

# GEOLOGIA JUDEȚULUI ARGEȘ

Prof. dr. docent MIRCEA ILIE

*Introducere.* Situația geografică a județului Argeș, aflată între versantul sudic al catenei Făgărașului cu caracter alpin și Cîmpia Română, se întinde peste toate unitățile geologice carpato-transdanubiene, alcătuite din strate de natură și vîrstă diferită și cu o arhitectură deosebită față de celelalte unități înconjurătoare. Partea nordică a județului pînă pe linia localităților Arefu, Albești, Nămăiești, Stoinesti este ocupată de catenele muntoase cristaline : Făgăraș, Cozia-Ghițu, Iezeru-Păpușa și Leaota. În colțul nord-estic se dezvoltă bazinul intermontan Rucăr-Dîmbovicioara, alcătuit din depozite jurasico-cretacice, care stabilesc legătura cu Carpații orientali. În jurul orașului Cîmpulung se întinde un bazin tectonic terțiar, iar între creasta Cozia-Ghițu și marginea sudică a Făgărașului apare bazinul intramontan, alungit, Lovișteea. Între limita sudică a munților cristalini și paralela Pitești se dezvoltă colinele getice, cunoscute sub numele de muscele. Partea meridională a județului aparține unităților geologice cu structuri ascunse, numită Cîmpia Română.

Studiile geologice de pe cuprinsul județului Argeș sînt datorite lui Gr. Ștefănescu (1886), S. Ștefănescu (1886), V. Popovici-Hațeg (1898), I. P. Voitești, (1907, 1909, 1942), L. Mrazec (1904), H. Grozescu (1917) și recent lui V. Dragoș (1952—1954).

## I. Cristalinul Făgăraș, Cozia-Ghițu, Iezeru-Păpușa, Leaota

*Munții Făgărașului* ocupă partea de nord a județului ; limita lor sudică se află pe linia localităților : Arefu, Albești. Ei fac parte din marea unitate geologică a Carpaților meridionali și anume reprezintă catena muntoasă cea mai estică. Istoria geologică a acestor munți începe din cele mai vechi timpuri (antecambrian) și este alcătuită dintr-o serie de prefaceri de amploare deosebită. Începuturile istoriei Făgărașului sînt neclare ; precizările cronologice aparțin munților hercinici însă, există presupuneri că vechimea masivului a atins vîrsta munților caledonici sau a altora și mai vechi. Componenta petrografică repartizează masivul Făgăraș la categoria munților cristalini. Acest masiv muntos este alcătuit din șisturi cristaline, adică din roci sedimentare și roci eruptive, care fiind supuse la presiuni și temperaturi ridicate s-au transformat în roci cristaline cu aspect șistos. Procesul poartă numele de metamorfism re-



gional. Studiile petrografice din munții Făgărașului se datoresc lui L. Mrazec (1904), G. Murgoci (1905), M. Reinhardt (1909), A. Strecheisen (1936) și Șt. Ghica (1940). În anul 1897 L. Mrazec a descifrat în com-

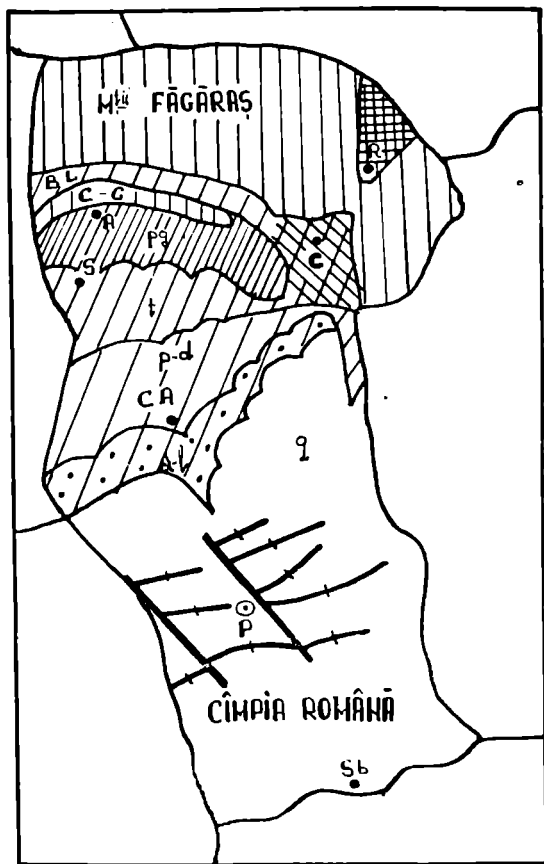


Fig. 1 — Schița geologică a județului Argeș, pg., paleogen; t. tortonian; p. ponțian; d-l, dacian-levantin; q, cuaternar.

R. Rucăr; C, Cîmpulung; A, Arefu; S, Sălătruc; CA, Curtea de Argeș; P, Pitești; Sb, Slobozia; BL, Bazinul Loviștei; C-G Creasta Cozia-Ghițu.

prin prezența aceluiași asociații de minerale. Șisturile cristaline ale grupului I ocupă cea mai mare parte din munții Făgărașului, aflată pe teritoriul județului Argeș. Ele aparțin la două unități geologice: munții Făgărașului și creasta Cozia-Frunți-Ghițu, separate între ele prin depresiunea Loviștei, umplută cu depozite sedimentare terțiare. În munții Făgărașului, culmile înalte sînt formate din micașisturi, străbătute de numeroase intercalații de amfibolite, șisturi amfibolice și calcare cristaline. Spre sud se dezvoltă micașisturile cuarțoase cu biotit, staurolit, granat și disten, care dovedesc un grad de metamorfism mai avansat.

plexul șisturilor cristaline două grupuri de șisturi cristaline, deosebite între ele prin gradul de metamorfism. Clasificarea realizată, care a format permanent baza cercetărilor ulterioare, cuprinde două serii de șisturi cristaline. Cristalinul puternic metamorfozat a fost repartizat grupului I, constituit din roci, care aparțin zonelor de adîncime mare, cu metamorfism pronunțat și formează faciesul numit cata-mezozonal, caracterizat prin asociația de minerale: cuarț + plagioclaz + biotit + muscovit. Rocile grupului I sînt de origine sedimentară (paragneise, micașisturi, cuarțite, șisturi amfibolice, calcare cristaline) și de origine eruptivă (amfibolite, diorite, gnaise amfibolice, serpentinite, cuarț hidrotermal). Șisturile cristaline de origine sedimentară se deosebesc după structură și componentă chimică sau mineralogică; ele reprezintă corespondentul metamorfic al unor pachete enorme de roci sedimentare argiloase, argilomarnoase și calcaroase. Toate aceste roci alcătuiesc o serie unitară prin înfățișarea lor și



De asemenea apar șisturi micacee filitoase, șisturi micacee cu epidot și gnaise micacee. Pe marginea de sud a Făgărașului predomină diferitele gnaise de injecție, care devenind masive, capătă înfățișarea granitică și sînt cunoscute sub numele de gnaise de Cumpăna. Banda gnaiselor de Cumpăna se urmărește pe direcția E-V din Valea Oltului, — în dreptul localităților Robești și Cornet — și pînă în Riul Doamnei, de unde se continuă, pe direcția NE-SV, pînă la extremitatea nord-estică a masivului Făgăraș. Zona gnaisului de Cumpăna este străbătută de văile Topolog, Argeș, Vîlsan și Riul Doamnei pe o lărgime de circa 5 km. În cuprinsul său se deosebește o parte axială constituită din gnaise granitice masive și granite, care este limitată de gnaise oculare în formă de lentile. Părțile marginale ale gnaisului, reprezintă treceri gradate la gnaise micacee și micașisturi.

*Creasta Cozia-Frunți-Ghițu*, situată la sud de munții Făgărașului, se desprinde din munții Lotrului la vest de Brezoi; atinge lărgimea maximă în defileul Oltului, la Turnu și se continuă pe direcția E-V, pînă pe versantul stîng al văii Vîlsanului. Bazinul Loviștea separă această creastă de marginea sudică a Făgărașului. Petrografic, ea este formată dintr-un complex de șisturi cristaline injectate de gnaise oculare. Gnaisul de Cozia-Ghițu se deosebește de gnaisul de Cumpăna prin raporturile dintre masa gnaiselor și a șisturilor cristaline; gnaisul de Cumpăna reprezintă injecții discontinue în complexul cristalin pe cînd gnaisul de Cozia apare doar ca incluziuni, din care cauză L. Mrazec i-a atribuit o origine granitică și o consolidare sub presiune.

Versantul transilvan al munților Făgăraș este alcătuit din șisturi cristaline epizonale, aparținînd grupului II (Mrazec). Rocile acestui grup sînt reprezentate prin filite cloritoase, filite sericitoase și filite grafitoase, care prezintă treceri gradate spre micașisturi cu biotit, clorit sau sericit precum și intercalații de cuarțite și șisturi amfibolice. Alături de complexul filitic, se dezvoltă șisturi sericito-cloritoase, calcare și dolomite cristaline. În mod subordonat seria epizonală prezintă gnaise oculare, diabaze și diabaze porfirice. Această serie se întîlnește și la sud-estul Făgărașului în masivele Iezeru-Păpușa și Leaota.

*Seria de Leaota* este constituită din șisturi cuarțitice, șisturi sericitoase, șisturi sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi amfibolice și amfibolite. Gnaisile oculare și gnaisile aplitice injectează această serie epizonală. La nord-vest de Cîmpulung apar blocuri izolate de granit biotitic cu ortoză, plagioclaz și cuarț albăstrui, cunoscut sub numele de granit de Albești.

*Tectonica.* Raporturile geometrice dintre grupurile cristaline ale Carpaților meridionali au fost mult discutate pe motivul că grupul I, mai puternic metamorfozat, în loc să suporte grupul II, din contră, el este suportat în condiții inverse de grupul II, mai puțin metamorfozat. Poziția superioară, inversă a seriei cata-mezozonală față de seria epizonală a fost interpretată de G. Murgoci ca reprezentînd o structură în pînză.

La sfîrșitul secolului trecut geologii alpini au identificat această structură care constă din suprapunerea inversă a stivelor de strate vechi



peste altele mai tinere, pe distanță de zeci de kilometri. Fenomenul era explicat prin supracutare, adică prin culcarea și antrenarea cutelor vechi peste un autohton tânăr. La scurt timp după această descoperire importantă în arhitectura Alpilor, G. Murgoci (1905) a confirmat prezența structurii în pinză în Carpații români. După studii de durată în Carpații meridionali, genialul tectonician a descifrat arhitectura foarte complicată a acestei catene prin identificarea pinzei getice. Problemele tectonice a căror rezolvare încoronează activitatea sa științifică, sînt dezvăluite începînd cu anul 1898, cînd s-a ocupat de tectonica părții nordice a masivului Paring, iar în anul 1905 a descris pinza de supracutare, pe care a făcut-o apoi cunoscută, în Congresul Internațional de Geologie, ținut la Stockholm, în anul 1910. Lucrările anterioare privind Carpații meridionali se limitau pînă atunci la descrieri petrografice izolate sau grupate în anumite serii cu oarecare indicații asupra poziției lor geometrice. Murgoci a observat raporturile arhitecturale dintre cele două grupuri de roci, pe care le-a urmărit de la Dunăre pînă în Făgăraș. Iată cum a descris această descoperire de o deosebită importanță, care a condus la dezlegarea întregii arhitecturi a Carpaților : „Studiul tectonicii munților și podișului Mehedinți ne-au dezvăluit un fenomen tectonic de o măreție neobișnuită : un imens șariaj (încălecare) de anumite formațiuni cristaline și mezozoice pe o suprafață de cel puțin 300 km lungime și 60 km lățime. Acest fenomen grandios este un punct critic pentru geologia Carpaților ; prin el regiunea aceasta a pămîntului a suferit o schimbare totală, așa că înainte de acest fenomen nu putem vorbi de Carpați, nu putem stabili mări și continente, nu ne putem face o idee de cum era această porțiune a globului terestru“.

Prin acțiunea de eroziune a apelor, astăzi pinza getică apare imbu-cătățită. Corpul principal îl formează munții Făgăraș, Lotru, Cibin, Sebeș, Poiana Ruscă și Semenice. Pe fondul autohton, format din munții Paring, Cerna, Mehedinți, Retezat, Petreanu și Almaș, apar izolate trei petice de acoperire, scăpate de sub acțiunea eroziunii normale, avînd forme și dimensiuni variate : Godeanu, Cerna și Orzești-Vîrciorova. Ultimele mărturii ale pinzei getice se întîlnesc pe marginea sudică a Carpaților meridionali și dispar sub învelișul terțiar al colinelor Olteniei : Văləri și Negoiești-Gura Văii.

Este de reținut modul evolutiv al formării pinzei getice, prezentat astfel de descoperitor : „Noi trebuie să presupunem două importante perioade de cutare în trecutul Carpaților sudici, cea mai veche terminîndu-se cu cretacicul inferior și cea mai nouă, postcretacică, care continuă pînă astăzi. Fenomenul de supracutare se datorește primei perioade de cutare. Începutul acestui proces se pierde în noaptea perioadei geologice. După faptele foarte instructive și evidente pe care studiul tectonicii păturilor ncogene ale Subcarpaților ni le demonstrează, trebuie să admitem că cutările au fost în continuitate în tot trecutul pămîntului, începute deja în timpuri precarbonifere, au fost continuate uneori cu o mare, alteori cu o foarte mică intensitate pînă la mezocretacic cînd, survine un moment critic, acel al supracutării, o detentă subită a presiunii în scoarța pămîntului“.



În sintezele tectonice ale Carpaților români, tipărite între anii 1929—1942, I. P. Voitești a susținut ideea pînzelor carpatice, considerînd peticele de acoperire ale pînzei getice ca reprezentînd ele însele niște pînze individualizate. A descris astfel : pînzele solzi Băile Herculane și Retezat, pînza granitului de Șușița-Parîng cu fereastra Valea lui Stan și pînza Porților de Fier. De asemenea a extins pînza getică și în partea estică a Munților Apuseni.

Structura în pînză, în munții Făgărașului, este prezentată de diferiți autori în forme variate. G. Murgoci (1905) a considerat că acești munți fac parte integral din pînza getică. A. Streckisen (1936) a imaginat la est de valea Oltului o nouă pînză superioară pînzei getice, pe care a numit-o pînza de Făgăraș. I. P. Voitești (1942) a identificat, pe teritoriul munților Făgăraș, următoarele unități tectonice : pînza bucovinică pe versantul transilvan, pînza Porților de Fier în partea mediană a catenei și creasta Cozia-Ghițu, iar pînza Conglomeratelor de Bucegi în partea de sud a Făgărașului și în masivul Leaotei.

Aceste diferite interpretări privind structura în pînză a munților Făgăraș se datoresc faptului că s-a aplicat unei catene cristaline orogeneza clasică, valabilă pentru zonele sedimentare. Prezența unei pînze tectonice de vîrstă mezocretacică se bazează obligatoriu pe existența unor suprapuneri inverse a seriilor metamorfozate diferit, pe prezența depozitelor cretacice inferioare și mai vechi prinse pe planul de șariaj și pe apariția seriei puternic metamorfozate în zonele sinclinale susținute de un fundament autohton epizonal. Toate aceste condiții elementare nu se cunosc în munții Făgăraș. În adevăr, pe suprafețele de încălecare nu apar depozite cretacice sau mai vechi, care ar putea demonstra vîrsta mezocretacică a șariajului. Seriile cristaline se suprapun în mod normal și prezintă tranziții între ele ceea ce dovedește absența unor suprapuneri inverse, care ar putea pleda pentru existența structurii în pînză. De asemenea sistuoizitatea arată poziții divergente, care demonstrează, prezența unei largi boltiri în axul căreia se dezvoltă, în mod normal, șisturile cristaline ale grupului I. Reprezentarea cartografică a geologiei Făgărașului, nu favorizează deci, ipoteza structurii în pînză, ci pledează pentru existența unui larg anticlinoriu, dezvoltat pe întreaga suprafață a catenei muntoase.

Ideea metamorfismului generator de cutări, aplicată recent celor trei ramuri ale Carpaților români (M. Ilie, 1967), explică deformările geometrice ale catenelor cristaline, care au format baza unor pînze tectonice, sau cele din care a rezultat uriașa boltire a Făgărașului. Arhitectura catenelor cristaline, nu s-a format în urma compresiunilor laterale de natură orogenică ci, ele se datoresc faptului că, zonele cristaline posedă o plasticitate manifestată pe o lungă perioadă de timp, reîmpropătată în faze succesive cu particularități atenuate și schimbări calitative. Condițiile fizico-chimice favorabile metamorfismului regional au jucat rolul principal în deformările volumetrice ale maselor cristaline, prin micșorarea rezistenței rocilor provocată de recrystalizări și de apariția mineralelor de neoformăție. G. H. Wunderlich (1967) a adus în spri-



jinul deformărilor prin metamorfism ideea repartiției inverse a densității rocilor de origine metamorfică.

Pe măsura ridicării gradului de metamorfism, volumul rocilor a crescut treptat iar ca prim efect s-a produs o ridicare puternică pe verticală. Fluxul de profunzime a creat o intumescență unică, localizată în partea centrală a catenei. Această ridicare de ansamblu a provocat deformări importante, comparabile cu cele generate de orogeneza sedimentarului. Lipsa zonelor de zdrobire pe suprafețele delimitante ale seriilor cristaline arată că nu ne aflăm în prezența unei tectogeneze peliculare ci, avem de-a face cu transformări profunde. În procesul metamorfic creșterea volumelor prin cristalizări a provocat compresiuni laterale. Efortul orientat era slab, însă exercitat asupra rocilor devenite plastice, a produs schimbările lente de formă și dezvoltare la scară mare. Metamorfismul, ajuns la un grad ridicat, a determinat formarea sistemelor de cute cu o variație rapidă a particularităților manifestind suprapuneri inverse ale zonelor izograde.

Imaginea intumescenței inițiale s-a complicat în timp și spațiu. Prin jocul pe verticală cata-mezozona a suferit o ridicare puternică, pe cînd epizona a rămas în profunzime, transformîndu-se în depresiuni, care au exercitat apoi un apel gravitațional față de cata-mezozonă. În cuprinsul Carpaților meridionali fenomenele se pot urmări în toată dezvoltarea lor. Munții Făgărașului au rămas în stadiul intumescenței inițiale, ridicată pe verticală fără ca să străbată epimetamorficul și fără revărsări bilaterale, care au stat la baza interpretărilor în pînză. Geneza anticlinoriului Făgărașului aparține hercinicului; lipsa zonelor brecifiate și a depozitelor mezozoice precum și prezența tranzițiilor litologice între zonele izograde pledează pentru vîrsta hercinică a cristalinelui Făgăraș. Arhitectura sa veche nu se prezintă ca o structură în pînză, ci ca o boltire largă, de forma unui anticlinorium, adînc înrădăcinat. În vestul Carpaților meridionali intumescența s-a ridicat mult pe verticală, ajungînd să-și reverse marginile peste depresiunile epizonale învecinate. Aceste răsfrîngerii au servit ca bază la determinarea elementelor componente ale pînzelor cristaline, ceea ce nu corespunde realității.

Unda metamorfică a înregistrat în timpurile geologice reveniri cu amplitudine atenuată. În timpul orogenezei hercinice a atins maximum de dezvoltare. Regresul în timp al acestei unde a avut drept consecință amplitudinea descrescîndă a deformărilor geometrice din zonele cristaline. În faza austriacă a orogenului alpinocarpat, cristalinelui Făgărașului prin ridicarea sa pe verticală a generat pinza de decolare și alunecare a Dimbovicioarei. Mecanismul de formare al pînzelor mezocretacice gravitaționale este bine cunoscut în munții Metaliferi, masivul Hășmaș și Rarău. Șariajele laramice au influențat ușor pinza Dimbovicioarei și au provocat pînzele scurte și suprapuse din regiunea Brașov-Postăvaru.

O dată cu sfîrșitul cretacului, climatul fizico-chimic fiind nefavorabil, cristalinelui Făgărașului și-a pierdut plasticitatea; devenind rigid a fost supus regimului ruptural. În prezent sînt cunoscute trei falii principale, dezvoltate în lungul catenei. Falia Făgărașului care delimitează partea nordică a cristalinelui, este pusă în evidență geomorfologică prin diferența mare de relief dintre munte și bazinul Transilvaniei. Falia Negoii este situată pe culmea muntoasă iar falia Brezoi-Cumpăna măr-



ginește partea nordică a crestei cristaline Brezoi-Ghițu. Pe teritoriul județului Argeș se află numai această din urmă falie, mărturie a ultimilor manifestări tectonice ale cristalinului de Făgăraș. Depozitele sedimentare cele mai tinere prinse sub această falie fiind de vîrstă tortoniană, se poate preciza că vîrsta faliei Brezoi-Ghițu este post-tortoniană.

Cristalinul Făgărașului și cel din creasta Brezoi-Frunți-Ghițu, îndeplinind condiții energetice și de construcție favorabile, au servit la instalarea sistemului hidroenergetic Argeș. Barajul de beton în arc, galeria aducțiunii principale, galeria forțată, centrala subterană și începutul galeriei de fugă au fost construite în complexul gnaiselor din creasta Frunți-Ghițu. Barajele, aducțiunile secundare și o parte din lacul de acumulare, sînt situate în partea sudică a cristalinului de Făgăraș.

## II. Bazinul intermontan Rucăr-Dîmbovicioara

Partea de nord-est a județului Argeș cuprinde o porțiune importantă din bazinul mezozoic Rucăr-Dîmbovicioara. Situația geologică a acestui bazin, cuprinsă între partea orientală a munților Făgăraș și masivul Leaota, îl situează printre bazinele carpatice intermontane. El este așezat în zona de joncțiune a două ramuri carpatice; Carpații meridionali îi alcătuiesc fundamentul iar umplutura bazinului aparține Carpaților orientali. Funcțiunea de sedimentare a avut loc într-un timp relativ scurt; ea a durat de la mijlocul jurasicului pînă la sfîrșitul cretacicului. Depozitele de umplutură ne oferă imaginea eșalonării în adîncime, pe întreg teritoriul carpatic, a depozitelor mezozoice.

*Jurasicul.* În bazinul Rucăr-Dîmbovicioara jurasicul este reprezentat prin partea sa mijlocie (dogger) și cea superioară (malm). La sud, muntele Mateiaș este format numai din partea superioară și anume din depozitele cele mai tinere ale jurasicului (portlandian), care marchează partea cea mai înaintată a mării jurasice. La nordul bazinului, de la linia localităților Vulcan-Codlea-Cristian, apele jurasicului inferior și ale triasicului inferior și mediu dovedesc această ingresiune marină mai timpurie. Telescoparea depozitelor triasico-jurasice arată invazia succesivă a mărilor și totodată sensul de avansare al apelor de la nord spre sud. Marea cretacică a fost prezentă în bazinul Rucăr-Dîmbovicioara. Condițiile de sedimentare particulare ale acestui golf, au determinat depunerea unor stive diferite față de cele aparținînd zonei cretactice a Carpaților orientali. Condițiile biologice favorabile dezvoltării vieții, deosebite de cele din zona flišului, explică bogăția faunelor fosile, care au servit la identificarea diferitelor subdiviziuni cronologice. Cuiburile fosilifere de la Strunga, Dealul Sasului și valea Lupului sînt renumite prin mulțimea formelor de cefalopode și brahiopode. Ele au fost studiate de geologi vestiți ca Gr. Ștefănescu (1886), Gr. Cobălcescu, Fr. Herbich (1888), V. Popovici Hațeg (1898), I. Simionescu (1898—1905), E. Jekelius (1926) și sînt socotite monumente ale naturii.

Jurasicul din bazinul Rucăr-Dîmbovicioara reprezintă continuarea sudică a masivului Piatra Craiului. Începe în bază prin depozite jurasice medii (bathonian-bajocian) reprezentate prin microconglomerate, gresii cuarțitice, marne, marno-calcare și calcare fosilifere. Ele se întîlnesc în



baza masivelor calcaroase jurasice superioare sub forma unor benzi de cîteva zeci de metri grosime (E. Fundata, Culmea Zacotelor-Piscul Ciuciului, valea Giuvala).

Partea bazală a jurasicului superior (callovian-oxfordian) a fost identificată cu ajutorul faunei de la Gruiul Lupului, studiată la sfîrşitul secolului trecut de V. Popovici Haţeg (1898) şi I. Simionescu (1899). Succesiunea depozitelor (20—30 m) este constituită dintr-o brechie de transgresiune, calcare roşii-cărămizii şi calcare cu nodule silicioase. Dintre amoniţii întîlniţi aici cităm : *Kosmoceras mrazeci*, *Peltoceras subannulare*, *Collotia fraasi*, şi cîteva specii de *Reineckia* şi *Hecticoceras*.

Seria jurasică se încheie prin masive calcaroase care depăşesc 1000 metri grosime şi aparţin kimmeridgian-portlandianului. Calcarele sînt albe-cenuşii şi roşii, masive sau stratificate iar la microscop se disting calcare criptocristaline, calcare pseudoolitice, calcare cu foraminifere, calcare organogene şi calcare coraliene. Fauna de la Rucăr, determinată de I. Simionescu, precizează vîrsta acestor calcare prin prezenţa formelor *Ptygmatis carpathica*, *Ptygmatis bruntrutana*, *Nerinea schloenbachi*. În regiunea Rîşnov calcarele de facies recifal (portlandian) trec la faciesul de adîncime cu amoniţi (tithonic), demonstrînd adîncimea apelor marine.

*Cretacicul inferior* de tip Dimbovicioara, reprezentat prin toate etajele, apare pe zona Dimbovicioara-Muntele Ghimbav, orientată N-S, şi întreruptă de cretacicul superior. Este dezvoltat pe valea Dimbovicioara-Valea Izvorului, Dealul Sasului, Valea Cheia şi Muntele Ghimbav. Partea sa inferioară aparţine valanginian-hauterivianului şi este reprezentată prin marne, marno-calcare, calcare marnoase şi marno-calcare cu noduli silicioşi. Fauna bogată din Dealul Sasului fiind descoperită în ivirile din marginea şoselei Cîmpulung-Braşov a fost cercetată de numeroşi cercetători. Dintre formele caracteristice cităm : *Neolissoceras grassianum*, *Crioceratites duvali*, *Duvalia dilatata*, *Lameliaptychus didayi*.

Barremianul urmează normal valanginian-hauterivianului, apare în umplutura sinclinalului Dimbovicioara-Dealul Sasului şi este reprezentat prin marne şi marno-calcare cenuşii albicioase, însoţite de calcare organogene şi de brecii. Fosilele caracteristice întîlnite în Dealul Sasului sînt : *Phylloceras tethys*, *Lythoceras subfimbriatum*, *Moutoniceras moutonianum*.

Seria cretacică inferioară se încheie cu aptianul, dezvoltat pe suprafeţe restrînse (valea Muierii) în asociaţie cu barremianul de la Dimbovicioara. Aptianul este reprezentat prin marne cu amoniţi (*Deshayesites*), calcare cu orbitoline şi conglomerate poligene.

În timpul cretacicului inferior, golful Dimbovicioara se afla în stăpînirea unei mări cu sedimentaţie liniştită, care oferea condiţii favorabile de viaţă. Fundamentul cristalin apropiat a asigurat evoluţia lentă a sedimentării iar echilibrul relativ al mişcărilor tectonice nu a furnizat materialul abundent, caracteristic zonelor de fliş. Faciesul cretacic de Dimbovicioara, vasos amonitic, îşi află echivalentul în partea orientală a munţilor Perşani, unde se dezvoltă cunoscutul facies de Carhaga (E. Jekelius, D. Preda). Analogia care nu înseamnă identitate, ne completează imaginea paleogeografică a mării cretacice. Faciesul de Carhaga se află în continuarea spre nord a bazinului Dimbovicioara şi prezintă asemănări litologice faţă de faciesul de Dimbovicioara. Deosebirile se explică



prin distanța și caracterul paleogeografic. Prezența infravalanginianului în faciesul de Carhaga se înscrie în jocurile apelor marine, care invadînd de la nord spre sud au sedimentat mai complet în munții Perșani față de bazinul Dimbovicioara. Liniar, între faciesurile de Carhaga și Dimbovicioara nu se interpune o zonă de sedimentare străină; faciesul flișoid Lupșa-Comana se află în interiorul catenei și anume la vest de insula cristalină Veneția, ce corespunde continuării nordice a extremității de NE a Făgărașului.

*Cretacicul superior*, reprezentat prin etajele vraconian-cenomanian și senonian, are o răspîndire mare în bazinul Rucăr-Dimbovicioara și prezintă un caracter discordant, transgresiv față de toate formațiunile mai vechi. El formează umplutura bazinului, este alcătuit din marne, gresii și conglomerate, iar etajele sale se deosebesc cu greutate, din care cauză o separare cartografică întîmpină dificultăți. De asemenea, depozitele cretacice superioare acoperă paleorelieful calcaros, jurasic și liniile tectonice, ceea ce a împiedicat multă vreme descifrarea arhitecturii. Sedimentele de bază aparțin vraconianului identificat de I. Simionescu și V. Popovici Hațeg (1898) prin determinarea faunei alcătuită din speciile: *Parahibolites tourtiaei*, *Puzosia subplanulata*, *Puzosia takei*, *Pachydesmoceras alimanășteanui*, *Mortoniceras inflatus*, *Scaphites meriani* etc.

Conglomeratele poligene, microconglomeratele și gresiile de la partea superioară a vraconianului sînt repartizate cenomanianului iar marnele cenușii cu inocerami de la nord de Rucăr, prin care se încheie seria cretacică, aparțin senonianului.

*Tectonica.* Pentru reconstruirea arhitecturii inițiale a bazinului Rucăr-Dimbovicioara trebuie descifrate raporturile dintre masele jurasice și cretacicul inferior în vederea descifrării tectonice anteaalbinene, precum și deformările geometrice suferite de pătura discordantă a cretacicului superior.

Privitor la masele jurasice L. Mrazec și E. Jekelius au considerat masivul Piatra Craiului ca reprezentînd un sinclinal jurasic suportat de depozite cretacice pe flancul estic și încălecat la vest de marginea cristalinului de Făgăraș. Procesul tectonic pledează pentru mărturia unei structuri în pînză. Calcarele jurasice de la Piatra Craiului nu sînt autohtone ci, au fost antrenate de pe marginea masivului Făgăraș peste depozitele cretacice inferioare. I. P. Voitești (1942), în ultima sa sinteză a Carpaților noștri a considerat cuvertura conglomeratelor cenomane, însoțite de blocurile de calcare mezozoice, ca fiind deplasate peste cretacicul inferior și alcătuiind „pînză conglomeratelor de Bucegi”.

Punerea în evidență a pînzei mezocretacice a munților Perșani, (M. Ilie, 1935) alcătuită din depozite triasice (campilian-anizian) și calcare jurasice (portlandian), dovedește existența unei tectonice majore în faza orogenică austriacă, anteaalbă, la extremitatea sudică a Carpaților orientali. Pentru identificarea unui distrofism similar în bazinul Rucăr-Dimbovicioara, urmărirea raporturilor jurasic-cretacice ne va aduce dezlegarea. La prima analiză se constată caracterul predominant al maselor jurasice față de răspîndirea cretacicului inferior. Calcarele jurasice de la Muntele Giuvala-Vintarnița, Culmea Zacotelor, Piscul Ciuciului și Muntele Ghimbav ocupă culmile cele mai înalte. Subdiviziunile cretacicului inferior se mențin la cote mult inferioare; ele se dezvoltă în valea Dim-



bovicioara, pe Dealul Sasului și în văile Cheia și Strimba. În condiții normale ar fi trebuit ca jurasicul să ocupe relieful jos iar cretacicul inferior să se dezvolte la partea superioară a jurasicului, adică să ocupe culmile și cotele înalte. De asemenea se constată că, jurasicul prezintă discordanțe tectonice față de etajele cretacicului inferior. La sud de Vintarnița calcarele jurasice iau contact succesiv și direct cu aptianul, barremianul și valanginian-hauterivianul iar în valea Cheia ele sînt flancate numai de barremian. Aceste raporturi nu au rezultat dintr-o depunere cronologică succesivă ci, ele se datoresc unor deplasări de ordin tectonic. Natura acestor deplasări este învederată de raporturile jurasic-cretacic din valea Strimba. Aici poziția geometrică inferioară a cretacicului față de jurasic este clară; susținerea maselor de calcare jurasice de către cretacicul inferior apare în mod evident, prin faptul că depozitele cretactice inferioare se dezvoltă în valea Strimba, pe cînd flancurile acestei văi sînt acoperite de jurasicul Muntelui Ghimbav. Eroziunea a descoperit prin îndepărtarea calcarelor fundamentul cretacic; avem a face deci cu o fereastră tectonică iar jurasicul din Muntele Ghimbav se desenează sub formă unei mărturii a structurii în pînză. Poziția geometrică superioară a jurasicului de la Vintarnița-Muntele Giuvăla-Piscul Ciuciului pledează de asemenea pentru situația lor tectonică față de cretacicul inferior din valea Dimbovicioara — Dealul Sasului — valea Cheia.

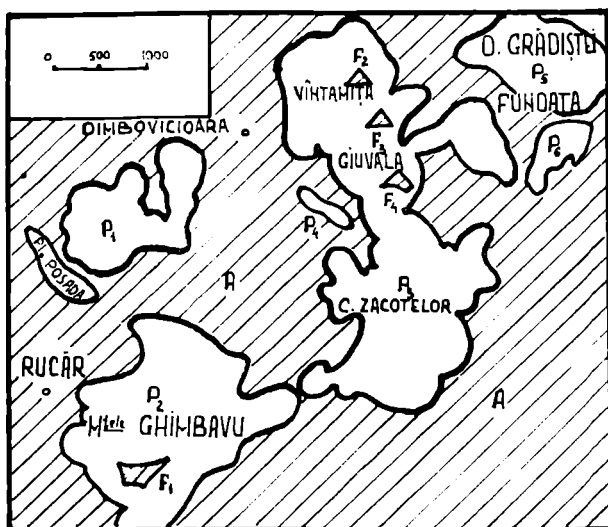


Fig. 2 — Pînză mezocretacică Dimbovicioara  
P1-P6, Peticele de acoperire  
F1-F4, Ferestrele tectonice A, Autohton

Pentru continuitatea fenomenului trebuie să admitem că și calcarele de la Fundata-Moeciu de Sus se găsesc în aceeași poziție tectonică față de cretacicul inferior. Aceste calcare nu apar sub forma unei mase continue ci, se dezvoltă ca petice înconjurate de cretacicul superior. Conglomeratele cenomane au acoperit discordant paleorelieful; prin înălăturarea acestei pătri transgresive, post-tectonice avem imaginea întregită a masei jurasice de la Vintarnița-Giuvala. Fundamentul autohton al acestei mase

de calcare, cel puțin de la est de ivirile cristaline dintre văile Izvorului și Giuvăla, aparține masivului cristalin al Leaotei, iar la vest de aceste apariții de sisturi cristaline, autohtonului i se adaugă cretacicul inferior. Prin îndepărtarea cuverturii cenomane de la vest de valea Dimboviței se conturează de asemenea mărturiile calcarelor de-



plasate tectonic din apropierea masivului Iezerul-Păpușa : Riușorul — Valea Arșiței, Pleașa Posada și Cheile Dîmboviței-Dîmbovicioarei.

Din aceste date reiese că, structura în pînză, recunoscută în masivul Piatra Craiului și munții Perșani s-a extins și în bazinul intermontan Rucăr-Dîmbovicioara. Masele de calcare jurasice din cuprinsul acestui bazin constituie, în mod neîndoios, mărturiile unei pînze tectonice. La alcătuirea acestei unități participă depozitele jurasice medii și superioare, cele din urmă avînd caracter predominant. Acțiunea eroziunii normale, liniile disjunctive post-tectonice și cuvertura cenomană au deranjat caracterul unitar, inițial, al pînzei. Reconstituirea, realizată prin înlăturarea modificărilor ulterioare, arată prezența următoarelor mărturii ale pînzei Dîmbovicioarei, numite petice de acoperire: Vîntarnița-Giuvala-Fundata-Moeciului de Sus-Piscul Ciuciului, Muntele Ghimbav, Pleașa Posada, Riușorul-Arșița și Dîmbovița-Dîmbovicioara. Prin eroziunea maselor jurasice s-a descoperit autohtonul cretacic inferior din zona Dîmbovicioara-Dealul Sasului-Cheia-Strîmba precum și fundamentul cristalin. Ivirile restrînse de șisturi cristaline dintre văile Izvorului și Giuvala desenează trei ferestre tectonice. În aceeași situație se află și cretacicul inferior din valea Strîmba, alcătuiind fereastra Strîmba.

Ansamblul acestor elemente tectonice majore formează pînza Dîmbovicioara-Piatra Craiului de vîrstă mezocretacică precizată de ultimul termen șariat (apțianul) și de primul termen al cuverturii postectonice (vraconian). Mecanismul de formare se datorește decolării maselor jurasice de pe cristalinul Iezeru-Păpușa spre est, peste cretacicul inferior, depus în bazinul Rucăr-Dîmbovicioara. Această tectonică gravitațională, generată prin decolarea calcarelor jurasice de pe fundamentul originar și antrenarea peste un autohton mai tînăr, se datorește ridicării cristalinului pe verticală și apelului exercitat de depresiunea adiacentă. Ea se încadrează în tectonica generală a Carpaților orientali, unde au fost recunoscute pînza Rarău (M. Ilie), pînza de Hășmaș (M. Săndulescu), pînza munților Perșani (M. Ilie) și pînza Piatra Craiului (Mrazec-Jekelius). Succesiunea pînzelor mezocretacice se încheie cu pînza Rucăr-Dîmbovicioara (M. Ilie) și dovedește scara de dezvoltare largă a tectonice gravitaționale de vîrstă mezocretacică din Carpații orientali.

După paroxismul mezocretacic bazinul intermontan Rucăr-Dîmbovicioara intră într-o fază de acomodare disjunctivă, caracterizată prin fracturări puternice, care au influențat pînza și autohtonul. Rupturile produse în faza post-tectonică au generat un sistem de falii orientate diferit. Faliile principale mărginesc bazinul (falii periferice) sau sînt dispuse perpendicular pe marginile sale (falii radiale). Ele prezintă căderi în trepte separînd compartimente coborîte mai puternic în partea axială a bazinului. Paleorelieful, rezultat din această compartimentare prin linii rupturale și din eroziunea mării cenomane, a fost îngropat de conglomeratele de Bucegi care au invadat puternic bazinul depășînd limita sa anterioară.



Cunoscute fiind fenomenele tectonice post-cretacice, laramice, din regiunea Braşov-Postăvaru, care au generat pînze scurte, suportate de senonian, s-au identificat încălecări suportate de cenomanian în bazinul Rucăr-Dîmbovicioara (valea Raţei). Faptul dovedeşte influenţa mişcărilor laramice şi asupra acestui bazin.

### III. Depresiunea tectonică Cîmpulung

Împrejurimile oraşului Cîmpulung în loc să prezinte colinele cele mai înalte din apropierea marginii muntoase, formează o depresiune înconjurată de un relief ridicat. La nord, această depresiune este limitată între văile Brătîla şi Dîmboviţa, de cristalinul masivului Păpuşa. Peticile de calcare jurasice superioare (muntele Mateiaş), şi de conglomerate cenomane acoperă marginea sudică a masivului cristalin şi formează totodată fundamentul depresiunii Cîmpulung. Limita răsăriteană a acestei depresiuni este marcată de masivul cristalin al Leaotei, de care se reazemă aceleaşi calcare jurasice (N. Stoineşti) şi depozitele cretacice superioare. În partea sudică, boltirea şisturilor cu peşti paleogeni separă depresiunea de colinele getice iar la vest se leagă cu depresiunea Loviştea şi cu zona muşcelor. Forma de găvan a acestei depresiuni îi oferă un climat blind, care a favorizat din vechime aşezările omeneşti; Cîmpulungul este prima capitală a Ţării Româneşti. Alături de relief, dispoziţia formaţiunilor geologice conturează depresiunea. Dispoziţia zonală a stratelor orientate E-V, în muncelele argeşene, nu se continuă la est de Riul Doamnei. În împrejurimile Cîmpulungului ele capătă înfăţişarea circulară. De asemenea succesiunea stratigrafică nu urmează ordinea cronologică, adică depozitele vechi nu ocupă partea nordică iar spre sud stratele nu se dispun în ordinea vechimii. În adevăr, se constată că depozitele cele mai noi ocupă partea centrală a depresiunii şi iau contact direct cu masivul cristalin al Păpuşei iar la sud de Cîmpulung se întîlnesc depozitele mai vechi care mărginesc relieful depresionar. Un alt caracter al depresiunii Cîmpulung se datoreşte lipsei de simetrie tridimensională, care se constată prin dispoziţia asimetrică a formaţiunilor geologice faţă de direcţia N-S, E-V, şi NE-SV. Descifrarea arhitecturii fundamentului ne poate oferi imaginea reală a depresiunii. Pentru aceasta trebuie să cercetăm componenţa stratigrafică, urmărind dezvoltarea în timp a procesului de sedimentare, şi prezenţa accidentelor tectonice.

Conţinutul stratigrafic al depresiunii Cîmpulung începe cu depozitele cretacice superioare (cenomanian, senonian) şi se încheie cu depozitele cuaternare.

*Cenomanianul* conglomeratic-grezos prezintă afinităţi cu depozitele din bazinul Rucăr-Dîmbovicioara; este răspîndit ca petice pe cristalinul Păpuşei şi în partea de NV a depresiunii Cîmpulung.

*Senonianul* este aşezat pe limita dintre fundamentul cristalin şi depozitele reliefului depresionar. Se întîlneşte în două regiuni diferite: la NV, pe teritoriul localităţilor Albeşti-Bughea şi pe marginea estică (Stoineşti). Se caracterizează prin uniformitatea sedimentelor, alcătuite



din marne și argilo-marne asemenea faciesului de Rucăr și complet diferite de faciesul marnelor roșii de la est de valea Dimboviței. Dispoziția transgresivă a senonianului reiese din discordanța față de sisturile cristaline și calcarele jurasice precum și din independența manifestată față de subdiviziunile cretacice mai vechi. Vîrsta sa s-a precizat prin formele de echinide (*Echinocorys*, *Micraster*) și amoniții (*Pachydiscus gallevillensis*, *Hauericeras*), recunoscuți în marnele de la Albești.

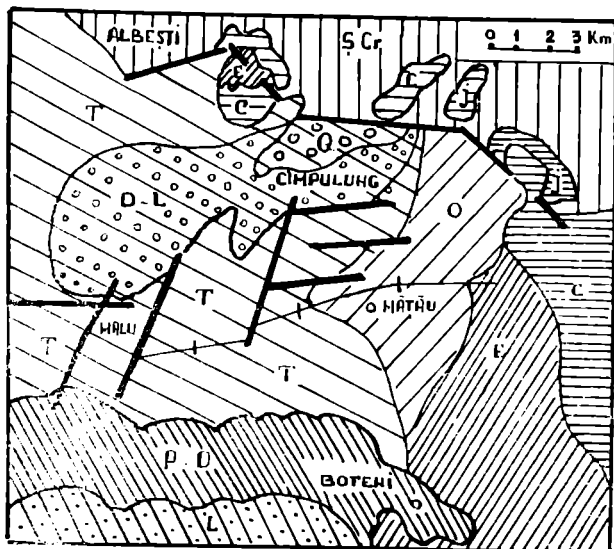


Fig. 3 — Schița geologică a depresiunii Cimpulung (după V. Dragoș și M. Ilie) S. Cr. Sisturi cristaline; J. Jurasic; C. Cretacic; E. Eocen; O. Oligocen; T. Tortonian; P-D. Panțian-Dacian; D-L. Dacian-Levantin; L. Levantin; Q. Cuaternar.

construirea Mănăstirii Curtea de Argeș (începutul sec. XVI) și a troițelor din sec. XVI și XVII înșirate pe drumul dintre Cimpulung și Podul Dimbovicioarei. Calitățile tehnologice ale calcarului numulitic de Albești fac să fie folosit și în prezent ca piatră de construcție și ornamentală; picioarele podului Cernavoda și Arcul de Triumf din București au fost construite din acest calcar.

Faciesul calcaros al eocenului din depresiunea Cimpulung formează o insulă izolată față de celelalte faciesuri carpatice (faciesul flișoid de Șotriș, faciesurile de fliș ale Tarcăului). El își găsește asemănarea în calcarele de la Porcești de pe marginea nord-vestică a munților Făgăraș și în calcarele de Ampoița de pe marginea estică a Munților Apuseni, unde se constată legătura cu faciesul flișoid de Șotriș din regiunea Șard-Ighiu.

*Oligocenul* este distribuit în mod inegal în depresiunea Cimpulung: în partea de NE se dispune discordant pe eocenul de la Albești-Bughea iar la est și sud-est ocupă o suprafață întinsă, între localitățile Valea Mare, Suslănești, Mățau, unde se reazemă pe faciesul de Șotriș. De-

*Eocenul* se dezvoltă la partea superioară a senonianului de la Albești; este dispus discordant și alcătuit din conglomerate, gresii, calcare oncolitice, calcare organogene și calcare grezoase cu alge calcaroase (*Lithothamnium*). Calcarele organogene conțin fosile caracteristice reprezentate prin foraminifere (Numulites, Assilina), brachiopode (*Terebratula hilarionis*), echinide (*Conoclypeus conoideus*, *Rumanaster uhlgi*) și pești selacieni (*Charcharodon angustides*, *Lamna elegans*, *Myliobatis*). Calcarele numulitice de la Albești sînt exploatate din timpuri vechi; ele au servit la



pozitele oligocene prin natura și răspîndirea lor demonstrează o uniformizare a faciesului din interiorul depresiunii și o apropiere de faciesul flišului carpatic. Începînd cu oligocenul condițiile de sedimentare din cele două regiuni se apropie între ele. Ele sînt reprezentate prin șisturi fine argilo-marnoase, bituminoase (șisturi disodilice), bogate în schelete de pești. Caracterul transgresiv reiese din raporturile discordante față de fundamentul cristalin (E. Valea Mare) și cretacic (Piatra-E. Soslănești). În apropierea calcarelor jurasice de la Mateiaș și Piatra, șisturile oligocene conțin blocuri de calcare breicioase. Oligocenul de la Soslănești este renumit prin bogata faună de pești, care a format subiectul de doctorat al Prof. M. Paucă (1934). Fauna de pești fosili de aici cuprinde un număr important de forme cunoscute în restul Europei precum și forme noi cu denumiri locale, dintre care cităm : *Nemachilus musceli*, *Clupea voinovi*, *Mrazecia mrazeci*, *Ammodytes antipai*, *Scomber voitești*, *Propercarina rebeli*, *Propercarina pietschmanni*, *Properca sabbai*, *Serranus simionescui*. Observațiile biologice au servit la reconstituirea condițiilor de viață din marea oligocenă iar flora bogată de la Soslănești la precizarea condițiilor climatice contemporane oligocenului. Dintre speciile determinate de M. Paucă cităm : *Chamaecyparites hardti*, *Taxodium distichum*, *Laurus phoeboides*, *Cinnamomum lanceolatum*, *Fagus feronie*, *Quercus drymeria*, *Myrica longifolia*, *Magnolia diane*.

*Tortonianul* reprezintă o puternică transgresiune, care a depus la sud de orașul Cîmpulung și a pătruns în partea sa vestică acoperind depozitele cretacic-paleogene din regiunea Albești. În bază este alcătuit din conglomerate poligene cu elemente remaniate din cristalinul Făgărașului, gnaissul de Cozia și sedimentarul de pe marginea sudică a depresiunii. La partea superioară se dezvoltă gresii, nisipuri, marne nisipoase și marne. Colorația roșie și violacee a depozitelor tortoniene se datorește oxidilor de alterație spălați de pe masivul cristalin. Local, la partea superioară a tortonianului din valea Rîul Tîrgului, la sud de Cîmpulung, apare un strat de oțiva metri grosime de tuf dacitic, deranjat tectonic. Acest tuf dacitic se continuă către dealul Flămînda, unde s-a colectat lamelibranhiatul *Spaniodontella pulchella*, caracteristic depozitelor tortoniene. Gipsurile, care arată intervenția temporară a faciesului lagunar, sînt cunoscute în Dealul Flămînda și între Cîmpulung și Mățău. Conglomeratele transgresive, depozitele psamito-psefitice aparțin faciesului litoral și neritic de mică adîncime al invaziei marine din timpul tortonianului iar prezența gipsurilor demonstrează instalarea faciesului lagunar la partea terminală a ingresiunii marine. O dată cu sfîrșitul tortonianului apele marine se retrag, fără ca să mai revină nici măcar sub forma apelor salmastre ale sarmațianului. Apele lacustre pliocene se instalează în depresiunea Cîmpulung, deabia în timpul pontianului.

*Pontianul* din împrejurimile Cîmpulungului a fost determinat de V. Dragoș prin identificarea speciilor *Valenciennius annulatus* și *Viviparus achatinoides*. Depozitele pontiene sînt constituite din nisipuri micacee, grosiere sau fine, la partea inferioară și din marno-argile compacte cu rare intercalații nisipoase la parte superioară. Ele sînt dispuse discordant față de depozitele tortoniene și participă la umplerea depresiunii Cîmpulung. Apele lacului pontian au invadat dinspre sud ; depășind pragul Mățău-Malu au pătruns în această depresiune. După retragerea apelor



marine și lacustre din timpul sarmațianului și meoțianului, se instalează sedimentarea ponțiană, care continuă și în dacian-levantin.

*Dacianul*, sedimentînd în continuarea ponțianului, însoțește depozitele ponțiane din depresiunea Cîmpulung. Depozitele alcătuitoare sînt reprezentate printr-o alternanță de marne șistoase cu solzi de pești și impresiuni de plante, marne nisipoase, nisipuri micacee și pietrișuri mărunte. Tranziția gradată față de ponțian face ca limita inferioară a dacianului să fie trasată cu aproximație.

*Levantinul* încheie seria pliocenă din depresiunea Cîmpulung și este reprezentat prin pietrișurile de Cîndești, care aflurează în valea Schitului, unde formează un canion înalt de circa 50 metri. Aceste pietrișuri sînt alcătuite din elemente bine rulate, de 2—3 cm diametru, și avînd structura încrucișată.

*Cuaternarul* încheie sedimentarea în depresiunea Cîmpulung și s-a păstrat în partea centrală de maximă adîncime a reliefului. Aceste ultime depozite au colmatat regiunea și sînt reprezentate prin pietrișuri nesortate și lipsite de stratificație. Ele poartă numele de Pietrișuri de Gruiu (pleistocen inferior), se dezvoltă în Dealul Gruiu și suportă o bună parte a orașului Cîmpulung. Depozitele de terasă aparțin de asemenea cuaternarului. Ele se întîlnesc în lungul văilor Bughea și Rîul Tîrgului. Terasale înalte (pleistocen superior) dezvoltate pe versantul drept al Rîului Tîrgului ajung pînă la 590 metri, iar terasele medii se ridică la 500 metri. Terasale inferioare (holocen inferior) sînt mult mai dezvoltate și urmăresc actualele albie ale văilor amintite. Cursul văilor a suferit o deplasare spre est în timpul pleistocenului, deoarece terasele superioare și medii s-au păstrat numai pe versanții drepecți.

Din datele stratigrafice, rezultă că depresiunea Cîmpulung și-a început evoluția din timpul senonianului, a primit apele mărilor transgresive eocene și tortoniene precum și ale lacului pliocen (ponțian-levantin); colmatarea a avut loc la începutul cuaternarului. Această evoluție a fost dirijată de configurația și jocul fundamentului depresionar.

*Tectonica.* Înregistrarea tuturor ingresiunilor puternice marine și lacustre, de către depozitele depresiunii Cîmpulungului, demonstrează existența unei fose sedimentare, cu evoluția cuprinsă între senonian și cuaternar. Această depresiune nu se datorește unor eroziuni puternice anterioare depunerilor, deoarece sedimentele nu se succed în ordinea cronologică ci se prezintă cu o dispoziție diferită față de cele aflate în muscelele Argeșului din imediata vecinătate. Depresiunea Cîmpulungului este o groapă tectonică (graben) cu evoluție diferită. Este limitată la nord și est de masive cristaline acoperite parțial de calcare jurasice (Mateiaș, Piatra) și depozite cenomane. Raporturile directe dintre sedimentarul depresiunii și cristalinul limitrof demonstrează în primul rînd scufundarea zonei flisului a Carpaților Orientali precum și a cristalinului. Întreruperea bruscă a cristalinului Leaotei în partea sa occidentală vine în sprijinul unei discontinuități brusce, de ordinul faliilor, mascată în prezent prin dispoziția discordantă a oligocenului. Raporturile dintre cristalinul Făgărașului și sedimentarul din partea NV a sedimentarului depresiunii Cîmpulung, între văile Brația și Rîul Tîrgului, arată prezența unei falii de acoperire. Șisturile cristaline se suprapun sub un unghi mare de grade peste depozitele senoniene, eocene și oligocene. Între văile



Argeşului şi Riul Doamnei aceste raporturi devin normale. Anticlinalul Măţau, format din depozite tortoniene şi orientat E-V, formează limita sudică a depresiunii. La extremitatea sa vestică o falie transversală îl întrerupe brusc la apus de valea Bughea. Anticlinatul Măţau a fost afectat de asemenea de patru falii longitudinale, urmărite de V. Dragoş între văile Româneşti şi Riul Tîrgului. Aceste falii cu căderi în trepte spre centrul depresiunii se dezvoltă între Măţau şi Cîmpulung. Dispoziţia în trepte a acestor falii a generat scufundarea tectonică, care a solicitat invaziile importante ale apelor marine şi lacustre. În afara acestui sistem disjunctiv, care a dat naştere gropii tectonice cu evoluţia în timp cuprinsă între senonian şi cuaternar, V. Dragoş (1954) a identificat falia transversală Groşuri, orientată NNE-SSV, care urmăreşte cursul Riul Tîrgului în Dealul Gruiu şi traversează axul depresiunii. Această falie se înscrie în seria faliilor ortogonale de la vest de valea Bughea.

Depresiunea tectonică Cîmpulung prevăzută cu linii de scufundare limitrofe şi interioare a evoluat din partea terminală a cretacicului pînă în cuaternarul înaintat. Dovada activităţii sale actuale este pusă în evidenţă de localizarea cutremurelor de pămînt cunoscute.

#### IV. Depresiunea intramontană Loviştea

Depresiunea Loviştea se dezvoltă la partea de sud a munţilor Făgăraş şi este cuprinsă între aceşti munţi şi creasta Cozia-Frunţi-Ghiţu. Primele studii datorate lui I. P. Voiteşti a numit-o bazinul Brezoi-Titeşti, după extremitatea de vest, unde a determinat o bogată faună eocenă alcătuită din moluştele: *Congeria bitneri*, *Velates schmidelianus*, *Cerithium conoideum*, *Ovula hantkeni*, *Ampulina parisiensis* etc. Şt. Ghica (1958) a identificat continuarea spre est a acestei depresiuni, pe care a numit-o depresiunea Loviştea. Recent, V. Dragoş a precizat legătura dintre depresiunile Loviştea şi Cîmpulung.

Incastrat adînc între şisturile cristaline, bazinul Loviştea se întinde pe o distanţă de 45 km, de la vest de localitatea Brezoi (Valea lui Stan) şi pînă la est de valea Vilsanului. Pe teritoriul judeţului Argeş se dezvoltă între văile Topolog şi Vilsan pe o lungime de 20 km şi o lărgime medie de 2 km. Depozitele din umplutura bazinului se dezvoltă succesiv, în ordinea cronologică; în partea de vest se întîlnesc depozitele cele mai vechi iar din bazinul Topologului spre est predomină tortonianul. Subdiviziunile geologice se succed deci cronologic de la vest la est spre deosebire de depresiunea Cîmpulung, unde succesiunea se dezvoltă nord-sud. În regiunea Brezoi-Titeşti a fost recunoscută următoarea succesiune stratigrafică: senonianul sub faciesul recifal cu rudişti şi *Actaeonella*, eocenul superior în faciesul flişoid cu tendinţa de îndulcirea apelor la partea superioară şi oligocenul în facies disodilic. Tortonianul este reprezentat prin conglomerate cu elemente de cîţiva metri cubi formate de şisturi cristaline, conglomerate slab cimentate, microconglomerate şi gresii grosolane. În valea Doamnei (Slatina-Nucşoara) reapare eocenul şi oligocenul de la E. Titeşti-Podeni, care întrerupe local continuitatea tortonianului, dezvoltat în depresiunea Cîmpulung. Între văile Argeş şi Vilsan, pe flancul de nord al bazinului Loviştea, apare o fişie de depozite eocene.



Tectonic, flancul sudic al depresiunii intramontane prezintă o falie de acoperire; gnaisul de Cozia încăleacă sub un unghi mare tortonianul. În afara acestei falii longitudinale (Brezoi-V. Nucșoara) se întâlnesc câteva falii transversale reflectate din fundamentul cristalin. Falia Titești orientată N-S delimitează intrindul cristalinului de la E. Boișoara iar falia Podeni întrerupe liniar eocenul de Titești și încadrează la est petecul cristalin Boișoara. La Perișani falia Podeni întâlnește ortogonal falia longitudinală Brezoi-Nucșoara. Faliile transversale Argeș și Vilsan delimitează un compartiment ridicat al depresiunii pus în evidență prin apariția eocenului din fundament. Pe flancul sudic depozitele tortoniene sînt afectate de prelungirea faliilor transversale, care străbat extremitatea estică a crestei Cozia-Ghițu.

Depozitele bazinului prezintă la extremități 2—3 cute scurte iar în cea mai mare parte, între Topolog și Vilsan, ele desenează un sinclinal unic cu flancul nordic normal iar cel sudic răsturnat din cauza șariajului scurt produs de gnaisul de Cozia. V. Dragoș (1954) a stabilit legătura depresiunii intramontane Loviștea cu depresiunea Cîmpulung, prin identificarea unor falii transversale, care delimitează mici gropi tectonice. Între văile Doamna și Bughea autorul a identificat două grabene, dispuse în prelungirea depresiunii Loviștea. La est de localitatea Stănești apar două falii situate pe versanții văii Pîrîiești, care încadrează grabenul Pîrîiești. Între văile Bratia și Bughea V. Dragoș a identificat două falii orientate NE-SV, care încadrează grabenul Ma'lu. Compartimentarea, reliefată de micile grabene, jalonează prelungirea în fundament a crestei Cozia-Ghițu, care formează limita sudică a celor două depresiuni tectonice: Loviștea și Cîmpulung. Anticlinalului Mățău îi corespunde în adîncime continuarea spre est a crestei Cozia-Ghițu și racordarea cu masivul Leaotei. Prospekțiile geofizice au confirmat constatările geologice, care pledează pentru caracterul tectonic al depresiunii Cîmpulung și continuarea ei în depresiunea Loviștea.

Între aceste depresiuni cu aceeași geneză există cîteva deosebiri esențiale. Depresiunea Loviștea este încadrată pe cea mai mare întindere de către sisturile cristaline; ea aparține munților cristalini ai Făgărașului. Depresiunea Cîmpulung se dezvoltă în partea sudică a masivului Păpușa și partea estică a Leaotei; ea nu aparține Carpaților meridionali. Componenta stratigrafică este comună ambelor depresiuni în partea inferioară (senonian-eocen) și diferă la partea superioară. Pliocenul se dezvoltă numai în depresiunea Cîmpulung ceea ce dovedește viața ei prelungită față de evoluția scurtă a depresiunii Loviștea. Conturul acestor depresiuni se dovedește sensibil: bazinul Cîmpulung are o suprafață restrînsă înscrisă într-un dreptunghi de 15/5 km, iar depresiunea Loviștea prezintă o suprafață dreptunghiulară alungită, mult mai mare (40/7 km). Tectonica de fundament apare mai complicată la depresiunea Cîmpulungului. Raporturile tectonice față de cristalin diferă de asemenea; depozitele acestei depresiuni suportă șariaje dinspre nord iar cele din depresiunea Loviștei prezintă șariaje inverse, datorite cristalinului Coziei-Ghițu.



## V. Muscelele argeșene

La sud de creasta Cozia-Ghițu se desfășoară zona colinară, cunoscută sub numele de muscelele argeșene, care se întinde spre sud pînă la paralela Pitești. La est se continuă pînă în valea Dimboviței iar la vest pînă în valea Oltului. Muscelele argeșene reprezintă continuarea spre NE a Depresiunii Getice și se caracterizează printr-o structură geologică simplă : în partea de nord formațiunile geologice se succed fără tulburări tectonice iar în partea sudică ele se învălurează formînd cîteva cute purtătoare de țiței.

*Eocenul* reprezintă depozitele cele mai vechi ale muscelor care se reazemă discordant pe cristalinul Cozia-Ghițu și diferă ca facies de eocenul depresiunii Cîmpulung și al zonei flișului din Carpații orientali. Contactul direct al eocenului față de Carpații meridionali și tectonica sa simplă face ca în dreptul colinelor argeșene zona flișului cretacic și paleogen a Carpaților orientali să dispară brusc în valea Dimboviței. Scufundarea are loc după o linie rupturală profundă, care formează linia de demarcație dintre Depresiunea Getică și Carpații orientali. Sistemul de falii majore din estul munților Făgăraș și estul masivului Leaota intrerupe continuitatea zonei flișului cretacic în cea mai mare parte. Zona flișului paleogen și o porțiune redusă a zonei flișului cretacic se oprește în dreptul dislocației Dimbovița, care limitează la vest masivul Leaota și separă bazinul Rucăr-Dimbovicioara de masivul Iezeru-Păpușa.

Conservarea succesiunii stratigrafice eocen-pliocen din muscelele argeșene, fără complicații plicative și cu faciesuri diferențiate de cele ale Carpaților orientali este justificată de fundamentul cristalin, care se întinde pînă la nord de orașul Curtea de Argeș. Prezența acestei platforme frontale de cristalin este justificată de faciesurile getice, structura monoclină și linia de legătură între marginea liniară, sudică a masivului Leaota și munților Căpățîinii.

Muscelele argeșene sînt dealuri monotone cu spinări rotunjite care se întind de la est spre vest, prezentînd înălțimi tot mai joase cu treceri nesimțite la cîmpie. Ele reflectă structura calmă a suprastructurii terțiare, apărută de deformări plicative prin subasmentul cristalin.

Faciesul getic al eocenului începe din valea Vîlsanului și se dezvoltă zonar, cu direcția E-V pînă în valea Topologului. De la Sălătruc zona eocenă se orientează NE-SV pînă în valea Oltului, unde continuă cu aceeași direcție în regiunea Călimănești-Olănești. Acest facies prezintă afinități cu faciesul de Titești și cuprinde două orizonturi : orizontul conglomeratic din bază și orizontul marnos superior. Orizontul conglomeratic alcătuit din conglomerate poligene, conglomerate cuarțitice, microconglomerate și gresii conglomeratice, prezintă grosimi variabile de la 150 m (valea Argeșului) la 600 metri (valea Vîlsanului) și prezintă treceri gradate la orizontul marnos. În baza acestui orizont marnos se întîlnesc marne oncolitice în care se găsesc numeroase resturi de numuliți și moluște (I. P. Voitești, 1909 ; V. Dragoș, 1954). În treimea superioară a orizontului marnos se află o puternică intercalație lenticulară de conglomerate cu tranziții superioare la gresii cunoscute sub numele de gresia de Corbi (S. Ștefănescu) sau complexul de Corbi (V. Dragoș). Depozitele eocene rezemate discordant pe fundamentul cristalin prezintă



căderi sudice din ce în ce mai slabe iar la partea superioară se dispun normal depozitele oligocene.

*Oligocenul* însoțește zona eocenă între Topolog și Vîlsan și prezintă prelungiri sudice în dreptul văilor principale; dezvoltarea în dreptul acestora merge progresiv de la vest spre est atingînd maximum de lărgime în Rîul Doamnei. Este reprezentat prin faciesul disodilic și faciesul lagunar. Faciesul disodilic este alcătuit din sisturi marno-argiloase, bituminoase, cu resturi de pești asemenea depozitelor din anticlinalul Mățau. Gresile gipsifere, gipsurile amorfe sau serpentiniiforme și marnele nisipoase de la partea superioară a oligocenului de la Nucșoara-Corbșori-Stănești-Galeșu-Corbi-Bucșenești reprezintă faciesul lagunar, prin care se încheie sedimentarea paleogenului. Acestea prezintă rezerve și calități industriale.

*Tortonianul* reprezintă primul termen al ciclului de sedimentare neogenă și a înregistrat o puternică transgresiune marină. Apele mării tortoniene au atins zona eocenului getic, au umplut bazinul Loviștea și au invadat depresiunea Cîmpulung. În zona muscelor argeșene el atinge maximum de lărgime pe valea Topologului (12 km) iar în valea Doamnei, banda depozitelor tortoniene se îngustează ajungînd la 2 km. Depozitele alcătuitoare aparțin faciesului litoral-recifal, faciesului neritic de mică adîncime și faciesului lagunar. Faciesul litoral-recifal (M. Ilie, 1932) se reazemă pe eocenul de la Sălătruc și este reprezentat prin calcare cu *Lithothamnium* și *lamelibranhiate*. Prezența acestui facies marchează linia avansată de țarm a mării tortoniene și a pus ipoteza răspîndirii depozitelor tortoniene în zona miocenă, repartizată anterior helvețianului. Faciesul neritic de mică adîncime, format din depozite detritice psamito-pelitice este asemenea celui descris în depresiunea Cîmpulung. La partea superioară, marea tortoniană trece la depunerea faciesului lagunar, reprezentat prin gipsuri.

*Sarmațianul* se dezvoltă la vest de valea Topologului; el nu a fost identificat în muscelele argeșene, fiind probabil acoperit de sedimentele pliocenului, care apare dezvoltat prin toate etajele sale.

*Meoțianul* marchează începutul pliocenului, apare între văile Topolog și Argeș, pe linia satelor Birseștii de Jos-Dobrota, și se reazemă discordant pe tortonian. El nu se cunoaște la est de valea Argeșului și în bazinele Loviștea și Cîmpulung. Depozitele alcătuitoare sînt reprezentate prin gresii calcaroase, marne, marne bituminoase și marne nisipoase. Fosilele caracteristice sînt: *Dosinia meotica* și *Congerina novorossica*.

*Ponțianul* a fost identificat de V. Dragoș (1954) prin determinarea următoarei faune din valea Argeșului: *Valenciennius annulatus*, *Paradacna abichi*, *Monodacna pseudocatillus*, *Melanopsis decollata*, *Unio rumanus* și *Viviparus acathinoides*. Depozitele sale sînt formate din marne, marne nisipoase, marno-argile și marne nisipoase cu *Phyllicardium*, care anunță trecerea la dacian. Prezența ponțianului în muscelele Argeșului se dezvoltă ca o bandă continuă între văile Topolog și Bughea, pe linia localităților Blaja-Valea Danului-Valea Iașului-Domnești-Godeni. Lărgimea maximă este atinsă pe teritoriul localității Valea Danului (4 km) iar lateral se îngustează treptat astfel că la Godeni ajunge la 1 km. Ponțianul muscelor acoperă succesiv depozitele meo-



tice pe care le depășește la est de Argeș luind contact direct cu tortonianul. Apele lacului ponțian manifestă aici o invazie remarcabilă, care avansează treptat spre nord-est, pătrunzind în centrul depresiunii Cimpulung. Un prag contemporan a împiedicat apele ponțiene să pătrundă în depresiunea Loviștei.

*Dacianul* este strins legat de depozitele ponțiene, față de care manifestă o continuitate de sedimentare. Este reprezentat printr-o alternanță de marne, argile și nisipuri purtătoare de cochilii de *Stylodacna*, *Prosodacna*, *Dreissena*, *Unio*, *Melanopsis*, marne cu *Hyriopsis* cu *Viviparus bifarcinatus*, argile negre și strate de lignit xiloid. Puncte fosilifere importante se cunosc la N. Tigveni, E. Curtea de Argeș, Valea Fauului, Poienari, Jugur și Ungureni. Depozitele daciene însoțesc ponțianul manifestând tendința ușoară de acoperire spre est; grosimea cea mai mare se observă între văile Doamna și Slănic. La extremitatea de est, dacianul avansează peste zona eocenului de Șotriile de la Malu cu Flori-Bărbulețu. Ele își mențin structura monoclină, ca și zonele anterioare, pe toată întinderea.

*Levantinul* reprezintă umplutura lacului pliocen, prin care se încheie sedimentarea în muscelele Argeșului și depresiunea Cimpulung. Acoperă cea mai mare parte a acestor muscele dezvoltându-se de la sud de linia Ciofringeni-Curtea de Argeș-Capu Piscului și pînă la paralela Pitești. Depozitele levantine sînt reprezentate prin argile, marne și nisipuri în bază iar la partea superioară prin nisipuri și pietrișuri. *Viviparele* și *unionidele* sculptate le precizează vîrsta prin speciile: *Unio procumbens*, *Unio sculptus*, *Viviparus bifarcinatus*, *Viviparus turgidus* și *Viviparus desmanianus*. Pietrișurile de Cindești încheie succesiunea levantinului și acoperă cea mai mare parte a zonei levantine.

Spre deosebire de formațiunile anterioare zona levantinului este afectată de cutări. Sistemul plicativ levantin este orientat E-V iar aflorimentele și mai ales datele de foraj au identificat la nord de Pitești următoarele anticlinale: Fețeni-Schitul Matei cel mai nordic, Săpunari, Merişani-Drăganu și Slătioarele. Aceste anticlinale strînse și faliate cu vergențe sudice contrastează cu sinclinalele intermediare, largi.

Modul de comportare în adîncime al acestor cute ne arată o dizarmonie între structurile adînci și cele de suprafață. Paleogenul identificat în axul anticlinalelor se comportă ca un material relativ rigid, din care cauză a provocat formarea cutelor solzificate. Depozitele plastice ale miocenului au generat cute largi, care îmbrățișează cîțiva solzi oligoceni iar pliocenul a moderat unduțiile fundamentului și manifestă tendința către structura monoclină. Această dizarmonie normală a cutelor ar putea fi pusă pe seama unor diferite mișcări orogenice, prezența lor fiind justificată într-o oarecare măsură de discordanțele stratigrafice. Jocurile înregistrate de liniile de țarm nu sînt cauzate numai de orogeneză ci, de deplasările de fund ale zonelor de sedimentare. Variația nivelului marin nu se datorește exclusiv deformărilor orogenice ci, este provocată de mișcările de basculă. Dizarmonia cutărilor nu se datorește unei succesiuni de procese orogenice ci, poate rezulta din modul de comportare al materialului sedimentogen.

Depresiunea getică cuprinde trei complexe sedimentare cu plasticitate diferită: complexul paleogen rigid din bază, complexul plastic



al miocenului și complexul inert al pliocenului. Complexul inferior a cutat puternic, dînd naștere cutelor solzi și s-a comportat ca insule rigide sau ca obstacole, care au provocat deplasări laterale. Complexul miocen, plastic, a format anticlinale largi, în dizarmonie față de cutele adînci iar complexul pliocen, inert, a creat dizarmonia dintre cutele miocene și pliocenul cu structura monoclină. Caracterul monoclin al formațiunilor din jumătatea nordică a muscelor se datorește fundamentului cristalin, care nu a participat la cutările terțiare ci a manifestat numai accidente rupturale.

Racordarea sistemului plicativ din Carpații orientali cu cel al Depresiunii getice de la est de Olt, nu se poate realiza liniar prin zona colinelor argeșene din cauza intervenției unor compartimente structurale, care se interpun deranjînd continuitatea sistemelor plicative. Corespondența accidentelor tectonice apare evidentă numai în partea sudică a colinelor argeșene, unde continuarea cutelor subcarpatice este constatată. Sistemul de cute al fundamentului flișului de sub amplasamentul acestor coline nu poate fi considerat că și-a păstrat mersul liniar, deoarece a suferit deranjări de la direcția cunoscută, la est de valea Dimboviței, prin intervenția unei flexuri largi și prezenței cristalinului. Tectonica particulară a colinelor getice nu se racordează în zonele profunde și de suprafață cu deformările geometrice ale unităților adiacente. În schimb în tectonica de profunzime s-au păstrat legături de continuitate între fundamentul depresiunii precarpatice și al Cîmpiei Române.

## V. Cîmpia Română

Teritoriul la sud de municipiul Pitești și pînă la limita sudică a județului Argeș aparține unității geologice, Cîmpia Română. Partea cea mai înaltă a cîmpiei este la Pitești unde se ridică la 300 metri iar spre SE ea scade treptat. Distribuția rețelei hidrografice arată o deviere sensibilă a cursurilor de apă odată cu trecerea lor din zona colinară în cîmpie. Schimbarea de direcție se observă la valea Argeșului precum și la celelalte riuri care străbat Cîmpia Română (Ialomița, Buzău, Rimnicul Sărat). În dreptul Piteștilor Argeșul, care curge nord-sud de la izvoare și prin colinele argeșene, își schimbă direcția, care devine NV-SE odată cu intrarea în cîmpie. Această schimbare de direcție demonstrează că în timpul cuaternarului, Cîmpia Română a fost supusă unei mișcări de pivotare, trecînd prin pozițiile gradate, înregistrate de terasele riurilor.

La limita dintre colinele argeșene și cîmpie apar șesurile de piemont, care se observă în împrejurimile Piteștilor. Ele au rezultat din suprapunerea conurilor de dejecție puternice, produse de viiturile mari ale Argeșului, care au acționat asupra unui relief mereu improspătat. În aceste conuri de dejecție, văile au tăiat terasele în evantai, produse de ridicarea treptată a zonei colinare. Înfățișarea acestor terase pîdează pentru înclinarea cîmpiei către SE, în sensul devierii cursului riului.

Componenta geologică superficială a Cîmpiei Române se datorește cuaternarului reprezentată prin loess, depozite aluvionare și depozite de terasă. Loessul de cîmpie prezintă caracterul eolian; pe locurile ridicate se întîlnesc lehmuri leosoide rezultate din acțiunea de șiroire a apelor. Terasalele cuaternare ale riurilor de cîmpie sînt în număr de cinci și



se află la altitudini absolute cuprinse între 5—100 metri; ele au vîrsta perioadelor glaciare. Pătura groasă a cuaternarului acoperă celelalte formațiuni geologice și ascunde deformările tectonice. Depozitele Cîmpiei Române aparțin fundamentului platformei transdanubiene și depresiunii precarpatice, care a funcționat ca o avanfosă, ultima manifestare a geosinclinalului carpato-hercinic. Sedimentele terțiare sînt reprezentate prin depozitele lacustre ale pliocenului (meotian-levantin) și prin depozitele miocene ale ultimilor mări transgresive (sarmato-tortonian). Ele aparțin depresiunii precarpatice și au acoperit și platforma din față, alcătuită din fundamentul metamorfic caledonio-hercinic și sedimentarul de platformă siluriano-cretacic, cu particularități extracarpatiche.

În ultimile două decenii, în vederea identificării structurilor ascunse din Cîmpia Română, s-a aplicat metoda complexă, care constă în corelarea datelor obținute prin sondaje de adîncime și prin prospecțiuni geofizice și geochimice. Rezultatele acestor cercetări au condus la cunoașterea raporturilor dintre platformă și cuvertură și dintre platformă și zona carpatică. Limita dintre platforma transdanubiană și depresiunea precarpatică s-a precizat pe linia E-V, situată imediat la sud de localitatea Costești. Delimitarea acestor unități mari geologice se bazează pe identificarea, pe cale geofizică, a unei linii rupturale majore. Partea meridională a județului Argeș prezintă în fundament un soclu precambrian-paleozoic, metamorfozat și cutat intens, cu o componentă variată și o tectonică rupturală complexă, care a jucat rolul de platformă în timpul evoluției Carpaților. După orogenul hercinic, acest soclu devenind rigid a fost supus tectoniceii rupturale, caracteristică unităților lipsite de plasticitate. Acțiunea progresivă și de lungă durată a pus în tensiune liniile de minimă rezistență, care au jucat prin scurte sacade, cînd tensiunea a depășit o limită oarecare.

Pe teritoriul județului Argeș se dezvoltă domeniul carpatic, depresiunea precarpatică și platforma transdanubiană. În adîncime această platformă participă la fundamentul depresionar precarpatic și a jucat un rol important în evoluția și echilibrul carpatic. O dată cu trecerea în perioada de rigiditate, platforma, supusă compresiunilor și extensiunilor de durată, a suferit o tectonică de șoc, care a determinat partea frontală a platformei, aflată în zona sudică a județului, să fie coborîtă în trepte, prin intervenția unor sacade lente, însă de lungă durată. Această regiune deprimată a platformei a jucat rolul de avanfosă și a servit acumulărilor impozante de sedimente molasice și instalării unei tectonice atenuate. Linia de fund a avanfosei precarpatice este asimetrică iar deformările soclului variază de la flancul intern la cel extern. Asimetria subasmentului se datorește pantei în trepte a platformei din zona externă a avanfosei și deformărilor plastice carpatice din zona internă. Partea vizibilă a avanfosei corespunde în nord flancului sudic al Carpaților meridionali iar partea sudică depășește limita sudică a județului. Sistemul de cute al avanfosei precarpatice se datorește mișcărilor carpatice; în sens transversal cutele pliocene de pe teritoriul argeșean s-au transmis depozitelor plastice ale cuverturii platformei. Anticlinalul Albota reprezintă cuta cea mai sudică, care se manifestă la sud de Pitești pe amplasamentul Cîmpiei Române.



Cunoștințele geologice privind componența litologică și etajele structurale au ajutat la înțelegerea reliefului actual atât de variat pe teritoriul județului Argeș și a cărui evoluție se citește în succesiunea stivelor de strate. Descoperirea și punerea în valoare a bogățiilor sub-solului se datorește aceluiași cunoștințe referitoare la natura geologică și arhitectura scoarței. Dezvoltarea formațiunilor geologice pe o scară cronologică întinsă și varietatea lor explică proveniența diferitelor zăcă-minte de substanțe minerale utile aflate pe cuprinsul argeșean. Fenomenele geologice întâlnite aici au atras pe primii cercetători români și ele sînt descrise în lucrările științifice de început. Primele studii monografice asupra țării noastre și-au aflat domeniul cercetărilor tot în cuprinsul județului Argeș, în limitele sale actuale. Frumusețile naturale au atras pe drumeți iar așezările omenesti au devenit locul de recreere și inspirație al literaților și plasticienilor de seamă. Multe din aceste frumuseți au trecut în rindurile monumentelor naturii, protejate de lege.

### BIBLIOGRAFIE

- DRAGOȘ V. (1954). Asupra structurii geologice a regiunii dintre riul Doamnei și riul Tîrgului. D.S. Com. Geol. XXXVIII, București.
- DRAGOȘ V. (1952 a). Cercetări geologice asupra regiunii dintre riul Topolog și riul Olt. D.S. Com. Geol. XXXVII, București.
- DRAGOȘ V. (1952 b). Studii geologice preliminare asupra văii Vîlsanului. D.S. Com. Geol. XXXVII, București.
- GROZESCU H. (1917). Cîteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre riul Tîrgului și riul Topolog. D.S. Inst. Geol. VII, București.
- GHICA BUDEȘTI ȘT. (1940). La transgression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vîlsan. C.R. Inst. Géol. Roum. XXIII, București.
- GHICA BUDEȘTI ȘT. (1958). Depresiunea intramontană Loviștea și creasta horstului Cozia. Acad. R.P.R., Studii și Cer. Geol. III/1—2, București.
- HERBRICH FR. (1888). Date paleontologice din Carpații românești. I. Sistemul cretacic din bazinul Izvoarelor Dîmboviței. An. Bir. Geol. III, București.
- ILIE MIRCEA (1957). Alcătuirea geologică a pămîntului românesc, București.
- ILIE MIRCEA (1969). Contribuții la o nouă sinteză tectonică a Carpaților români. Bul. Geol. Min. Minelor 1969/I, București.
- JEKELIUS E. (1926). Geologia Pasului Branului D.S. Inst. Geol. Rom. VIII, București.
- MRAZEC L. (1904). Sur les schistes cristallins des Carpates méridionales. C.R. IX Congr. Géol. nt., Wien.
- MURGOCI G. (1905). Sur l'existence d'un grande nappe de recouvrement dans les Carpates Méridionales. C.R. Acad. VII. 31, Paris.
- MURGOCI G. (1916). Tectonica subcarpaților la apus de Ialomița. D.S. Inst. Geol. Rom. VIII, București.
- PAUCA M. (1934). Die Fossile Fauna und Flora aus den Oligozän von Suslănești-Muscel in Rumänien. An. Inst. Geol. Rom. XVI, București.
- POPOVICI HATEG V. (1898). Études géologiques des environs de Cîmpulung et de Sinaia, Paris.
- PROTESCU O. (1926). Zăcămintele de lignit din Pliocenul de lîngă Curtea de Argeș și împrejurimile Cîmpulungului. Inst. Geol. Stud. tehn. econom. III, 3, București.
- REINHARDT M. (1906). Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpaten. Bul. Soc. Științe București XV, București.



- REINHARDT M. (1909). Șisturile cristaline din munții Făgărașului. An. Inst. Geol. Rom. III, București.
- SIMIONESCU I. (1898—1904). Studii geologice și paleontologice în Carpații sudici. I—IV, București.
- ȘTEFĂNESCU GR. (1886). Memoriu relativ la geologia jud. Argeș. An. Bir. Geol. II, București.
- ȘTEFĂNESCU S. (1886). Județul Muscel An. Bir. Geol. I, București.
- STRECKEISEN A. (1931). Tectonica Carpaților meridionali An. Com. Geol. XVI, București.
- VOITEȘTI P. I. (1909). Contribuții la studiul geologic și paleontologic al regiunii „Muscelor” între valea Dimboviței și Olt. An. Inst. Geol. Rom. II, București.
- VOITEȘTI P. I. (1917). Cîteva date referitoare la orizontarea paleogenului dintre-riul Tîrgului și riul Topologului. D.S. Inst. Geol. Rom. VII, București.
- VOITEȘTI P. I. (1942). Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpatiques roumaines. Bul. Soc. Rom. Geol. V, București.
- VILSAN G. (1915). Cîmpia Română B.S.R.R.G. XXXVI, București.
- WUNDERLICH H. G. (1967). Inverse Dichteverteilung in der Erdkruste. Ursachen und tektonische Auswirkungen. Neues Jahrb. f. Geol. und Paläontologie, Monatshefte-1967/1, Stuttgart.

## LA GÉOLOGIE DU DÉPARTEMENT D'ARGEȘ

### RÉSUMÉ

Le district d'Argeș se trouve développé sur les suivants unités géologiques : Carpates Méridionales (Monts Făgăraș-Leaota), Bassin intermontan Rucăr-Dimbovicioara, Bassin intramontan Loviștea, Bassin tectonique de Cîmpulung, Collines gétiques et Plaine Roumaine.

Ces unités présentent des particularités stratigraphiques et tectoniques sont différents. Les Monts Făgăraș-Leaota sont constitués par des schistes cristallins, qui ont supportés une grande effondrement, dénommé le bassin intramontan de Loviștea, d'âge tertiaire. Le bassin mésozoïque de Rucăr-Dimbovicioara présente une structure en nappe, découverte par l'auteur. La tectonique disjonctive a généré le bassin de Cîmpulung, rempli par des dépôts sénonien-quaternaire.

Les Collines gétiques sont représentées par une structure nonplissée au nord et par des plis, bien développés au sud. La partie méridionale du district s'étende sur la Plaine Roumaine caractérisée par des structures enfouies sous les dépôts quaternaires.