturile poarta amprenta principalelor trasaturi tectono-structurale.

a). Culmile montane – imbraca aspecte diferite, diferite dupa lungime, forma, inclinare. Se grefeaza in lugul unor anticlinale. Se constata o adaptare de relief la structura geologică. Culmile montane pot fi: lungi sau scrute; largi sau înguste; situate la acelasi nivel altitudinal. Culmile montane sunt caracteristice ariei cristaline: M. Suhard, M. Bistritei, dar cea mai mare repr. o au in flis: Culmea Gosman, Muntele Lung(Tarcau).

b). Varfurile montane – sunt situate in lungul culmilor functionand ca martor de rezistenta litologica. Imbraca o gama larga de aspecte:

- varfuri ascutite (piramide) conditionate de roci dure
- varfuri rotunjite (cupola) apar in muntii cristalini: vf. Giumalau sau in aria de flis

c). Versanții – ocupa peste 75% din intreaga arie montana și imbraca o gama variata de aspecte, caracterizati prin lungime, inclinare, forma.

- versanți lungi sau scurți
- versanți slab sau puternic inclinati
- versanți liniari
- versanți concavi
- versanți convexi

d). Văile – sunt diversificate in funcție de structura geologică, astfel pot fi :

- vai sinclinale
- vai diagonale
- vai transversale

De asemenea, se pot intalni și vai tectonice, instalate pe linii tectonice (falie). Văile carpatice pot fi după forma:

- vai înguste (vai mici în care elementele constitutive sunt slab conturate, prezintă albiu minore, sunt lipsite de terase)

- vai largi (care prezintă albiu majore bine dezvoltate însoțite de terase).

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

- prezenta defileelor (defileele sunt îngustări pronunțate ale văilor cu declivități mari fiind frecvente în toate ariile morfostructurale cu roci cristaline: D. Oltului)

- prezenta 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 coborate 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, Toplita-Deda. Prezenta pasurilor și trecătorilor deosebesc Carpații de alte lanțuri 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 Trasături morfografice ale Subcarpaților

Trasăturile 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 Plesului, Dealului Lung sau Culmii Pietricică Bacăului. În Subcarpații de Curbură și cei Getici, culmile subcarpatice sunt sectionate de către rețeaua hidrografică rezultând dealuri subcarpatice interne

sau externe cu altitudini diferite, uneori atingand 1000 de metri. In anumite sectoare, datorita fragmentarii intense apare asa-numitul relief de muscele.

Depresiunile se grefeaza de regula pe vaste anticlinorii, putand fi depresiuni interne (intracolinare) sau externe.

Intre 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 trasatură 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 Sub. de Curbura și Sub. Getici se individualizează un al doilea șir de depresiuni numite depresiuni intracolinare separate de un al doilea aliniament deluros, uneori marcat de prezenta unor structuri monoclinale sau de existența unor formațiuni cu caracter piemontan (Magura Odobesti). Local, morfologia este amplificată de prezenta unor pînți de flis (Ibănești, Drajna-Chiojd).

4.3.4 Trasaturi morfografice ale unitatilor deluroase și de podiș

Aceste unități de relief prezintă trasaturi 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, Magura Simleului, Dealurile Buziasului și Pogănisului sau parțial în Dealurile Nasăudului). 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 Crisene sau Dealurile Banatane. De regulă, altitudinea acestor dealuri scade de la contactul cu muntele spre trecerea la Câmpia Tisei.

In Depresiunea Colinara a Transilvaniei aspectele morfografice se grupeaza in functie de pozitia in cadrul acestei mari unitati. La exteriorul depresiunii, la contactul cu muntii, cea mai tipica forma este data de prezenta unor depresiuni submontane (in S Depresiunea Fagaras, Sibiu și Culoarul Apoldului, in SV largul culoar Mures-Aries-Strei, iar in N Depresiunea Lapusului). In toata aceasta depresiune sunt foarte bine reprezentate formele reliefului fluvial cu sesuri aluviale (lunci) largi, terase, glacisuri și apoi piemonturi la marginea muntelui. In partea de E a D.C.T apare o situatie asemanatoare cu cea din Subcarpatii interni sau externi ai Transilvaniei. Cauza o reprezintă prezenta unor depresiuni lipite de munte (D. Homoroade, D. Odorhei, Praid, D. Rusi-Munti, D. Luzezi).

Aceste depresiuni sunt limitate spre Bazinul Transilvan cu o serie de dealuri inalte cu altitudini care ating 1000 de metri (Dealurile Rez, Glod, Sieului, Cetatii), iar dupa aceste dealuri, la limita Pod. Transilvaniei apar și unele depresiuni mai mici precum D. Rupea, D. Gurghiu etc.

In partea centrala a depresiunii se dezvoltă un relief de podiș in care se individualizeaza trei subunitati majore: Podișul Tarnavelor, Campia Transilvaniei, Podișul Somesan. Denumirea acestor unitati se realizeaza in concordanta cu tipul de fragmentare: deluroasa in Dealurile Tarnavelor, apoi fragmentare colinara in Campia Transilvaniei și de podiș in Podișul Somesan, datorita structurilor monoclinale.

Unitățile principale de relief sunt separate de vai largi care genereaza adevarate culoare, ca in cazul Somesului Mare și Mic, Culoarul Muresului, cat și Culoarul Tarnavei Mici și Mari.

Podișul Moldovei reprezintă cea mai importanta arie de podiș a Romaniei și cea mai tipica. Aspectele morfografice difera in functie de geneza, dar și in functie de structura geologica și litologica.

Principalele subunitati sunt : Pod. Sucevei, Campia Colinara a Jijiei și Pod. Barladului.

Podișul Sucevei: la limita cu Obcinele Bucovinei și mai apoi cu Subcarpatii Moldovei se pozitioneaza Podișul piemontan, unde formatiunile sedimentare cu o structura monoclinala sunt acoperite de formatiuni piemontane. Aceste formatiuni piemontane au fost fragmentate de rețeaua hidrografica, pastrandu-se local sau insular in relief, in special la iesirea principalelor râuri din aria montana: Ciunci, Boistea-Blebea, Corn, Margineni-Runc, Piemontul Hancesti.

In Podișul Sucevei se mentine o fragmentare tipica de podiș, in care in principalele subdiviziuni, in relief apar platouri cu caracter structural și petrografic, asau cum sunt din Dealurile Dragomirnei sau din Pod. Falticenilor, cat și la E de Siret in Dealul Mare Harlau.

Prezenta unor vai subsecvente determina și aparitia reliefului de cueste, ca in Pod. Falticenilor.

In Campia Colinara a Jijiei se mentine o fragmentare de tip colinar in care nivelul general al reliefului este cu circa 200 de metri mai jos decat in Pod. Sucevei. Faptul este explicat prin eroziunea mai pronuntata in cazul rocilor mai moi, marno-argiloase. In relief se pastreaza campuri interfluviale cu caracter sculptural, la care se adauga un relief de cueste cu frunti degradate prin procese geomorfologice. Văile sunt largi, cu sesuri aluviale foarte bine dezvoltate.

Aceasta unitate este delimitata in N de o bordura deluroasa mai inalta (Dealurile Ibanestilor), iar in aprtea centrala se individualizeaza Dealurile Copalau-Cozancea-Uranga, care separa aceasta subunitate in doua compartimente: N este drenat de Jijia și afluentii sai, iar S este drenat de Jijia și Bahlui.

Podișul Barladului pastreaza cele mai tipice aspecte ale reliefului de podiș dezvoltat in structuri monoclinale.

In jumatătea de N, respectiv in Pod. Central Moldovenesc sunt caracteristice platourile cu caracter structural, cum sunt cele din zonele Repedea-Paun, Scheia-Ipatele, dar și formele reliefului asimetric de cueste. Astfel, sunt prezente mari fronturi de cuesta, asa cum sunt cele din Coasta Iasilor, apoi mai la S Coasta Barladului Superior, Racovei, Lohanului.

In jumatătea de Sud domina formele reliefului sculptural, indeosebi de eroziune cu platouri și interfluvii mai largi sau mai înguste, precum cele din Colinele Tutovei, la care se adauga versntii afectati de eroziune in suprafata și in adâncime (cu numeroase ravene), dar și formatiuni piemontane ca in Piemontul Poiana Nicoresti sau depozite loessoide ca in Campia Inalta a Covurluiului.

In tot Podișul Barladului văile sunt largi, cea mai tipica vale fiind cea a Barladului. Podișul Moldovei este strabatut aproximativ de la N la S de Valea Siretului, care isi creeaza prin eroziune, transport și acumulare un larg cumoar asimetric cu o lunca foarte larga, in special aval cu confluenta cu Moldova, cu terase foarte bine dezvoltate pe partea dreapta.

Podișul Piemontan Getic prezinta trasaturi apropiate de podișurile cu o structura monoclinala, dar care suporta și formatiuni piemontane.

Reteaua hidrografica a fragmentat suprafata initiala, rezultand o serie de suprafete derivate cunoscute sub denumirea de platforme. De la E spre V avem: Piemontul Candesti, Argesului, Cotneana, Oltetului, Jiului, Strehaiei și mai apoi Balacitei. Astfel, râurile secundare au separat o serie de interfluvii mai largi sau mai înguste care scad in altitudine de la N la S și de la E spre V. Forma acestor suprafete interfluviale este triunghiulara cu varful spre S daca reteaua hidrografica este convergenta

(platforma Argesului) sau genereaza suprafete trapezoidale, cu baza mare indreptata spre S daca reseaua hidrografica este divergenta ca in Platforma Cotneana.

Văile sunt adânci și bine dezvoltate constituind locul predilect pentru amplasarea localitatilor. Intreg Podișul Getic se termina in S printr-un abrupt morfologic care delimiteaza subunitatea de Campia Romana.

4.3.5 Trasaturi morfografice ale unitatilor de campie

In Campia Tisei și Campia Romana domina formele reliefului de acumulare rezultat dupa e lacurile cuaternare s-au retras din aceste teritorii. In functie de conditiile generale de formare, principalele trasaturi morfografice se grupeaza oarecum diferit.

La contactul cu treapta deluroara și de podiș se individualizeaza campii piemontane mai inalte, usor inclinate formate din pietrisuri și nisipuri.

In proximitatea acestora se dezvolta o a doua categorie a campiei, de subsidenta, rezultata prin miscari negative, ceea ce contribuie la sedimentare activa și indelungata. (Campii piemontane: Pitesti, Targoviste, Ploiesti, Focsani, Buzau, Campia Tisei). Aceste campii sunt joase, mlastinoase, care uneori prezinta și cursuri de apa divagate (ex: In Campia Romana: Titu, Gherghitei, Saratei, Buzaului Inferior, Campia Siretului Inferior; In Campia Tisei: Crisurilor, Somesului).

Un alt element morfografic reprezentativ este intalnit in campii tabulare dezvoltate in loessuri și formatiuni loessoide unde reprezentative sunt campurile interfluviale netede, foarte largi, in care apar și procese de sufoziune și tasare, procese care genereaza un microrelief de De exemplu: Campia Romana de E : Campia Baraganului, in Campia Tisei: C. Jiboliei, Aradului.

Intre campii tabulare se cele de subsidenta se dezvolta asa numitele campii de tranzitie, cu formatiuni loessoide dar și cu forme de sufoziune și tasare de tipul gavanelor și a podinelor. Campia Vlasiei, Campiile Goimanului, Gaman-Burdea și partial Campia Tecuciului.

Un loc aparte il ocupa morfografia generala de mobilizarea nisipului prin procese specifice. Rezulta un relief specific reliefului eolian, caracteristic campiiilor de dune (Campia Nadlacului, in Campia Olteniei). Un alt perimetru din Campia Romana este cel din partea terminal V, pe dreapta râurilor Buzau, Calmatui și Ialomita, inclusiv in Campia Hagienilor, iar local mai apar in Campia Tecuciului (zona Ivesti-Hanu-Conachi).

La nivelul câmpiilor, foarte bine reprezentate sunt formele reliefului fluvial, cu vai 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, tectonice și alcatuirii 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. Această categorie poartă denumirea de morfoscultură și este generată de acțiunea factorului denudational (aer, apă, gheață).

Principalele tipuri genetice de relief sunt :

1. Relief tectono-structural – aparține morfostructurii
2. Relief petrografic – aparține morfostructurii
3. Relief glaciar – tip de relief climatic
4. Relief periglaciuar - tip de relief climatic
5. Relief denudational – condiționat de principalii agenți denudationali
6. Relief fluvio-denudational - condiționat de principalii agenți denudationali
7. Relief fluvial
8. Relief eolian
9. Relief litoral
10. Relief biogen
11. Relief antropoc

4.4.1 Relieful tectono-structural

Acest tip de relief grupeaza forme majore care sunt conditionate de tectonica și de structura geologică.

Relieful este cel mai bine reprezentat in zonele de orogen avand in sa o importanta deosebita și in unitățile de podiș, pentru ca in unitățile joase, in special in cele de campie, acest tip de relief sa fie mult mai slab exprimat.

Orice forma a reliefului tectono-structural poarta in sa și pecetea modelarii subaerene.

a). Relieful conditionat de tectonica: tectonica intervine activ indeosebi in zona de orogen, cu precadere in unitățile de orogen carpatic.

La nivelul teritoriului carpatic dislocatiile profunde ale scoartei și prezenta unor linii de falie determina anumite particularități. Astfel, dintre toate tronsoanele carpatice, cea mai mare complexitate se regaseste in Carpatii Occidentali. Aceasta complexitate deriva din multitudinea faliilor și dislocatiilor tectonice pe baza carora s-au realizat frecvente miscari de tip epirogenetic, ceea ce evidentiaza prezenta masivelor de tip horst-graben (ex: Apuseni, horstul M. Poiana Rusca; grabenul de pe culoarul Mures, de pe Timis-Cerna).

Horsturile majore cuprind la randul lor horsturi și grabene asa cum sunt horsturile Muntilor ... din N și V Apusenilor, acestea sunt separate de grabene și depresiuni: Beius, Zarand.

In Meridionali functioneaza sistemele de munti bloc (Blocul Fagarasului, Parangului, Retezat-Godeanu). Aceste masive bloc sunt limitate de dislocatii tectonice majore (Valea Oltului sau culoarul Timis-Cerna). Mai mult, intre masivele tip bloc, pe linii de falie s-au format și importante depresiuni tectonice: Depresiunea Petrosani, D. Lovistei.

In Orientali, principalele linii tectonice sunt marcare de fruntea panzelor de sariaj, aici realizandu-se mai multe fasii longitudinale care sunt separate tot de linii tectonice. Unele masive cristaline sunt si ele separate de linii tectonice, ca in cazul Muntilor Rodnei.

In interiorul celor trei grupe carpatice, liniile tectonice de tip falie pot sa apara in relief sub forma unor abrupturi tectonice (falia din N Muntilor Fagaras determina abruptul tectonic nordic al Fagarasului – de ex: Falia Hragees-Voda din N M. Rodnei ce det abruptul nordic al M. Rodnei).

Local, unele linii tectonice formeaza vai care se situeaza pe aceste linii (vai tectonice). De exemplu: Valea Tarcau sau Valea Bistritei in sectorul de chei, Valea Dunarii in sectorul de defileu.

b). Relieful structural din teritoriul carpatic: in zona de orogen carpatic structura geologică se implică activ in relief. Exista doua situații reprezentative:

1). Adaptarea reliefului la structura geologică: prezenta structurilor cutate determina mentiunea principalelor culmi montane pe linia și directia principalelor anticlinale, in timp ce văile se dispun pe directia principalelor sinclinale. Aceasta adaptare este specifica in aria flișului carpatic, dar se regaseste și in aria cristalina

De multe ori, in aria flișului adaptarea reliefului la structura este aproape perfecta (cazul Obcinelor Bucovinei), unde relieful rezultă poarte denumirea de relief jurasian, de la M. Jura.

2). Marile inversiuni de relief: cand nu exista compatibilitate între structura geologică și principalele linii ale reliefului. In acest caz discutăm despre prezenta unor sinclinale ridicate (suspendate) care formeaza linia altitudinii maxime. Asemenea inversiuni de relief se regasesc in zona cristalino-mezozoica, respectiv in sinclinalele Rarau, Hasmaș, Piatra Craiului in Orientali, apoi in S Meridionalilor in Muntii Cozia, M. Capătăanii și Valcanului la care se adauga cele din Carpatii Occidentali.

Inversiuni de relief sunt intalnite și in aria flișului intern, respectiv in Panza de Ceahlau, Ciucas-Zagan și Bucegi.

Panzele de sariaj carpatic se mentin in relief indeosebi in cazul fruntilor acelor care genereaza mari abrupturi cu caracter structural. Cele mai tipice sunt fruntile panzelor bucovinice și transilvane din zona cristalina și cristalino-mezozoica (ex: fruntea panzelor transilvane din Masivul Rarau, din Piatra Soimului-Pietrele Rosii).

La fel de evidente in relief sunt și fruntile panzelor de sariaj care alcatuiesc flișul carpatic. Pentru exemplificare mentionăm fruntea Panzei de Vrancea din flișul extern, care incaleca peste unitatea pericarpatica sau chiar peste formațiunile de platforma din Pod.Sucevei. Aceasta frunte formeaza un important abrupt structural care domină unitățile joase așa cum este cazul abruptului de la periferia estica a Obcinei Mari, sau abrupturile periferice ale M. Stanisoarei și Gosmanului care domina depresiunile subcarpatice Ozana-Toporita sau Cracau-Bistrita.

Hogbeck-urile reprezintă asimetrii de relief contondate de prezenta unor cutari in cute redresate. Hogbeck-urile reprezintă asimetrii in care un versant este mai slab inclinat, iar cel de-al doilea prezinta o inclinare mult mai accentuata. Asemenea forme de relief se regasesc cel mai adesea in muntii flișului fiind foarte frecvente in Obcina Feredeului.

In Subcarpati se remarca o adaptare a reliefului la structura geologică. Astfel, majoritatea depresiunilor, indeosebi cele submontane se grezeza pe linii de largi sinclinoii. Culmile și dealurile subcarpatice se leaga de prezenta anticlinoriilor, așa cum este cazul Culmii Plesului, a Culmii Pietricica

Bacaului din Subcarpatii Moldovei, sau cum este cazul Dealului Istrita din Subcarpatii de Curbura. In unele situații, in cazul dealurilor externe, unde apare și o structura de monoclin, in relief se mentin asimetrii de tipul cuestelor (Subcarpatii de Curbura: zona Magurii Odobesti, Dealul Deleanu). In cazul aparitiei samburilor de sare, unde structura este de tip cute diapire, pot sa apara și inversiuni de relief, respectiv depresiuni de tip butoniera. Asemenea situații sunt prezente la Solca, Cacica, Tg. Ocna, Ocnele Mari s.a.m.d.

In unitățile deluroase și de podiș cu o structura de monoclin, relieful de aceasta factura se identifica prin doua componente:

- prezenta platourilor și a interfluviilor cu caracter structural-litologic: In relief se mentin o serie de platouri sau de suprafețe interfluviale largi și relativ netede care pot fi considerate ca fragmentedin suprafata initiala a podișului. In aceasta categorie mentionam: platourile și interfluviile structurale din Pod. Moldovei, cele mai tipice fiind situate in Dealurile Dragomirnei, in Dealul Bour, in Dealul Mare Harlau, apoi cele din Pod. Central Moldovenesc, Platoul Repedea-Paun, Platoul Scheea-Ipatele, Platol Tansa.

- prezenta reliefului de cuate care este un relief derivat, care prezinta atât caractere de relief structural, dar și cu caracter sculptural: relieful de cuate este conditionat de aparitia și evolutia unei alte generatii de vai care au directia de curgere perpendicular pe directia de inclinare a stratelor (văile cu caracter subsecvent). In aceste conditii se dezvoltă un relief asimetric cu un versant puternic inclinat (frunte de cuesta), in carestratele sunt retezate in cap, iar cel de-al doilea versant este prelung și slab inclinat, numit revers de cuesta. Acest tip de relief este foarte bine reprezentat in tot Podișul Moldovei, existând situații in care fruntile de cuesta se extind pe lungimi de km, formand asa-numitele fronturi de cuesta. Cel mai cunoscut front de cuesta din Pod. Moldovei il reprezintă Coasta Iasilor, la limita dintre Campia Colinara a Jijiei și Pod. Central Moldovenesc. Se extinde pe apoximativ 60 km lungime, intre localitatea Strunga-Paun. Alte fronturi de cuesta sunt cele de pe dreapta Barladului Superior amonte de Negresti, apoi Coasta Racovei, Coasta Lohanului. Cuate importante se regasesc și in Pod. Sucevei, cum sunt cele de pe dreapta Somuzu Mare și Somuzu Mic, sau cele din Campia Colinara a Jijiei, situate de regula pe dreapta râurilor Jijia, Jijioarei, Sitnei.

Fruntile de cuesta reprezintă terenuri intens degradate afectate de procese geomorfologice foarte intense. Mai valoroase sunt reversurile de cuesta, atât pentru amenajari privind extensia intravilanului, pentru cai de comunicatie sau pentru utilizari agricole.

Depresiunea Colinara a Transilvaniei

Prezenta reliefului de factura structurala se leaga de prezenta celor trei tipuri majore de structura. In Podișul Someșan se identifica prezenta reliefului de cueste doar in compartimentul Dealurilor Clujului și Dejului, unde structura monoclinala, cu stratele indreptate spre interiorul depresiunii formeaza asa-numitele cueste in evantai. In partea centrala a depresiunii, in cazul structurii in domuri se realizeaza cateva situații distincte. O prima situatie este cand domurile se pastreaza in relief sub forma unor inaltimi aplatizate, rotunjite, in care rețeaua hidrografica se insinueaza printre formele de tip dom. Daca rețeaua hidrografica taie un dom prin partea centrala atunci in relief rezulta doua cueste semicirculare numite cueste fata in fata sau in oglinda (cazul domului de la Bazna). Daca un rau taie domul pe un flanc atunci in relief se pastreaza o cuesta de forma semicirculara (cazul cuestelor de pe dreapta Muresului, pana la confluenta cu Ariesul). In cazul structurilor in cute diapiresunt frecvente inversiunile de relief ca urmare a topirii samburilor de sare, cel mai tipic exemplu fiind cel de la Sovata, din Depresiunea Praid-Sovata. Situații asemanatoare cu mici depresiuni ocupate de lacuri sarate se intalnesc și in ariile de la Ocna Sibiului, Ocna Mures, Ocna Turda, Cojocna, Ocna Dej.

In Podișul Piemontan Getic stratele sedimentare sunt tot monoclinale, inclinate de la N spre Sud, ceea ce determina aparitia unor fronturi de cueste la limita nordica, respectiv la contactul cu Sub. Getici, in timp ce rețeaua hidrografica, convergenta sau divergenta a creat o serie de suprafețe derivate cu dimensiuni variabile, care poarta denumirea de platforme.

In unitățile de campie, efectul structurii geologice in relief este minor, deoarece aceste unitati s-au format prin acumulare iar structura geologică, de regula tabulara, nu se implica in relief cedand locul alcatuirii litologice.

4.4.2 Relieful petrografic (litologic)

Acest tip de relief poarta amprenta trasaturilor rocii, intrucat fondul litologic prezinta un comportament diferit la actiunea factorilor externi. la nivelul Romaniei rocile sedimentare prezinta cea mai larga dezvoltare, fiind intalnite pe circa 85% din teritoriu. La mare distanta urmeaza rocile metamorfice, care ocupa aproximativ 10 % din teritoriu, iar 5 % apartine rocilor vulcanice.

Datorita proprietatilor diferite, fiecare categorie genetica determina o anumita specificitate a reliefului, dar la nivelul rocilor sedimentare apare o diversitate deosebita a formelor de relief.

4.4.2.1 Relieful vulcanic

Relieful vulcanic se intalneste in cazul aparitiei la zi a unor roci magmatice efusive și mai rar in cazul aparitiei la zi a rocilor magmatice intrusive.

Cel mai bine reprezentat este relieful generat de magmatismul neogen, care a insotit ciclul orogenetic alpin.

Acest relief s-a constituit progresiv in cazul celor trei cicluri mari de eruptii care au inceput in Badenian și s-a incheiat in Pleistocen și Cuaternar. Initial eruptiile s-au produs in mediul acvatic, edificandu-se formele de tipul stratovulcanilor, iar ulterior au continuat și in mediul subaerian, generand o serie de forme specifice pe care le intalnim in lantul vulcanic din vestul și din NV Carpatilor Orientali. Astfel, aceste forme de relief caracterizează aria vulcanitelor neogene, cat și aria vulcano-sedimentara, muntilor vulcanici adaugandu-li-se muntii Tiblesului și Bargaului, cat și o buna parte din Muntii Metaliferi.

Relieful vulcanic se caracterizează prin prezenta unor forme de relief in care dominante sunt aparatele vulcanice. Astfel, in muntii vulcanici se pastreaza o serie de aparate vulcanice de tip con. Aceste forme sunt foarte bine reprezentate in Calimani, Gurghiu și Harghita, cele mai tipice fiind aparatele vulcanice Fancelul, Batrana, Saca, Tatarca in Muntii Gurghiului, apoi varfurile Harghita-Madaras, Cucu, Ostoros, Piatra Talaborului in Muntii Harghitei.

Cu cat eruptiile au fost mai vechi, cu atât pastrarea in relief a aparatelor vulcanice este mai redusa, asa cum este cazul cu Muntii din NV Orientalilor, unde cel mai adesea se pastreaza fragmente de aparate vulcanice. La polul opus se afla aparatele rezultate in urma eruptiilor mai noi. Acestea pastreaza la partea lor superioara cratere foarte vizibile (ex: craterul Muntelui Ciumatu, de la E de Olt, langa Tusnad). In proximitatea acestui crater se pastreaza un al doilea, mult mai estompat, in care fostul lac a fost colmatat și este transformat astazi intr-o mlastina (turbarie, Tinovul Mohos).

Datorita caracterului exploziv, la partea superioara a reliefului vulcanic s-au individualizat o serie de cratere de mari dimensiuni de explozie și de prabusire. Cele mai tipice sunt cele din Masivul Ignisului, respectiv Caldeirele Sapanta și Caldeirele Marei. Muntii Gurghiu Harghita (mica caldeira de la Harghita Bai), dar cea mai tipica și cunoscuta din Romania este Caldeira Calimani. Aceasta ocupa partea centrala a M. Calimani, are un diametru de 10.5 km și este sparta de un afluent al râului Neagra Sarului. La marginea acestei caldeire se pastreaza o serie secundare de eruptie sub forma unor varfuri, de regula conice: Pietrosu, Negoiu Unguresc, Negoiu Romanesc, Pietricelul, Ratitis, Calimanel s.a.m.d.

Relieful vulcanic presupune și existenta unor forme de relief de mai mica anvergura, dar care prezinta valente turistice. In aceasta categorie mentionam:

Conuri adventive secundare care reprezintă mici centre de erupție.

Neckurile vulcanice care reprezintă fragmente din vechile cosuri vulcanice.

Formele de relief reziduale generate prin eroziune selectivă, cum este cazul cu Cei 12 apostoli.

Forme de tip daic care sunt iviri de lava ajunse la zi pe linii de falie: Creasta Cocosului – Gutai.

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

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

La marginea ariei vulcanice, îndeosebi în V Munților Calimani, 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 Calimanilor, sau piemontul din V Munților Gurghiu.

Reteaua hidrografică majoră a sectionat ansamblul munților vulcanici, rezultând sectoare de vale în defileu. Cel mai tipic este Defilul Muresului, dintre Toplita și Deda, apoi Defileul Oltului de la Tusnad și Defileul Oltului de la Racos - Munții Persani. Uneori, defileele sunt de mai mică amploare, așa cum este cazul cu defileele râurilor Sapanta 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 orgă 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 microdepreșiuni, generând așa-numita aureolă 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.

4.4.2.2 Relieful format pe roci sedimentare

Compartamentul acestora difera foarte mult în funcție de natura rocii. Un prim criteriu îl prezintă pe de o parte tipul de roca sedimentară, respectiv roci sedimentare consolidate și neconsolidate.

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

- a). Calcare și dolomite
- b). Conglomerate și gresii
- c). Marnele și sisturile argiloase

Din categoria rocilor neconsolidate menționăm argilele, nisipurile, loessurile și depozitele loessoide.

a). Calcare și dolomite. RELIEFUL CARSTIC și 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 prezența carbonatilor de calciu, iar în cazul dolomitelor se găsește carbonat de calciu și magneziu.

- atât calcarele cât și dolomitele sunt roci sedimentare consolidate, relativ dure, această 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 primă categorie de procese o reprezintă cele de natură 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 prezența 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 defilee.

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

Datorita diferentelor de temperatura de la zi la noapte sau de la vara la iarna, dar și ca efect al înghet-dezghetului, masele calcaroase se fragmenteaza progresiv, rezultand forme de relief de tipul trenelor de grohotis pozitionate la baza versanților.

Datorita climatului din glaciati, prin procese de triaj termic s-au creat in masivele calcaroase și dolomitice forme de relief cu aspect ruinform, cele mai cunoscute fiind haosurile de blocuri.

Prin modelare subaeriana indelungata și prin procese fizice variate, in masivele calcaroase și dolomitice se dezvolta un relief rezidual cu forme extrem de interesante de tipul acelor, coloanelor, turnurilor, piramidelor, darsi forme zoomorfe sau antropomorfe, inclusiv pietre oscilante. Toate acestea sunt denumite in toponimie.

b. Relieful carstic

Grupeaza toate formele de relief carstic situate sub scoarta topografica la diferite adâncimi in interiorul maselor calcaroase sau dolomitice. Practic domina accentuat formele de eroziune care genereaza goluri subterane de diferite forme și dimensiuni, unele dintre ele avand statut de pesera. Pe langa formele de eroziune, in cazul endocarstului, sunt prezente și formele de acumulare rezultate prin precipitare. Totalitatea acestora reprezintă practic speleotermele. In Romania calcarele care sunt cele mai pretabile pentru formarea pesterilor, totalizeaza circa 2% din suprafata tarii, insa formatiunile carstificabile ajung pana la 20% din teritoriu.

Relieful carstic este cel mai spectaculos tip de relief petrografic. Acest tip s-a format prin actiunea combinata atât a proceselor fizice cat și chimice, dar rolul dominant revine proceselor chimice, intre care dizolvarea are un rol esential.

Calcarele și dolomitele sunt roci foarte slab solubile, procentul de dizolvare realizandu-se doar intr-un mediu relativ umed prin intermediul apei incarcate cu CO₂. In cazul acesta apa are rol de acid slab care in contact cu CaCO₃ contribuie la dizolvarea progresiva a acestuia. CaCO₃ și CO₃MG trec astfel in bicarbonati, care sunt solubili, bicarbonatii sunt indepartati progresiv, iar masa rocii este afectata prin dizolvare rezultand forme ale eroziunii de natura fizica. In anumite situatii, indeosebi in interiorul masei de roci, eroziunea chimica este urmata de acumulari prin trecerea bicarbonatilor din nou in stare de carbonati prin recristalizare. Astfel se formeaza toate speleotemele, care sunt formele de acumulare din pesteri.

In funcție de modul de formare și de mediul de formare, relieful carstic apartine la doua categorii:

- 1). de suprafata, numit și exocarst

2). de adâncime, numit și endocarst

a). EXOCARSTUL

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

1). Lapiezurile sunt mici scobituri în masa rocii îmbrăcând forme, aspecte și dimensiuni variabile. Cele mai simple sunt lapiezurile liniare, care reprezintă mici santulete de formă triunghiulară în profil transversal, cu dimensiuni de la câțiva mm la câțiva cm. Ele se instalează în masa rocii nede, pe suprafețe înclinate, de regulă pe linii de fisură a rocii sau pe linii de

De regulă sunt lapiezuri simple, dar adesea formează rețele cunoscute ca și câmpuri de lapiezuri.

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

O altă categorie sunt fluviolapiezurile, care reprezintă mici scobituri în masa rocii rezultate în urma impactului picăturilor de ploaie, în special 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 m, excepțională până la 1-200 de m. Ca formă, dolinele au aspect circular, oval, mai rar neregulat. În funcție de profilul transversal, dolinele pot fi de două tipuri : farfurie și palnie. 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 mlăstinos datorită dizolvării calcarului și formării de minerale argiloase.

Dolinele de tip palnie sunt mult mai adânci, și se continuă în subteran prin intermediul aven înguste, 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 domina dolinele mici și mijlocii. Cele mai mari sunt în Occidentali (Platoul Carstic al Padesului, aria carstică a Vascaului), apoi cele din Mții Banatului, Anina, Pod Mehedinți (Crovul Mare și Madvedului din aria carstică).

Uneori dolinele sunt sparte de mici cursuri de apă, formând ulterior succesiuni de doline, care ulterior trec în vai carstice propriuzise.

UVALELE

Sunt depresiuni carstice de dimensiuni mult mai mari cu aspect de regula alungit, și care rezulta prin evoluția progresivă a unor aliniamente de doline. Depresiunile de tip uvala prezintă flancurile clar conturate de regula în trepte în timp ce fundul este plat, de regula mlăstinos, cu frecvente lacuri, însă se dimensiuni mai mari față de dolina. În România sunt mai slab reprezentate în Orientali, fiind mai reprezentate în aria Hasmasului (Poiana Alba), dar se dezvoltă foarte bine în zona Ohaba-Ponor din N-V Munților Sureanu, apoi în deosebi în Podișul Mehedinți, în Munții Banatului (Aninei-Uvala de la Carasova), și foarte bine reprezentate sunt în platoul carstic al Padisului și în zona carstică a Vascaului.

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 vai tectono-carstice, foarte frecvente în zona Adriatică, în Alpii Dalmatieni, aceste lacuri cum sunt cele de la Plivice, lipsesc însă în România.

4.4.3 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.

In Romania, cea mai lunga peștera cunoscută până în prezent, este Vantului, din munții Padurea Craiului, cu peste 45 km de galerii. De regulă peșterile lungi dețin peste 10 km de galerii, aici intrând Topolnita, Zapolie, Paraul Hodobanei, Neagra, Izvorul Tausoarelor. La polul opus, se situează peșterile foarte mici, unele dintre ele sculptate și în alte roci precum conglomerate, așa cum este cazul peșterii Bucsoiu din Bucegi, sau peștera Luanei din Calimani.

În această 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 suprafață 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 Ursilor, sau peștera Scarisoara, toate din Apuseni.

Peșterile pot fi clasificate, și din punct de vedere hidrologic, întâlnindu-se peșteri umede, semi-umede și uscate. De regulă 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. (Liliacilor din Rarau).

În România, se întâlnesc și peșteri speciale, o primă categorie fiind cea care conservă în interior corpuri relicte de gheață. În această categorie menționăm peșterile din Apuseni, cea mai cunoscută fiind peștera Scarisoara, cu o sală, Emil Racovița, 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 a speleotermelor care reprezintă totalitatea formațiunilor carstice, rezultate prin acumulare. În această categorie se încadrează stalagmiticele și stalagmiticele. Se adaugă apoi formele mai fine, cum sunt lămpărele și macaroanele. Prin precipitare rezultă o serie întreagă de forme divers colorate de tipul draperiilor, baldachinelor sau a unor forme zoomorfe și antropomorfe.

In pesterile de mare valoare, acestora li se adauga forme de amanunt de tipul corailtelor, helictitelor, și forme incadrate in categoria antodite. Sunt forme de clistalizari diferite de corali, flori, etc cum este cazul cu pestera Cioaca cu Brebenei. In pesteri pot sa apara și forme sculpturale de tipul alveolelor, sau a lighenelor.

Dintre pesterile din romania, care sunt cu forme de acumulare, mentionam pestera Ursilor, apoi Meziad din Apuseni, Muierii, Ialomicioarei, Munticelu. Endocarstul cel mai tipic, este caracteristic Occidentalilor, aria carstica nr 1 din Romania fiind caracteristica Muntilor Apuseni., Bihor, Codru Moma, Trascau, Semenic, cu extensii pana spre defileul Dunarii. Acestora li se adauga periferia sudica a Meeridionalilor, incepand din Muntii Coziei, prin muntii Capătăanii, Valcanului pana in muntii și Podișul Mehedinti, și mai apoi in Muntii Cernei. O alta zona carstica este cea de la marginea depresiunii Hateg. In special din partea de N-V a muntilor Sureanu.

In Orientali, cele mai importante arii carstice sunt cele din sinclinalele Rarăului și Hasmasului, dar cu extensii și in Muntii Rodnei, sau aria carstica din Muntii Bucegi și Piatra Craiului.

Relieful carstic propriuzis, se dezvoltă doar pe calcare și dolomite, insa forme de relief asemanatoare apar insa și in cazul altor roci carstificabile, precum gresii și marne calcaroase, apoi gipsuri și sare, leossuri și depozite leossoide, aglomerate vulcanice, sau gheata. Totalitatea formelor rezultate poarta denumirea de pseudocarst in care se pot indentifica, forme halocarstice, format pe gipsuri și sare; vulcanocarst; criocarst clastocarst (forme și depozite leossoide).

4.4.4 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 parametric: 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 arilos. 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 carpatic, 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 cate 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 Budegilor 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 înșă 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.

4.4.5 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 argiloasă. 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 carpatic, atât în flișul intern, cât și în cel extern. În domeniul montan, acestea apar și în flișul transcarpatic. 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 Tarcau, 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. Stânișoarei, Măgura Tarcău și Vf. Grinduș din M. Tarcăului, Vf. Goru, Lacăuți, Coza din M. Vrancei).

Datorită evoluției rețelei hidrografice, gresiile pot fi secționare 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 (Bâtca Doamnei, Bâtca 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 trene de ghotișuri, majoritatea inactive sau pot să apară forme de racord de tipul glacisurilor.

VĂILE sunt relativ înguste, și frecvent capătă aspectul de defilee, 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.

4.4.6 RELIEFUL FORMAT PE NISIPURI

Nisipurile reprezintă roci sedimentare neconsolidate, constituite din fragmente de regula din natura cuartuoasă, 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 sterse 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 deosebi 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 ogăse 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 cu rezervația Rapa Rosie, de la Sebes.

O altă categorie de nisipuri o formează cele de natură 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 creeze forme spectaculoase de relief. Forme aparte de relief, sunt însă în cele ale nisipurilor cu caracter fluvio-maritim, pe care le regăsim în Delta, în deosebi la nivelul grindurilor fluvio-maritime (Caraormani, Letea, Saratuirle 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

in zonele de tarm, avand o origine mixta, respecti fluviala, aduse in Mare de Dunare, și maritima, datorita proceselor de abraziune marina ca urmare a actiunii combinate a valurilor, și a curentilor litorali. Forma de relief cea mai tipica este in acest caz, data de prezenta plajelor. Uneori aceste nisipuri pot fi și modelate eolian, rezultand un micro-relief de dune, sau chiar a unor nisipuri din grindurile fluvio-maritime din Delta.

Un loc aparte il formeaza insa relieful rezultat in urma proceselor de eroziune, transport și acumulare, de natura eoliana. Astfel, vantul poate modela nisipuri de origini diferite, rezultand asa numitul relief de dune.

Relieful de dune din Romania, a rezultat in principal prin modelarea unor nisipuri, depuse in fostele lacuri panonic, și Getic. Relieful de dune, este caracteristic astfel indeosebi campiei Tisei, și campiei Romane.

Relieful de dune din Campia Tisei, se dispune pe circa 25000 ha, grupate indeosebi, in Campia Carei, respectiv intre Carei și Valea lui Mihai. In acest sector, domina dunele longitudinale, orientate pe directia N-E, S-V, deoarece vantul are o directie perpendiculara pe directia dunelor. Inaltimea dunelor este cuprinsa intre 10-15 m, uneori ajungand ale valori ale inaltimii la 20-25 m. Dunele apar și in Campia Nadlacului și Aradului, dar cu dimensiuni modeste. Cea mai mare suprafata cu relief de dune se grupeaza in partea de S-V a Romaniei, in Campia Olteniei, incepand din Campia Blahnitei, pana in cea a Romanatilor, cu insa maximul de extensie in Campia Bailestilor. Aici suprafata de dune este de circa 150.000 ha, dominand tot dunele longitudinale, orientate insa pe directie N-V, S-E; altitudinile acestor dune pot sa atinga chiar și 40 m, iar in spatiile interdunale pot sa apara și lacuri. In aceasta parte, pe langa dunele longitudinale, se mai dezvoltă și dune semicirculare, care poarta denumirea de barcane.

A 3-a zona cu relief de dune se grupeaza in partea de E a Campiei Romane, pe dreapta râurilor Buzau, Calmatui și Ialomita. Aici dunele totalizeaza circa 100.000 ha, dominand cele cu aspect longitudinal. Alte perimetre cu dune, sunt cele din Campia Tecuciului, indeosebi intre Ivesti și Hanu Conachi. In spatiul de la Hanu Conachi, acest relief de dune, este protejat intr-o rezervatie stiintifica. Tot o rezervatie o constituie și singurele dune din domeniul montan, unde pe o suprafata de circa 170 ha, se dezvoltă dunele de la Reci (Coasna).

Relieful de dune isi poate schimba configuratia, daca dunele nu sunt fixate prin vegetatie. Astfel se incearca fixarea dunelor prin metode diverse: plantatii vitipomicole (Campia Carei), viticole (Campia Olteniei, podgoria Segarcea), sau prin perdele și plantatii forestiere sau arbustive (Campia Olteniei, salcam etc); sau prin vegetatie de pasijti naturale sau specii forestiere (salcam la hanu Conachi, pin și mestecan la dunele de la Reci. Un relief de dune se mai intalneste și in cazul grindurilor fluvio-maritime din Delta Dunarii.

4.4.7 Relieful format pe loessuri și depozite leosoide

Leosurile, sunt roci sedimentare foarte slab consolidate, constituite din proportii asemanatoare de nisip, praf și argila. De regula domina fractiunea prafoasa detine și continuturi apreciabile de carbonati. In funcție de constitutia rocii, proprietatile leosurilor se remarca printr-o porozitate deosebita, dublata de permeabilitatea deosebita pentru apa. Depozitele leosoide prezinta insusiri asemanatoare, dar au o geneza diferita. Astfel leosurile sunt de origine eoliana, pe cand depozitele leosoide au rezultat prin mecanisme diagenetice. Leosurile și depozitele leosoide au cea mai mare reprezentativitate, in unitățile de campie, indeosebi in E-ul și S-ul Campiei Romane, cu deosebire in Baragan, apoi in unele sectoare ale Campiei Tisei, de regula in Campii tabulare. In unitățile deluroase și de podiș scade atât suprafata cat și grosimea leosurilor care aici ating doar cativa metrii in timp ce in Baragan, au gorsimi ce ajung frecvent la 30-40 metrii. Astfel asemenea depozite apar in campia Covurluiului, Dealurile Falciului, S-ul Colinelor Tutovei, ajungand prin depresiunea Elan-Horincea, pana in jumatătea de S a Campiei colinare a Jijiei. Relieful creat pe leosuri și aceste roci poarta trasatura definitorie a unor procese de natura fizica sau chimica, cele mai reprezentatie fiind procesele de subfoziune și tasare.

4.4.8 Relieful glaciar

Relieful glaciar este caracteristic pentru domeniul montan inalt al Romaniei. Acest tip de relieful reprezintă consecinta manifestarii schimbarilor climatice din Pleistocen cand s-au inregistrat cel puțin patru mari perioade de racire care au presupus formarea ghetarilor montani.

Cele patru mari perioade glaciare: GUNZ, MINDEL, RISS, WURM. Denumirea acestor perioade provine de la văile cu acelasi nume situate in Alpii Bavariei.

Datorita climei foarte reci cu temperaturi medii anuale negative și cu precipitatii in stare solida, in teritoriul carpatic inalt au existat conditii pentru acumularea zapezilor permanente și pentru transformarea acestora in firn, ghetari de Neve, ghetari propriu-zisi. Conditiiile de acumulare a ghetii au fost diferite, legate de configuratia reliefului. Astfel, se presupune ca in perioadele glaciare limita zapezilor permanente a coborat pana la circa 1500 de metri in N Carpatilor Orientali și pana la 1850 de metri in Carpatii Meridionali in perioadele MINDEL și RISS, in timp ce in WURM aceste limite au fost situate mai sus, respectiv 1850 m in N Orientalilor și circa 2000 m in Meridionali.

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

Efecul glaciației pleistocene îl reprezintă actualul relief glaciatic realizat prin procese de exaratie. Au rezultat o serie de forme de relief de eroziune, de regula negative, la care se adaugă și forme de acumulare glaciatică. Pastrarea 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 marturii 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 Sarcu), însă majoritatea cercetătorilor demonstrează existența marturiilor reliefului glaciatic 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 glaciatic

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

Circurile glaciare sunt forme de relief negative rezultate prin procese de exaratie, 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 caldări glaciare sau de zanoage. De regula, 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 dimpotriva 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 Parang, Godeanu, Tarcu, Căndrel-Sureanu apoi în Iezer-Păpușa și Leaota. În Carpații Orientali cele mai numeroase circuri sunt în Munții Rodnei, apoi în Bucegi, Calimani, Munții Maramureșului, în Munții Suhardului, cât și în Tibles. Unii autori vorbesc și de prezența circurilor în aria de curbura, în aria Penteleu și Siriu, dar aceste circuri nu reprezintă circuri propriu-zise ci doar nișe nivale. Marturiile 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 glaciatic, după

topirea ghetarilor de circ, in unele asemenea forme de eroziune s-au format lacurile glaciare precum: Lacul Bucura(cel mai intins-10 ha), Zanoaga (cel mai adanc- 29m), Lacul Neagu, Rosiile, Slaveiul, Galcescu, Avrig, Capra, Podragu, Lacul Balea, Iezer, Buhaiescu, Lala.

Un circ glaciari prezinta in partea din amonte o forma de relief pronuntat- spatari, iar pe flancuri brate și in partea din fata, din aval un prag. Daca pragul e intact atunci in circ poate sa apara un circ glaciari, dar in multe cazuri pragul e spart de catre un curs de apa care se continua in aval cu un sector de vale.

Văile glaciare reprezintă foste sectoare de vai înguste modelate apoi de catre ghetarii de vale care continuau pe cei de circ. Astfel, daca văile superioare din domeniul cristalin aveau o forma tipica de V, văile glaciare prezinta o forma a literii U care in profil transversal prezinta și o serie de umeri de vale glaciara. In profil longitudinal văile glaciare prezinta o serie de discontinuitati cu frecvente praguri in spatele carora apar și contrapante. Local, unele vai glaciare pot prezenta și cascade. In aval, văile glaciare trec apoi in vai fluviale propriu-zise.

De regula, văile glaciare din Carpati sunt scurte, cu lungimi de sub 5 km. Cele mai lungi au lungimi cuprinse intre 5 și 8 km și sunt dispuse pe flancul sudic al Muntilor Fagarasi. Cele mai reprezentative vai glaciare sunt Valea Pietrele și Valea Bucura din Retezat, apoi V. Soarbele, Olanului și Vlasiei din Godeanu, inasa cele mai numeroase sunt cele din Fagaras, unde pe versantul nordic se insiruie Valea Avrig, Caltun, Cartisoara, Ucea, Vistea Mare, Vistea Mica, Sambata, Capra, Balea. Alte vai: Valea Superioara a Ialomitei din Bucegi, Valea Pietrosul din Muntii Rodnei, Cursul Superior al Bistritei aurii.

In lungul vailor glaciare se pastreaza unul sau doua nivele de umeri de vale glaciara, iar in partea bazala sunt frecvente formele de slefuire glaciara cunoscute sub denumirea de spinari de berbec sau roches mouttonees. Pe fundul vailor glaciare se pastreaza o serie de blocuri de mari dimensiuni, ramase in pozitii foarte ciudate, numite blocuri oscilante.

Unii autori considera ca posibila și pastrarea unor ghetari de platou, unde urmele modelarii glaciare sunt mai puțin evidente. Aceste pseudoforme glaciare sunt prezente in unele masive ale Flișului intern, diversi autori prezentandu-le și sustinandu-le in Ceahlau, Penteleu-Siriu, Ciucas-Zaganu, Muntii Baiului, Bucegi.

2. Formele de acumulare glaciara: morenele

Morenele reprezintă fragmente de roca de dimensiuni variabile, de regula colturoase transportate de limbile de gheata de pe văile glaciare. Dupa topirea ghetarilor de vale aceste fragmente au ramas pe flancurile vailor glaciare, uneori pe mijlocul vailor sau in fata limbii de gheata, sub forma unor baraje morenaice. Astfel, in funcție de pozitia lor pot exista morene laterale, morene mediane, morene frontale(terminale).

De regula, morenele laterale se pastreaza pe flancurile vailor glaciare sub forma unor mici valuri pozitionate la aceeasi altitudine fata de firul vaii. Cele mai bine pastrate sunt morenele laterale cele mai noi, caracteristice glaciatiei WURM.

Morenele mediane sunt de cele mai multe ori indepartate prin eroziune, intrucat raman pe o pozitie axiala in lungul vailor principale.

Cele mai bine pastrate sunt morenele terminale sau morenele frontale. Acestea au forma semicirculara, de potcoava, avand inaltimi de ordinul metrilor, exceptional de ordinul zecilor de metri. Valurile morenaice frontale sunt sparte de catre reseaua hidrografica, dar se pastreaza in relief la altitudini variabile. Cele mai joase valuri morenaice frontale le intalnim intre 1100 și 1350 de metri, in N Orientalilor (Valea Pietrosu-M.Rodnei), aceste morene sunt probabil de varsta Mindeliana sau Rissiana. In Meridionali, cele mai joase morene sunt situate la altitudini de 1350 – 1400 de metri. Un exemplu concludent il reprezintă morena frontala din Valea Superioara a Ialomitei, de la altitudinea de 1360 de metri. In timpul glaciatiei wurmiene ghetarii de vale s-au oprit ceva mai sus, ajungand practic la altitudini de circa 1500 de metri.

Relieful glaciare din Carpatii romanesti este bine pastrat in muntii inalti, cu forme diferite, dar fara a avea amploarea sau anvergura celor din Alpi.

Formele reliefului glaciare pastrate din timpul modelarii caracteristice ultimelor trei perioade glaciare prezinta o valoare stiintifica remarcabila, dar și una peisagistica exceptionala, aceste forme individualizand domeniul alpin al Carpatilor romanesti.

4.4.9 Relieful fluvial

Relieful fluvial reprezintă opera apelor curgatoare, respectiv a râurilor. Principala formă majoră de relief o reprezintă văile, a caror 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 anterioare 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 evolute 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 Neamt 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 structura 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 anterioare, 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 anterioare. De exemplu cursul Văii Bistriței Mijlocii.

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

- Văile consecvente au sensul de curgere în direcția înclinării stratelor. 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 stratelor. 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 Iasi, 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 stratelor. Acestea sunt de regulă mai noi, mult mai scurte și cu versanții relativ simetrici. Ca exemplu menționăm Valea Nicolinei.

4.4.10 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 constată 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 extracarpatiche, unde ating lățimi de sute de metri sau chiar de ordinul kilometrului. 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 indiguire. 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 revarsări și inundații, cu distrugerii materiale importante (culturi agricole, căi de comunicație, așezări umane).

Terasele 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 aluvionale 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 subcarpatc 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. Terasele sunt dispuse asimetric, cazul cel mai tipic fiind cel al teraselor Siretului dispuse majoritar pe dreapta a râului.

4.4.11 Relieful mostenit din perioade precuaternare și cuaternare.

Aceasta categorie apartine reliefului sculptural datorat manifestării agenților externi care au prelevat în anumite perioade de timp.

După constituirea unor morfostructuri, în deosebi la nivelul teritoriului carpatic agenții externi au contribuit la apariția unor forme de relief care se grupează în 2 tipuri majore, respectiv relieful sculptural caracteristic suprafețelor carpatice de nivelare și relieful glaciatic.

a. Suprafețele de nivelare

În această categorie se încadrează relieful mostenit din perioade de evoluție precuaternară. După constituirea unor morfostructuri în timpul fazelor orogenetice au urmat perioade de timp caracterizate prin calm tectonic. În aceste perioade agenții externi au realizat o modelare intensă a reliefului montan în urma căreia astăzi păstrăm în peisajul carpatic o serie de suprafețe intens nivelate care se păstrează la diferite altitudini. Asupra mecanismelor de formare sunt încă discuții în sensul în care au prelevat mecanismele formării unor penepene (în sens Deavisi) sau au dominat mecanismele specifice formării unor pediplene (în sens atribuit de Penck).

Suprafețele de nivelare poartă denumiri diferite fiind numite suprafețe de eroziuni sau suprafețe de nivelare sau complexe de nivelare sau platforme de eroziune.

Indiferent de mecanismele de formare mostenim astăzi în deosebi în teritoriul carpatic 3 mari suprafețe sau complexe de nivelare.

Pentru a discuta de prezența celor 3 complexe de nivelare sunt necesare 2 argumente majore.

Primul argument este dat de păstrarea în relief a unor structuri geologice rețezate.

Al 2-lea argument este legat de păstrarea unor depozite corelate în unitățile joase adiacente.

Cele 3 complexe de nivelare sunt suprafața Borascu, rau-ses și Bornovita.

Suprafața Borascu reprezintă cel mai vechi complex de nivelare carpatic care s-a constituit pe durata a 45-50 mil ani în intervalul de calm tectonic dintre faza Iaramică și Săvică. Începe să se formeze de la finele cretacicului și durează până în Oligocen.

Datorita climatului relative cald și cu 2 anotimpuri unul mai umed in care se realize alterarea intense și altul mai uscat in care se realiza evacuarea spasmodic a materialelor alterate a rezultat un complex de nivelare foarte bine pastrat la astitudini mari care a primit denumirea de suprafata Borascu.

Suprafata Borascu se caracterizeaza prin o serie de poduri suspendate orizontale sau foarte larg ondulate care sunt pastrate doar in aria cristalina din teritoriul carpatic. Ulterior formarii din suprafata initiala s-au consumat unele perimetre modelate ulterior de catre glaciata pleistocena. Altitudinea la care se gaseste acest complex de nivelare este diferita datorita inaltarilor diferite suferite de catre anumite tronsoane carpatice. Astfel in general in carpatii Meridionali aceasta suprafata este situata in medie intre 2000 și 2200 m.

In Carpatii Orientali aceasta suprafata este cea mai tipica in N acestora, respective in M Rodnei și Maramuresului. Altitudinile la care se pastreaza este de 1800-2000m. poarta denumirea de suprafata Batrana sau suprafata Cornul Nedeiei.

In Apuseni aceasta suprafata se pastreaza in aria central inalta din M Bihor-Vladeasa purtand denumirea de suprafata Farcasa-Carlitate la altitudinea de 1700-1800m extinzandu-se și in M Mare in timp ce in M Banatului poarta denumirea de suprafata Semenic la altitudinea de 1400m.

Complexul de nivelare Râu-Şes

Cel de-al 2 lea complex de nivelare este caracteristic teritoriului carpatic dar care a afectat și alte arii morfostructurale in afara celei cristaline. Astfel acest complex de nivelare s-a realizat intr-un interval mai scurt de timp de app. 15 mil de ani.

Modelarea subaeriana s-a realizat in intervalul de calm tectonic dintre orogenezele savica și stirica. Intrucat aceasta modelare a fost intrerupta partial de miscarile stirice vechi complexul rau-ses se individualizeaza prin prezenta a 2 nivele situate la nivele racordabile.

Formarea complexului de nivelare incepe printr-o faza intense de eroziune in deosebi in adancime prin care se ingusteaza vachea suprafata Borascu dar sunt supuse modelarii și noi teritorii constituite intre timp ca arii morfostructurale. Astfel aceasta nivelare se extinde și in aria flisului intern carpatic dar cel mai bine se pastreaza tot in ariile cristaline. Astfel aceasta suprafata de nivelare nu a ajuns la un stadiu avansat de modelare rezultand suprafete larg ondulate de tipul culmilor prelungi și largi situate in general la altitudini apropiate, pentru carpatii meridionali altitudinea la care se gaseste suprafata rau-ses este de 1400-1600m depasind aceasta valoare doar in carpatii de curbura unde nivelul general al culmilor principale este situat intre 1600-1700m.

In carpatii Orientali acest complex de nivelare este cel mai bine pastrat in aria cristalina fiind present in muntii Rodnei unde poarta denumirea de suprafata Cerbu iar in masivul Giumala este denumit suprafata Poiana Ciungi. Alitudinea este de cca. 1400-1600m.

Cea mai tipica expresie a complexului rau-ses se regaseste in muntii Apuseni in deosebi in aria cristalina din Gilau-Muntele Mare și din muntii Bihor. Aici poarta denumirea de suprafata Marishel, care prezinta 2 nivele. Unul inferior la 1000-1100 m iar al 2-lea nivel superior este situat la 1100-1200m in dreptul localitatii Marishel.

Aceasta suprafata este intalnita și in muntii Banatului la altitudini ceva mai joase, dar și in m. Poiana Rusca.

Complexul structural Gornovița

Este cel mai nou complex de nivelare din teritoriul carpatic realizandu-se intr-un interval de timp și mai scurt de cca. 7,5-8 mil ani. Acest complex s-a realizat pe parcursul pliocenului fiind rezultatul perioadelor de calm tectonic dintre fazele orogenetice din aceasta perioada.

Perioadele de calm tectonic au fost mai scurte fiind intrerupte de manifestarea miscarilor moldave, urate de atice vechi, noi, și de cele rodanice. In aceste conditii acest complex de nivelare a afectat suprafete și mai largi situate in aria cristalina, in aria flisului sau chiar și in aria vulcanica.

Mecanismele de formare a acestui complex de nivelare au fost diferite dar pe fondul pastrarii unui climat relative cald și cu sezoane contrastante. Din acest motiv complexul GOrnovita este situat la altitudini variabile și poarta de numiri diferite. In functie de mecanismele de formare se deosebesc 3 situatii distincte: formarea unor suprafete de culme și de pasuri carpatice, 2. Formarea umerilor de vale și 3 formarea treptelor de bordura.

In cazul formarii suprafetelor de culme și a pasurilor carpatice modelarea subaeriana intensa a dus la o nivelare a unor culmi specifice in deosebi flisului extern. O asemenea situatie o regasim in Obcina Mare cu o altitudine medie de 1000 pana la 1100 metri. La fel aceeași suprafata este intalnita in muntii Tarcaului (Muntele Lung) unde Mihai David denumeste aceasta suprafata ca fiind suprafata Damucului.

Suprafata Gornovita poarta și denumirea de suprafata pasurilor carpatice sau a a predealurilor. Cea mai tipica expresie a acestei forme este specifica pasului Predeal. Aceste suprafete constituie rezultatul modelarii prin evolutia regresiva a unor perechi de vai cu directii de scurgere diametral opuse.

Aceasi situatie este caracteristica și altor pasuri caracteristice precum in pasul Ojdula, Oituz, dar intalnim și in N Orientalilor in arii cristaline ca in cazul suprafetei Mestecanis.

In suprafata pasurilor carpatice este situat in jurul a 1000 de m urcand oana la 1100-1200 in N Orientalilor.

A doua situatie este cea a formarii umerilor de vale. Acestia se pastreaza la altitudini racordabile pe flancurile unor vai deasupra teraselor superioare ale raurilor. Unele reprezinta un stadiu incipient de evolutie a vailor din aria flisului in deosebi in flisul extern dupa formarea unor structuri. Asemenea situatii se regasesc in flisul extern M Stanisoarei unde umerii de vale sunt bine conturati in deosebi in lungul Cracaului.

Treptele de borura se regasesc la marginea unor depresiuni intramontane ocupate de lacuri care au functionat pana in cuaternar. Astfel treptele de bordure au fost erodate prin ... s-au realizat unele suprafete orizontale sau slab inclinate care apartin suprafetei Gornovita.

Asemenea se regasesc pe marginea depresiunilor intramontane din V carpatilor Orientali. Astfel M David indentifica suprafata Hazanez pe marginea depresiunii Borsec, dar treptele de bordure sunt bine pastrate și pe marginea depresiunilor Giurgeu Ciuc avand o dezvoltare mare in depresiunea Brasov.

Cea mai tipica expresie a acestei forme se regaseste la marginea muntilor Barsei in special langa Brasov pornind din Tampa și avand o larga extindere in Poiana Brasov.

Suprafata Gornovita se regaseste și in Cartatii Occidentali in deosebi in aria muntilor Apuseni unde poarta denumirea de suprafata Fenes-Deva la cca. 600m altitudine, iar in muntii Banatului aceasta poarta denumirea de suprafata Carasului sau Teregova la cca. 500-600m.

b. Piemonturile și glacisurile din Romania

Pimonturile și glacisurile se incadreaza in aceeasi categorie a reliefului mostenit din alte etape de evolutie precuaternare și cuaternare. Mecanismele de formare sunt insa diferite fiind vorba de mobilizarea unor depozite și apoi depunerea lor sub forma de formatiuni terminale.

Piemonturile din Romania s-au format in două mari perioade respective piemonturile formate in miocen respective in intervalul Burdigarian pana in Badenian și mai apoi o doua perioada din pliocen până în cuaternar.

Piemonturile reprezinta forme de relief constituite din formatiuni cu caracter piemontan. Aceste formatiuni au fost transportate de catre rețeaua hidrografica existenta in perioadele mentionate și care ulterior au fost depuse la tarmul unor mari sau lacuri existente la acea data.

Astfel pe fondul climatului existent in miocen s-a realizat un transport spasmodic de material detritice respective pietrisuri și nisipuri care erau depuse in zonele de tarm.

Piemonturile Miocene s-au constituit progresiv la marginea teritoriului carpatic respectiv la N și la S de carpatii Meridionali, la E de captatii Orientali, in V și in E muntilor Apuseni. Raurile care ieseau din teritoriul carpatic au depus mari cantitati de peitrisuri și nisipuri in zonele de tarm sub forma unor conuri aluviale emerse sau submerse sau sub forma de fan-delte sau sub forma unor delte propriu-zise.

In partea de E a carpatilor Orientali raurile au depus mari cantitati de pietrisuri și nisipuri la tarmul marii Sarmatice, ulterior dupa retragerea spre S-SE a acestei mari raurile au sectionat aceste depozite cu grosimi mari rezultand in relief un ansamblu deluros colinar care astazi formeaza podisul piemontan (subunitatea a Podișului Sucevei) situat la contactul dintre orogenul carpatic și Subcarpatii Moldovei și Platforma Moldoveneasca.

Podisul piemontan este constituit din masive deluroase ramase in relief la iesirea raurilor din aria montana. Astfel in relief se pastreaza Masivul Ciungi, Dealurile Boistea-Bleblea la iesirea Ozanei, dealul Corni la iesirea Cracaului din aria montana, iar spre sud formatiunile se regasesc in podisul Bozienilor iar mai la S formatiunile piemontane sint remaniate pe flancul exterior al dealurilor subcarpatice pana in piemontul Pancestilor (spre confluenta Trotusului cu Siretul).

Formarea acestor piemonturi s-a continuat și in aria de la curbura unde aceste formatiuni ale piemonturilor Pliocene au fost remaniate in cea mai mare parte și care se regasesc impreuna cu formatiunile piemontane mai noi fie in dealurile subcarpatice externe fie pe flancul lor extern. Aceste formatiuni se pastreaza in loc doar in platforma Zabrauti.

Piemonturile miocene sunt bine reprezentate și in sudul Carpatilor Meridionali și in Subcarpatii Getici unde formeaza o vasta arie. Acest podis s-a constituit insa și pe parcursul perioadei Pleistocene. Reteaua hidrografică a sectionat ulterior acest complex de formatiuni piemontane generand subunitati de relief denumite platforme.

Piemonturile miocene sunt bine reprezentate și pe rama bazinului Transilvan. Astfel pe partea sudica s-au depus mari cantitati de pietrisuri și nisipuri care ulterior au fost acoperite partial sau total de formatiuni mai noi inclusive de formatiuni specifice glacișurilor. Sunt pastrate fragmentar la contactul dintre Meridionali și depresiunile de pe rama sudica.

Bine pastrate sunt și piemonturile din partea de nord a Apusenilor in deosebi la exteriorul culmii Breaza in dealurile Ciceului, Suplaiului si Nasaudului. Bine pastrate sunt și piemonturile de la marginea Apusenilor care formeaza o bordura aproape continua prin dealurile Feleacurii, Măhăceni, Aiud.

In E Transilvaniei aceste piemonturi se pastreaza in deosebi la marginea Calimaniului și Gurghiului constituite prioritar din bolovanisuri și pietrisuri de natura andezitica.

In V carpatilor Occidentali formatiunile piemontane au acoperit depozitele de varsta neogana formand o cuvertura piemontana de grosimi variabile care ulterior a fost fragmentata de rețeaua hidrografică. Astfel depozitele piemontane se pastreaza in component dealurilor de Vest.

Piemonturile de vârstă pliocen-cuarternara sau format după mișcările rodanice. În această perioadă au dominat în deosebi acumulările sub forma unor conuri aluviale (fan-delte) inițial submerse și ulterior emerse, datorită retragerii progresive a liniilor de țărm.

Piemonturile de această vârstă sunt cele mai tipice în aria de la curbura unde datorită mișcărilor finale de tăiere și înălțărilor neotectonice formațiunile piemontane au fost remaniate și redistribuite spre exterior formând un ansamblu piemontan etajat respectiv care începe de pe flancul extern al dealurilor piemontane externe, se continuă apoi printr-un glacis cu caracter piemontan și ajung până în câmpiile montane.

Piemontul pliocen-cuaternar se continuă și pe teritoriul Podisului Piemontan Getic datorită retragerilor succesive ale liniilor de țărm motiv pentru care formațiunile piemontane mai noi le regăsim și în câmpiile piemontane din N și NE Câmpiei Române.

Piemonturi din această generație întâlnim însă și în interiorul ariei montane în deosebi la marginea depresiunilor intramontane. Asemenea situații întâlnim în depresiunea Dornelor, Giurgeului și mai puțin în depresiunile Ciuc și Brașov.

b. Glacisurile din România

Reprezintă forme de relief situate la baza versanților, transportate gravitațional de pe o suprafață înclinată și depuse la contactul versantului cu luncile, sau cu orice suprafață relativ plană (podul teraselor).

Condiții pentru formarea glacisurilor au existat în toate perioadele de evoluție a reliefului, însă în relieful actual se păstrează doar glacisurile de dată relativă recentă. Putem distinge două perioade de formare a acestora: glacisurile Pleistocene și cele Holocene. Pentru formarea glacisurilor cele mai tipice sunt climatele aride și semiaride atât calde cât și reci. În cazul glacisurilor Pleistocene climatul a fost de factură subpolară, iar procesele caracteristice formării au fost cele de natură periglaciară. În timp ce pentru glacisurile Holocene formarea lor se leagă de climatul temperat continental.

Glacisurile pleistocene sunt cele mai tipice și mai bine reprezentate în deosebi în aria montană. Acestea au luat naștere prin procese de clioplaștere la marginea abrupturilor din domeniul montan înalt. Acestea îmbracă forma unor imense trene de grohotișuri astăzi fosilizate parțial, care parazitează marginea unor ciurcuri glaciare sau periferia unor suprafețe care aparțin complexului de nivelare Borăscu.

Mult mai bine reprezentate sunt însă glacisurile de vale sau glacisurile de bordură de la marginea depresiunilor intramontane. Acestea se regăsesc în toate unitățile morfostructurale carpatice mai slab reprezentate fiind doar în aria cristalina.

Foarte bine reprezentate sunt glacisurile de bordură de la marginea depresiunilor intramontane care au lungimi considerabile și pante reduse fiind dispuse de regulă la contactul dintre fundul depresiunii și versanții adiacenți depresiunilor (Depresiunile Dornelor, Borsec, Bilbor, Giugeu, Ciuc și Brașov).

Glacisurile marginale de la contactul ariei montane cu unitățile de relief învecinate. Foarte bine reprezentate sunt glacisurile de pe flancul Nordic al Meridionalilor la contactul cu Depresiunea Colinară a Transilvaniei. Cele mai reprezentative sunt cele de la marginea Depresiunii Făgărașului care parazitează vechiul piedmont. În aceeași categorie genetică se încadrează și glacisurile din partea de V a Carpaților Occidentali, situate la limita cu Câmpia Tisei, la contactul cu Câmpia Zarandului sau la contactul cu depresiunile de tip golf. Asemenea glacisuri apar și la exteriorul Carpaților Orientali îndeosebi la contactul cu Subcarpații Moldovei și subcarpații de curbura.

Formarea glacisurilor a continuat și pe parcursul Holocenului în postglaciar însă extinderea lor este mult mai limitată sau în alte situații glacisurile Holocene se extind pe fondul celor Pleistocene.

Astfel la exteriorul teritoriului carpatic s-a conturat o bordura aproape continuă de glacisuri la nivelul bazei delurilor subcarpatice externe și spre contactul cu câmpiile de glacis care reprezintă o mică componentă a câmpiilor piemontane, de ex. în zona de la curbura.

Formarea glacisurilor s-a realizat și în unitățile deluroase și de podis. În unitatea pericarpatice cele mai tipice glacisuri sunt poziționate la limita dintre depresiunile carpatice și dealurile subcarpatice. În unitățile de podis formarea glacisurilor este evidentă, ele fiind situate la contactul dintre sesurile aluviale și versanți sau la limita dintre terasele râurilor și versanți. În literatură de specialitate este dovedită ipoteza evoluției reliefului prin procese de glacisizare care constau din retragerea progresivă a versanților până la atingerea unor pante de echilibru sau până la consumarea în totalitate a interfluviilor, cu formarea așa numitelor creste de întâlnire a versanților.

Asemenea situații sunt frecvent întâlnite în Dealurile Târnavelor, Podișul Central Moldovenesc, Colinele Tutovei cât și în alte subunități ale Podișului Moldovei și a Câmpiei Transilvaniei.

În cazul glacisurilor putem vorbi de terenuri care constituie cele mai favorabile zone pentru amplasarea locuințelor, a căilor de comunicație dar și pentru practicarea agriculturii. Din punct de vedere genetic și funcțional glacisurile pot fi grupate în trei mari categorii:

- i) glacisuri de acumulare, formate ca o primă etapă;
- ii) glacisuri de eroziune, mult mai avansate din punct de vedere genetic;
- iii) glacisuri mixte.