

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA H

Geologie

Nr. 2

PIEMONTUL CÎNDEŞTI
DE
D. PARASCHIV

BUCUREŞTI
1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA H

Geologie

Nr. 2

PIEMONTEL CÎNDEŞTI
DE
D. PARASCHIV

BUCUREŞTI
1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

| | Pag. |
|---|-----------|
| I. Generalități | 6 |
| A) Necessitatea și scopul lucrării | 6 |
| B) Limitele Piemontului Cindești | 7 |
| 1. Precizarea termenului „Piemontul Cindești” și poziția sa geografică | 7 |
| 2. Limitele Piemontului Cindești | 8 |
| a) Marginea de nord | 8 |
| b) Limita de răsărit | 10 |
| c) Limita de sud | 12 |
| d) Limita de vest | 14 |
| C) Gradul de cunoaștere al regiunii (Istoricul cercetărilor) | 15 |
| D) Metodele de lucru folosite | 17 |
| II. Geologia regiunii | 18 |
| A) Precizarea noțiunii de „Depresiunea Getică” și vîrsta acesteia | 18 |
| B) Stratigrafia | 19 |
| 1. Depozitele mezozoice | 19 |
| 2. Depozitele paleogene | 20 |
| 3. Depozitele miocene | 22 |
| 4. Depozitele pliocene și pietrișurile de Cindești | 24 |
| 5. Depozitele recente | 27 |
| 6. Ciclurile de sedimentare | 27 |
| C) Tectonica | 29 |
| III. Evoluția geomorfologică a Piemontului Cindești | 32 |
| A) Probleme generale | 32 |
| B) Paleogeomorfologia (Perioada previllafranchiană) | 33 |
| 1. Ciclul paleogen (Cretacic superior (?)) — Paleogen) | 34 |
| 2. Ciclul burdigalian—tortonian inferior | 36 |
| 3. Ciclul tortonian superior—levantin | 39 |
| 4. Concluzii asupra evoluției paleogeomorfologice | 45 |
| C) Etapa cuaternară | 49 |
| 1. Generalități | 49 |
| 2. Etapa de formare a piemontului | 50 |
| 3. Evoluția piemontului | 55 |
| a) Valea Dîmboviței | 56 |
| b) Valea Cobiei | 68 |
| c) Valea Potopului | 72 |
| d) Valea Glimbocelului | 81 |



| | Pag. |
|--|------------|
| e) Valea Cîrcinovului | 85 |
| f) Valea Rîncăciovului | 93 |
| g) Valea Argeșelului | 95 |
| h) Valea Rîul Doamnei | 108 |
| Concluzii asupra studiului văilor | 115 |
| i) Interfluviile | 123 |
| j) Elemente periglaciare în Piemontul Cîndești | 125 |
| D) Morfografia și morfometria Piemontului Cîndești | 126 |
| E) Raionarea geomorfologică a Piemontului Cîndești | 127 |
| IV. Mișcările neotectonice și concluzii privitoare la posibilitatea folosirii studiilor geomorfologice în cercetarea zăcămintelor de hidrocarburi | 128 |
| 1. Precizarea termenului de „neotectonică” | 128 |
| 2. Obiectul de studiu și metodele de cercetare ale neotectonicii | 129 |
| 3. Formele de manifestare ale mișcărilor tectonice în relieful Piemontului Cîndești | 131 |
| 4. Elementele structurale evidențiate în Piemontul Cîndești prin metoda geomorfologică | 141 |
| 5. Raionarea neotectonică a Piemontului Cîndești | 142 |
| 6. Aplicațiile practice ale metodei geomorfologice în străinătate | 143 |
| 7. Studiul problemei în R.P.R. | 145 |
| 8. Cîteva din aplicațiile practice în condițiile din Republica Populară Română | 145 |
| Propuneri | 148 |
| V. Concluzii | 149 |
| Referințe bibliografice | 155 |
| 1. Lucrări publicate | 155 |
| 2. Lucrări nepublicate și traduceri | 160 |



PIEMONTEL CINDEŞTI

CERCETĂRI PENTRU VERIFICAREA POSIBILITĂȚILOR DE APLICARE A METODEI GEOMORFOLOGICE ÎN PROSPECTAREA ZĂCĂMINTELOR DE HIDROCARBURI

DE

D. PARASCHIV

Abstract

The Cindeşti Piedmont. Researches for checking the possibilities in applying the geomorphologic method for oil and gas prospection. The work, composed from five chapters, studies two main problems : (1) the geomorphology of the Cindeşti Piedmont, an area which was not studied up to now from this standpoint ; (2) the checking of possibilities in applying the geomorphologic method for oil and gas prospection. The first chapter, entitled "Generalities" deals with the introduction, the delimitation of the studied area, the degree of knowledge from the geological and geographical standpoints, as well as the methods used for this study. In the second chapter the geology of the area is described. The third chapter, the main part of the work, dwells on the geomorphologic evolution of the Cindeşti Piedmont during the Tertiary and the Quaternary. In the paragraph dealing with the paleogeomorphology, data on fossil leveling surfaces determined by drillings and geophysical prospecting are exposed, as well as the conditions of their formation. The paragraph concerning the "quaternary phase" deals with the Piemont genesis and its evolution. In the fourth chapter, the relationships between the buried geologic structures, determined by drillings and geophysical prospections, and the reliefs are shown ; then, starting from the geomorphic elements, the deep tectonic complications in the non-prospected or incomplete prospected areas with classic methods (geophysical or drilling one) are deduced. The final conclusions and the bibliographical references are the object of the fifth chapter.



I. GENERALITĂȚI

A) NECESITATEA ȘI SCOPUL LUCRARII

Studiile geomorfologice cu caracter regional ori special, executate în ultimii 60 de ani, au asigurat o cunoaștere relativ satisfăcătoare a teritoriului R.P.R., privit în ansamblu. Dintr-o analiză sumară a inventarului bibliografic se constată însă că nu toate unitățile geomorfologice majore au fost cercetate în egală măsură. O parte din ele, ca de pildă Cîmpia română, Subcarpații, au făcut obiectul a numeroase lucrări geografice, în timp ce altele au fost studiate într-o măsură foarte redusă.

Piemontul getic, aşa cum a fost definit de prof. V. Mihăilescu (63), se numără printre unitățile geomorfologice puțin cunoscute. În afară de cîteva observațiuni făcute de cercetătorii regiunilor vecine (Carpații meridionali, Cîmpia română și Subcarpații de la est de rîul Dîmbovița) și de lucrările de sinteză, bazate mai mult pe profile de recunoaștere și pe analiza hărții, alte studii nu s-au mai făcut pînă acum 3 — 4 ani în urmă.

Cunoașterea geomorfologică a Piemontului getic a devenit deci o necesitate urgentă. Cum suprafața sa este apreciabilă, studiul respectiv nu se putea realiza într-un timp relativ scurt. De aceea s-a impus cercetarea, în prima fază, a unor sectoare mai restrînse, dar suficiente pentru a trage concluzii pe baza cărora să se poată caracteriza și „faciesul geomorfologic” de ansamblu al unității majore. Așadar, prezentul studiu, împreună cu studiile altor cercetători¹⁾, vine să completeze, în parte, această necesitate.

Lucrarea de față se referă la regiunea cuprinsă între rîurile Dîmbovița și Argeșel, denumită „Piemontul Cîndești” și care nu este altceva decît „Platforma Cîndești” a lui G. h. Vilasan (123).

Piemontul Cîndești reprezintă sectorul cel mai răsăritean al Piemontului getic și, prin poziția sa geografică (între Subcarpați și Cîmpia română), el constituie o regiune „cheie”. De aceea, studiul său, deși foarte dificil, apare indicat și interesant. Pe lîngă multe aspecte comune, în special cu cele ale Cîmpiei române, Piemontul Cîndești are și caracter geomorfologice proprii, care îmbină, alcătuiesc un „facies geomorfologic” aparte, un facies de tip „getic”.

¹⁾ Este vorba de Al. Roșu și L. Badea care s-au ocupat, în special, de geomorfologia Subcarpaților din Oltenia.



Lucrarea de față a urmărit, pe lîngă rezolvarea unor probleme de ordin științific și verificarea posibilităților de aplicare a metodei geomorfologice în cercetarea acumulărilor de hidrocarburi. Cum majoritatea zăcămintelor de țiței și gaze cunoscute pe glob (peste 60%) sănț acumulate în forme structurale pozitive, de tipul domurilor și cutelor anticlinale, preocuparea de bază a constat în încercarea de a stabili modul de manifestare a elementelor tectonice în relief, pentru ca ulterior, cunoscind aceste forme de manifestare, să se acționeze în sens invers și anume să se facă aprecieri asupra structurii tectonice cu ajutorul observațiunilor geomorfologice. Dar, pentru a se forma o provincie petroliferă nu este suficient ca petrolul și gazele să se fi putut genera și acumula în mari cantități, ci trebuie, în plus, ca aceste hidrocarburi să se fi putut conserva în tot decursul istoriei bazinei de sedimentare. În consecință, o altă preocupare de seamă a autorului a constituit-o descifrarea evoluției paleogeografice a regiunii și mai ales descifrarea evoluției paleogeomorfologice.

Înînd seama de scopul practic urmărit, observațiile geomorfologice au fost limitate numai la regiunea acoperită cu pietrișuri de Cindești (piemontul de acumulare), din următoarele motive :

Piemontul de acumulare dintre rîurile Dîmbovița și Argeșel se găsește într-o fază foarte puțin evoluată din punct de vedere geomorfologic. În consecință, majoritatea manifestărilor tectonice noi, înregistrate de către pietrișurile de Cindești și de depozitele mai tinere s-au păstrat.

Piemontul Cindești este relativ bine cercetat prin metode geofizice și prin foraje, mai ales în partea sa sudică. Acest fapt oferă posibilitatea ca majoritatea anomaliei geomorfologice să poată fi verificate dacă au sau nu vre-o semnificație tectonică.

B) LIMITELE PIEMONTELUI CINDEȘTI

1. Precizarea termenului „Piemontul Cindești” și poziția sa geografică. Referindu-se la limita de nord a Cîmpiei române G. h. Vîlcean (123) a distins, în regiunea deluroasă de la vest de Dîmbovița, două subunități și anume : „Platforma Cindești” și „Platforma Cotmeana”. Prin „Platforma Cindești”, autorul citat definea regiunea delimitată la est de rîul Dîmbovița, la sud de versantul stîng al văii Argeșului, iar la vest de Rîul Doamnei și Rîul Tîrgului. Denumirea respectivă a fost adoptată ulterior de toți geografii și geologii, care au



înțeles prin aceasta o zonă deluroasă cu spinări prelungi și netede, nivellate de eroziune (63, 102, 84).

În anul 1960, efectuând un studiu asupra apelor captive din regiune, autorul acestei lucrări a argumentat că suprafața netedă a „Platformei Cîndești” reprezintă de fapt o suprafață inițială de acumulare și nu o „platformă” de eroziune (89). Acest fapt l-a determinat să propună pentru unitatea geomorfologică respectivă, termenul genetic de „piemont”, în locul celui morfografic de „platformă”. În studiul de față, ca și în anul 1960, prin „Piemontul Cîndești” se definește regiunea cuprinsă între râurile Dîmbovița și Argeșel — Rîul Doamnei, a cărei origine este de natură acumulativă (o cîmpie piemontană), înălțată din ce în ce mai mult către nord. Spinările sale netede reprezintă resturile unei suprafețe inițiale, primare și nu derivate, echivalentă noțiunii „Prinärumf” a lui A. Penck, ori „suprafață peneprimitivă” a lui P. Biro (6).

Piemontul Cîndești face parte din zona deluroasă ce se dezvoltă în sudul țării (Piemontul getic), paralel cu Carpații meridionali (fig. 1).

În concluzie, prin înlocuirea termenului de „platformă” cu cel de „piemont” s-a urmărit precizarea genezei regiunii. Cît privește atributul „Cîndești” acesta vine de la numele principalelor sate „Cîndeștii din Deal” și „Cîndeștii din Vale” situate în sectorul nordic al piemontului, precum și de la cuvertura de pietrișuri piemontane care acoperă regiunea („pietrișurile de Cîndești”).

2. *L i m i t e l e P i e m o n t u l u i C î n d e ș t i . a)* Marginea de nord a Piemontului Cîndești corespunde unei limite geologice și anume contactului dintre depozitele pliocene și eocene care se reflectă în morfologie printr-o zonă depresionară, formată de o serie de văi afluente Argeșelului — ca Păducelul, Valea Marineștilor și Valea lui Topor, sau afluente Dîmboviței — ca Valea lui Băr și valea Horeței. Această evidentă depresiune de contact (fig. 2), a cărei adîncime depășește uneori 200 m, se identifică și la vest de Argeșel pînă către Argeș. Ea separă două unități de relief distințe ca aspect și geneză. La sud se dezvoltă Piemontul Cîndești cu spinările sale „peneprimitive”, surprinzător de netede, iar la nord Subcarpații, cu aspect ondulat, reprezentînd o suprafață de nivelare, probabil „biciclică” (termen întîlnit la P. Biro (6)), exhumată parțial în timpul Cuaternarului.

Limita nordică a suprafeței piemontului trece pe la sud de localitatea Hîrtiești de pe valea Argeșelului, la nord de Plaiul Caselor (632 m), Poiana Căpșuna (667 m), Dealul Inilor (690 m), Dealul Pietrelor (742 m — cota maximă a Piemontului), Poiana la Rudari (719 m) și Dealul



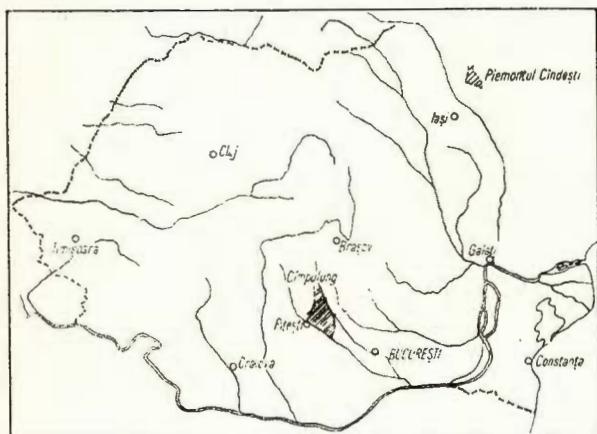


Fig. 1. — Poziția geografică a Piemontului Cindești în ansamblul teritoriului R. P. Române.

Fig. 1. — Position géographique du Piémont Cindești dans l'ensemble du territoire de la République Populaire Roumaine.

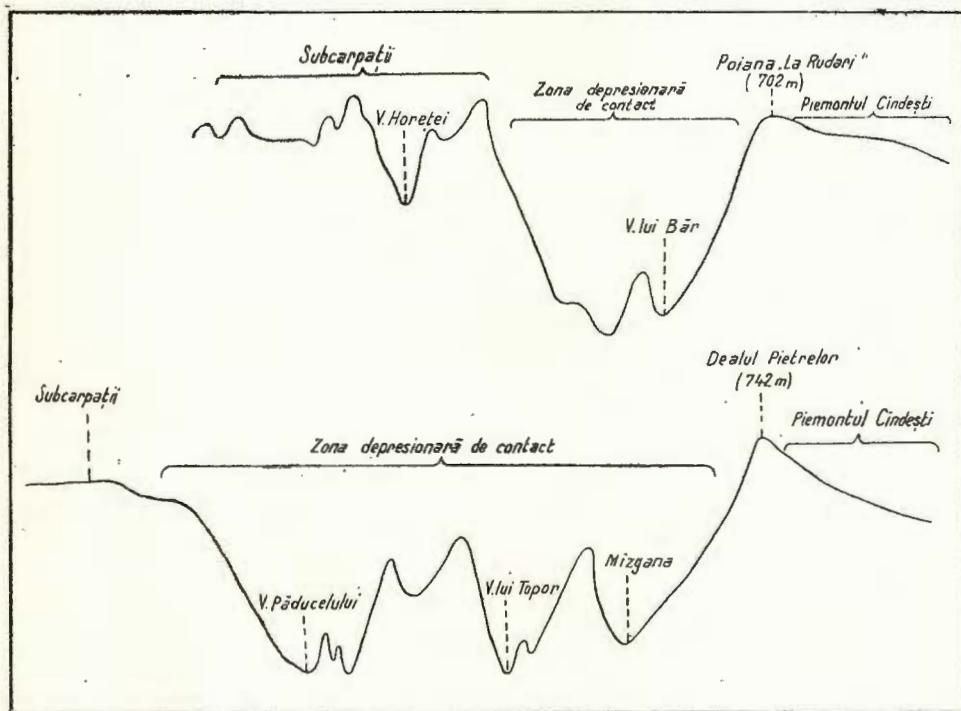


Fig. 2. — Limita nordică a Piemontului Cindești la contactul cu Subcarpații.
Fig. 2. — La limite septentrionale du Piémont Cindești au contact avec les Subcarpates.

Văsesc (694 m) de la vest de Oncești — pe Dîmbovița. La nord de limita „spinărilor netede” urmează flancul sudic al depresiunii de contact. Acest flanc are de multe ori aspect abrupt — o veritabilă cuestă, — altori este mai prelung, ca de exemplu interfluviul dintre Argeșel și Mizgana, însă foarte frămîntat.

Activitatea organismelor torențiale, pe seama cuverturii piemontane, a dus la o impresionantă fragmentare a reliefului, ceea ce contrastează în mod izbitor cu forma netedă a suprafeței piemontane (pl. I, fig. 1). Aici abundă formele de eroziune torențială, asociate cu prăbușiri și alunecări de teren, curgeri de pietre etc., iar pe măsură ce se merge spre nord — în zona depozitelor Levantinului inferior și Dacianului — crește frecvența formelor structurale (pl. I, fig. 2), ca urmare a variației litologice pe verticală, mai pronunțată. Revenind la flancul de nord al zonei depresionare, grefat predominant pe stratele eocene, se constată că formele torențiale sunt mai reduse; în funcție de condițiile litologice și tectonice, local crește frecvența suprafețelor structurale, în schimb alunecările de teren capătă o dezvoltare deosebită.

În concluzie, flancul sudic al zonei depresionare de contact se caracterizează prin forme de relief asemănătoare cu cele întâlnite în limitele Piemontului Cîndești, în timp ce flancul nordic, corespunzător aflorimentelor de Eocen, oferă un facies morfologic oarecum diferit, cu frecvență redusă a formelor torențiale și a celor de prăbușire. De aceea zona aflorimentelor de Dacian, pînă la limita cu Eocenul, a fost încadrată la Piemontul Cîndești.

b) *Limita de răsărit* corespunde, în bună parte, văii Dîmbovița, care, între Oncești și Mănești, formează un hotar clar. În aval de Mănești contactul dintre piemont și cîmpie nu mai corespunde unei linii, ci unei zone.

Începînd de la Capu-Coastei către sud, valea Dîmboviței este dominată de o suprafață deosebit de netedă. Aspectul cvazi-orizontal al suprafeței respective, ce se dezvoltă pe dreapta rîului menționat pe o distanță de peste 40 km pînă în apropiere de Găești (pl. I, fig. 3), nu este între-rupt decît de foarte puține văi transversale cu pereți verticali. Această suprafață nu reprezintă altceva decît fruntea Piemontului Cîndești. Revenind la Capu-Coastei și urmărend, de data aceasta, versantul stîng al văii Dîmbovița, se constată că aici relieful contrastează în mod izbitor cu ceea ce se observă pe dreapta rîului menționat. Pe stînga Dîmboviței, între Capu-Coastei și Rîul Alb, relieful este foarte variat (pl. II, fig. 1). Culmi semete care se prelungesc în direcția căderii stratelor prin supra-

fețe structurale, numeroase cuese afectate de organisme torențiale, alunecări de teren extrem de frecvente, piscuri înalte care contrastează cu netezimea teraselor rîurilor. Gama de forme, atât de diferită, este efectul unei variații litofaciale și mai ales tectonicii destul de complicate a depozitelor eocene și mio-pliocene. Către confluența cu Rîul Alb, contrastele de relief se atenuează, predominând formele de eroziune și suprafețele structurale. La sud de Rîul Alb locul dealurilor subcarpatice este luat de un piemont de acumulare, asemănător și de aceeași vîrstă cu cel de pe dreapta Dîmboviței. Între localitățile Izvoarele și Gheboieni, piemontul respectiv este destul de fragmentat de văi și torenți, astfel că aspectul reliefului diferă de cel de la vest de Dîmbovița, unde nota specifică o dă frumoasa dezvoltare a teraselor. În sfîrșit, la sud de Gheboieni, apar terase și pe stînga Dîmboviței, iar limita dintre cele două regiuni nu mai formează decît valea Dîmboviței, care atinge o lățime de peste 2 km.

Ajunsî îi sectorul Mănești—Dragomirești, problema limitei de est a Piemontului Cîndești se complică. Mai întîi pentru că, pe ambele părți ale Dîmboviței, se dezvoltă terase de aceeași vîrstă (pe stînga rîului terasele sănt comune cu cele ale Ialomiței). În al doilea rînd, terasele de pe dreapta Dîmboviței, care în amont de Mănești se desfășoară paralel cu rîul, în aval de această localitate se depărtează de Dîmbovița, îndrepîndu-se către vest. În al treilea rînd, piemontul devine din ce în ce mai tînăr către sud, astfel încît suprafața lui se confundă treptat cu nivelul terasei superioare (T9), apoi cu nivelul teraselor din ce în ce mai recente (T8, T6). În aval de Mănești, trecerea de la piemont la terase și de la o terasă la alta este sesizată, pe alocuri, numai în profil transversal, în timp ce profilele longitudinale, efectuate între Dîmbovița și Argeș arată o suprafață continuă, neterasată. Dacă forțînd nota, s-ar trasa o limită între suprafața piemontană și cea a terasei superioare pe direcția Mănești—Scheiu, acest lucru nu mai este posibil la vest de pîrîul Potopul unde, și aici, piemontul devine din ce în ce mai tînăr spre sud, corespunzînd ca vîrstă, teraselor tot mai recente. În această situație, limita de est a Piemontului Cîndești nu mai poate fi concretizată printr-o linie, ci printr-o zonă de contact. Dificultatea constă însă în faptul că nici această zonă nu poate fi trasată, mai ales la vest de pîrîul Potopul.

Tinînd seama că la est de pîrîul Cobia (în aval de localitatea Dragomirești) se dezvoltă o suprafață foarte netedă, cu aspect de veritabilă cîmpie, că adîncimea și forma văilor Șuța Mare, Șuța Mică și altele, au puțină personalitate, s-a considerat că valea Cobiei poate fi acceptată ca limită aproxiimativă a Piemontului Cîndești. La vest de pîrîul Cobia,

pînă în valea Potopului, cel puțin între paralela localităților Dragomirești și Cobie de Jos, relieful este mai variat, această notă fiind dată de succesiunea teraselor Dîmboviței (sesizate în profilul transversal) și de numeroase văi, cu adîncimi ce ajung pînă la 50 m. Așadar, dacă se include la Piemontul Cîndești și zona teraselor piemontane, atunci trăsarea limitei pe valea Cobiei își găsește justificare.

Tinînd seama de limita propusă mai sus, rezultă că Piemontul Cîndești se învecinește la est cu Subcarpații — între localitatea Gemenea și Rîul Alb, cu o zonă piemontană (ar putea fi numit „Piemontul Gheboienilor”) între satele Izvoarele și Gheboieni, cu terasele comune ale Dîmboviței și Ialomiței între Gheboieni și Dragomirești și cu cîmpia Picior de Munte (65, 89, 106) de la Dragomirești și pînă la Făget. Limita de est a Piemontului Cîndești reprezintă un hotar hidrografic, morfologic și în parte geologic.

c) *Limita de sud.* Începînd de la Pitești și pînă la Găești, versantul stîng al văii Argeșului domină autoritar lunca rîului menționat, formînd o limită morfologică clară între două unități distințe : Piemontul Cîndești la nord și Cîmpia romînă la sud.

La Pitești, linia netedă a suprafeței piemontului se înalță cu 150 m deasupra luncii Argeșului (pl. II, fig. 2), pentru ca spre est denivelarea să se reducă treptat, ajungînd la Valea Mare la 60 m, iar în dreptul satului Arsuri la numai 39 m.

Este de observat că linia netedă a suprafeței piemontane coboară pe nesimțite între Pitești și intersecția cu Valea Rîncăciovlui. De aici spre sud-est, altitudinea piemontului scade mereu în trepte, după fiecare vale mai importantă, orientată nord—sud. Astfel, între interfluviul de pe dreapta Rîncăciovlui și cel de pe stînga pîrîului respectiv, există o denivelare de cca 15 m, valea Cîrcinovului marchează o denivelare de 20 m, cea a Glimbocelului 30 m, cea a Potopului peste 20 m și, în sfîrșit, valea Cobiei cca 10 m. Gh. Vîlسان (123) și Gh. Murgoci (84) au semnalat aceste denivelări, și le-au explicat prin aceea că, începînd de la Cîrcinov înspre est, interfluviile corespund unor terase ale Dîmboviței, din ce în ce mai tinere, pînă către valea Cobiei. Explicația dată de cei doi autori trebuie completată însă și cu alte date. Mai întîi, Argeșul are o direcție piezișă față de Piemontul Cîndești, curgînd de la nord-vest către sud-est. Datorită acestui fapt, extremitatea sud-estică a Piemontului Cîndești (intersecția dintre văile Cobiei și Argeșului) este situată cu 14 km mai la sud decît extremitatea sud-vestică (Pitești—Valea Mare). Suprafața piemontului înclină de la nord la sud (cca 12—14 m pe km),



dar se pleacă și de la vest la est cu 5,4%. În al doilea rînd, văile afluențe Argeșului au o lățime tot mai mare începînd de la Rîncăciov către est. În sfîrșit, la contactul cu lunca Argeșului, văile Piemontului Cindești (Cîrcinovul, Glimbocelul, Potopul, Cobia) au terase dezvoltate pe stînga rîului, versantul drept fiind totdeauna abrupt. Toate aceste cauze cumulate, duc la o denivelare între interfluviile de pe o parte și alta a văilor. De exemplu, valea Cîrcinovului la Topoloveni are o lățime de cca 1 km. Conform pantei generale vest—est de 5,4%, întreruperea văii Cîrcinovului (1 km lățime) duce la o denivelare de peste 5 m între flancul stîng și cel drept. În plus, interfluviul stîng avansează cu aproape 1 km spre sud, mai mult decît cel drept. Aplicînd corecția de 12% (panta medie nord—sud a piemontului) se obține încă o diferență de 10 m, rezultînd o denivelare normală totală de 15 m a versantului stîng. La cele de mai sus, se adaugă prezența a două terase, pe stînga Cîrcinovului, situate la 25—30 m și respectiv 10—15 m sub nivelul interfluviului, în timp ce versantul drept este abrupt. Explicații asemănătoare se pot da și pentru văile Glimbocelul, Potopul și Cobia.

Se pare totuși că interpretarea fenomenului descris mai sus, trebuie completată și cu cauze de natură tectonică. În sprijinul acestei afirmații se amintește că structura majoră Slătioarele—Pitești—Glimbocelu—Leordeni—Suța se afundă spre est, uneori în trepte, după fiecare accident tectonic mai important. Cum majoritatea văilor principale corespund unor falii de adîncime (faptul este dovedit în cazul văilor Cîrcinovul, Glimbocelul și Potopul), înseamnă că această denivelare tectonică se reflectă și în morfologie.

Versantul stîng al Argeșului este abrupt, prezintînd înclinări de 20°—45° și mai mari. Nota dominantă a reliefului ce se dezvoltă pe acest versant este dată, mai ales în sectorul dintre Valea Mare (Pitești) și Leordeni, de formele gravitaționale, cum sănt alunecările de teren și cornișele de desprindere. La acestea se adaugă formele de eroziune, ca torenți, martori de eroziune etc. În sectorul Topoloveni se pot remarca văi suspendate, fapt evidențiat încă de Vîlsan (123).

Formele ce se întîlnesc pe versantul stîng al Argeșului și felul cum evoluează acestea, amintesc de „pantele deluviale” ale geomorfologului C. Martinic (51). Partea superioară a pantei este foarte abruptă și se manifestă întocmai ca o zonă eluvială (desprinderi, eroziuni, spălări), în timp ce partea inferioară a versantului prezintă întotdeauna un unghi mai puțin înclinat, care facilitează totuși transportul materialului către baza pantei (zona deluviană).



d) *Limita de vest* corespunde rîului Argeșel între Hîrtiești și Mioveni și Rîul Doamnei între Colibași și Pitești.

În sectorul Hîrtiești, cuvertura piemontană se prelungește pe dreapta Argeșelului, cu cca 3 km mai la nord, față de limita Piemontului Cîndești (de la est de rîul respectiv). O decroșare asemănătoare a marginilor piemontului se observă și de-a lungul Dîmboviței, unde limita nordică a acestuia rămîne cu 5 km mai la sud, pe stînga văii (Izvoarele). Cu alte cuvinte este vorba de o înaintare progresivă a zonei piemontane către nord, pe măsură ce se merge de la Ialomița înspre Rîul Tîrgului. Acest fapt se explică prin aceea că sectorul Rîul Tîrgului reprezintă, în ansamblu, o zonă de lăsare axială, ceea ce a permis ca marginea nordică a cuverturii piemontane, în această regiune, să fie mai puțin afectată (îndepărtată).

Decalajul de 3 km al marginii cuverturii de pietrișuri de-a lungul văii Argeșelului se evidențiază și în relief. Astfel, pe stînga rîului, unde apar la zi depozitele Levantinului inferior, Dacianului și Eocenului, relieful este foarte accidentat și variat, pe cînd regiunea de la vest de Argeșel se prezintă încă sub forma unor spinări netede, ușor înclinate către sud. Deci pe o distanță de 3 km, în sectorul localităților Hîrtiești—Lucieni, valea Argeșelului constituie o limită geologică, hidrografică și morfologică clară. Caracterul de hotar morfologic îl are Argeșelul și la nord de Lucieni, pînă către Suslănești.

La sud de localitatea Hîrtiești, pînă la Racoviță, nu există deosebiri geologice și morfologice esențiale între regiunea de pe stînga Argeșelului și cea de pe dreapta lui. Dacă ar trebui să se caute totuși astfel de deosebiri, ar trebui să se meargă spre vest, pînă către rîul Olt, pentru a putea fi găsite. Datorită acestei situații, valea Argeșelului se impune doar ca limită hidrografică.

Începînd de la Racoviță înspre sud-vest se evidențiază în relief marea piață hidrografică alcătuită din Argeșel, Rîul Tîrgului, Rîul Doamnei și altele, prin prezența unei adevărate zone depresionare, largă de peste 3 km și care se urmărește pînă la Pitești. La această zonă depresionară se înglobează și terasele comune ale Argeșelului și Rîului Doamnei, între Budeasa și Pitești (în această situație lățimea depresiunii intracolinare crește pînă la 7 km). Problema care se pune este aceea dacă zona depresionară intracolinară Racoviță—Pitești se încadrează la Piemontul Cîndești sau constituie o unitate geomorfologică aparte. Înînd seama că rîurile care au contribuit la formarea ei (Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului și Argeșul) nu aparțin Piemontului Cîndești și că suprafața piemon-



tului domină această zonă coborîtă cu peste 100 m se consideră că ea (zona depresionară) se situează în afară, constituind mai curînd o prelungire spre nord a Cîmpiei piemontane Pitești.

În concluzie, Argeșelul și apoi Rîul Doamnei, formează un hotar hidrografic și morfologic clar pe distanța dintre Racovița și Pitești.

Între limitele discutate mai sus, Piemontul Cîndești are forma unui patrulater (aproape trapezoidal) cu latura de nord de cca 10 km, cea vestică de aproximativ 35 km, cea sudică de cca 37 km, iar latura estică de 40 km, însumînd o suprafață de cca 800 km².

C) GRADUL DE CUNOAȘTERE AL REGIUNII (ISTORICUL CERCETĂRILOR)

Piemontul Cîndești, aşa cum a fost delimitat mai înainte, n-a făcut obiectul unor studii geologice sau geomorfologice de ansamblu. Singurele cercetări care au acoperit toată suprafața regiunii au fost cele geofizice (în general printr-o rețea de semidetalii) și forajele.

1. Cartările geologice se referă, practic, numai la marginea nordică și nord-estică a regiunii, unde apar la zi depozite daciene, ponțiene și altele mai vechi decât acestea. În rest, Piemontul Cîndești fiind acoperit de o cuvertură piemontană, nu oferă deschideri ale formațiunilor mai vechi decât Pliocenul superior și în consecință n-a suscitat interes deosebit pentru geologi.

Unele referințe privitoare la geologia suprafeței care face obiectul studiului de față se întîlnesc în cîteva lucrări de sinteză sau studii executate în sectoarele vecine, de către Gr. Ștefănescu (116), Sabba Ștefănescu (117), V. Popovici-Hatzeg (99), L. Mrazec (76), L. Mrazec și W. Teisseyre (78), I. Popescu-Voitești (96, 98, 168), Gh. Murgoci (85), O. Bolgiu (133), I. Gherman (149), Gh. Murgeanu (81), Al Bera (130), Gh. Murgeanu și Al. Bera (160), I. Motaș (159), Fl. Olteanu și Gh. Voicu (163), V. Rădulescu și C. Lungan (171), N. Oncescu (88), E. Liteanu și colaboratorii (47, 48), N. Grigoraș (36), I. Moldovan și colaboratorii (158), I. Pătruț și colaboratorii (166) etc.

2. Prospecțiunile geofizice au fost începute de vechile societăți petrolifere. După anul 1944 ele au fost continuante și complectate de către echipele MIPC și Comitetului Geologic.

Printre lucrările de gravimetrie efectuate sînt de menționat, în ultimii 15 ani, cele ale geofizicienilor R. Botezatu (136), Al. Esca (145) și I. Vencov, Sc. Stoinescu și Al. Esca (122).



Datele prospecțiunilor gravimetrice, magnetice și electrice au fost prelucrate și concretizate sub forma unor hărți de sinteză, de către I. Gavăt și A.l. Stănciulescu (1946).

Prospecțiunile seismice au constituit metoda de bază pentru determinarea structurii geologice de adâncime. Pe lîngă lucrările care datează dinaintea ultimului război (138, 144, 155) sînt de menționat și altele mai noi (126, 151, 173), executate de M.I.P.C.

3. Întreaga suprafață a Piemontului Cîndești a fost cercetată prin foraje. Densitatea lor este mult mai mare în sectorul sudic al regiunii, comparativ cu cel nordic. Datele furnizate de sonde au fost prelucrate în cadrul MIPC, sub formă de hărți și rapoarte.

4. Cercetări geomorfologice complexe sau speciale, care să se refere la întreaga suprafață a Piemontului Cîndești, n-au fost întreprinse. Cîteva observații izolate se găsesc în lucrările unor geologi și geografi care s-au ocupat cu studiul Subcarpaților și Cîmpiei romîne, precum și în lucrările cu caracter de sinteză. Dintre autorii acestor categorii de lucrări sînt de menționat : Gr. Cobilcescu (9), L. Mrazec (75), E m m. de Martonne (53), Gh. Vîlsan (123), Gh. Murgoci (85) în colaborare cu Gh. Manolescu (84), V. Mihăilescu (60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 157), N. Popp (101, 102, 103), P. Coteț (11, 139), T. Morariu și colaboratorii (69, 70, 71, 72), I. Rădulescu (106) împreună cu H. Grumăzescu (170), P. Coteț, L. Kamann și C. Martiniuc (14), I. Popescu-Argeșel (95, 167), N. Rădulescu (108) D. Paraschiv (89, 91, 165) și alții. Bibliografia trebuie completată cu „Geografia fizică a R.P.R.” elaborată de un colectiv de autori în anul 1955 (147), cu „Monografia Geografică a R. P. Romîne” vol. I (68), precum și cu numeroase alte lucrări — unele de sinteză, ca cele ale geografilor E m m. de Martonne (56), P. George și J. Tricart (27) etc , altele cu caracter climatic (66), pedologic (8), palinologic (127, 128, 129) etc. De asemenea, o serie de date în legătură cu prezența și numărul teraselor, existența și tipurile alunecărilor de teren, sînt consemnate în mai toate lucrările geologice executate în regiune și împrejurimi.

Trebuie precizat că, din întregul inventar bibliografic referitor la Piemontul Cîndești, cele mai importante lucrări aparțin cercetătorilor Gh. Vîlsan (123), Gh. Murgoci (84, 85), N. Popp (102) și V. Mihăilescu (63), care s-au ocupat și au evidențiat o serie de aspecte geomorfologice, în cea mai mare parte valabile și astăzi.

În concluzie, prin prospecțiunile geofizice și prin foraje s-a asigurat un grad satisfăcător de cunoaștere geologică a Piemontului Cîndești.



Cartările de suprafață s-au efectuat, practic, numai în zona nordică și nord-estică a regiunii, iar observațiunile geomorfologice se referă la aspecte disparate și de regulă la sectoarele de la periferia piemontului.

D) METODELE DE LUCRU FOLOSITE

În principiu, studiul geomorfologic al unei regiuni se bazează pe o continuă confruntare a hărții cu realitatea de pe teren. În detaliu însă metoda de studiu este condiționată de specificul și gradul de cunoaștere a unei regiuni, precum și de scopul urmărit.

Piemontul Cîndești constituie o zonă de recentă acumulare, în cadrul căreia se dezvoltă un relief tânăr, format, în linii mari, dintr-o serie de văi adânci cu o gamă variată de forme în limitele lor, separate de interfluvii relativ netede, resturi ale unei suprafete inițiale (peneprimitive). Așadar, pentru descifrarea evoluției geomorfologice în Cuaternar, analiza interfluiilor spune prea puține lucruri, de aceea preocuparea de bază a autorului a constat în studiul văilor. Metoda studiului văilor a fost cerută și de scopul final al lucrării — determinarea structurilor geologice cu ajutorul observațiilor geomorfologice — fapt care, potrivit indicațiilor din literatura sovietică (58) se bazează, în primul rînd, pe analiza rețelei hidrografice. Nu înseamnă însă că observațiile de teren și analiza hărții nu s-au referit și la interfluvii, aceasta însă s-a făcut într-o măsură mai redusă.

Pe lîngă datele referitoare la relieful actual al Piemontului Cîndești, s-au folosit numeroase informații furnizate de către prospecțiunile geofizice și de foraje, care au arătat că sub pătura cvasi-monoclinală a pietrișurilor de Cîndești se întâlnesc sedimente mai vechi, afectate tectonic sub forma unor anticlinale și sinclinale faliate. Tot prin intermediul geofizicii și al forajului s-a putut stabili existența lor în cadrul stivei de depozite terțiare, a cărorva suprafete de nivelare „sigilate” (fosilizate) și condițiile în care s-au format. În această situație, la studiul terenului și al hărții, s-a adăugat analiza datelor geofizice și de foraj, în scopul descifrării evoluției paleogeomorfologice de la începutul Terțiului pînă în Levantin, pentru că, numai pe baza datelor de suprafață, acest lucru nu era posibil. Cu alte cuvinte, analiza formelor de relief a permis să se stabilească evoluția Piemontului Cîndești pînă în Levantin (deci mergînd de la actual către trecut), iar studiul materialelor geofizice și de foraj a ajutat să se descifreze evoluția din Paleogen pînă în Cuaternar (deci din trecut către actual.)

În lucrările de teren s-au folosit harta topografică sc. 1:20000 (proiecția „Lambert”) și harta sc. 1:100000 (aceeași proiecție). Prima hartă amintită, deși întocmită la o scară mică, nu redă întotdeauna detaliile de relief ce se întâlnesc, mai ales în cadrul văilor. De exemplu, terase întregi, dezvoltate sub formă de fragmente sau fișii înguste, nu pot fi sesizate din analiza hărții. De aceea s-a impus necesitatea examinării pe teren a tuturor văilor principale, prin profile continuu de-a lungul fiecărei trepte și măsurarea altitudinii lor, la aproximativ fiecare 1 km. Din loc în loc (între 1 și 2 km), observațiile făcute în profilul longitudinal au fost completate cu datele rezultate din observațiile făcute prin profile transversale. În afară de aceste neajunsuri, hărțile folosite au mai prezentat erori în ceea ce privește valoarea cotelor, numărul și valoarea curbelor de nivel, precum și denumirea unor văi.

Piemontul Cîndești reprezintă o regiune cu foarte numeroase prăbușiri și alunecări de teren. Valurile de alunecare, alcătuite predominant din pietrișuri provenite din cuvertura piemontană, sănt uneori atât de netede, încât cu greu se pot separa de terasele propriu-zise. Nu este exclus, ca în anumite sectoare să existe chiar terase deplasate, alunecate. Din aceste motive lucrările de teren au fost mult îngreunate, fiind nevoie, adesea, de analiza fiecărei pornituri în parte. Cele mai multe dificultăți în acest sens le-a oferit valea Argeșelului, unde cu toate eforturile depuse nu există certitudinea că s-au identificat toate fragmentele teraselor superioare. Din motivele arătate, în cercetarea văilor s-a pornit de la zone sigure, clare, care de obicei corespund confluențelor.

II. GEOLOGIA REGIUNII

A) PRECIZAREA NOTIUNII DE „DEPRESIUNEA GETICĂ” ȘI VîRSTA ACESTEIA

Piemontul Cîndești aparține, din punct de vedere geologic, părții de vest a Depresiunii precarpatici, cunoscută în literatură și sub denumirea de Depresiunea getică.

Pînă nu de mult, majoritatea geologilor români admiteau că rîul Dîmbovița se suprapune unei importante linii tectonice și corespunde unui hotar net între două unități geologice distințe. În ultimii 15 ani, cunoașterea geologică a teritoriului R.P.R. s-a adîncit, ca urmare a unor cartări detaliate, a intensificării prospecțiunilor geofizice și a sporirii volumului de foraj de cercetare. În lumina noilor informații, falia Dîmboviței se reduce la valoarea unui accident tectonic de minimă impor-



tanță (149, 163), astfel încât ea nu mai constituie un hotar. Prospecțiunile geofizice arată o singură zonă depresionară în fața Carpaților (36); cutele și unele faciesuri de la est de rîul Dîmbovița se prelungesc și la vest de acest rîu. Datele noi nu justifică admiterea a două bazinе de sedimentare diferite, fapt care a determinat pe unii geologi români (36, 166) să considere că în fața Carpaților orientali și meridionali există o depresiune unitară pe care o denumesc Depresiunea precarpatică.

Cu toate această simplificare a problemei, mai rămân o serie de aspecte specifice sectorului situat la vest de Dîmbovița, și anume o serie de faciesuri „getice”, stilul tectonic mai lejer al cutelor, un ritm de sedimentare aparte etc. Ca urmare, în lucrarea de față se va utiliza termenul de „Depresiunea getică” înțelegind prin acesta sectorul vestic al „Depresiunii precarpaticе”, care prezintă unele caractere proprii în ceea ce privește evoluția paleogeografică, stratigrafia și tectonica.

Inițial s-a acceptat că evoluția geologică a Depresiunii getice începe cu Senonianul, cînd, după scufundarea cristalinului getic, domeniul respectiv a devenit marin. Mult mai tîrziu, N. Oncescu, adaugă la vîrstă Depresiunii getice și partea superioară a Cretacicului, pînă la Cenomanian¹) (88). În sfîrșit, N. Grigoraș consideră vîrstă Depresiunii precarpaticе mai veche și o leagă de orogeneza hercinică (35). După ultimul autor menționat, în zona centrală a Depresiunii precarpaticе ar trebui să existe continuitate de sedimentare din Carboniferul superior și pînă în Terțiar. Poziția discordantă transgresivă o au numai unii termeni mezozoici pe marginea bazinului de sedimentare.

Teritoriul Piemontului Cîndești este acoperit de depozite cuaternare, levantine și daciene. Sub acestea, numeroase foraje, care n-au traversat întreaga serie sedimentară, au evidențiat o succesiune stratigrafică aproape completă, începînd cu stratele de Sinaia și terminînd cu Pliocenul superior²).

Stratigrafia și tectonica acestor depozite se va prezenta, sumar, în cele ce urmează.

B) STRATIGRAFIA

1. *Depozitele mezozoice.* Stratele de Sinaia și de Comarnic sunt deschise la zi pe valea Păducelului, la sud de Boteni, unde apar sub formă de butonieră în axul unui anticlinal (171). Stratele de Sinaia

¹) În ideia că conglomeratele de Bucegi sunt de vîrstă cenomaniană.

²) Determinările paleontologice au fost făcute în cadrul întreprinderii de laboratoare geologice a MIPC.

au o grosime de cca 50 m și sunt alcătuite din marnocalcare negricioase, compacte, dure, cu vine de calcit și cu dese intercalații, (2—10 cm) de marne cenușii-verzui în plăci, precum și din intercalații de gresii cu hieroglife. Peste stratele de Sinaia se aşterne un pachet de cca 130 m grosime, reprezentat la partea inferioară prin conglomerate roșii, puternic cimentate, formate din elemente bine rulate, cu diametrul de 1—3 cm. În conglomerate se găsesc spiculi de Echinizi. Deasupra conglomeratelor urmează un pachet de marne roșii, dure, cu puternice diaclaze de calcit. Grosimea ultimului pachet este de cca 100 m. După Popescu-Voitești toate depozitele care apar în butoniera de pe Valea Păducelului, reprezintă numai stratele de Comarnic (168).

Într-un foraj executat lîngă localitatea Hîrtiești, s-au întîlnit gresii dure, cenușii-închise, cu diaclaze de calcit și intercalații subțiri de marne și calcar, pe o grosime de aproximativ 100 m. Prin similitudine petrografică, aceste depozite au fost echivalate cu stratele de Sinaia (163).

Albianul, care a fost separat în forajele din zona localităților Hîrtiești—Stîlpeni, pe criterii microfaunistice (163), este alcătuit dintr-o succesiune de gresii și marne.

Depozite vraconiene, cenomaniene și turoniene n-au fost identificate în sondele săpate pe cuprinsul Piemontului Cindești. V. Rădulescu (171) citează prezența Vraconianului și Cenomanianului mult mai la nord de marginea piemontului.

Senonianul este reprezentat în regiune printr-un complex inferior, cenușiu și printr-un complex superior, roșu (171). Complexul inferior, cenușiu se întâlnește pe valea Păducelului și este format din marne cenușii, uneori grezoase și foarte calcaroase, cu intercalații de nisip. Către partea superioară apar plăci de gresii micaferi. Senonianul roșu a fost identificat în numeroase sonde din zona Hîrtiești—Stîlpeni, unde are o grosime maximă de 300 m. La Stoenești, complexul roșu stă transgresiv peste Cenomanian, iar între Cotenești și Cetățeni el acoperă transgresiv și discordant Albianul (171).

2. Depozitele paleogenice. Eocenul apare la zi în zona Boteni—Micloșani (fig. 3), unde este reprezentat prin faciesul de Șotriile și are o grosime de 250—520 m. Depozitele sale sunt alcătuite din marne verzui și roșcate, cu intercalații de marno-calcare, lespezi de gresie, nisip, gresii cu hieroglife și microconglomerate cu Numuliți în bază. În general, depunerile sunt mai fine în partea inferioară a Eocenului și mai grosiere înspre partea lui superioară. Către valea Argeșelului frecvența nisipurii



lor crește în detrimentul marnelor, iar în locul plăcilor de gresie cu hie-roglife apar gresii grosiere concreționare (cu trovanți) care conțin Numuliți. Unii cercetători (159, 171) consideră nisipurile cu trovanți ca o trecere înspre faciesul marno-calcaros (getic) al Eocenului.

Pe anticlinalul Hîrtiești—Stîlpeni Eocenul a fost identificat prin sonde. Aici el are o grosime de 11—200 m și este dezvoltat în faciesul de Șotriile (163). Acest termen a mai fost întîlnit de asemenea în foraje pe anticlinalele Boțești—Dobrogostea, Ștefănești—Dobrești, Suța Seacă—Leordeni și Slătioarele—Pitești, unde este alcătuit dintr-o alternanță de argile nisipoase cu intercalării de gresii. După D. M. Preda (163)¹⁾ Eocenul din anticlinalul Slătioarele—Pitești este dezvoltat de asemenea în faciesul de Șotriile.

În zona Lăicăi—Malu cu Flori se pare că există continuitate se sedimentare între Senonian și Eocen, ambii termeni fiind dezvoltăți în faciesul roșu (32). Mai la sud și vest problema nu este clară. După V. Rădulescu (171) există posibilitatea unei transgresiuni intraformaționale în Eocen. La sud de anticlinalul Hîrtiești—Stîlpeni, lipsesc date pe baza cărora să se stabilească raporturile dintre Paleogen și Cretacic. În ceea ce privește Eocenul în facies grezoas-calcaros (getic), acesta este evident transgresiv peste Senonian sau alți termeni mai vechi, de-a lungul ramei montane, pînă la vest de rîul Olt (valea Otăsăului) (88, 171).

Depozitele oligocene au fost deschise prin numeroase foraje de pe anticlinalele Boțești—Dobrogostea, Ștefănești—Dobrești, Bogați, Glimbocel, Ludești, Slătioarele—Pitești și Suța Seacă—Leordeni. Pe ridicarea majoră Stîlpeni—Hîrtiești acest termen pare să lipsească, pentru că în restul regiunii grosimea lui stratigrafică să depășească 500 m. În aflorimente grosimea Oligocenului este de cca 1600 m (163). Din punct de vedere litologic și microfaunistic, Oligocenul este dezvoltat în faciesul de Pucioasa, reprezentat prin argile și marne cu intercalării centimetrice de gresii și nisipuri. Către partea inferioară a profilului deschis, pe anticlinalul Boțești—Dobrogostea, fracvența și grosimea stratelor nisipo-grezoase crește substanțial. Microfauna recoltată din Oligocenul întîlnit în sondele de pe cuprinsul Piemontului Cîndești este identică cu cea a stratelor de Pucioasa, din Pintenul de Homorîciu (163).

Acvitanianul aflorează la nord de Boteni, în apropiere de valea Argeșelului (171). El urmează în continuitate de sedimentare peste Oligocen și este alcătuit din argile negre-roșcate, cu vine de gips la partea superioară.

¹⁾ Lucrarea menționată are o prefată scrisă de D. M. Preda.

Acvitanianul n-a fost identificat cu certitudine prin foraje. Este posibil ca în seria depozitelor atribuite Oligocenului să fie inclus și termenul respectiv.

3. Depozitele miocene. Burdigalianul apare la zi între Rîul Tîrgului și Argeșel, la nord de Piemontul Cîndești (fig. 3). El se aşază transgresiv și discordant peste Acvitanian și Oligocen și este reprezentat prin conglomerate poligene (de Mățău), colțuroase, cu diametru de 1—5 cm, în grosime de 200—300 m (171). Conglomeratele de Mățău sunt alcătuite predominant din micașisturi, gresie și cuarțite. Către partea superioară a stivei, conglomeratele devin mai mărunte, sunt bine rulate și prezintă intercalării de gresii grosiere. În jurul vîrstei conglomeratelor de Mățău există discuții, majoritatea cercetătorilor considerîndu-le burdigaliene (171, 25, 143, 22, 158, 168, etc.).

În foraje Burdigalianul n-a fost identificat, dar nu este exclus ca baza pachetului psamitic atribuit Helvețianului inferior să cuprindă și acest termen.

Helvețianul se presupune că a fost depus pe tot teritoriul corespunzător Piemontului Cîndești. Lipsa lui de pe anticlinalele Slătioarele—Pitești, Glimbocelu, Bogați, Dragomirești, Boțești—Dobrogostea și Hîrtiești—Stîlpeni se datorește, probabil, eroziunii post-tortoniene. Nu se exclude posibilitatea ca aceste anticlinale, la care se adaugă altele situate la est de rîul Dîmbovița, să fi funcționat ca zone emerse, începînd cu Miocenul inferior și terminînd cu Ponțianul (166).

În general, Helvețianul este reprezentat prin două complexe distincte: unul inferior, de obicei de culoare brun-roșcată, predominant nisipos, uneori microconglomeratic și altul superior, predominant pelitic. Grosimea depozitelor helvețiene depășește 700 m. În zona anticinalului Hîrtiești—Stîlpeni și mai ales la nord de acest sector, unde apare la zi, în alcătuirea petrografică a Helvețianului mai intră tufuri dacitice, gipsuri și gresii gipsifere, care în Piatra Botenilor (171) însumează cca 50 m grosime (gipsurile).

Numeroasele studii efectuate în regiunea de la vest de rîul Dîmbovița (87, 130, 158, 171, 81 etc.) au evidențiat caracterul transgresiv al Helvețianului, care, la rîndul său, este depășit doar de Pliocen.

Tortonianul urmează, în continuitate de sedimentare, peste Helvețian. Separarea depozitelor acestor două subetaje este foarte dificilă. Ca urmare unii geologi preferă să vorbească de o singură formățiune, torto-



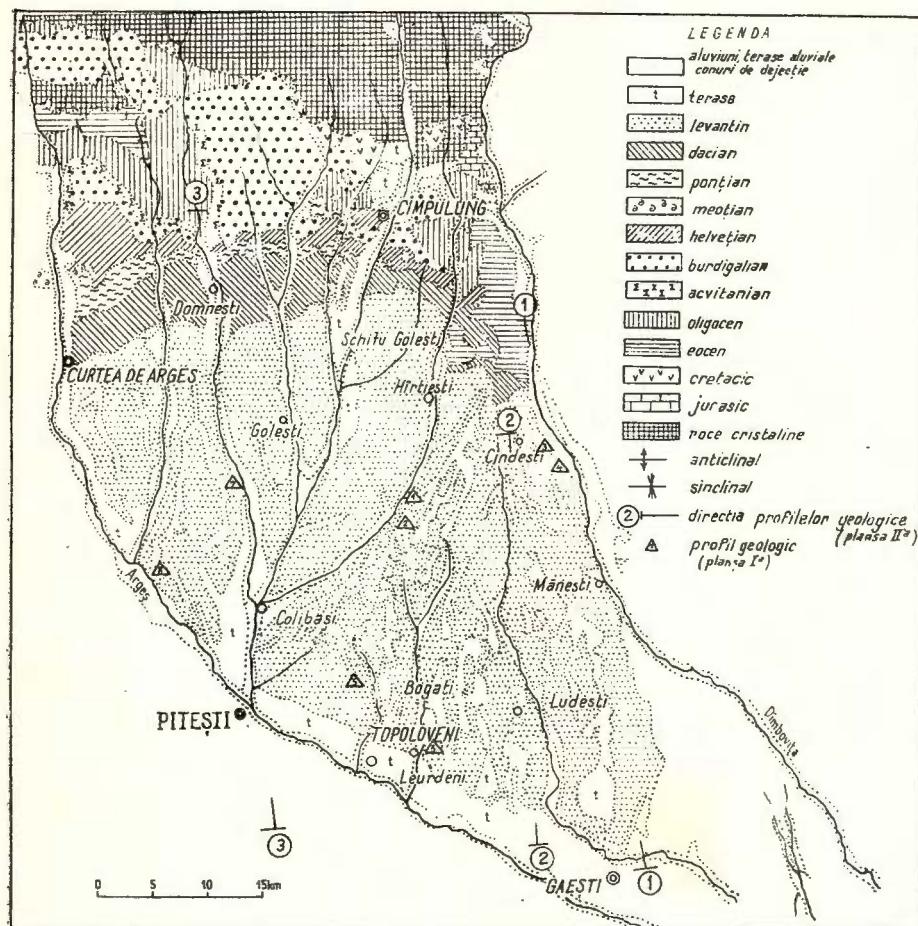


Fig. 3. — Harta geologică a regiunii deluroase dintre râurile Dâmbovița și Argeș.
Scara 1:500.000.

Fig. 3. — Carte géologique de la région collinaire située entre les ruisseaux Dâmbovița et Argeș. Échelle 1:500.000.

nian-helvețiană. În limitele Piemontului Cîndești, Tortonianul este alcătuit din marne și foarte rar tufuri cu Globigerine, precum și din formațiunea cu sare. De remarcat este faptul că, cel puțin în zonele de ridicare, între Tortonian și Sarmațian există discordanță unghiulară.

Sarmațianul a fost identificat în partea sudică a Piemontului Cîndești unde ocupă, de obicei, poziții sinclinale. Nordul regiunii și, în general zonele anticlinale, au funcționat, probabil, ca teritorii emerse în timpul Sarmațianului, astfel încât acesta nu s-a dăpust. Înțind seama că

el se aşterne adesea peste o suprafaţă de denudaţie și că a fost apoi afec-
tat de eroziune, este de aşteptat ca Sarmațianul să nu fie întâlnit în serie
completă. Grosimea depozitelor sarmațiene variază foarte mult, de la
cîțiva metri în regiunea Boţeşti, pînă la peste 1500 m la Găeşti. Sarma-
țianul este în general pelitic, prezentînd intercalații de nisipuri, mai frec-
vente și mai dezvoltate în grosime la partea superioară a profilului său.

4. Depozitele pliocene și pietrișurile de Cîndești. Meotianul nu apare la zi în regiunea cuprinsă între rîurile Dîmbovița și Argeș. El este cunoscut numai din foraje, care l-au întâlnit la sud de paralela localității Boțești. În general, Meotianul este alcătuit din nisipuri și gresii calcaroase în bază și din marne cu slabe intercalații de nisipuri la partea superioară. Regional, ca și în cadrul Piemontului Cîndești, grosimea Meotianului se reduce de la est (Suța Seacă, unde are cca 120 m) către vest (Pitești, unde lipsește) și de la sud (Găești, cca 150 m) la nord (Boțești, cîțiva metri).

Este de observat că stratele meotiene, cel puțin pe zonele de ridicare, se aştern peste termeni diferenți ca vîrstă, de la Oligocen și pînă la Sarmațian (pl. X), iar între acest din urmă termen și Meotian există discordanță stratigrafică și o slabă diferență de înclinare (2° — 6°).

Ponțianul¹⁾ este predominant pelitic în Depresiunea precarpatică. La sud de paralela localității Boțești, între rîurile Dîmbovița și Argeș, Ponțianul este exclusiv marnos și are o grosime de 200—350 m. Către nord, pelitele din partea superioară a acestui etaj, trec treptat în nisipuri. La Boteni, acolo unde apare la zi, Ponțianul este alcătuit dintr-o alternanță de marne și nisipuri. După faună, aceste depozite aparțin Ponțianului superior.

În limitele Piemontului Cîndești, Ponțianul este transgresiv față de Meotian, așezîndu-se peste termeni mai vechi, ca Tortonian—Helvetianul, Oligocenul, Eocenul și Cretacicul. Transgresiunea s-a produs treptat, astfel încît înspre nord se întâlnesc complexe din ce în ce mai tinere ale acestui etaj (81, 171).

Dacianul se cunoaște atât din aflorimente cât și din foraje. El este alcătuit dintr-o succesiune de marne și nisipuri, uneori cu intercalații de pietrișuri și cu strate de cărbuni. Separarea depozitelor daciene de

¹⁾ Limita dintre Meotian și Ponțian a fost considerată acolo unde dispare *Congeria novorossica* și apar primele Cardiaceae, iar contactul dintre Ponțian și Dacian a fost fixat deasupra stratelor cu *Phyllicardium planum* și unde apare *Unio romanus*, asociat cu bogate forme de Prosodacne (131, 161).

cele levantine este foarte dificilă atunci cînd lipsește fauna caracteristică. De aceea, indicarea grosimii Dacianului se poate face numai cu aproximație. În sudul Piemontului Cindești Dacianul are o grosime de 300—600 m, în timp ce, la Boteni, el abia depășește 100 m (171).

Depozitele daciene depășesc transgresiv pe cele pontiene, dispunindu-se cu strate din ce în ce mai noi către nord, peste formațiunile miocene, paleogene și cretacice. Grosimea maximă a Dacianului pare că se întâlnește în zona Rîului Tîrgului, ea reducîndu-se atît spre nord cît și spre est, unde zona flișului cretacic și paleogen (sectorul Dîmbovița) manifestă o tendință de înălțare.

Levantinul a fost separat, de toți cercetătorii care au studiat regiunea, în două pachete mari, corespunzînd Levantinului inferior și, respectiv, Levantinului superior (pietrișurile de Cindești).

Levantinul inferior apare la zi în partea de nord a Piemontului Cindești și este reprezentat, ca și Dacianul, printr-un facies lacustru. El este alcătuit din bancuri de argile pătate, murdare, cu concrețiuni de CO₃Ca și cu intercalații de nisip. Peste argile urmează nisipuri, care la partea superioară trec în nisipuri grosiere și pietrișuri. Trecerea de la faciesul lacustru la cel continental (fluviatil) se realizează gradat. De aceea o orizontare precisă a depozitelor post-daciene nu se poate face. În regiunea Cîmpulung Levantinul depășește Dacianul, stînd transgresiv chiar peste cristalin la Voinești și Bughea (81).

Levantinul superior, după majoritatea cercetătorilor, este reprezentat prin pietrișuri de Cindești. În alcătuirea acestei serii intră pachete mari de pietrișuri în interiorul cărora se intercalează lentile de nisipuri, argile, marne nisipoase și lehmuri. De asemenea se mai întâlnesc benzi de culoare brun-roșcată, dată de cimentul nisipos-argilos, precum și benzi negricioase, provenite din dezagregarea materiei organice (vegetale). În partea de nord a regiunii, complexul Cindești are o culoare gălbuiie închisă. Pe măsură ce se merge spre sud (Cîndeștii din Deal) și vest (Davidești) culoarea roșie se intensifică, astfel că la Glîmbocelu aceasta devine brună. Dimensiunile psefitelor variază de la cîțiva mm pînă la 50 cm, atît pe verticală cît și pe orizontală. Către partea inferioară a profilului predomină bancuri de pietrișuri cu dimensiuni mici, care conțin multe lentile de nisipuri și argile. Înspre partea superioară a complexului crește frecvența elementelor mijlocii și mari, pînă se ajunge la stratul cu bolovani. Deasupra acestuia se găsesc încă pietrișuri, dar de dimensiuni mai reduse. Peste stiva de pietrișuri stă, de obicei, un strat de lehm, adesea cu intercalații de nisipuri și pietrișuri. Stratul cu

bolovani este prezent în nord-estul regiunii, aproximativ în perimetruul comunelor Cîndeștii din Vale, Cîndeștii din Deal, Boțești, Dragodănești și Dobrești (pl. VII). În spre sud și vest de această zonă dimensiunile pietrișurilor scad treptat, astfel că la Vrănești ele au mărimea unor alune. La vest de Rîul Doamnei, către Argeș, stratul cu bolovani este din nou prezent.

Pietrișurile de Cîndești reprezintă depuneri încrucișate, provenite din cuarțite, sisturi sericitice, clorito sisturi, mica sisturi, gnaise etc. În mod cu totul foarte rar (Purcăreni, Cîndeștii din Deal) apar și gresii ori calcare. Elementele alcătuite din cuarțite sunt mai frecvente, au dimensiuni mai mari și sunt insuficient rotunjite. Pietrișurile alcătuite din celelalte roci cristaline, mai ales sisturile sericitice și clorito sisturile, au în general o formă aplativată și dimensiuni mai mici. Explicația constă în faptul că sisturile sericitice și clorito sisturile, mai ales atunci cînd sunt degradate, se desfac pe fețele de clivaj, în timp ce cuarțitele sunt mai dure. Tot ca urmare a diferenței de duritate, se explică predominanța cuarțitelor în sectorul sudic al Piemontului Cîndești, pentru că pietrișurile formate din celelalte elemente cristaline s-au sfârîmat în cea mai mare parte din cauza transportului îndepărtat.

Grosimea stratelor de Cîndești nu este uniformă. În nordul piemontului ea poate atinge 180 m, pe cînd în sud nu depășește 35 m. Se pare că, longitudinal, zona cu grosimi maxime corespunde părții mediane a Piemontului Cîndești (Budișteni, Dobrești, Boțești, Cîndești, Hîrtiești), în timp ce către margini, în special spre vest, grosimea cuverturii psefite se reduce. De asemenea sunt de observat deosebiri de grosime între zonele sinclinale și cele anticlinale. Mișcările diferențiale manifestîndu-se și în timpul sedimentării pietrișurilor de Cîndești, zonele corespunzătoare anticlinalelor sunt acoperite de o cuvertură mai redusă, care se îngroașe treptat în dreptul sinclinalelor. Așa de exemplu în dreptul anticlinalelor Bogați, Glimbocelu, Strîmbu, Golești (Pitești-Slătioarele), grosimea pachetului de pietrișuri este de ordinul metrilor, pe cînd în sinclinalele Budișteni, Dobrești, Davidești, este de ordinul zecilor de metri (pînă la 100 m), judecînd după aspectul morfologic al pantelor.

Timpul cînd s-au depus pietrișurile de Cîndești ține din Dacian și pînă către mijlocul Cuaternarului, cu o fază de maximă intensitate, corespunzătoare Villafranchianului. Afirmația aceasta se bazează pe următoarele fapte :

Pe pîrîul Păducelu, în extremitatea nordică a Piemontului Cîndești, se găsesc pietrișuri de tip Cîndești intercalate între argilele vinete ale Dacianului superior și Levantinului inferior. Aceste pietrișuri diferă



de „mărgăritarele“ de la Boteni sau de cele de la Valea Mărului (Levantin inferior), prin aceea că sănt poligene, de dimensiuni mai mari, sănt mai puțin rotunjite și cu o stratificație cvasi-torențială. Înspre partea superioară a profilului, stratele de pietrișuri devin mai frecvente și mai masive, pînă cînd alcătuiesc majoritatea depunerilor. În sectorul sudic al Piemontului Cîndești vîrsta cuverturii de pietrișuri este din ce în ce mai recentă.

Dovezi paleontologice care să confirme vîrsta cuverturii de pietrișuri n-au fost găsite. De altfel separările făcute și de cercetătorii anteriori s-au bazat tot pe criterii litologice.

Formarea pietrișurilor de tip Cîndești presupune anumite condiții. Aceste condiții au început să apară la sfîrșitul Dacianului, s-au accentuat în Levantinul inferior, s-au intensificat la maximum în Villafranchian, spre sfîrșitul căruia s-au stins, practic, brusc (la scurt timp după depunerea orizontului cu bolovani).

Exceptînd stratul de bolovani, nu s-a putut determina un orizont-reper în cadrul complexului de Cîndești, care să se mențină pe o zonă mai mult sau mai puțin extinsă. Faptul apare normal dacă se ține seama de variația litologică accentuată ce se produce pe distanțe foarte mici, de caracterul torențial (încrucișat) al depunerilor, de vîrstă diferită pe orizontală a complexului de Cîndești și de discordanțele constatațe în această serie.

5. Depozitele recente. Seria depunerilor care alcătuiesc Piemontul Cîndești trebuie completată cu formațiuni recente, reprezentate prin depozite de terasă, conuri de dejecție, aluviuni, depozite de pantă etc. Dintre acestea, o atenție deosebită se cuvine conurilor de dejecție și mai ales depozitelor de terasă, în sensul că ele nu se deosebesc, de obicei, cu nimic de pietrișurile complexului de Cîndești, mai ales în nordul regiunii. Către sud, există o oarecare deosebire și anume, pietrișurile din cuvertura piemontană devin mai mărunte și alcătuite predominant din cuarțite.

6. Ciclurile de sedimentare. După lucrările de sinteză întocmite în ultimul timp (158, 166), în sedimentarea depozitelor terțiare (care sănt mai bine cunoscute) aparținînd Depresiunii precarpatic din vestul Munteniei și din Oltenia, se pot separa mai multe cicluri :

a) Ciclul paleogen este dovedit prin foraje și confirmat de afloamentele existente la nord de Piemontul Cîndești. În zona de la Lăicăi există continuitate de sedimentare între Senonian și Eocenul de Șotrile.



Mai la vest Senonianul se dezvoltă în facies cenușiu (getic), iar Eocenul în facies grezos-calcaros. Aici se constată că ambii termeni au caracter transgresiv. După N. Oncescu (88), marea care a invadat regiunea, probabil în Cenomanian, a ajuns în Senonianul inferior la o extindere apreciabilă. „În Eocen marea se extinde și mai mult, depozitele acestui etaj aşezîndu-se la est de Olt direct pe cristalinul Coziei...” (88, pag. 358). S-ar putea interpreta că transgresiunea eocenă reprezintă o continuitate a celei din Cretacic. Nu este suficient de clar însă ce s-a petrecut în această regiune în timpul Danianului și Paleogenului inferior. După Eocen și pînă în Acvitanian, judecînd regional, a urmat o regresiune a apelor marine, ciclul sedimentar încheindu-se cu evaporitele (sare și gips) acvitaniene.

b) Ciclul miocen începe cu Burdigalianul și se termină cu Tortonianul inferior. Burdigalianul, între Rîul Tîrgului și Argeșel, stă transgresiv peste Acvitanian și Oligocen. Acest caracter îl prezintă Burdigalianul, în general, în toată Depresiunea precarpatică (158, 87, 166). Unii autori (87, 158) atribuie Burdigalianului valoarea de ciclu separat, pe motiv că depozitele acestuia sunt încadrate de două discordanțe. Problema comportă însă discuții, deoarece este foarte greu de separat conglomeratele burdigaliene de cele helvețiene. Autorul acestei lucrări înclină să credă că seria conglomeratică burdigalian-helvețiană ar putea să reprezinte, în parte, depozite fluviatile de tip piemontan. Aceste conglomerate seamănă bine cu pietrișurile de Cîndești, cel puțin în regiunea Mățău și, ținînd seama de raporturile dintre cauze și efecte, se consideră cauzele care au generat cele două serii de depozite psefitice, ca fiind oarecum similare. În această idee, Burdigalianul ar putea să reprezinte, pe marginea de nord a Depresiunii getice, o fază de tranziție între două cicluri de sedimentare marină.

La rîndul său, Helvețianul stă și el transgresiv peste conglomeratele burdigaliene (158), peste Acvitanian, Paleogen și Senonian (87).

În Tortonianul inferior a urmat o regresiune, în timpul căreia s-au format depozitele de sare și gipsuri.

c) Ciclul tortonian superior—levantin începe printr-o nouă transgresiune cu caracter general (Depresiunea precarpatică, Platforma Moesică). Unii cercetători (87) încadrează într-un ciclu separat depozitele Tortonianului superior și Sarmațianului inferior, pe motiv că în Oltenia și bazinele rîurilor Milcov și Rîmnic, Besarabianul superior, alcătuit din pietrișuri și bolovani cu dimensiuni de 0,5—2 m, stă transgresiv peste Besarabianul inferior cu *Cryptomactra pes anseris*, care reprezintă un facies de adîncime al Sarmațianului (87).



Pe cuprinsul Platformei moesice Sarmățianul superior pare să lipsească, marcând o regresiune, în schimb, pe marginea estică a zonei miocene din Moldova și în bazinul Transilvaniei, acest termen se așterne transgresiv și discordant peste depozite mai vechi.

Judecind problema în ansamblu (în timp și spațiu), acest episod continental se poate încadra într-un ciclu de durată mai mare, care se manifestă printr-o continuare a transgresiunii pînă în Levantin. Nu este însă exclusă posibilitatea ca acest ultim mare ciclu de sedimentare să înceapă cu Sarmățianul mediu-superior. Sfîrșitul ciclului respectiv este marcat printr-o colmatare treptată a lacului pliocen în timpul căruia și ulterior s-au depus pietrișurile de tip Cîndești.

C) TECTONICA

Din analiza hărții geologice se poate constata că, în ansamblu, zona deluroasă de la poalele Carpaților meridionali, se afundă treptat de la nord către sud. Astfel, pe rama munților, alcătuită din șisturi cristaline, se etalează depozite din ce în ce mai noi către sud, începînd cu Malmul și terminînd cu stratele de Cîndești (fig. 3).

În limitele Piemontului Cîndești această dispoziție de ansamblu este tulburată de existența a două ridicări majore (anticlinorii), una în nordul regiunii, corespunzătoare anticlinalelor Hîrtiești—Stîlpeni și Boțești și alta, în sud, echivalentă anticlinalelor Slătioarele—Pitești, Glimbocelu, Suța Seacă—Leordeni și Ludești—Dragomirești (pl. VIII). Ridicările menționate separă două zone depresionare (sinclinarii), una între Carpații meridionali și cordiliera Hîrtiești—Stîlpeni și alta la sud de această ridicare, pînă în anticlinoriu Slătioarele—Pitești—Suța, al cărui ax corespunde sinclinalului Dobrești (pl. VIII).

Afundarea celor două ridicări majore se produce în sens invers. Cordiliera Hîrtiești—Stîlpeni se afundă de la Dîmbovița către vest și reprezintă prelungirea cutelor flișului intern. Așa cum rezultă și din schița întocmită de N. Grigoraș (36, pag. 174), anticlinialul Hîrtiești—Stîlpeni se continuă și mai la vest prin cîtele Fețeni—Ciofringeni, Govora—Ocnele Mari etc. Afundarea marelui anticinal Slătioarele—Pitești se produce de la vest spre est. Într-adevăr, examinînd pl. X se constată cu ușurință că Oligocenul, care formează zona axială a acestei ridicări sub cuvertura pliocenă, se afundă și se îmbracă mai la est de depozite helvețiene și tortoniene, pentru ca apoi, în apropiere de rîul Dîmbovița, să se adauge și Sarmățianul. La răsărit de Dîmbovița, ridicarea



majoră Slătioarele—Pitești—Suța, se continuă cu anticlinalele Teiș, Răzvad, Gura Ocniței, Bucșani etc. (36).

Cele două ridicări majore amintite se compun, la rîndul lor, din mai multe elemente structurale de ordinul III. Astfel, ridicarea nordică este alcătuită din anticlinalele Oncești—Hîrtiești, Stîlpeni și Boțești—Dobrogostea, separate între ele de zone sinclinale. În alcătuirea ridicării sudice intră anticlinalele Slătioarele—Pitești, Glimbocel, Ludești—Dragomirești, Suța Seacă—Leordeni, Ștefănești—Dobrești și Bogați, precum și sinclinalele despărțitoare.

Depozitele care intră în alcătuirea celor două ridicări majore sunt afectate de numeroase falii, cu direcție și amploare variabilă, unele având caracter regional, iar altele numai importanță locală. Această structură a Piemontului Cîndești, formată din cufe și blocuri, a fost dovedită prin prospecțiuni geofizice și, mai ales, prin foraje.

După V. Rădulescu (171), cel mai important accident tectonic din regiune îl constituie falia Cireșu—Argeșel, care corespunde cursului actual al rîului Argeșel între bordura muntelui pînă la sud de localitatea Hîrtiești. Continuarea acestei falii și mai la sud nu este exclusă dacă se ține seama de informațiile forajelor de adîncime (163). O altă faliere, de importanță mai redusă, este aceea care corespunde actualei văii a Dîmboviței (149, 163).

Falia Cireșu—Argeșel s-a format probabil în mezocretacic și a făcut ca blocul vestic să se scufunde continuu. Fl. Olteanu (163) mai menționează faliile Argeșului — corespunzătoare văii Argeșului și falia Bîrzești—Negrești (aproximativ pe valea Cîrcinovului). Aceste accidente tectonice împart regiunea într-o serie de blocuri, care au suferit importante mișcări pe verticală (163, 171) și chiar mișcări de translație (171). Așa de exemplu blocul tectonic delimitat de faliile Cireșu—Argeșel și cea a Dîmboviței apare decroșat cu cca 2 km spre sud și totodată mai ridicat față de blocul vestic cu cca 400 m pentru Pliocen și 800—1 000 m pentru Paleogen (171).

Caracterul de structură cutată și faliată a regiunii apare evident în zona de afloriment a Miocenului și Paleogenului, unde aproape fiecare vale mai importantă (Argeșul, Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului, Argeșelul, Bratia), corespunde unui accident tectonic (171, 158). În sectorul sudic al Piemontului Cîndești, cuvertura piemontană ascunde această particularitate tectonică. Datele geofizice, de foraj și de producție, au arătat însă că și aici, traseul principalelor văii corespunde, cel puțin în parte, unor falii, cum ar fi Argeșul la sud de Băiculești, Rîul Doamnei în dreptul anticlinalelor Boțești și Stîlpeni, valea Cîrcinovului la nord de



Topoloveni, valea Glimbocelului la Bogați și Budășteni, valea Potopului, practic pe toată lungimea sa, valea Cobiei în sectorul Frasinul—Mănăstirea etc. Acestea sănt de fapt numai o parte din accidentele tectonice orientate, în general, nord—sud. La ele se mai adaugă o serie de falii importante, orientate aproximativ est—vest sau vest-sud-vest — est-nord-est. O astfel de falie este indicată de prospecțiunile seismice și confirmată de foraje în dreptul localității Boțești. Ea se poate urmări pe direcția Colibași—Boțești—Mănești. Alt accident tectonic, ce se urmărește pe distanțe și mai mari, este acela care afectează flancul sudic al ridicării majore Pitești—Slătioarele—Golești—Topoloveni—Glimbocel—Strîmbu—Ludești—Dragomirești. De asemenea există numeroase falii dirigate, aproximativ vest-sud-vest — est-nord-est, în regiunea Leordeni—Budășteni—Strătoneni.

Este de remarcat că aproape toate accidentele majore longitudinale afectează axe sau flancurile cutelor anticlinale. Existența lor în zonele sinclinale nu este exclusă, dar aici ele n-au fost cercetate suficient.

Din analiza probelor de teren din sonde și pe baza operațiunilor de pandajmetrie se constată că depozitele cretacice și terțiare prezintă înclinări de la 2° — 3° , pînă la 90° .

Cele mai pronunțate înclinări se găsesc în depozitele paleogene și mezozoice. Între Miocen și Paleogen, pe lîngă discordanță stratigrafică mai există și o diferență de înclinare. Astfel, în Helvețian și Tortonian se întîlnesc valori cuprinse între 10° și 50° , mai rar peste 60° . Sarmato-Pliocenul este mai puțin tectonizat. De obicei în Sarmațian înclinările stratelor au 5° — 35° , în timp ce Pliocenul prezintă 2° — 15° . Cu alte cuvinte pe măsură ce depozitele sănt de vîrstă mai recentă, gradul de tectonizare al acestora se atenuază pînă cînd, în formațiunile levantine și cuaternare, efectul mișcărilor tectonice de-abia mai este perceptibil.

Datele geofizice și de foraj au dus la concluzia că sedimentarea a mers mînă în mînă cu mișcările tectonice, cu alte cuvinte, o dată cu procesul de depunere existau și mișcări tectonice cu formare de elemente structurale, anticlinale și sinclinale (163). Această presupunere explică constatarea regională și anume că sondele săpate în zona axială uneori n-au întîlnit anumiți termeni sau i-au găsit subțiri, pe cînd în sinclinale depozitele respective sănt prezente și mult mai groase.

Din analiza planșei a X-a se poate vedea că Sarmațianul este prezent numai în zonele sinclinale, lipsind în sectoarele ridicate, fie prin nedepunere, fie datorită eroziunii prepliocene. De asemenei se observă cum zona de țărm a Meotianului se retrage în dreptul anticinalului



Pitești—Slătioarele și avansează foarte mult în dreptul sinclinalului Dobrești.

Variația de grosime nu afectează în același grad toți termenii, de aceea trebuie să se admită că în procesul de mișcări continui au existat și unele etape de intensificare a lor. Potrivit observațiilor făcute de autorul acestei lucrări, în cadrul Piemontului Cîndești, mișcările din timpul Terțiarului au înregistrat trei paroxisme: unul în Postoligocen—Prehelvețian, altul în Tortonian—Sarmațian și ultimul în Levantin—Cuaternar. La aceleași concluzii a ajuns și J. Gherman (149) cu ocazia studierii unei regiuni vecine (Voinești—Pietrari).

Pe baza considerentelor de ordin geomorfologic, care vor fi prezentate mai tîrziu, se poate afirma cu certitudine că mișcările din Pliocen au continuat în același sens și după Levantin, pînă în actual.

III. EVOLUȚIA GEOMORFOLOGICĂ A PIEMONTULUI CÎNDEȘTI

A) PROBLEME GENERALE

Trecutul geologic al Depresiunii getice se caracterizează atât prin mișcări de cutare, dar mai ales prin repetitive mișcări epirogenetice. Sensul acestora din urmă a alternat în timp, ceea ce a condus la o continuă modificare a raporturilor dintre suprafața uscatului și a mării, prin oscilațiile liniei de țărm. O parte din transgresiunile și regresiunile produse au afectat teritoriile restrînse și au avut o durată mică, altele însă s-au resimțit pe spații mari și în timp îndelungat. Făcînd abstracție de unele faze de importanță redusă, aceste episoade marine și continentale se pot grupa în cîteva cicluri, caracterizate printr-o constanță relativă a condițiilor tectonice (sensul și intensitatea mișcărilor), climatice, de sedimentare și denudație.

Variația liniei de țărm și deci a nivelului general de bază a constituit elementul conducător în evoluția paleogeomorfologică a Depresiunii getice, precum și a Carpaților meridionali. La modelarea celor două unități menționate au participat agenți diferenți, care au acționat concomitent în limitele fiecărui ciclu în parte. Printre procesele mai importante trebuie remarcate eroziunea fluvială și abraziunea marină, a căror acțiuni s-au întrepătruns, rezultînd în domeniul continental suprafețe de modelare mai mult sau mai puțin netede, sincronizate cu depunerile marine și subaeriene.



Procesele de eroziune au avut loc cu deosebită intensitate, mai ales pe verticală, în perioadele cînd au predominat mișcările pozitive ale scoarței, în timp ce abraziunea marină și evoluția laterală s-au manifestat, în măsură maximă, în timpul transgresiunilor, provocate de mișcările negative ale regiunii.

Studierea și reconstituirea vechilor nivele de denudație fosilizate interesează geomorfologia, din mai multe motive :

Mai întîi, între suprafețele îngropate și cele expuse la zi, trebuie să existe, de regulă, o corespondență ;

Studiul suprafețelor de denudație îngropate oferă posibilitatea stabilirii mai precise a vîrstei lor și condițiile în care s-au format, ceea ce nu rezultă întotdeauna din analiza nivelelor expuse la zi ;

Prin reconstituirea și studiul suprafețelor de denudație se pot determina amplitudinea și intensitatea mișcărilor tectonice, sincrone și posterioare nivelării unei regiuni ;

Privit sub aspectul practic, studiul discordanțelor (suprafețelor nivale) îngropate are o importanță deosebită în rezolvarea unor probleme de hidrodinamică subterană, de asemenea interesează geneza, conservarea și exploatarea anumitor substanțe minerale utile.

Din cele expuse mai sus, rezultă necesitatea unui capitol special de paleogeomorfologie, problemă care urmează să fie tratată imediat în continuare. Pentru înțelegerea și evidențierea anumitor aspecte paleogeografice, se va examina un spațiu mai mare decît cel al Piemontului Cîndești, mai precis, întreaga regiune dintre Dîmbovița și Argeș, denumită Piemontul argeșan (165).

B) PALEOGEO MORFOLOGIA (PERIOADA PREVILLA FRANCHIANA)

Suprafața Piemontului argeșan este acoperită, practic în întregime, cu o cuvertură de pietrișuri, dispusă mai mult sau mai puțin monoclinal, care ascunde sub ea o succesiune variată de depozite mai vechi, precum și o serie de complicații tectonice. Așa cum s-a mai amintit, forajele și prospecțiunile geofizice, întreprinse pe acest teritoriu, au dovedit că în cadrul stivei de depozite post-cretacice există trei discordanțe stratigrafice și unghiulare cu caracter regional, la care se adaugă și altele cu caracter local. Ultimile două discordanțe principale (prepliocenă și preburdigaliană) sunt mai bine cunoscute, ca urmare a unui număr substanțial de date. Cît privește prima discordanță (cea preeocenă), despre care sunt foarte puține informații din foraje, ea a fost mai mult intuită, ținînd seama și de datele ce le oferă aflorimentele de pe bordura muntelui.

Discordanțele întâlnite în cadrul Piemontului Cîndești sînt de fapt suprafețe fosilate care, din punct de vedere genetic, corespund cu ceea ce geomorfologii sovietici (57) numesc „suprafețe poligenetice de bază”. În cele ce urmează se va analiza, pe scurt, fiecare din etapele corespunzătoare formării celor trei suprafețe fosilate :

1. *Ciclul paleogen (Cretacic superior (?)—Paleogen)*. Potrivit studiilor geologice întreprinse la vest de rîul Dîmbovița, paroxismul orogenic în Carpații meridionali s-a produs spre sfîrșitul Cretacicului, înaintea Senonianului, fapt dovedit de transgresiunea senoniană peste șisturile cristaline (30). Probabil că aceste mișcări s-au resimțit și în Depresiunea getică. Datele de foraj referitoare la depozitele mezozoice sînt puține și nu permit să se tragă concluzii de ordin paleogeografic. În același timp, din cauza paroxismelor orogenice preterțiare, nu se poate reconstituî nici evoluția geomorfologică a zonei muntoase.

Lucru cert este că, la vest de rîul Bratia, Senonianul alcătuit din conglomerate și gresii, stă transgresiv peste șisturile cristaline (88, 96). În Eocen, marea s-a extins și mai mult, depozitele acestui etaj, care încep cu conglomeratele poligene, stau transgresiv peste cristalin, la est de rîul Olt (22, 88, 168, 99). În continuare s-a produs treptat regresiunea apelor marine pînă în Acvitanian, marcată prin depozite de gipsuri și sare.

Înainte de Senonian, Depresiunea getică a rămas, cel puțin în parte, exondată, iar Carpații meridionali au fost expuși în întregime agenților modificatori externi, permîșind acestora să-și exercite acțiunea de modelare.

Transgresiunea cretacic-eocenă, care se datorește mișcărilor negative înregistrate de Carpați, a înnechat în parte relieful preexistent. Pare logic să se admită că, o dată cu transgresiunea marină, s-a intensificat și procesul de modelare al regiunii printr-o evoluție laterală a versanților mai accentuată, în detrimentul eroziunii lineare și printr-o finisare a suprafeței de nivelare, în zona de țărm, de către abraziunea marină. Pe măsură ce linia de țărm avansa către munte, noi suprafețe șlefuite de valurile mării, erau fosilate treptat de depozite de țărm. Datorită nivelului de bază general în continuă creștere și mișcărilor negative ale regiunii, eroziunea fluvială și abraziunea marină au putut să modeleze o suprafață destul de extinsă în Depresiunea getică și Carpații meridionali. Aceste procese de modelare au durat pînă în Eocen, inclusiv, pentru că ulterior linia de țărm s-a retras, nivelul de bază a scăzut, iar regiunea



s-a înălțat, permîțînd din nou eroziunii fluviatile să se manifeste cu destulă intensitate, mai ales pe verticală.

Suprafața de denudație care a început să se formeze din Cretacicul superior (?) și pînă în Eocen, ar putea să fie echivalentă cu „Platforma Borescu”, descrisă de de Martonne (54).

După Acvitania s-a produs probabil o denivelare pronunțată între zona muntoasă și cea precarpatică. Conglomeratele burdigaliene și cele de la partea inferioară a Helvețianului, vin să confirme această presupunere.

Este necesar să se admită că înălțarea Carpaților în timpul Burdigalianului a provocat deformarea și chiar ruperea suprafetei Borescu, aceasta rămînînd suspendată în zona muntoasă și încă acoperită în limitele Depresiunii getice. În mod cert suprafața Borescu se identifică în munții Făgăraș (54), alcătuiți din soclul rigid al cristalinului, însă reconstituirea ei în Depresiunea precarpatică (estul Depresiunii getice), mai ales dacă se admite și structura în pînze a Cretacicului și Paleogenului, este foarte greu de făcut.

Condițiile climatice din timpul Cretacicului superior și Paleogen au fost apreciate cu ajutorul metodei paleofitologice. Deși metoda respectivă trebuie folosită în complex, din lipsă de date, concluziile paleoclimatice se vor sprijini mai mult pe informațiile palinologice.

Cretacicul a avut o climă caldă, dar ceva mai rece decît a Jurasicului (127), fapt confirmat de prezența Pinaceelor, Palmierilor și mai tîrziu a Angiospermelor dicotiledonate (Fagaceae, Betulaceae, Ulmaceae etc.).

La sfîrșitul Mezozoicului clima a început să se răcească, drept dovedă apariția arborilor cu frunze caduce. Între poli și ecuator s-au format zone climatice (128). În Eocen este frecventă special *Lithothamnium numuliticum*, caracteristică apelor puțin adînci ale unei mări calde (92). Oligocenul se caracterizează prin abundența pădurilor de Pinaceae și Toxodiaceae (*Sequoia*), care indică un climat de trecere de la cel tropical la cel temperat (127). Existenza arborilor cu frunze caduce presupune diferențierea anotimpurilor, probabil într-unul ploios și altul secetos (128). În Paleogenul de la Suslănești a fost determinată o floră tropicală și subtropicală (92), reprezentată prin *Sequoia stenbergi* și *S. gigantea* (arborele mamut), *Taxodium distichum*, *Pinus succinifera* (din a cărei răsină s-a format chihlimbarul), *Salix varianus*, *Myrica*, *Comptonia*, *Cinnamomum* (arborele de scorțisoară), *Fagus feroniae* etc. Tot în Oligocenul de la Suslănești s-a identificat o faună bogată de pești de apă caldă dar și unele specii de apă rece. Acest fapt presupune existența unui curent

marin rece dinspre poli (49). Nu este exclusă nici eventualitatea unor curenți calzi, de sens invers.

2. Ciclu burdigalian-tortonian inferior. Concomitent cu retragerea mării paleogene, pe măsura ieșirii de sub apă, zonele înălțate au fost supuse acțiunii agenților modificatori externi, în special eroziunii fluviatile. I. Popescu-Voitești observă că, la partea superioară, calcarele de la Albești au fost supuse unei eroziuni puternice. „Eroziunea aceasta a avut loc înaintea depunerii faciesului marnos al Saliferului, căci în cîteva locuri aceste marne umplu scobiturile acestea ale calcarului (Pietraria de la Tigani)” (96, pag. 226). Același autor arată că la Bogătești, pe Argeșel, se observă de asemenea fenomene de eroziune, golurile suprafetei calcarului fiind umplute cu o serie conglomeratică, puțin cutată și marne cu concrețiuni calcareoase.

Limita sudică a țărmului la sfîrșitul regresiunii paleogene nu se poate preciza. Indicii despre existența Acvitanianului sunt doar pe anticinalul Săpunari (vest Merișani), iar Burdigalianul n-a fost încă dovedit cu argumente paleontologice în regiune.

În regiunea de vest de Dîmbovița, Burdigalianul are caracter evident transgresiv (între Mățău și Olt), stînd peste gipsurile acvitaniene sau peste alți termeni mai vechi, pînă la cristalin inclusiv. Cum după unii cercetători, depunerea conglomeratelor a continuat și în Helvețianul inferior (80, 87, 166) se admite că și Helvețianul este transgresiv, pe tot cuprinsul Depresiunii precarpatice din Muntenia și Oltenia (87). După I. Popescu-Voitești, între rîurile Argeș și Olt, Helvețianul este în continuitate de sedimentare cu Burdigalianul (168). V. Rădulescu (171) observă că în regiunea Cîmpulung-Gemenea, Helvețianul este reprezentat numai prin partea superioară a complexului inferior și prin complexul superior, ceea ce înseamnă că aici el este transgresiv. Același caracter îl are Helvețianul și în bazinul Oltului, unde stă discordant și depășește conglomeratele de Fedeleșou și Loviștea (158).

Tortonianul inferior este concordant și în continuitate de sedimentare cu Helvețianul (166).

Începînd din Helvețianul superior mișcările negative ale scoarței se accentuează, rezultînd depozite groase (pînă la 3000 m) și din ce în ce mai fine. Prezența Globigerinelor în Helvețian, dar mai ales în Tortonianul inferior (complexul marnelor sau tufurilor cu *Globigerina*), atestă o adîncire a mării (planctonul zonei pelagice). Ciclul de sedimentare se încheie la sfîrșitul Tortonianului inferior, cînd se depun sarea și gipsurile, după ce în prealabil au avut loc importante erupții vulcanice.



Transgresiunea burdigalian-tortoniană s-a produs datorită scufundării treptate a Depresiunii precarpatic și a lanțului carpatic. În aceste condiții, eroziunea pe verticală, în sectoarele emerse, a pierdut din intensitate și s-a accentuat evoluția laterală a versanților. Procesul de nivellare a fost mai intens în apropierea liniilor de țărm unde, pe măsura înaintării apelor mării, unele accidente morfologice erau estompate de către abraziunea marină. Treptat, fragmente din suprafața modelată au fost acoperite de ape și de depuneri din ce în ce mai noi. În partea sudică a Piemontului argeșan, în alcătuirea petrografică a depozitelor paleogene și cretacice, predomină pelitele și nisipurile, de aceea gradul de nivellare a regiunii este cît se poate de accentuat. Către partea nordică a Piemontului argeșan și în zona muntoasă, contrastele litologice fiind mai pronunțate, urmele eroziunii diferențiale (mai ales în calcar) n-au putut fi sterse de abraziune, așa cum a constatat I. Popescu-Voitești la Albești și Bogătești.

În limitele suprafeței modelate și acoperite de apă, în timpul transgresiunilor existau și unele cordiliere (Hîrțiești—Stîlpeni, Slătioarele—Pitești). Datorită mișcărilor tectonice active din acele timpuri, poziția cordilierelor respective s-a menținut, probabil, mereu în domeniul subaearian. De aceea procesul de nivellare trebuie intuit mult mai complex, el manifestându-se în suprafață și pe verticală, atât în zonele de țărm și în cele adiacente lor, cît și în interiorul bazinelor de sedimentare, în cadrul insulelor. Despre existența unor astfel de insule vorbește variația de facies a Helvețianului și absența multor termeni stratigrafici, uneori începînd de la Cretacic și pînă la Ponțian. Concomitent însă cu denudația și sedimentarea se produceau și mișcări de cutare sau epirogenetice, astfel încît suprafața mixtă de denudație-acumulare nou formată, nu are aspect perfect neted. Este posibil ca în zona muntoasă, unde sisturile cristaline au constituit un soclu rigid, această suprafață, ca și celealte de altfel, să-și fi conservat forma netedă.

În regiunea carpatică suprafața miocenă ar putea fi echivalentă „Platformei Rîul Ses” (54).

În planșa IX-a este reprezentată suprafața fosilă formată în timpul dintre Burdigalian și Tortonianul inferior, așa cum rezultă din interpretarea datelor geofizice și de foraj. Prin izolinii (izohipse) este redat aspectul actual al reliefului premiocen, iar prin culori — vîrsta formățiunilor pe care se grefează acest nivel. Reperul corespunde discordanței dintre Helvețian (care poate să includă uneori și Burdigalianul) și Oligocen (cîteodată inclusiv Acvitanianul). Sînt cazuri cînd Helvețianul ia contact direct cu Eocenul sau cu Cretacicul, după cum Oligocenul sau



alți termeni mai vechi pot fi acoperiți de depozite mai noi decât Helvețianul. În aceste cazuri reperul corespunde discordanței dintre depozitele neogene și cele premiocene.

Din analiza planșei a IX-a, se desprind următoarele concluzii:

În ansamblu, suprafața Rîu Șes înclinată de la nord și nord-est înspre sud. Între altitudinea medie a aflorimentelor de paleogen (cca +800 m) din nord și poziția reliefului îngropat din sectorul Cobia-Găești (cca — 3500 m) există o denivelare de peste 4000 m.

În detaliu suprafața Rîu Șes este deformată sub formă de anticlinale și sinclinale, grupate în două ridicări majore, cea de la Pitești-Suța Seacă (la sud) și cea de la Hîrtiești-Stîlpeni și Boțești (în nord). Între aceste două ridicări majore, frecvența izohipselor pune în evidență falia Merișani—Boțești—Mânești, iar mai la nord, falia Argeșelului. Amplitudinea cutelor ajunge în sudul regiunii la 1500 și chiar 2000 m. Deformările respective s-au produs în timpul genezei suprafeței Rîu Șes și în special, după aceea.

Relieful fosilizat se grefează, în cea mai mare parte, pe Oligocen. Pe cordiliera Hîrtiești—Stîlpeni cuvertura neogenă se aşterne peste Eocen, Senonian și chiar Albian, iar la Slătioarele—Pitești, apare un sămbure de Eocen. Către Platforma moesică s-a presupus că Paleogenul se efilează treptat, iar Neogenul se aşterne direct peste Mezozoicul acestui unități.

Depozitele corelate ale reliefului îngropat, aparțin Burdigalianului, Helvețianului și Tortonianului inferior. Burdigalianul și Helvețianul inferior sunt reprezentate în zona de țarm prin conglomerate, iar în sudul regiunii printr-o stivă puternică de nisipuri și uneori pietrișuri mărunte (nu se poate preciza dacă în sudul Piemontului argeșan este depus și Burdigalianul). Helvețianul superior și o parte a Tortonianului inferior sunt alcătuite, predominant, din depozite fine, ceea ce presupune un echilibru relativ între factorii generatori de relief, dacă nu mișcări negative în domeniul montan. La sfîrșitul Tortonianului inferior se depun evaporite, indiciu al încheierii ciclului de sedimentare.

Condițiile climatice din timpul formării suprafeței Rîu Șes, reconstituite pe baza analizelor de polen, au fost următoarele:

Partea medie inferioară a Miocenului, ca și Oligocenul, se caracterizează prin predominanța Gimnospermelor de tipul Taxodiaceelor (dintre care, bine reprezentat, este genul *Sequoia*), a Cupresaceelor și Pinaceelor, la care se adaugă, subordonat, ferigi de pădure. „Această asociatie se modifică treptat în sensul scăderii procentajelor de Taxodiacee și Cupresacee, astfel că în Helvețianul superior acestea sunt

destul de rare, iar în Tortonianul superior și Sarmațian apar în mod izolat fără a mai constitui elemente caracteristice. Numai Pinaceaele își mențin vechile tipuri, îmbogățindu-se cu elemente noi ca *Pinus Koreiensis*, *P. pumila*, *Picea oborata*, *P. omorica* etc." (129, pag. 38). Începînd din Helvețianul superior și Tortonian apar din ce în ce mai frecvente elemente forestiere hidrofile din grupa salciei, arinului, alunului, asociate cu Juglandaceae și Fagaceae, care se găsesc amestecate cu conifere în anumite proporții (129). Sporirea frecvenței speciilor hidrofile ar putea fi consecința modificării profilului longitudinal al rîurilor — deci a îmbătrînirii reliefului (evoluția laterală a versanților), probabil ca urmare a transgresiunii miocene.

În Burdigalian, Helvețian și Tortonian, s-a înregistrat probabil o evoluție continuă către clima temperată, care culminează în Sarmațian, cînd se presupune că încep să se manifeste variații sezoniere de temperatură (129).

„Este probabil că altitudinea medie a regiunii să fi scăzut în timpul Miocenului, din Acvitanean pînă în Sarmațian, fenomen marcat de procente din ce în ce mai mari a unor tipuri cu dezvoltare optimă între 400 și 800 m" (129, pag. 43).

Cutarea depozitelor miocene s-a accentuat la începutul Tortonianului (un paroxism echivalent cu ceea ce se definește ca „fază stîrnică”), fapt care a condus la accentuarea gradului de deformare a suprafeței Rîu Șes și la înălțarea regiunii.

3. Ciclul tortonian superior—levantin. Este discutabil dacă ultimul ciclu major de sedimentare din Depresiunea getică începe cu Tortonianul superior sau Sarmațianul mediu. Prezența depozitelor de sare și gipsuri în Tortonianul inferior ar putea indica sfîrșitul unui ciclu de sedimentare, aşa cum observă I. Pătruț (166) și I. Moldovan (158). De altfel, în Platforma moezică și Platforma est-europeană (rusă) noul ciclu începe cu Tortonianul. Pe de altă parte Sarmațianul mediu s-a dovedit a fi transgresiv, practic, pe toate unitățile geologice ale R.P.R. (exceptînd zonele muntoase). Cu acest termen începe un nou subciclu în Platforma moezică. Clima și, implicit, flora, marchează o schimbare în timpul Sarmațianului (129).

Unii cercetători, care au studiat în Depresiunea precarpatică (87), atribuie depozitele Tortonianului superior și Sarmațianului inferior unui ciclu separat. Se poate admite că procesele morfogenetice, care s-au manifestat într-un timp atît de scurt, n-au lăsat urme evidente, care să se poată identifica pe tot ansamblul Depresiunii precarpaticice și lanțului

carpatic, de aceea se consideră provizoriu, ca început de nou ciclu—Tortonianul superior.

În Depresiunea precarpatică din Muntenia și Oltenia, Tortonianul superior este transgresiv. Orizontul marnelor cu *Spirialis* reprezintă depozite neritice. La sfîrșitul Buglovianului apele pierd treptat caracterul marin, evoluind spre regimul salmastru (87). Sedimentarea continuă pînă în Besarabianul inferior, cînd s-au depus stratele cu *Cryptomactra pes anseris*. Către sfîrșitul Sarmațianului, în unele regiuni ale Depresiunii precarpaticice, cutarea depozitelor s-a intensificat (aşa-zisa fază atică) (36, 87). Peste stratele de apă adîncă cu *Cryptomactra pes anseris* se aştern, transgresiv, depozitele Besarabianului superior, alcătuite din conglomerate — în Oltenia de nord și calcare, uneori recifale, în restul Olteniei și Munteniei de est (87).

Între rîurile Argeș și Prahova, Sarmațianul nu apare la zi. În limitele Piemontului argeșan forajele l-au găsit discontinuu numai la sud de anticlinalul Boțești, unde este inegal dezvoltat ca grosime și încadrat de două discordanțe. De aceea în cadrul Piemontului argeșan, care a păstrat o poziție mai ridicată în perioada de la Helvețian pînă la Meotian, se poate vorbi despre un ciclu continuu de sedimentare începînd cu Meotianul.

Potrivit datelor de foraj și cartărilor geologice, (149, 36), grosimea Meotianului cunoscută în Muntenia de est, se reduce treptat către vest. Față de profilul reprezentativ (complet), cunoscut în zona Moreni-nord—Buzău, în sectorul estic al Piemontului argeșan (Suța Seacă), Meotianul are o grosime mai redusă, atît datorită unei sedimentări condensate cît și lipsei complexului inferior. De la Suța Seacă și pînă la Pitești, Meotianul se subțiază și mai mult, uneori pînă la dispariție. Aceeași variație de grosime se observă și în profil nord—sud. Reducerea de grosime se realizează treptat pe seama complexelor inferior și mediu. Mai trebuie reținută discordanța care se constată între Meotian și Miocen, începînd chiar cu Sarmațianul, acolo unde acest termen a fost întîlnit prin foraje.

Se poate afirma că în timpul Meotianului inferior Piemontul argeșan a fost exondat, rămînînd probabil sub apă doar sinclinalul de la sud de ridicarea majoră Slătioarele—Suța Seacă. Treptat marea a început să invadzeze din nou regiunea, acoperind o suprafață de denudație (sculptată de eroziunea fluviatilă și finisată de abraziune marină) cu depozite din ce în ce mai noi către nord și vest. La sfîrșitul Meotianului marează ocupă aproximativ jumătatea sud-estică a Piemontului argeșan, aşa cum indică linia de țarm figurată pe planșa X-a.



Transgresiunea evidențiată în Meotian a continuat tot timpul Ponțianului și mai tîrziu. La nord și vest de linia de țarm a Meotianului, depozitele ponțiene se aştern transgresiv peste termeni mai vechi ca : Tortonian-Helvețianul, Oligocenul, Eocenul și chiar Cretacicul (pl.X). Grosimile Ponțianului în sudul regiunii însumează cca 350 m în timp ce între Dîmbovița și Argeșel, la Hîrtiești, ea se reduce la 40 m (171). La Boteni, pe valea Brusturelui, el este de asemenea reprezentat prin orizonturile sale superioare (171), aşa cum este presupus și la Pietrari (est de Dîmbovița) (81). Tot la est de Dîmbovița, J. Gherman constată să Ponțianul se aşterne transgresiv peste Eocen și Senonian, cu termeni din ce în ce mai noi către nord (149). Caracterul transgresiv al Ponțianului a fost recunoscut și în unele regiuni din Oltenia (88), precum și în Platforma moeziacă.

Dacianul depășește, la rîndul său, Ponțianul, stînd transgresiv peste Helvețian, Burdigalian, Oligocen și Eocen (149, 168, 99, 171). De asemenea au caracter transgresiv depozitele daciene în Oltenia (25, 42, 88), și Platforma moeziacă.

Târmul mării a progresat către nord și în timpul Levantinului, mai ales în depresiunea Cîmpulung, cînd „apele au atins șisturile cristaline la Voinești și Bughea” (81, pag. 176).

În Villafranchian se produce ridicarea în bloc a regiunilor carpaticice, care are drept consecință retragerea rapidă spre sud a lacului pliocen și acoperirea suprafeței mixte (de eroziune, abraziune și acumulare) cu depozite fluvio-lacustre de tip Cîndești. După ieșirea de sub apă a teritoriului dintre Dîmbovița și Argeș și odată cu formarea piemontului acumulativ, începe o nouă etapă în evoluția Piemontului argeșan.

Față de datele de mai sus se poate trage concluzia că transgresiunea începută în Meotian (în anumite părți ale Depresiunii precarpatic din Sarmațian și chiar Tortonian), a continuat și s-a accentuat în Ponțian și Dacian, terminîndu-se la sfîrșitul Levantinului.

În timpul acestei transgresiuni s-a format o nouă suprafață de nivelle, heterocronă ca vîrstă (așa cum sunt și celealte mai vechi), care corespunde „Platformei Gornovița”, descrisă de de Martonne (54).

Planșa X-a reprezintă suprafața fosilă Gornovița în limitele Piemontului argeșan. Din analiza hărții se desprind următoarele :

În limitele Piemontului argeșan suprafața Gornovița este grefată pe formațiuni diferite ca vîrstă, începînd cu Miocenul superior și terminînd cu Albianul. Acest lucru dovedește că este vorba de o suprafață de denudație. În cea mai mare parte substratul acestui nivel îl formează



depozitele helvețian-tortoniene. În zonele ridicate predomină depozitele paleogene și cretacice¹⁾.

Depozitele de cuvertură diferă și ele ca vîrstă, fiind mai vechi în sudul regiunii și din ce în ce mai noi în nordul ei. Cunoașterea depozitelor de cuvertură are o importanță deosebită, deoarece precizează vîrsta suprafeței Gornovița. Astfel, în jumătatea sud-estică discordanța este acoperită de Meotian și chiar Sarmațian, mai la nord aceasta este protejată de Ponțian, reprezentat prin complexe din ce în ce mai tinere către munte și, în sfîrșit, în partea ei cea mai nordică, cuvertura este realizată de către depozitele daciene și levantine. În multe locuri suprafața Gornovița este acoperită numai de pietrișuri de Cîndești (99).

Aspectul actual al suprafeței de nivelare Gornovița este foarte variat. În ansamblu, între zona de afloriment a Miocenului, unde frecvența înălțimilor oscilează între + 500 m și + 700 m și sudul regiunii, există o denivelare de aproape 2500 m²⁾. Această denivelare s-a produs mai cu seamă în timpul formării nivului respectiv (fiind vorba de o suprafață heterocronă) și mai puțin (aproximativ 400—700 m) în Cuaternar.

În detaliu, suprafața Gornovița este deformată sub forma unor anticlinale și sinclinale. Elementele structurale respective au funcționat ca atare și în timpul Miocenului.

Amplitudinea mișcărilor de cutare din timpul Pliocenului este de cca 500 m. Mișcările de cutare s-au manifestat continuu (cu unele intensificări) și concomitent cu cele epirogenetice, de al începutul Pliocenului și pînă în Levantin. Dovada acestor afirmații o constituie faptul că depozitele pliocene sunt mai groase în dreptul sinclinaleselor și mai subțiri în dreptul anticlinalelor. Chiar din analiza hărții care reprezintă suprafața fosilă Gornovița (pl. X) se desprinde acest lucru, de exemplu :

Depozitele sarmațiene sunt prezente numai în zonele sinclinale, fie datorită lipsei de depunere, fie eroziunii ulterioare.

¹⁾ În mod normal ar fi trebuit ca izoliniile (izohipsele) să fie construite la baza Sarmațianului, cu care începe ciclul de sedimentare în zonele sinclinale din sud și nu la baza Pliocenului.

Nu s-a putut realiza acest lucru din cauza lipsei unor repere precise, care să se poată urmări pe suprafețe mai mari. De altfel, grosimea Sarmațianului este atât de redusă la nord de cordiliera Slătioarele—Pitești—Suța Seacă, încit neglijarea lui în alcătuirea hărții, nu influențează, practic, aspectul suprafeței fosilizate Gornovița.

²⁾ Dacă se adaugă și Sarmațianul din sinclinalul Găești—Picior de Munte, atunci deformarea respectivă poate ajunge la cca 3000 m.

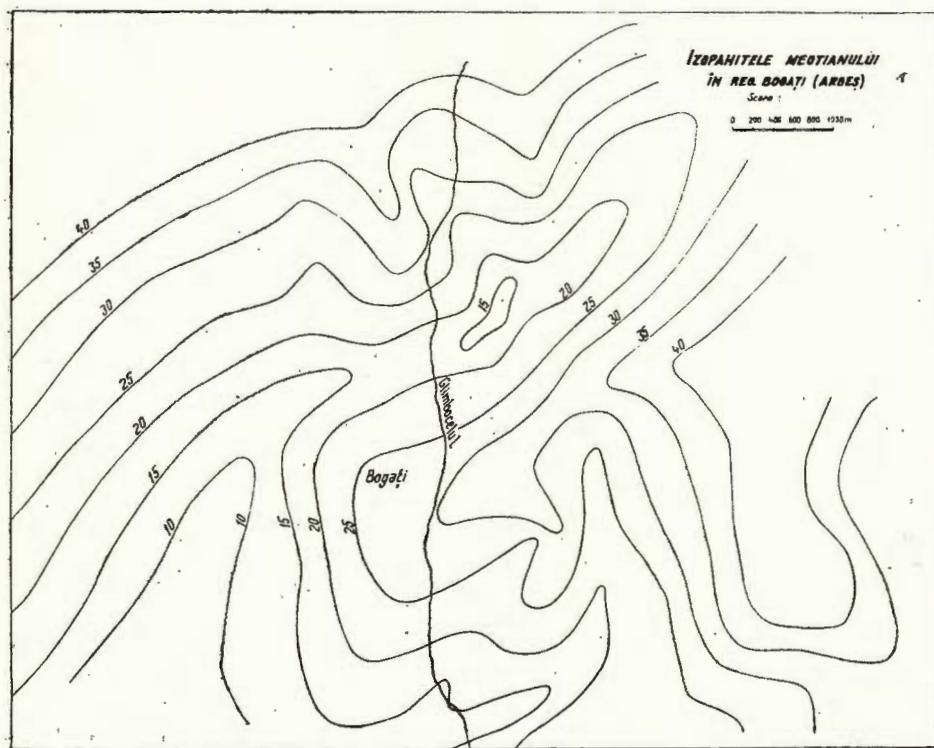


Fig. 4. — Izopahitele Meotianului în regiună Bogăți (Argeș).

Fig. 4. — Isophaques du Méotien dans la région de Bogăți (Argeș).

Aria de răspândire a Meotianului este mai extinsă și grosimea depozitelor mai mare în dreptul sinclinalelor Dobrești, Rînciov, Picioară de Munte și mai redusă, uneori chiar lipsește, în dreptul anticlinalelor Slătioarele—Golești, Boțești.

O analiză mai detaliată a suprafeței de nivelare Gornovița evidențiază estomparea aproape totală a accidentelor morfologice. Acest fapt rezultă din lipsa unor variații accentuate de grosime a depozitelor de acoperire (fig. 4). O asemenea finisare, începută în condiții subaeriene, nu putea fi desăvîrșită decât de abraziunea marină. Procesul de nivelare a fost ușurat și de natura rocilor prepliocene, care sunt alcătuite predominant din marne, argile, nisipuri și mai rar gresii sau calcare. În Platforma moeziică suprafața de nivelare sincronă este mult mai accidentată, datorită substratului predominant calcaros.

Depozitele corelate ale suprafetei Gornovița aparțin Meotianului (în unele părți ale Depresiunii precarpatici și Tortonian-Sarmațianului), Ponțianului, Dacianului și Levantinului.

Meotianul este alcătuit dintr-o alternanță de marne și nisipuri. Peste planul de discordanță se găsește, de regulă, un pachet de gresii și nisipuri, mai mult sau mai puțin continuu, dar heterocron ca vîrstă, reprezentând un facies al transgresiunii. Cîteva intercalații de nisipuri din cadrul stivei meotiene ar putea fi puse pe seama unor pulsații ale scoarței.

Ponțianul este predominant pelitic pe cuprinsul Olteniei și Munteniei, ceea ce poate fi interpretat drept efectul unor mișcări negative în regiunile adiacente țărmului. Excepție fac zonele marginale unde Ponțianul devine mai psamitic, marcând un facies de țărm (149).

Dacianul este alcătuit dintr-o succesiune de nisipuri și marne¹⁾. Înspre marginea bazinului de sedimentare depozitele daciene devin mai grosiere, astfel încât ele conțin și intercalații de pietrișuri. Levantinul are același caracter litologic și se poate separa de Dacian, practic, numai pe criterii paleontologice.

Caracterul depozitelor daciene și levantine indică o tendință de dezechilibru între factorii endogeni și denudație, comparativ cu Ponțianul, datorită probabil intensificării mișcărilor pozitive în Carpați. Dezechilibrul respectiv se accentuează la maximum în Villafranchian cînd are loc colmatarea lacului cuaternar cu pietrișuri de Cîndești, care nu constituie depozitele corelate ale suprafetei Gornovița, ci sunt posterioare ciclului respectiv.

Evoluția florei sarmatice spre cea pliocenă se remarcă printr-o reducere a copacilor pururea verzi și a apariției din ce în ce mai masivă de tipuri cu frunze caduce (100). În consecință caracterul dominant al vegetației pliocene este dat de Angiosperme, în marea majoritate dicotiledonate, reprezentate prin asociații de esență lemnosă de tipul fagului, stejarului, ulmului, parțial arinului și salciei și monocotiledonate de tipul Erbaceelor silvo-stepice și de mlaștină. Coniferele sunt asociate subordonat Angiospermelor, în care molidul ocupă un loc important, ceea ce indică o mixtură forestieră cu dezvoltare optimă între altitudinea de 500 m și 1100 m (128). Vegetația pliocenă alcătuia mari zone de păduri cu numeroase pajiști. În lungul apelor curgătoare se insinuaau coridoare de vegetație arbustiferă hidrofilă. Frecvența tipurilor hidro-

¹⁾ Stratigrafia Pliocenului este mai complexă însă, față de scopul urmărit, se consideră că nu este cazul să se facă o descriere mai detaliată.

file din grupa salciei, arinului, alunului, precum și Erbaceae de mlaștină se mărește foarte mult în Pliocen (Ponțian, Dacian) cînd apar cîteva specii noi. Ca și în cazul suprafeței Rîu Șes, sporirea elementelor hidrofile se atribuie schimbării profilului rețelei hidrografice, îmbătrînirii și nivelării reliefului, ca urmare a transgresiunii pliocene.

„Climatul în timpul Pliocenului era un climat temperat, cvasicontinental, cu caracter tropicale, în special la jumătatea inferioară a sa, care se șterg pe măsură ce se ajunge la partea superioară, unde capătă un caracter temperat excesiv. Această variație a climei, sesizată palinologic, este marcată prin dispariția unor plante tipic tropicale (Magnoliaceae) și creșterea frecvenței de participare a unor plante caracteristice climatului rece (*Juniperus, Tsuga, Pinus, Abies etc.*)” (128, pag. 19). Pentru a evidenția și mai mult caracterul temperat al climatului în Pliocen, este de amintit că dezvoltarea stejarului și fagului (prezenți în Pliocen), presupune temperatura medie a lunei celei mai friguroase sub -3° , iar a celei mai călduroase de peste 22° , timp de cel puțin 4 luni pe an. Temperatura medie anuală depășește $+10^{\circ}$, iar precipitațiile cad tot timpul anului.

4. Concluzii asupra evoluției paleogeomorfologice. Analiza evoluției paleogeografice a teritoriului dintre Dîmbovița și Argeș în timpul Cretacicului superior și în Terțiar, duce la concluzia că scoarța terestră a fost în continuă mișcare. Sensul mișcărilor a alternat ritmic și această alternanță a condus la formarea de suprafețe de nivelare. În perioadele cînd se produceau mișcări pozitive se creeau premizele novei suprafețe de nivelare, prin predominarea eroziunii în adîncime, pe cînd, în perioadele de manifestare a mișcărilor negative se producea nivelarea suprafeței respective ca urmare a evoluției laterale a versanților, iar în preajma țărmurilor a abraziunii marine.

Incepînd din Cretacicul superior și pînă în Levantin, în cadrul Piemontului argeșan se pot separa trei cicluri mari de sedimentare și tot atîtea etape majore de modelare (fig. 5) care au dus la formarea a trei suprafețe principale, poligenetice și heterocrone. Între fazele de litogeneză și gliptogeneză există raporturi de reciprocitate. Ciclul de sedimentare începe cu transgresiunea și se termină cu regresiunea, pe cînd ciclul de modelare începe cu regresiunea și se termină cu transgresiunea marină. Opera de modelare este îndeplinită de un complex de factori, ca eroziunea propriu-zisă, abraziunea marină, procese de pantă, acumulare etc. Aspectul cel mai neted îl au aceste suprafețe în zonele de țărm (și,



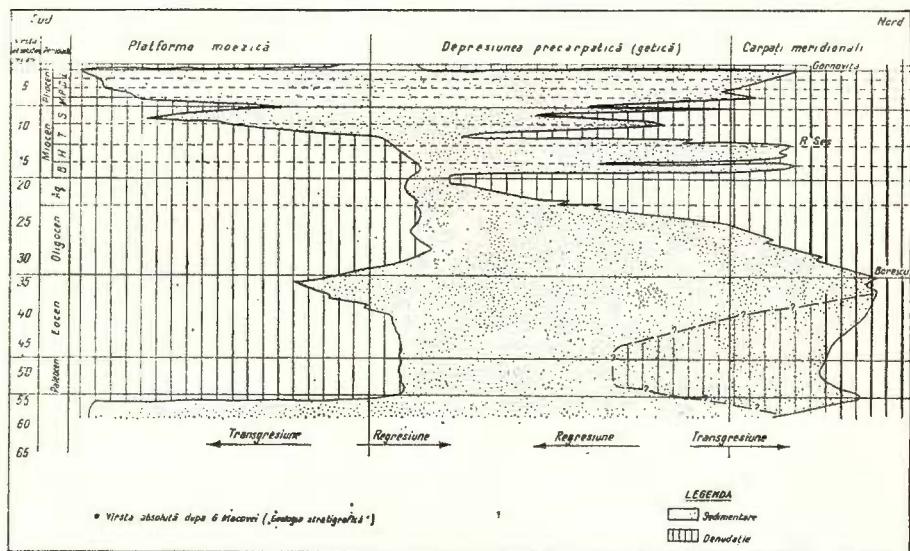


Fig. 5. — Schema variației raporturilor dintre uscat și mare, în spațiul dintre Carpați și Dunăre, în perioada Cretacic superior—Levantin.

Fig. 5. — Schème de la variation des rapports de la terre-ferme et de la mer, dans la région comprise entre les Carpates et le Danube, dans la période Crétacé supéricur — Levantin.

bineînțeles în sectoarele fosilizate), gradul de nivelare reducindu-se pe măsura depărtării de țărm.

Noțiunea de ciclu nu presupune o evoluție în circuit închis, ci o etapă a unei evoluții continui, în spirală. Folosirea termenului de „ciclu” de modelare se impune mai mult pentru a arăta sincronismul și raporturile de cauzalitate cu procesele de sedimentare, pentru care nu se poate utiliza decât termenul de „ciclu”.

În limitele ciclurilor de sedimentare și de denudație există episoade de sens contrar, atât în timp cât și în spațiu. Aceste fenomene se datorează structurii în blocuri a scoarței terestre. De pildă, în cadrul unei faze de transgresiune cu caracter general există zone care rămân încă emerse multă vreme și invers. De aceea comportarea diferențială a unor sectoare ale scoarței terestre se poate reflecta în relief prin nivele locale sau lipsa locală a unei suprafețe cu caracter regional. Aceasta înseamnă că în cadrul unui ciclu de modelare se pot forma, local, mai multe nivele, ceea ce ar echivala cu „complexul sculptural”, termen introdus în literatura noastră geografică nu de mult timp (68). În consecință pentru paraleлизarea cât mai corectă a suprafețelor de nivelare trebuie să se por-

nească de la o examinare de ansamblu, pe zone mai mari și pe perioade mai îndelungate de timp.

Exemple mai convingătoare ale variației sensului de mișcare în timp, chiar în cadrul unui ciclu major, le oferă observațiile cu privire la ciclul cuaternar (actual), care, în general, s-a manifestat pe teritoriul R.P.R. prin mișcări pozitive. Totuși, pe acest fond de continuă înălțarc se citesc și perioade scurte de „echilibru relativ” (mai curând scurte etape de lăsare ale scoarței), concretizate prin formarea teraselor fluviatile. Desigur că și în trecut au existat astfel de condiții, dar ele sunt foarte greu de identificat. Probabil că de la astfel de considerații a plecat M. Davidatunci când a susținut existența „ciclurilor mari” și a „ciclurilor mici” (17).

Ideia conducătoare care se desprinde din cele de mai sus este aceea că suprafetele de nivelare se formează în zonele și în perioadele de scufundare ale scoarței pământului, care corespund de cele mai multe ori cu transgresiunile marine. Procesul de modelare, început în condiții subaeriene, este continuat de abraziunea marină, care șterge majoritatea urmelor eroziunii diferențiale.

Ideia sincronismului între etapele de nivelare și fazele de încetinirea ritmuriilor tectonice, precum și considerarea depunerilor fine ca depozite corelate ale perioadelor de peneplanare, se întâlnește și la cercetătorii francezi P. George și J. Tricart (27). De aceea, în principiu, trebuie să se renunțe la punctul de vedere exprimat de mai mulți cercetători care susțin că conglomeratele și, în general depozitele grosiere, reprezintă depozitele corelate ale fazei de peneplanare ale unei suprafete oarecare. Depozitele grosiere trădează, de cele mai multe ori, mișcări pozitive accentuate, când predomină evoluția pe verticală a unei regiuni și nu evoluția laterală, nivelarea. Un exemplu clar îl constituie complexul pietrișurilor de Cîndești, care este mai recent decât suprafața Gornovița și care are o extindere și grosime impresionantă. Se pune întrebarea, care este suprafața nivelată corespunzătoare acestor pietrișuri? Potrivit grosimii și extensiunii straturilor de Cîndești, o astfel de suprafață ar trebui să existe în toate masivele muntoase și să aibă o amplitudine mai mare decât celelalte trei nivale anterioare.

Continuitatea suprafetelor de denudație din Depresiunea precarpatică către regiunea muntoașă n-a fost verificată pe teren, decât în regiunea Boteni, însă atât unele date din literatură cît și logica impun admisarea unei astfel de situații.

Cercetările de specialitate au arătat că în afară de „platforma Gornovița”, originea mixtă (de eroziune și abraziune) și parțial fosili-



zată o au unele nivele din Dobrogea (68), suprafața Cîrligata—Fărcașa (Munții Apuseni), precum și „suprafața paleogenă fosilă”, din munții Rodnei (114).

Dintre cele trei suprafețe fosilizate, cea mai bine studiată în limitele Piemontului Cîndești este Gornovița, deoarece gradul de cunoaștere a depozitelor pliocene și sarmațiene este mai avansat. Concluziile ce s-au desprins din studiul „platformei” fosile Gornovița au fost generalizate și la celelalte suprafețe de nivelare mai vechi, despre care sunt informații mai puține.

Pentru formarea suprafețelor poligenetice de nivelare nu este neapărat nevoie de existența unui climat ecuatorial sau tropical. Potrivit analizelor paleofitologice, cele trei suprafețe s-au format în condiții climatice din ce în ce mai reci, începând cu climatul tropical și terminând cu cel temperat excesiv. Se impune o rezervă însă, și anume aceea că concluziile de ordin climatic sunt valabile numai în cazul cînd flora nu s-a adaptat pe parcurs la condiții diferite de mediu.

Tinînd seama de rezistența la transport a polenului (pe o rază de maximum 60 km) și, avînd în vedere evoluția asociației floristice în timp, s-a apreciat că altitudinea reliefului adiacent țărmului mării pe o rază de cca 60 km a scăzut din Acvitanean pînă în Sarmatian, scăderea fiind marcată de procente din ce în ce mai mari de tipuri cu dezvoltare optimă între 400 și 800 m. Această scădere ar putea fi pusă, atît pe seama mișcărilor negative din Carpați cît și pe seama denudației. În ceea ce privește vegetația Pliocenului superior se constată o mixtură forestieră cu dezvoltarea optimă între altitudinea de 500 și 1100 m. Raza de 60 km, pornind de la aflorimentele depozitelor miocene și pliocene, este practic egală cu lățimea lanțului carpatic.

În timpul nivelării suprafețelor poligenetice și după aceea, s-au produs mișcări de cutare și epirogenetice (intensitatea acestora din urmă variind de la bloc tectonic la bloc tectonic) care au deformat și rupt „platformele” respective. Comparînd cele două hărți, care redau aspectul actual al suprafețelor „Rîu Ses” și „Gornovița”, se poate deduce valoarea mișcărilor scoarței, în timpul formării fiecărei suprafețe pînă la începutul ciclului următor. De exemplu, deformarea nivelului Gornovița este de cca 2500 m¹⁾, iar amplitudinea cutelor de cca 500 m. Dacă se scade amplitudinea mișcărilor din Villafranchian și posterioare

¹⁾ Dacă se iau în considerare și fragmentele suspendate de pe bordura munților, atunci diferența este și mai mare.

(500—700 m), înseamnă că în timpul de la Tortonian și pînă la Levantin, suprafața Gornovița a fost deformată cu cca 2000 m (deformare singe-netică).

Făcind diferența dintre deformarea și amplitudinea cutelor celor două suprafețe, reiese că amplitudinea mișcărilor epirogenetice din perioada Burdigalian—Tortonian inferior este de cca 1 700 m, iar a celor epirogenetice de 1 000—1 500 m. De aici se poate trage concluzia că mișcările de cutare au fost mai intense în Miocen decît în Pliocen, în schimb Pliocenul se caracterizează printr-o amploare mai mare a mișcărilor pe verticală.

În sfîrșit, o ultimă problemă ar fi aceea a raporturilor dintre suprafețele de nivelare și piemonturile de acumulare. Potrivit datelor disponibile, încă insuficiente, s-ar putea exprima un punct de vedere care să constituie o premiză de lucru în viitor; s-a admis că nivelarea suprafețelor se produce atunci când o regiune oarecare se manifestă prin mișcări negative. Faciesurile corelate acestui proces sunt reprezentate, predominant, prin depozite fine. Etapa de nivelare ia sfîrșit în momentul în care încep să se manifeste mișcările pozitive ce se traduc prin retragerea liniei de țărm, prin intensificarea eroziunii pe verticală și depunerea unui material mai grosier în zonele unde organismele torențiale își micșorează pantă profilului longitudinal. Cu alte cuvinte, teoretic, formarea piemonturilor de acumulare ar trebui să corespundă începutului unui nou ciclu (etape) de evoluție. De exemplu, formarea piemonturilor villafranchiene, s-a produs după definitivarea suprafeței Gornovița, deci corespunde începutului ultimului ciclu, celui cuaternar. Dacă se admite că Burdigalianul reprezintă o fază piemontană, atunci această fază a urmat ciclului paleogen (Borescu) și corespunde începutului ciclului Riu Ses. Același lucru s-ar putea spune despre conglomeratele Tortonianului superior, sau mai curînd despre cele ale Sarmățianului mediu.

C) ETAPA CUATERNARA

1. *Generalități.* Evoluția florei și faunei în ultima parte a Cainozoicului a obligat pe geologi să includă la Pleistocen o serie de depozite considerate mai înainte de vîrstă pliocenă, printre care și cele villafranchiene (74). Sesiunea a XXI I.N.Q.U.A. a adoptat recomandările corespunzătoare, privind coborîrea limitei inferioare a Pleistocenului. Ca urmare, în ultimele lucrări efectuate la noi în țară (48), stratele de Cîndești, atribuite anterior Levantinului superior (Villafranchianului), de mare parte majoritatea a cercetătorilor, au fost incluse la Cua-

ternar. În consecință, în lucrarea de față, prin etapa de evoluție cuaternară se va înțelege timpul scurs de la începutul depunerii masive a pieșurilor de Cîndești și pînă în prezent.

În sectorul vestic al Depresiunii precarpatici, sfîrșitul Pliocenului corespunde cu extensiunea maximă a lacului levantin. Începutul Cuaternarului se caracterizează prin retragerea și colmatarea treptată a lacului respectiv, ca urmare a puternicilor mișcări pozitive înregistrate în Carpați și sectoarele vecine. Așadar limita dintre Pliocen și Cuaternar este marcată printr-o schimbare de sens a mișcărilor pe verticală. Această schimbare de sens a avut repere cursioni asupra evoluției geomorfologice a regiunilor carpatici și a celor învecinate. Dacă pînă la sfîrșitul Pliocenului s-au manifestat cu preponderență procesele de nivelare, ca : evoluția laterală a versanților, colmatările, abraziunea marină etc., după Pliocen, ridicarea vertiginoasă a zonei muntoase a reactivat eroziunea pe verticală la maximum, ducînd la sfîrtecarea suprafețelor de nivelare formate anterior. Cu alte cuvinte începutul Cuaternarului coincide cu începutul unei noi etape de evoluție (complex sculptural) corespunzătoare, după cum s-a menționat mai înainte, fazei piemontane. În timpul acestei faze ritmul mișcărilor pozitive a fost încetinit sau inversat ca sens, local sau pe tot ansamblul, în cîteva reprise foarte scurte, ceea ce a dus la formarea teraselor. Faza piemontană trebuie înțeleasă așadar ca un proces continuu și complex, în care s-au produs și unele episoade de sens contrar, reflectate în existența teraselor și poate, în existența unor neînsemnate suprafețe de nivelare (în amonte) cu dezvoltări mai mult locale.

2. Etapa de formare a piemontului. După prof. V. Mihăilescu „faptul fundamental din care derivă originalitatea proceselor de piemont — este „de natură esențială spațială : denivelarea bine marcată dintre două zone de relief vecine. De aici, o primă consecință : ruptura de pantă din profilul longitudinal al văilor transversale ce străbat cele două zone” (67, pag. 119—120). Aceeași concluzie se desprinde și din lucrările lui M. Derrua u (19), P. Coteț (12), Gr. Posea (169) etc La cele de mai sus, Gr. Posea adaugă necesitatea unui climat favorabil — cel de timp mediteranean, care favorizează eroziunea torențială, desagregarea mecanică și acumularea de tip piemontan. M. Derrua u este de aceeași părere și anume că condițiile de aluvionare la piciorul muntelui variază în funcție de climat. El nu exclude posibilitatea acumulărilor piemontane în zona climatelor temperate, dar afirmă că aici condițiile de acumulare sunt minime, deoarece, hidrografia organizată, poate transporta materialul aluvionar. Condițiile clima-



tice cele mai favorabile, după autorul citat, le oferă climatul mediteranean și nord-musonic, unde vegetația este discontinuă și regimul pluvial spasmodic.

În cazul Piemontului Cîndești și a Piemontului getic în ansamblu, se constată următoarele :

Analizele de polen arată că asociația floristică ce se află în jurul lacului pliocen pe o rază de cca 60 km era alcătuită din specii a căror dezvoltare optimă corespunde altitudinii de 500—1 100 m (128). Acest fapt presupune că înălțimea maximă a Carpaților meridionali era de cca 1 100 m. Astăzi această altitudine este de peste 2 500 m și potrivit depozitelor corelate, înălțarea s-a produs la sfîrșitul Pliocenului și în Villafranchian.

Odată cu înălțarea Carpaților a început să se ridice și regiunile adiacente, dar într-un ritm din ce în ce mai scăzut către periferie. Prin înălțarea mai pronunțată și mai timpurie a Carpaților s-au produs denivelări între aceștia și zonele vecine. Eroziunea pe verticală a căutat să corecteze profilul longitudinal al rîurilor și să reducă din diferența de nivel creată. În felul acesta materialele grosiere, rezultat al eroziunii acerbe, au fost transportate și depuse la marginea muntelui într-un mediu lacustru, mlaștinos, unde se micșora unghiul de pantă. Pe măsură ce marginea muntelui se înălță, conturul piemontului progresă către sud, în detrimentul apelor lacustre, care înregistrau o continuă retragere. În această situație, organismele fluviatile au început să se adâncească în propriile lor agestre îngemăname, pentru a putea transporta și depune mai departe (către sud) materialele predominant grosiere. Procesul de înălțare a regiunii și de migrare continuă către sud a conturului piemontului a durat pînă în Cuaternarul mediu. Bineînțeles că ritmul mișcărilor de înălțare a Carpaților a scăzut către sfîrșitul Villafranchianului, însă procesul de formare a piemontului a continuat în sectorul lui sudic, pe seama depozitelor remaniate dinspre contactul cu muntele. Înălțarea ritmică a Piemontului Cîndești (și a Piemontului getic, în general) a dus la formarea teraselor, concomitent cu procesul de deplasare spre sud a marginii piemontului. Ca urmare, suprafața piemontului, din ce în ce mai nouă către sud, se confundă treptat cu suprafața teraselor, din ce în ce mai recente, fără să se poată sesiza, în profil longitudinal, trecerea de la o treaptă la alta (pl. XIV). Singurele denivelări ce apar în relief sunt de natură tectonică, ele corespunzînd elementelor structurale pozitive (sau faliilor) din adîncime. Pe baza observațiilor de pe teren și a analizei hărții (pl. XI) se poate admite că suprafața piemontană trece în nivelul terasei superioare T9, aproximativ la sud de localitatea Mănești, apoi



se confundă cu T8 pe linia Drăgăești—Ludești—Priboeni. Mai la sud, piemontul este de vîrsta terasei T6 pînă la meridianul localităților Mislea—Butoiul, iar de aici înspre Cîmpia romînă el este și mai recent. Vîrsta din ce în ce mai nouă a depozitelor cuaternare către sud în Muntenia și Oltenia a fost sesizată prima dată de I. Argetoai a (42) și dovedită, pe bază de faună, de E. Liteanu (48) și alți cercetători.

Concomitent cu extinderea spre sud a piemontului și formării teraselor, în zona de la contactul cu muntele cuvertura piemontană era îndepărtată, materialul respectiv fiind redepus în sectorul sudic. S-ar putea vorbi deci despre o migrare treptată a piemontului acumulativ de la nord către sud. Limita actuală de nord a piemontului acumulativ se găsește cu 10—15 km mai la sud de poala muntelui, însă mărturii ale unei cuverturi piemontane care a acoperit regiunea în diferite etape pînă la marginea Carpaților, se întîlnesc în depresiunea Cîmpulung (dealul Gruiul și alte puncte). Este posibil ca pe anumite zone cu tendință accentuată de ridicare (ex. anticlinalul Mățău, Ciocanul) pietrișurile de Cîndești să nu se fi depus, ori grosimea lor inițială să fi fost foarte redusă.

Din deschiderile examineate reiese că în partea de nord a Piemontului Cîndești și a Piemontului getic în general, există continuitate de sedimentare între Levantin și Villafranchian (în special profilele de la Davidești și Jupinești). La aceeași concluzie a ajuns V. Rădulescu (171), E. Liteanu (48) etc. Nu este exclus ca, în unele sectoare, corespunzătoare anticlinalelor, să existe discordanță între depozitele acestor doi termeni, aşa cum semnalează J. Hermann la Aninoșani (149). Cît privește partea sudică a Piemontului Cîndești se constată discordanțe frecvente chiar în cadrul complexului de pietrișuri și este foarte probabil ca între acestea și depozitele levantine să existe o lacună, cel puțin în dreptul anticlinalelor. Regional (pentru partea de sud a Piemontului getic și Cîmpia romînă), E. Liteanu (48) menționează că depunerile cuaternare stau discordant peste formațiuni mai vechi (în special pe Levantin).

Majoritatea cercetătorilor care au abordat problema stratelor de Cîndești au susținut că ele s-au depus într-un mediu lacustru, mlăștinos. Din analiza numeroaselor deschideri s-a constatat că în cadrul complexului de pietrișuri există lentile de nisip și argilă pătată, mai frecvente către jumătatea inferioară a profilului. Prezența lentilelor argiloase presupune un mediu subacvatic de depunere.

În cadrul complexului de Cîndești este interesant de semnalat prezența unor benzi de culoare negricioasă. Această culoare o are atât



exteriorul pietrișurilor din partea superioară a stivei cît și materialele mai fine care formează cimentul. Ea se datorește, probabil, dezagregării unor acumulări organice (vegetale). Acest fapt presupune existența unor mlaștini, care umpleau spațiile dintre numeroasele agestre, unde se dezvoltau și acumulau substanțe vegetale. Mlaștinile respective erau umplute, în diferitele faze ale evoluției lor, de pietrișuri. Așa cum s-a mai precizat, stiva pietrișurilor de Cîndești are, către partea superioară a profilului, în general, culoarea galben-roșcată. În această serie roșcată au fost găsite forme de *Helix* și *Planorbis*. Ambele elemente, culoarea roșcată și formele citate, presupun sedimentare fluviatilă și evoluție subaeriană.

În concluzie, ținând seama și de indicațiile din literatură, se consideră că pietrișurile de Cîndești s-au depus într-un mediu fluvio-lacustru. Caracterul lacustru pare să predomine în partea inferioară a profilului, în timp ce partea lor superioară, unde se întâlnesc și frecvențe acumulării deluviale, pare să reprezinte mai mult depozite fluviatile.

Asupra condițiilor climatice în care s-a format Piemontul Cîndești sînt prea puține elemente. Din analizele de polen rezultă că, în Pliocen, clima a evoluat din ce în ce mai mult către climatul temperat excesiv. Probabil că această evoluție a continuat pînă după Villafranchian, cînd s-a produs glaciațiile continentale și alpine. Această concluzie se sprijină și pe faptul că gradul de continentalitate a crescut prin dispariția treptată a lacului pliocen, precum și datorită înălțării substanțiale a regiunii. Potrivit acestor elemente se apreciază că condițiile climatice din Villafranchian au fost identice cu cele de astăzi, dacă nu mai reci. În consecință este greu de admis că Piemontul Cîndești și în general Piemontul getic, s-a format în condiții climatice mediteraneene.

Structura Piemontului Cîndești se identifică cu structura pietrișurilor de Cîndești, care s-a analizat la capitolul „Geologia regiunii”. În plus, sînt de remarcat următoarele :

Referitor la variația pe orizontală a dimensiunilor pietrișurilor de Cîndești, în sectorul dintre Vulturești și Rîul Doamnei, nu s-a întîlnit stratul cu bolovani. Nu este exclus ca acest lucru să fi depins de potențialul organismelor fluviatile ale timpului respectiv. Probabil că debitul (poate și panta) rîurilor Dîmbovița, Rîul Doamnei și Argeșului să fi permis transportul bolovanilor pînă la distanțe atât de impresionante (15—25 km de marginea muntelui), în timp ce Argeșelul și Rîul Tîrgului să fi depus materialul de dimensiuni foarte mari mai aproape de sursă. Mai precis, este posibil ca stratul cu bolovani din zona Cîndești—Vulturești să fi fost transportat de Dîmbovița, iar cel de la est de Rîul Doamnei.

să fi fost adus de acest din urmă rîu, precum și de Argeș. Argeșelul și Rîul Tîrgului, fie că au avut un debit mai mic, fie că și-au lăsat materialul de dimensiuni foarte mari în regiunea Cîmpulung, care a funcționat ca o zonă de lăsare în Cuaternar. În consecință ele au transportat în Piemontul Cîndești numai pietrișuri mici-mari, cu foarte puțini bolovani. Cea mai pregnantă variație a dimensiunii pietrișurilor se observă însă pe direcția nord-sud. Înspre limita de nord a Piemontului Cîndești predomină, de obicei, pietrișurile mari și foarte mari. Diametrul lor scade treptat înspre sud, unde nu se întâlnesc decât elemente mici și mijlocii (0,5–8 cm). Faptul apare normal, dimensiunile pietrișurilor variind, în general, invers proporțional cu distanța de transport.

Indicarea locului de proveniență a pietrișurilor, spre a stabili rîul care le-a transportat și eventual pentru a avea o imagine asupra evoluției rețelei hidrografice în Cuaternar, este foarte dificilă, mai ales că pietrișurile respective au fost, în mare parte, remaniate.

Gradul de rotunjire a pietrișurilor depinde de materialul din care sunt alcătuite. Cuarțitele, de exemplu, care sunt foarte dure, se prezintă de obicei mai puțin rulate, mai colțuroase, în timp ce șisturile sericitice, cloritoșisturile și micașisturile au, de cele mai multe ori, forma plată, din cauză că, atunci cînd sunt lovite, ele se desfac pe fețele de clivaj.

Între vîrsta stratelor de Cîndești și cea a Piemontului Cîndești există un decalaj. Stratele de tip Cîndești încep să apară, subordonat, nisipurilor și argilelor, de la sfîrșitul Dacianului. Masiv, ele se depun în Villafranchian. În consecință formarea Piemontului getic începe cu Villafranchianul și ține, în sud-estul Piemontului Cîndești, pînă în Cuaternarul mediu (în timpul formării teraselor medii). Este probabil ca depunerea masivă a pietrișurilor piemontane să se fi produs mai din timp la marginea muntelui decât în sectorul nordic al regiunii, avînd în vedere că între cele două repere există o distanță de peste 15 km.

Tinînd seama că limitele piemontului de acumulare s-au deplasat continuu spre sud, în același timp cu evoluția pe verticală și laterală a sectorului mai ridicat, stadiul de evoluție a unei astfel de unități nu poate fi același pe tot ansamblul teritoriului, la un moment dat. În consecință sectorul situat la nord de depresiunea de contact, este mai evoluat, ajuns în faza unui piemont de eroziune, în timp ce la sud de această depresiune este mai puțin evoluat, deoarece cuvertura piemontană n-a fost îndepărtată. Piemontul Cîndești constituie un sector mai nou al piemontului, luat în ansamblu și deci este mai puțin evoluat. El reprezintă o suprafață primară (de acumulare), înălțată, fragmentată de numeroase văi, unele destul de largi și cu terase. Pe rețeaua de văi



principale se dezvoltă o serie de văi afluente. Interfluviiile sănt netede și din ce în ce mai late către sud.

Aspectul actual al Piemontului Cîndești corespunde fazei fragmentării pe verticală — după prof. V. Mihăilescu (67), fazei sculptării parțiale după P. Cotet (12) sau stadiului intermedian, cu formarea de spinări late, a lui Derrua u (19).

În cele ce urmează se va analiza evoluția Piemontului Cîndești în Cuaternar, după formarea suprafetei de acumulare, insistîndu-se, în special, asupra studiului văilor.

3. Evoluția piemontului. Pe măsura formării și înălțării ei, suprafața inițială de acumulare, a început să fie supusă acțiunii factorilor modificatori externi. Dintre aceștia, rolul principal l-au avut apele curgătoare, datorită faptului că, față de poziția țării noastre (latitudinea și deci climatul) și de altitudinea Piemontului Cîndești, sistemul de eroziune fluvială este cel mai activ. Celelalte sisteme de modelare care au contribuit la șlefuirea reliefului țării noastre (eolian, periglaciar și glacial) nu și-au spus deloc cuvîntul în regiunea respectivă, exceptând probabil sistemul periglaciar¹⁾.

Atât activitatea rețelei hidrografice cât și procesele de pantă s-au desfășurat pe seama complexului pietrișurilor de Cîndești. Doar pe marginea nordică a piemontului de acumulare au fost afectate și depozitele Pliocenului superior, în cadrul cărora există o oarecare stabilitate în succesiunea litologică. Din aceste motive diferențierea reliefului, ca urmare a influențelor litologice și chiar structurale, este neglijabilă în limitele regiunii care face obiectul acestui studiu.

Tinind seama de cele menționate, urmărirea genezei reliefului pe sisteme de modelare și pe factori litologo-tectonici, nu este indicată în cazul Piemontului Cîndești. În consecință s-a adoptat metoda analizei văilor și interfluviielor.

În limitele Piemontului Cîndești sistemul de eroziune fluvială este reprezentat printr-o rețea hidrografică permanentă și una temporară. Rețeaua hidrografică permanentă, asupra căreia se va îndrepta analiza propriu-zisă, este reprezentată prin văile Dîmbovița, Cobia, Potopul, Glimbocelul, Cîrcinovul, Rîncăciovul, Argeșelul și Rîul Doamnei.

¹⁾ Dacă se consideră forme de gravitație ca fiind rezultatul unui sistem de modelare aparte — cel gravitațional — atunci, după acțiunea apelor curgătoare, un rol important l-au avut prăbușirile și alunecările de teren.

a) *Valea Dîmboviței.* Sectorul subcarpatic și piemontan al văii Dîmboviței a fost studiat în detaliu, din punct de vedere geomorfologic, de către N. Pop, cu mai bine de 25 de ani în urmă (102). În afară de acest studiu, referințe geomorfologice asupra sectorului menționat se mai întâlnesc și în lucrările lui G. H. Murgoci și S. T. Manolescu (84), G. H. Vîlsan (123), J. Gherman (149), V. Rădulescu (171) etc.

În limitele Piemontului Cîndești, Dîmbovița curge pe o distanță de peste 25 km, între Oncești și Dragomirești. Diferența de nivel între cele două puncte este de aproximativ 140 m, ceea ce înseamnă o pantă medie de 5,6%. Orientarea rîului este, în general, nord-nord-vest — sud-sud-est, cu o deviere mai accentuată spre est, în aval de Dragomirești. Valea Dîmboviței se largeste de la nord către sud, evident după fiecare confluенță mai importantă. Astfel, la Capu-Coastei ea are o lățime de 100—150 m. Ceva mai la sud — 600 m, pentru ca la Gemenea să ajungă la cca 1 km. În dreptul confluenței cu Rîul Alb (Izvoarele) valea Dîmboviței se largeste brusc la peste 2 km. După o ușoară îngustare între Căprioru și Mănești (cca 1,5 km), la sud de ultima localitate menționată, ea se largeste progresiv înspre Dragomirești—Tîrgoviște.

Valea Dîmboviței este, în general, asimetrică. De exemplu, între Gemenea și Voinești versantul drept este mai abrupt, din cauza prezenței cuverturei de pietrișuri în grosimi apreciabile, iar flancul stîng mai prelung, mai evoluat. De la Izvoarele și pînă la sud de Gheboieni versantul stîng este mai abrupt (regiunea acoperită cu pietrișuri de Cîndești), iar cel drept terasat. Însfîrșit, la sud de Mănești, versantul drept al Dîmboviței este cu puțin mai înalt și mai accentuat decît cel stîng, care se pierde într-un complex în terase comune Ialomiței și Dîmboviței.

Valea Dîmboviței se caracterizează printr-un relief variat, reprezentat prin terase fluviatile, forme de eroziune și acumulare, forme gravitaționale etc.

Terasele. Dîmbovița prezintă terase încă din zona flișului, dar dezvoltarea lor cea mai frumoasă se constată în aval de Capu-Coastei.

Lunca propriu-zisă (T1) se urmărește pe toată lungimea văii, la sud de Malu cu Flori. De la Capu-Coastei și pînă la Gemenea, cursul practic rectilin al Dîmboviței bate în malul stîng, permîșind luncii să se dezvolte pe dreapta. Lățimea este cuprinsă între cîțiva metri și 200 m. În aval de Gemenea, rîul care meandreză relativ puțin pînă la Mănești și foarte mult la sud de Ungureni, bate în malul drept, lăsînd lunca să se dezvolte predominant pe stînga, între Cîndești și Tătărani. La Dragomirești largimea luncii (inclusiv albia majoră) depășește 1 km și se menține între 600—1 000 m pînă la Căprioru. Între Căprioru



și Mănești lunca se îngustează pînă la sub 400 m, pentru ca în aval de această localitate să se lărgească din nou, treptat, pînă la mai bine de 1 km. Pe toată porțiunea dintre Capu-Coastei și Lucieni, lunca se înalță deasupra albiei rîului cu 0,5 — maximum 3 m, pe care o domină uneori în chip de treaptă.

Terasa inferioară (T2) este prezentă între Capu-Coastei și Lucieni. Pe porțiunea Capu-Coastei—Dragodănești, local, apar două trepte în cadrul acestei terase, notate T2 a și T2 b, iar în aval de ultima localitate menționată apare numai stadiul T2 b. S-a inclus la terasa inferioară și ceea ce N. Pop (102) numește „glacisul lateral” de la nord de Onești și Izvoarele, pornind de la constatarea că în cursul superior al văilor din Piemontul argeșan (Argeșul, Vîlcanul, Argeșelul etc.), terasa inferioară se găsește întotdeauna înălțată, ca urmare a parazitarilor cu depuneri laterale și secționată în două trepte. În schimb s-a eliminat treapta atribuită de același autor terasei inferioare, la sud de Mănești, pe dreapta Dîmboviței, deoarece s-a considerat că ea aparține unui nivel superior și anume terasei T3, din motivele ce se vor arăta mai tîrziu.

Pînă în dreptul satului Cîndești din Vale, terasa inferioară se dezvoltă mai mult pe dreapta, exceptând sectorul dintre Brătulești și Burlănești, unde ea apare pe stînga rîului. De la Cîndești și pînă la Priboiu această treaptă este prezentă pe ambele maluri ale Dîmboviței, dar ceva mai extinsă pe stînga. În aval de Priboiu terasa inferioară se întîlnește numai fragmentar pe dreapta și foarte extinsă, uneori pînă la 1 km pe stînga (pl. XI).

Altitudinea acestei terase, ca și a celorlalte trepte, scade treptat de la nord la sud. Astfel, la sud de Capu-Coastei, unde conul de dejecție al văilor Oreței și Săvulești este secționat de nivelul terasei inferioare (stadiile „a” și „b”), se deosebește o treaptă la 7 m deasupra albiei rîului (mai puțin dezvoltată) și alta la 18 m. Diferența de 16—18 m între podul terasei inferioare și albia majoră se menține pînă în dreptul podului de la Gemenea. La Cîndești din Vale altitudinea acestei trepte este de 19 m, iar în dreptul podului de la Voinești, de 21 m. Între Cîndești și Dragodănești versantul drept este supus unei eroziuni torențiale foarte pronunțate, ca și cel stîng între Izvoarele și Gheboieni. Materialul furnizat de acești torenți, care au o vechime cel puțin egală cu terasa inferioară, au înălțat podul terasei T2. La sud de Dragodănești versantul drept al Dîmboviței este terasat și mult mai stabil, mai conservat. În consecință altitudinea terasei inferioare scade pînă la 5—6 m deasupra albiei rîului. La sud de Mănești, terasa inferioară deabia mai are 3—4 m lățime (de pildă la Rîncăciu).



Se observă că altitudinea terasei inferioare crește în sectoarele unde dinamica pantelor este mai accentuată (înălțare prin depuneri laterale). De asemenei, cu cât lățimea terasei este mai mică, cu atât podul său apare mai înalt, ceea ce înseamnă că rîul a secționat depunerile cât mai aproape de țățina terasei. Același lucru s-a constatat și la terasele inferioare ale rîurilor Argeș, Argeșel, Rîul Doamnei, Potopul, Cîrcinovul etc.

Pe terasa inferioară sunt așezate aproape toate satele din regiune, iar acolo unde nu sunt așezări, podul ei este folosit pentru culturi.

Terasa Drăgăești (T3) se evidențiază între Mănești și Decindeni. La sud de această localitate se mai întâlnesc două fragmente în dreptul satului Rîncăciovu. Cea mai frumoasă dezvoltare o are la Drăgăești, unde satul Drăgăești—Pămînteni îi ocupă întreaga suprafață. Altitudinea ei este de 11—15 m, deasupra rîului Dîmbovița.

Într-o deschidere din dreptul satului Rîncăciovu (fig. 6) se poate vedea că sub solul cenușiu (1,2 m) se găsesc pietrișuri mici pînă la mijlocii (0,5—5 cm), în grosime de 2,2 m, bine rulate, majoritatea cuartitice. La rîndul lor, pietrișurile stau peste un strat de nisip și pietriș mărunt oxidat, în grosime de 0,6 m. Aceste depozite fluviale se astern peste un pachet de pelite (argile) și sunt separate printr-o suprafață de eroziune.

N. Pop, echivalează terasa Drăgăești cu terasa T2. În realitate se pare însă că este vorba de un nivel superior celui menționat, avîndu-se în vedere următoarele elemente:

Altitudinea teraselor în general și a celei inferioare în special, scade treptat în aval, fapt dovedit la majoritatea rîurilor Piemontului argeșan. De aceea apare logic ca terasa inferioară la Mănești, să nu aibă, practic, aceeași altitudine ca la Oncești (15 m).

Altitudinea terasei inferioare scade pe măsură ce se reduce și energia reliefului și odată cu aceasta gradul de

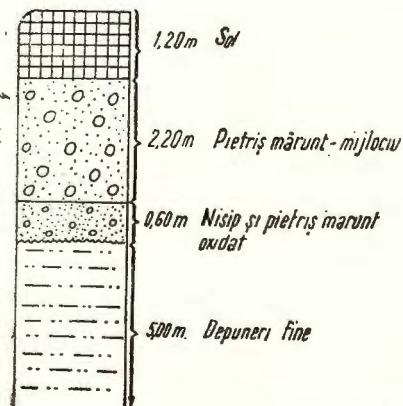


Fig. 6. — Profil geologic în terasa T3 a Dîmboviței, la Rîncăciovu.

Fig. 6. — Coupe géologique dans la terrasse T3 de la Dîmbovița, à Rîncăciovu.

fragmentare a versanților. Ori, în aval de Mănești, adîncimea fragmentării reliefului se reduce pînă la 50 m și pantele sunt bine conservate.

La cca 1 km sud de Mănești (la debușul unui torrent) se observă un nivel inferior cu cca 5 m față de terasa Drăgănești și care corespunde stadiului T2b, ținând seama că stadiul T2a este aici bine dezvoltat.

Podul terasei Drăgănești este orizontal, în timp ce podul treptei T2 înclină foarte mult înspre albia râului.

Acest nivel de terasă se întâlnește, la sud de paralela satului Mănești, pe toate văile Piemontului Cîndești (Cobia, Potopul, Glîmbocelul, Cîrcinovul).

Apare totuși curioasă prezența unui nou nivel de terasă tocmai într-o zonă unde treptele superioare suferă o pronunțată cădere. Trebuie să se țină seama că în zona de la Mănești există o falie sau un complex de falii, orientate est—vest, ce separă două blocuri tectonice, care s-au manifestat prin mișcări de intensitate și ritm diferit. De altfel Măneștii se găsesc în zona unde Piemontul Cîndești schimbă înclinarea. Blocul nordic înclină de la Dîmbovița către Rîul Tîrgului, iar blocul sudic se afundă de la Argeș înspre Dîmbovița, fapt ce se reflectă și în morfologie. De aceea, în condițiile unor blocuri tectonice diferite, astfel de cazuri sunt posibile. Același lucru se poate constata și pe valea Argeșului, la Bascov.

Terasa Sturzeni (T5) după altitudine, este echivalentă cu nivelul T4 a lui N. Popp. Potrivit studiilor de teren amănuințite, această terasă are o dezvoltare mult mai redusă decât aceea pe care o indică autorul citat. Ea se poate identifica, cu oarecare greutate, din cauza alunecărilor și eroziunii accentuate a versanților, în dreptul bisericii din Dragodănești, unde are o altitudine de cca 50 m. De asemenei mai apar doi umeri de terasă, la Sturzeni, lîngă valea Gălbegioru, cu cca 12 m sub nivelul imediat superior (T6), dominând albia râului cu cca 55 m. În restul văii terasa Sturzeni nu poate fi separată cu certitudine, din cauza eroziunii și alunecărilor de teren.

Terasa Priboiu (T6) este cea mai importantă treaptă a Dîmboviței, fiind dezvoltată mai ales pe versantul drept. Bine reprezentată este în dreptul satului Priboiu, unde are altitudinea de 60–65 m. Ea apare chiar de la Capu-Coastei, pe stînga Dîmboviței, sub formă de umeri înalți de cca 80 m. Între Valea lui Băr și valea Oreței, corespunde cotelor 531, 526, 535, de pe dreapta râului. Aici, pe podul terasei, se găsesc pietrișuri mijlocii și mari, pînă la 18 cm diametru, alcătuite din material provenit din șisturile cristaline și foarte rare elemente grezoase. La sud de Valea lui Băr, pînă la Aninoșani, terasa Priboiu este fragmentată, sub formă de umeri izolați. În aval de această localitate, nivelul T6 are o dezvoltare aproape continuă pînă aproape de Găești. Pe stînga văii,

în afară de umerii menționați la Capu-Coastei, terasa Priboiu se întâlnește între Burlănești și Voinești, lipsește între Izvoarele și Gheboieni și apare din nou la sud de Ungureni. Înălțimea treptei respective variază între 100—200 m în zona Mănești și Dragomirești și 1 000 m în sectorul sudic al Piemontului Cîndești, unde terasa Priboiu se identifică cu interfluviul. În aval de Dragomirești contactul ei cu nivelul superior (T8) se arcuește înspre vest și trece printre văile Cobia și Racul, urmărind flancul drept al acestei văi pînă în dreptul satului Butoiu de Sus, apoi trece în nivelul interfluviului, la est de pîrîul Potopol. Se pare că la nord de satul Butoiu de Jos, netezimea acestui interfluviu-terasă este deranjată de trei martori ai terasei mai vechi, T8. Aproximativ la sud de paralela satului Girleni, interfluviul care domină la est valea Potopolului, devine mai tînăr — echivalent terasei T4.

Înălțimea treptei T6 este de 80 m la Capu-Coastei, se menține la 70—60 m între Oncești și nord Mănești, pentru ca la sud de Mănești să scadă la 45 m pe o distanță de cca 1,5 km, fapt menționat și de N. Pop. Mai la sud, altitudinea terasei Priboiu se reduce la 16 m. Deci pe o distanță de 26 km, între Oncești și Dragomirești, altitudinea relativă a acestei terase scade cu peste 50 m, din care cca 40 m numai pe porțiunea Mănești—Dragomirești, adică pe o distanță de cca 7 km. Această importantă denivelare corespunde complexului de falii din zona localității Mănești, la sud de care blocul tectonic scufundat a înregistrat mișcări pozitive de slabă intensitate după formarea terasei T6, comparativ cu blocul nordic mai ridicat.

Pe lîngă denivelarea amintită, se mai constată cîteva deformări pozitive locale ale terasei Priboiu. De pildă, la Dragodănești această treaptă este mai înălțată cu 5—10 m, la nord de Mănești cu 10—12 m, la Drăgănești și Dragomirești cu 4—5 m, la Mislea cu aproximativ 15 m. Toate aceste înălțări se observă și la celelalte terase și ele corespund unor anticlinale, exceptînd zona Drăgănești pe care prospecțiunile geofizice n-o confirmă ca pe o cută pozitivă.

Toate elementele terasei Priboiu sunt evidente (podul, muchia, țîțîna) și bine păstrate.

La Priboiu podul terasei înclină spre țîțînă și nu către albia rîului. Fenomenul respectiv a mai fost semnalat și explicat de N. Pop (102). Din acest motiv, la contactul dintre terasa Priboiu și treapta imediat superioară se dezvoltă o serie de văi, cum ar fi (parțial) Racul, Valea lui Bolovan (Mănești), valea Aninoasa (Căprioru), valea Corbului (Priboiul) și chiar valea Potopolului — în cursul inferior.



Între terasa Priboiu și treapta de deasupra acesteia (T8) există o diferență de nivel de 20—30 m în amont de Drăgăești, diferență care se reduce spre sud pînă la 12 m, în dreptul satului Decindeni, la cca 10 m pe dreapta văii Racului, apoi se confundă cu interfluviul, la Butoiu.

Grosimea pietrișurilor de terasă la Priboiu este de cca 4,65 m (fig. 7). Acestea sunt reprezentate prin elemente mijlocii pînă la bolovani de 18 cm diametru și formate, în special, din cuarțite. La jumătatea distanței dintre Mănești și Drăgăești, pietrișurile de terasă au o grosime de peste 1,90 m și sunt acoperite de sol. Aici pietrișurile sunt alcătuite din elemente mici cca 50%, mijlocii cca 40% și mari 10%. Tot în acest sector, pe un torrent care secționează treapta T6, ca și pe cea imediat superioară, se observă că țîțîna terasei T6 este sculptată într-o succesiune de strate formate din pietrișuri, nisipuri și material deluvial. Ca urmare, a fost nevoie de o analiză foarte atentă în stabilirea depozitelor de terasă, pentru că regiunea este alcătuită din numeroase pături de pietrișuri suprapuse, care pot fi confundate cu cele de terasă, mai ales că elementele (pietrișurile) nu diferă nici ca dimensiune și nici în ceea ce privește constituția petrografică.

La baza treptei T6 se formează pînze de apă, evidențiate pe alocuri prin existența izvoarelor (ex. în dreptul satului Priboiu).

Terasa Căprioru (T8) corespunde treptei T2 descrisă de N. Popp (102). Ea se dezvoltă numai pe dreapta Dîmboviței și se poate identifica între Priboiu și Butoiu de Jos. Cea mai frumoasă dezvoltare o are această terasă la sud-vest de Căprioru (pl. II, fig. 3), fapt pentru care a fost denumită astfel. Lățimea nivelului T8 este de numai cîțiva metri la Priboiu, pentru ca la Decindeni și la sud-vest de această localitate ea să depășească 3 000 m. Ca și treapta precedentă, T8 se lărgește foarte mult înspre sud, devenind interfluviu în jurul localității Butoiu.

Între Priboiu și Tătărani, terasa Căprioru domină albia rîului cu 90—100 m. Înspre sud altitudinea ei relativă scade mereu pînă la

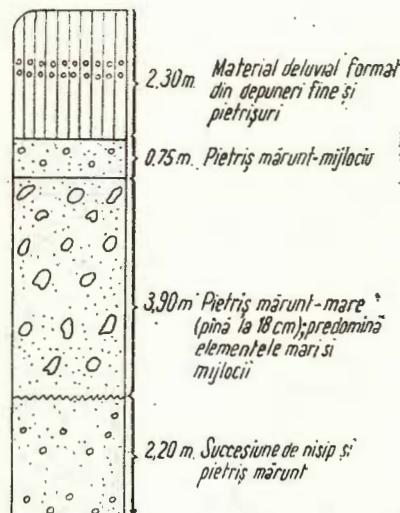


Fig. 7. — Profil geologic în terasa T6 a Dîmboviței, la Priboiu.

Fig. 7. — Coupe géologique dans la terrasse T6 de la Dîmbovița, à Priboiu.

35 m (între Pîrvuleşti şi Decindeni). Pe porțiunea Priboiu—Decindeni (13 km) altitudinea terasei Căprioru scade cu 65 m. Cea mai mare denivelare o suferă această terasă între Măneşti şi Decindeni (7 km) unde înălţimea ei scade cu 35 m. În dreptul anticinalelor se observă deformări

de cca 6 m, la Drăgăeşti, cca 10 m la Dragomireşti şi cca 10 m, la Butoiu. Datele de mai sus duc la concluzia că, după formarea treptei T8, s-au produs mişcări pe verticală cu o amplitudine de 65 m, pe distanţă de 13 km, iar mişcările de cutare (locale) au înregistrat amplitudini de 5—15 m.

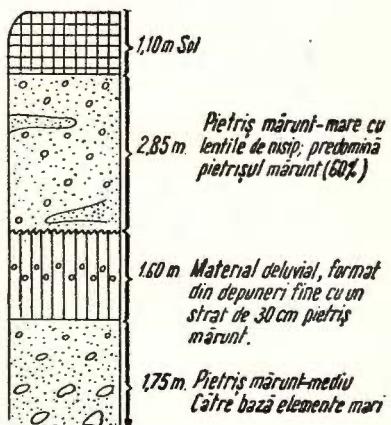
Terasa Căprioru este dominată de terasa superioară (T9) cu 40 m la nord de Tătărani. Mai la sud diferenţa de înălţime se reduce treptat, pînă în regiunea Ludeşti—Butoiu, unde cele două suprafete se confundă.

Elementele terasei (podul, muchia, ţîțina) sunt clare, însă adesea afectate de torenţi şi chiar alunecări (Priboiu). Fragmentarea cea mai mare a acestei terase se constată la Tătărani, Căprioru şi Măneşti.

Fig. 8. — Profil geologic în terasa T8, pe dreapta Dîmboviţei, la Drăgăeşti.
Fig. 8. — Coupe géologique dans la terrasse T8 située sur la rive droite de la Dîmboviţa, à Drăgăeşti.

Pe torrentul care curge de-a lungul şoselei Drăgăeşti—Butoiul, la Drăgăeşti, se poate vedea profilul redat în fig. 8, de unde se desprinde că la suprafaţa terasei se află 1,10 m sol gălbui-roşcat, care stă pe 2,85 m pietriş oxidat, predominant mărunt, cu lentile de argilă şi nisip. Aceasta se aşterne discordant peste 1,60 m material deluvial fin cu o intercalărie de 30 cm pietriş mărunt. Sub materialul deluvial se găseşte alt strat de pietriş, cu elemente mici şi mijlocii la partea superioară şi din ce în ce mai mari în bază şi cu lentile de material fin negricios. Acest din urmă strat diferă de pietrişurile de terasă şi aparţine cuverturii piemontane.

Terasa superioară (T9) se distinge ca treaptă în aval de Dragodăneşti pînă la Poiana Timpei (Măneşti). La sud şi est de Măneşti, pînă aproape de Butoiu, existenţa ei nu mai este certă, în sensul că ea se confundă cu nivelul piemontului şi nu se mai evidenţiază ca treaptă pe distanţe concludente, nici chiar pe valea Potopului. Această terasă



coresponde nivelului T1 identificat de N. Pop și este echivalentă nivelului Ciobi de pe Prahova.

Nivelul T9 de pe valea Dîmboviței reprezintă terasa cea mai înaltă și mai veche întâlnită în Piemontul Cîndești și ea se datorează unei înălțări mai pronunțate a regiunii către est, după formarea piemontului. Înălțarea aceasta a Depresiunii precarpaticice s-a accentuat mai mult și mai timpuriu la est de Dîmbovița, dovada constituind-o existența unui nivel de terasă în plus pe Prahova (terasa Străjiștea), notată de N. Pop cu T0.

Terasa superioară se întâlnește pe dreapta Dîmboviței, în timp ce pe stînga rîului ea se identifică doar în preajma obîrșiei văii Glodului (sud de Izvoarele în jurul cotei 535) și probabil la sud de dealul Ciutei, la altitudinea absolută de cca 430 m.

Pînă la Mănești lățimea terasei superioare este de 200—500 m. Mai la sud ea se dezvoltă, atingînd maximum de lățime (cca 3 km) între Drăgăești și Decindeni.

La Dragodănești această terasă domină albia rîului cu 150 m (cota 531) și este depășită la rîndul ei de fruntea suprafeței piemontane cu cca 30 m. Între Dragodănești și izvoarele Racului, pe o distanță de 16 km, altitudinea relativă a terasei superioare scade cu cca 85 m. La sud, în anticinalul Ludești—Dragomirești ea se înalță din nou la cca 30 m. Deformări pozitive mai evidente, în dreptul anticinalelor, se constată la Mănești (cca 15 m), dar mai ales la Ludești (30 m).

Dintre toate treptele Dîmboviței, suprafața terasei superioare este cea mai bine conservată, situîndu-se practic în afara sectorului de pantă unde procesele gravitaționale și de eroziune sunt foarte active. Astfel, între Dragodănești și Tătărani, pe o distanță de cca 7 km suprafața terasei superioare nu este deloc îintreruptă. Podul acestei terase, ca și a celorlalte trepte, suferă cîteva rupturi de profil la nord și sud de Mănești, la vest de Decindeni (cota 364) și la Ludești. Aceste denivelări nu au aspectul celor care se întîlnesc între două terase diferite. Ele se urmăresc pe distanțe mari pînă la vest de Potop și afectează chiar suprafața piemontului propriu-zis. De aceea, contrar interpretărilor date de cercetătorii anteriori (84, 102), aceste rupturi de pantă se consideră de origine tectonică, fiind reflexul unor falii de adîncime sau al unor flancuri de anticinal (pl. XII).

Depozitele de terasă ale treptei T9 au o grosime de 6—8 m și sunt asemănătoare cu cele ale cuverturii piemontane.



Concluzii privitoare la terase. Pe valea Dîmboviței se pot identifica șase nivele de terasă, excludând lunca propriu-zisă a râului. În amonte de Dragomirești terasa inferioară (T2) prezintă două stadii, „a” și „b”. Terasale Dîmboviței, în regiunea studiată, încep de la Capu-Coastei (T2 și T6), dar dezvoltarea lor mai evidentă se întâlnește în aval de Dragodănești. Profilul complet al teraselor Dîmboviței poate fi văzut pe porțiunea dintre Priboiul și Mănești. Din deschiderile examineate reiese că terasale Dîmboviței sunt de acumulare. Nu este exclus ca în dreptul zonelor de ridicare (anticlinalelor) cuvertura depozitelor de terasă să fie foarte subțire ori să lipsească. În legătură cu interpretarea dată de N. Popa asupra originei terasei T6 (treapta T4 la autorul menționat), observațiile de pe teren nu îngăduie ca această treaptă să fie considerată de eroziune, deoarece :

La Drăgănești, depozitele terasei T6, în grosime de 4 m, se deosebesc ca mărime (sunt mai mici) față de cele care se găsesc în același profil, deasupra podului acestei terase.

Între Drăgănești și Dragomirești surprinde aspectul festonat al muchiei teraselor T8, T6 și T3, ceea ce înseamnă că râul a meandrat evident în timpul formării acestora (deci nu numai în timpul nivelului T8). Rezultă că panta râului a fost mică, regiunea avea caracter de cîmpie (fapt cu care N. Popa este de acord) și nu se poate ca în astfel de condiții să nu se fi acumulat depozite de terasă.

Terasa inferioară (T2), evident detașată în partea de nord a regiunii, capătă caracter de albie majoră mai ales la sud de Dragodănești, unde, local, trece pe nesimțite în patul râului. Acest nivel este parazitat de numeroase agestre și depunerile coluviale, fapt care-i dă o înclinare accentuată înspre talweg, în timp ce profilul transversal al teraselor mai înalte decât T3, arată adesea o înclinare inversă și anume către țîțină.

Cea mai importantă terasă a Dîmboviței este nivelul T6, care se întâlnește de la Capu-Coastei și pînă la sud de Mislea. Terasa superioară (T9) este cea mai înaltă și mai veche treaptă din Piemontul Cîndești.

În aval de Mănești—Gheboieni terasale superioare, începînd cu cea mai veche, trec pe nesimțite, rînd pe rînd, în nivelul interfluviului, formînd cumpăna dintre diferitele pîraie (pl. XI). În acest sector ele devin terase piemontane și de aceea suprafața Piemontului Cîndești este din ce în ce mai recentă înspre sud, ajungînd să se confundă cu vîrsta nivelului T3, între văile Potopul și Cobia. Fenomenul se explică prin faptul că în timp ce la nord de linia Mănești, regiunea a fost supusă unei înălțări pronunțate în Cuaternar, la sud de această paralelă mișcările pozitive au avut o intensitate din ce în ce mai scăzută pe măsura apro-

pierii de zona Titu—Găești. Ca urmare a mișcărilor pe verticală, de intensități diferite în spațiu, a reactivării unor falii și a slabelor efecte de cutare (propriu-zis ondulare), terasele Dîmboviței sunt din ce în ce mai deformate, în ordinea vechimei lor. Astfel, datorită mișcărilor pe verticală, terasa T₆ suferă o denivelare de 50 m, terasa T₈ de 65 m, iar terasa T₉ de 85 m. Denivelările respective se accentuează foarte mult în regiunea Mănești—Dragomirești. În afară de aceasta se mai sesizează ruperi de pantă de 5—20 m, care afectează uneori toate treptele de relief, începînd cu albia rîului (Dîmbovița la Dragomirești și Rîncăciu, Cobia în cursul superior) și terminînd cu suprafața piemontană. Denivelările respective, dintre care unele de dată foarte recentă, sunt reflexul unor falii de adîncime, în curs de reactivare. În sfîrșit, se mai observă o serie de bombări sau scufundări locale ale teraselor și albiei majore, de ordinul a 5—30 m (mai pronunțate la nivele vechi) și care sunt refluxul anticlinalelor și sinclinalelor de adîncime, încă în mișcare. Aceste bombări sunt mai evidente în dreptul anticlinalelor Mănești, Ludești—Dragomirești și Suța Seacă. Astfel de deformări au fost sesizate de Vîlzan (123) și N. Pop (102) la Dragomirești, Rînciovu și Lucieni—Perșinari și sunt confirmate de observațiile autorului studiului de față.

Așa cum a observat și Murgoci (84), de la Mănești către sud, piemontul propriu-zis încetează, iar terasele Dîmboviței se desfășoară în evantai pe dreapta rîului. Această dispoziție a teraselor Dîmboviței, semnalată pentru prima dată de Vîlzan (123) și apoi de Murgoci (84), constituie o reeditare a ceea ce se petrece cu Argeșul la Pitești și are drept cauze scufundarea continuă a Cîmpiei române de la vest înspre est (maximum în zona Siretului inferior).

Formele de eroziune, în general, sunt din ce în ce mai frecvente cu cât crește energia reliefului. Unele zone însă nu respectă această regulă și anume cea de la Izvoarele (stînga Dîmboviței), precum și cea de la Dragodănești—Aninoșani, de pe dreapta rîului.

Toată coasta de la Izvoarele și mai la nord, este sfîrtecată de torenți adinci, prăpăstioși și foarte activi. Aici activitatea torențială se împletește cu cea gravitațională (prăbușiri și alunecări), ceea ce dă versantului stîng al Rîului Alb un aspect sălbatic. Intensitatea și amploarea activității torențiale de aici se reflectă în depunerile de la baza pantei, unde agestrele au acoperit terasa inferioară, înălțînd-o sau îngemânîndu-se pe alocuri. Cauza principală a acestei activități o constituie prezența cuverturii pietrișurilor de Cindești la sud de valea Rîului Alb (de aici începe piemontul acumulativ pe stînga Dîmboviței), care se manifestă în relief prin pereți abrupti. Cuvertura piemontană se aşterne

peste strate cu constituție litologică diferită, favorabilă formării pînzelor de apă, care la rîndul lor provoacă alunecări de teren și stimulează eroziunea pe verticală.

Între Aninoșani și Dragodănești versantul drept este despicate de torenți, dînd teraselor Dîmboviței înfățișarea unor șuvițe, ce tivesc marginea piemontului. Fenomenul apare mai impresionant pe stînga pîriului Valea Seacă (Dragodănești), unde pe distanță mai mică de 1 km se înșiră, paralel, opt rîpi destul de adânci. Frecvența formelor torențiale din acest sector nu poate fi pusă numai pe seama friabilității rocilor din regiune, pentru că astfel de condiții geologice se întîlnesc atît la nord de Aninoșani cît și la sud de Dragodănești. Este posibil ca activitatea torențială să fie stimulată și de mișcări recente pozitive, întrucît zona respectivă corespunde prelungirii vestice a anticlinalului Voinești. La nord de Aninoșani se întîlnesc mai puține organisme torențiale, în schimb predomină procesele gravitaționale în dinamica pantelor. Forme de eroziune, reprezentate prin văi și torenți de vechime și dimensiuni diferite, se întîlnesc pe ambii versanți ai Dîmboviței. Ele se dezvoltă de preferință pe depozitele psefito-psamitice.

Foarte fragmentat apare versantul drept al Dîmboviței, în dreptul localităților Mănești și Căprioru. Acest grad de fragmentare pare să fie în legătură cu mișcările pozitive înregistrate în Cuaternar, de anticlinalul nord-Mănești. Cursul inferior al văilor Aninoasa și Aninoșița corespund probabil unor linii de falie, orientate est-vest. Pe lîngă faptul că acest lucru rezultă și din suprapunerea profilelor geologice și geomorfologice (în special la Mănești), în prelungirea acestor văi către vest se constată denivelări care afectează atît terasele cît și suprafața piemontană, cum ar fi de pildă ruptura de pantă din sudul dealurilor Dumbrava, Poiana Mare, Plaiul Ulmului, Dealul Mare (pînă la Potop).

Formele structurale sunt prezente în afara limitelor Piemontului Cîndești și anume la nord de Oncești—Gemenea, precum și la est de Dîmbovița, în regiunea subcarpatică propriu-zisă. Excepție fac două suprafețe structurale, deasupra satului Dragodănești, care înclină către vest-sud-vest, în conformitate cu căderea generală a stratelor. Ele se datorează probabil unor intercalații lentiliforme de pelite, în complexul pietrișurilor de Cîndești.

La Capu-Coastei se pot observa frumoase suprafețe structurale, grefate pe depozitele eocene. Ele reprezintă o expresie a tectonicei pasive în relief și, după direcția lor, se pot identifica axele cutelor din regiune.

Formele de acumulare sunt reprezentate, în special, prin aluviuni și proluviuni. Primele se întîlnesc predominant în albia minoră,

sub formă de ostroave, începînd chiar de la Gemenea, dar sînt mult mai frecvente la sud de Mănești. Formarea lor, ca și indicele de mean-drare, nu sînt numai o consecință a micșorării unghiului de pantă ci și a aportului de material depus de afluenți (mai ales torenți). Acumulări de materiale se mai întlnesc uneori la baza pantelor (contactul cu albia majoră sau terasa inferioară) sub formă de coluvii. Conurile de dejecție sînt prezente pe ambele părți ale rîului, însă frecvența și mărimea lor sînt în raport direct cu intensitatea și amplitudinea formelor torențiale. Zonele cu cele mai multe agestre corespund limitelor de nord ale piemontului acumulativ, cum ar fi sectorul dintre Valea lui Băr și Cindești-Vale, pe dreapta rîului și cel dintre Izvoarele și Gheboieni, pe stînga Dîmboviței. Versantul drept al Dîmboviței, la sud de Cindești, se remarcă printr-o frecvență redusă a agestrelor, datorită faptului că Dîmbovița bate aici în malul drept și formele proluviale nu au spațiu să se dezvolte, pe de o parte, iar pe de altă parte versanții etajați sub forma a mai multor trepte, sînt mai noi și relativ bine conservați. Spre deosebire de valea Argeșelului, de cursul superior al Argeșului și chiar de valea Rîul Doamnei, agestrele de pe valea Dîmboviței au o formă mai plată, mai largă, datorită torenților și văilor mai evolute care le-au format.

Formele gravitaționale se întlnesc între Capu-Coastei și Gheboieni, pe ambii versanți. Ele sînt mai frecvente în sectorul Oncești-Aninoșani, pe dreapta Dîmboviței și între Izvoarele și Gheboieni, pe stînga rîului. Aceste sectoare corespund, după cum s-a mai amintit, limitelor de nord ale piemontului acumulativ. Formele gravitaționale sînt reprezentate prin cornișe de desprindere (prăbușiri) lineare sau circulare și prin alunecări de teren. Formele de prăbușire (lineare și circulare) sînt mai frecvente în sectorul Izvoarele—Gheboieni. Tot aici, la baza cornișelor de desprindere, se întlnesc o serie de trepte care dau impresia unor terase. Aspectul oarecum neregulat și fragmentat, la altitudini diferite, precum și poziția lor de regulă sub taluzul de prăbușire, sînt singurele criterii pe baza cărora ele se pot separa de adevăratele nivele fluviatile. Adesea, între Dragodănești și Căprioru, însăși fruntea teraselor T9, T8 și T6 este afectată de alunecări de teren.

Afluenții mai importanți ai Dîmboviței vin din Subcarpați. Emisarii piemontani de pe dreapta sînt de regulă scurți și lipsiți de apă în perioadele cu ploi puține. Dintre aceștia, demne de amintit sînt pîraiele Aninoasa, care se varsă în Dîmbovița la Căprioru, Aninoișa care sfîrșește la Mănești, și Vîlceiul, care debușează la Drăgănești. De remarcat este faptul că o parte din afluenții acestor văi curg la contactul dintre diferite trepte de relief, astfel : Aninoișa separă terasa



superioară (T9) de suprafața piemontană, începînd de la Aninoșani și pînă la Tătărani, constituind o vale de contact morfologic pe distanță de cca 7 km. Aceleași trepte sănt separate și de valea Strecurătorii (vest Căprioru). Între terasa superioară (T9) și terasa Căprioru (T8) se întîlnesc văile Fluerului (între Priboiu și Tătărani), valea Onecei (vest Mănești), valea Florului (Drăgăești), Cobia etc. Între terasa Căprioru (T8) și terasa Priboiu (T6) se întîlnesc văile Corbului (între Priboiu și Tătărani), parțial Aninoasa și Valea lui Bolovan (Mănești). În cadrul acestor văi predomină procesele de eroziune, iar pe fundul celor mai vechi și evolute, se întîlnesc acumulații fine pînă la grosiere (Aninoasa, Aninoșița etc).

b) *Valea Cobiei.* Cobia face parte din văile care se dezvoltă numai în cuprinsul Piemontului Cîndești și este tributară pîrîului Potopul, affluent de prim ordin al Argeșului.

Pîrîul Cobia își are obîrșia la contactul dintre cele două terase superioare ale Dîmboviței, T8 și T9, la maximum 2 km vest de satul Drăgăești.

Direcția generală a văii Cobia este aproximativ nord—sud, foarte puțin nord-vest—sud-est. În cadrul acestei orientări generale, se pot distinge trei devieri către est: una în dreptul dealului Poiana (o astfel de abatere suferă și valea Racului, affluent pe dreapta al pîrîului Cobia), cea de a doua, mai puțin pronunțată, se desenează între confluențele cu valea Vierului și respectiv valea Racului, iar ultima și cea mai importantă, ține din dreptul satului Mislea (la nord) și pînă aproape de cătunul Mînăstirea.

Prima deviere a văii Cobia către est se datorește traversării anticlinalului Dragomirești. În limitele acestui arc de cerc se constată și o pronunțată ruptură de pantă în albia majoră (pl. XII), care reprezintă reflexul unor accidente tectonice de profunzime. Ultima deplasare (cea de sud) corespunde anticlinalului Suța Seacă—Leordeni. Probabil că mișcările neotectonice s-au manifestat concomitent cu formarea văii Cobia care, n-a avut debit suficient de apă, astfel încît să-și impună un curs rectilin. Cum cele două anticlinale, în ansamblu, se afundă de la vest înspre est, cursul văii Cobia reproduce această afundare (pl. XI).

La nord de localitatea Mislea se schițează o deviere către vest a văii Cobia, corespunzînd sinclinalului Rîncăciovu. De menționat că în dreptul sinclinalului respectiv are loc confluența văii Cobia cu cel mai important affluent al său, pîrîul Racu.



De la obîrșie și pînă în dreptul satului Făgetu, unde intră în lunca Argeșului, valea Cobiei are o lungime de cca 22 km. Pe această distanță se produce o diferență de nivel de 168 m, ceea ce înseamnă o pantă de aproape 7,7%. Panta cea mai mare o prezintă porțiunea dintre izvoare și confluența cu pîrîul Racului, unde pe o distanță de cca 8 km, diferența de nivel este de 90 m (11%). Ruptura de pantă corespunzătoare anticinalului Dragomirești se realizează pe o distanță de maximum 600 m și ea reprezintă o denivelare de aproape 20 m. Rupturi de pantă asemănătoare se constată și pe interfluviu (terasa superioară) din acest sector. De aceea denivelările respective, care afectează și albia majoră, nu pot fi interpretate ca nivele de terasă ci ca efectul unor falii de adîncime.

În ansamblu, valea Cobiei se lărgește treptat de la nord către sud. În apropiere de confluența cu pîrîul Racu, valea Cobiei nu are o lărgime mai mare de 100 m, pentru ca la Făgetu (intrarea în lunca Argeșului) să atingă 550 m. Pe parcurs se constată două lărgiri de cca 600 m, una în dreptul confluenței cu valea Gura Porcului și alta la nord de satul Mînăstirea. La sud de această din urmă lărgire, valea Cobiei se strîmtează evident, pînă la 400 m. Strîmtarea respectivă corespunde și cu o adîncire a albiei pîrîului de 6—8 m și, de asemenei, cu slabe denivelări (înălțări) ale interfluvilor. Aceste elemente presupun existența unei zone de recentă înălțare.

În general, valea Cobiei este asimetrică, versantul drept fiind abrupt, iar cel stîng mai prelung. Pe o distanță de 2 km de la obîrșia văii, versantul drept îl domină pe cel stîng cu cca 20 m, deoarece pîrîul curge la contactul dintre terasele T8 (pe dreapta) și T6 (pe stînga). De aici și pînă la confluența cu pîrîul Racu, valea Cobiei este simetrică, pentru ca în aval de acest punct, versantul drept să se mențină abrupt, în timp ce versantul stîng să prezinte un profil mai prelung și etajat.

Relieful văii Cobia se caracterizează prin existența a trei nivele de terase (exclusiv lunca), localizate în cea mai mare parte pe stînga văii, prin prezența viroagelor (mai frecvente în dreptul anticinalului Suța Seacă—Leordeni), a conurilor de dejecție și, într-o mică măsură, a alunecărilor de teren.

Terasele Cobiei sunt prezente numai în avale de confluența cu pîrîul Racu.

Lunca (T2) se dezvoltă, de obicei, pe ambele părți ale pîrîului. Uneori, în funcție de deplasările firului văii, lunca se întâlnește alternativ cînd pe o parte cînd pe alta. Lățimea ei crește treptat către sud, unde atinge 500 m.



Datorită mișcărilor pozitive din ultimul timp firul văii Cobia s-a adâncit în depozitele care alcătuiesc lunca, uneori, pînă la 8 m, cum este cazul sectorului de la sud de Mînăstirea¹⁾.

La ieșirea din dealuri lunca Cobiei corespunde şesului Argeșului, care este însă suspendat în chip de treaptă, alcătuind terasa inferioară (T2). Din acest motiv, adică din necesitatea paralelezării teraselor Cobiei cu cele ale Argeșului, s-a notat fundul văii Cobia cu T2, deși albia majoră propriu-zisă nu s-a format încă.

Terasa inferioară înaltă (T3) se identifică pe stînga pîrîului Cobia, începînd de la Mislea și pînă la Făgetu. La Frasinu din Vale, în apropierea șoselei care duce spre Tîrgoviște, terasa inferioară se înalță deasupra luncii cu 10—12 m. În dreptul satului Crăciunești această treaptă urcă pînă la 18 m, deasupra luncii, pentru ca apoi să scadă pînă la 6—7 m, evidențiind în felul acesta axul anticinalului Suța Seacă. O foarte ușoară înălțare (2—3 m) se constată și la Făgetu, unde, după cum s-a mai amintit, se adîncește și firul văii. Deși sectorul sudic al Piemontului Cîndești se afundă, regional, de la apus către răsărit, altitudinea terasei inferioare este mai mare decît cea a terasei T2 de la Pitești, apropiindu-se de cea a treptei T3. Din aceste motive, la care se adaugă și faptul că fundul văii Cobia se racordează cu șesul Argeșului (T2), nivelul respectiv a fost echivalat cu T3.

Depozitele terasei inferioare (T3) sunt alcătuite din pietrișuri provenite din roci cristaline, mai ales din cuarțite, bine rulate. Dimensiunile pietrișurilor variază între 0,5 și 8 cm. Uneori se găsesc și elemente mai mari. Acestea sunt remaniate din cuvertura teraselor superioare.

Terasa medie joasă (T4) este foarte bine reprezentată imediat la sud de șoseaua Frasinu—Tîrgoviște și se identifică, cu mici întreruperi, pînă la contactul cu valea Argeșului. Aproximativ din dreptul satului Mînăstirea înspre sud, suprafața interfluviului de pe stînga văii Cobia se confundă cu podul acestei terase. În general ea domină terasa inferioară cu cca 10 m. Lățimea treptei T4 variază între 250 m lîngă șoseaua Mislea—Tîrgoviște și cîțiva km în sud, unde devine interfluviu.

Altitudinea terasei T4 este de 22 m lîngă șoseaua Mislea—Tîrgoviște. Înspre sud, înălțimea ei crește, pe distanță de 1,5 km, mai întîi la 27 m și apoi la 32 m în apropiere de valea Sarului. Mai la sud înălțimea terasei T4 scade, astfel că în punctul „Poiana lui Miroi” ajunge la 25 m. La

¹⁾ Pe fundul văii, în acest sector, nu se mai găsesc depuneri (pietrișuri) aşa cum se observă în zona Frasinul.

est de satul Făgetu se constată o înălțare a terasei respective cu aproximativ 5 m, adică ea măsoară cca 30 m deasupra luncii.

Suprafața terasei T4 a fost afectată de numeroase vîlcele și viroage, fragmentind-o într-o serie de petice, la nord de Cobia de Sus.

În punctul „Poiana lui Miroi” pietrișurile acestei trepte au o grosime de cca 2 m (fig. 9). Ele stau peste nisipuri — parțial oxidate și sănătătoare de sol. Pietrișurile provenite din material cristalin au dimensiuni de 0,5—6 cm, mai rar între 6 și 8 cm. Ele sănătătoare.

Terasa locală (T5) se dezvoltă pe stînga văii, de la confluența cu pîrîul Racu pînă la est de satul Mislea. Prezența ei (trei petice) pe versantul drept, între Cobia de Sus și Gura Porcului este îndoelnică. Aspectul cel mai clar și extinderea cea mai mare o are această terasă între Valea lui Barbu și șoseaua Mislea—Tîrgoviște, ceea ce corespunde zonei axiale a anticlinalului Suța Seacă, unde înregistreză o lățime de cca 150 m. Lățimea celorlalte petice, se reduce pînă la 40 m.

Altitudinea terasei locale, lîngă Valea lui Barbu, este de 36 m și domină treapta precedentă cu 14—15 m. La sud în dealul Vitanu, înălțimea crește pînă la 45 m. În continuare nu se mai poate urmări. Mai la sud ea ar trebui să corespundă interfluviului stîng al Cobiei.

Stratul de pietrișuri, întinut în apropierea Văii lui Barbu, are o grosime de 3—4 m și este alcătuit din elemente medii și mari, abundind pietrișul cu dimensiuni de 6—10 cm.

Concluzii privitoare la terase. În dreptul anticlinalului Suța Seacă—Leordeni cele trei terase ale Cobiei, împreună cu profilul longitudinal al pîrîului și interfluviului, sunt deformate (deformarea maximă la terase, 10 m). De asemenea slab deformată se prezintă terasa T3 și la sud de Minăstirea. Deformarea este asociată cu adîncirea albiei pîrîului și cu o ușoară boltire a interfluviului. Această anomalie ar putea corespunde probabil unei boltiri locale sau unui complex de falii, orientat est—vest.

Formele de eroziune au o dezvoltare redusă comparativ cu văile din partea vestică și nordică a Piemontului Cindești din

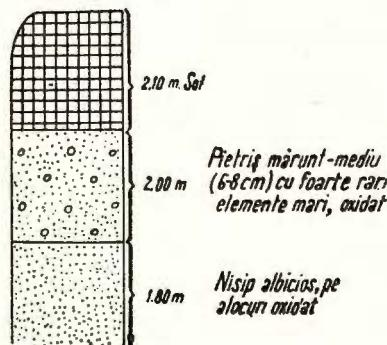


Fig. 9. — Profil geologic în terasa T⁴ a văii Cobia.

Fig. 9. — Coupe géologique dans la terrasse T4 de la vallée de Cobia.

cauza slabiei energiei a reliefului (maximum 50 m). Este de semnalat frecvența mare o torenților foarte activi între Cobia de Jos și Căpșuna. Această reactivare a eroziunii trebuie să se datoreze unor mișcări pozitive recente, a boltei anticlinale Suța Seacă—Leordeni.

F o r m e l e d e a c u m u l a r e sînt reprezentate prin agestre, de dimensiuni reduse și depunerii deluvio-coluviale.

A l u n e cări de teren se întîlnesc pe versantul drept al văii, în dreptul satului Mînăstirea, Monticuli și slabe cornișe de desprindere se pot observa pe afluenții de pe dreapta pîrîului, precum și pe versantul vestic al Cobiei între Mislea și Mînăstirea.

c) *Valea Potopului*. Pîrîul Potopul izvorăște de sub Dealul lui Istrate (cota 645), aproximativ la jumătatea distanței dintre localitățile Cîndeștii din Deal și Cîndeștii din Vale, adică foarte aproape de obîrșia Cîrcinovului.

Denumirea de „Potopul” are o semnificație geografică. În timpul ploilor torențiale, din cauza bazinei său de recepție enorm și a panteelor foarte abrupte, apele nu se infiltrează decît într-o infimă măsură și, în consecință, provoacă inundații catastrofale. De aceea orice ploaie torențială are consecințele unui „potop”.

De la obîrșie pînă la Valea Mare, unde intră în șesul Argeșului, Potopul are o lungime de aproximativ 35 km, coborînd în altitudine 435 m. Valea acestui pîrîu, care corespunde unei falii sau complex de falii, se largeste treptat de la nord către sud. Astfel în sectorul Cîndeștii din Deal valea sa are aspectul unui „V”, cu o lățime de ordinul metrilor, pentru ca în dreptul localității Valea Mare să atingă 1200 m. Lărgiri locale ale văii Potopul se constată în dreptul principalelor confluence.

Din dreptul satului Valea Mare pîrîul Potopul cotește brusc la stînga, curgînd prin lunca Argeșului, paralel cu acesta, pînă la Domnești, unde se varsă în Dîmbovița, schimbîndu-și totodată numele, în Sabarul. În prealabil, la nord-est de Găești, după ce se unește cu un vechi curs al Argeșului — Răstoaca, împrumută numele acestuia din urmă.

În ansamblu, pîrîul Potopul are o direcție nord—sud, foarte puțin către sud-est. În detaliu sînt de observat cîteva schimbări de direcție dintre care trebuie reținute : slaba abatere către est, sub forma unei bucle, între Cîndeștii din Deal și Scheiu de Sus ; schimbarea evidentă a orientării de la nord-nord-vest către sud-sud-est, între localitățile Scheiu de Sus și Ludești și, în sfîrșit, revenirea la direcția nord—sud, între Ludești și Valea Mare. Așa cum rezultă din analiza planșei a XV-a, prima buclă pare să corespundă anticlinalului Boșești. Cea de a doua schimbare de

direcție ar putea fi pusă pe seama zonei de legătură dintre ridicările majore (anticlinoriile) Hîrtiești—Stîlpeni și Pitești—Suța Seacă. De altfel, în această zonă se constată devieri atât la pîrîul Cîrcinov cît și la văile Glîmbocelui și Rîncăciov. Avînd în vedere că văile amintite prezintă devieri de sens invers, nu este exclus ca acestea să se datoreze unui vechi con de dejecție, pe care pîraiele respective îl ocolește în prezent. În sfîrșit, cea de a treia deviere corespunde zonei de ridicare Suța Seacă—Leordeni.

Din punct de vedere al simetriei, valea Potopului poate fi împărțită în două sectoare cu aspecte distințe : unul în amont de Ludești, cu versanții simetrici și altul în aval de confluența cu valea Hotarului, unde versantul drept este în general abrupt, pe cînd cel stîng este prelung sau terasat.

Valea Potopului prezintă un profil longitudinal evoluat, mai ales în aval de Ludești. Panta rîului, raportată la toată lungimea lui, este de cca 12,5 % ceea ce reprezintă o valoare mare. Pe porțiunea dintre Ludești și Valea Mare panta se reduce la 4,5‰.

Din punct de vedere geomorfologic, valea Potopului poate fi împărțită în două sectoare : unul situat la nord de Ludești, caracterizat prin predominarea proceselor gravitaționale și a formelor respective ca despărțiri, prăbușiri, alunecări și altul, în aval de confluența cu Potocelul, unde formele predominante le constituie terasele.

Terasele. În cadrul văii Potopul s-au putut identifica 5 nivele de terasă, exceptînd albia majoră și o terasă cu totul locală, la confluența cu pîrîul Butoiu. Treptele respective, în cea mai mare parte, sunt distribuite pe stînga pîrîului, unele dintre ele fiind comune cu cele ale Dîmboviței.

Albia majoră (T1) se dezvoltă în mod evident la sud de confluența cu valea Hotarului. În amonte de Hulubești este greu de separat albia majoră de treapta imediat superioară (T2), din cauza unei trece gradate între aceste două nivele. De la Hulubești și mai cu seamă în aval de confluența cu Butoiul, lunca se individualizează treptat, ajungînd la o lărgime maximă de 300 m (la Băsești). Față de firul apei, ea se dispune alternativ, cînd pe o parte, cînd pe alta, și are o înălțime de 1,5—3 m.

Terasa inferioară joasă (T2) se dezvoltă în mod deosebit de la Ludești către sud. Înălțimea acesteia este variabilă. Uneori ea trece pe neobservate în nivelul albiei majore, alteori se detasează în chip de treaptă cu 6—8 m deasupra albiei. Fragmentele mai înălțate ale terasei inferioare corespund fie zonelor de parazitare intensă cu depunerile proluviale, fie boltelor anticliniale.



În regiunea dintre Ludești și Gîrleni, terasa inferioară este puternic atacată de eroziune, suprafața ei fiind ravinată de o rețea deasă de rigole, cu adâncimi de 3—6 m. Mai la sud (Valea Mare) procesul de eroziune este foarte redus, ceea ce înseamnă că fragmentarea terasei inferioare în sectorul Hulubești—Gîrleni (corespunzător anticlinalului Suța Seacă—Leordeni) se datorează mai curind unor mișcări pozitive recente, decât adâncirii nivelului de bază. Cît privește sectorul dintre Ludești și Hulubești, unde profilul transversal al nivelului inferior înclină către albia minoră din cauza depunerilor laterale, degradarea terasei se datorează punerii de acord a suprafeței sale, continuu înălțate prin parazitare, cu nivelul de bază al pîrîului.

Fragmente ale terasei inferioare se găsesc și în amont de Ludești, pînă la nord de Gura Ursului. Ele sunt prezente în dreptul văilor afluenți și reprezintă de fapt conuri de dejecție terasate. Acest tip de terasă (con de dejecție terasat) a fost întîlnit în toată regiunea dintre Argeș și Dîmbovița, mai ales înspre cursul superior al rîurilor și este specific nivelului T2. De la confluența cu pîrîul Strîmbu, terasa inferioară se dezvoltă neîntrerupt spre sud pînă la Valea Mare, pe ambele părți ale pîrîului Potopul. Pe această treaptă sunt înșirate majoritatea satelor din regiune. În timpul viiturilor mari terasa inferioră este inundabilă.

La confluența pîrîului Butoiul cu Potopul se individualizează un nivel local de terasă, reprezentat prin 7 petice, de o parte și de alta a văii Dadei. El se înalță cu cca 8 m deasupra albiei minore și pare că este propriu confluentei respective, dacă nu cumva se datorează și unor mișcări pozitive în regiune. Acest nivel ar putea corespunde stadiului T2 b, bine dezvoltat pe celelalte văi ale Piemontului Cîndești.

Terasa inferioară înaltă (T3) se identifică sigur pe stînga Potopului, în aval de confluența cu pîrîul Butoiul, pînă la Gîrleni. De asemenei s-au mai atribuit acestui nivel, trei fragmente, pe dreapta Potopului între confluentele ca valea Lupului și respectiv Valea Caselor. Este discutabil dacă treapta pe care este așezat satul Hulubești, reprezintă o terasă sau un val (o treaptă) de alunecare. După altitudine (25—28 m) și aspectul său neted pare să reprezinte un fragment al terasei T3. Avîndu-se în vedere însă că ea se găsește în dreptul unui taluz, format prin prăbușire, care a generat alunecări de teren, face ca originea acestei trepte să fie îndoieinică, cu atît mai mult cu cît în extremitatea de nord a satului, într-o fintină situată pe marginea nivelului respectiv, se observă alunecări ascunse. De asemenei este discutabilă originea unei trepte ce se întîlnește de o parte și de alta a văii Hotarului, pe stînga Potopului. Altitudinea ei este de cca 25 m, însă prezintă un profil transversal foarte inclinat.



nat către pîrîu. Ea a fost încadrată provizoriu la T3, deși există posibilitatea ca nivelul respectiv să se datoreze mai curînd unor depuneri deluviale. În acest sector versantul stîng are formă concavă, ceea ce denotă o evoluție mai lentă și îndelungată. Viroagele, specifice Piemontului Cîndești, sunt aici mai rare. Din aceste motive se presupune că, zona unde apar aceste două fragmente, corespunde unui sinclinal de profunzime, care s-a manifestat în ultimul timp prin mișcări negative.

Lățimea obișnuită a terasei inferioare este de 10—15 m și nu depășește 150 m, iar altitudinea ei oscilează între 20 și 28 m. La sud de Valea Dadei, terasa T3 se înalță ușor (cca 3—5 m) trădînd, ca și celelalte nivele, axul anticlinalului Suța Seacă—Leordeni.

Depozitele terasei inferioare sunt alcătuite din pietrișuri mici și mijlocii (dimensiuni pînă la 6 mm), cu intercalații de nisip grosier. Grosimea cuverturei de terasă nu depășește 3—4 m. Cînd stau pe un suport impermeabil aceste depozite permit formarea unor pînze reduse de apă, evidențiate prin cîteva izvoare.

Terasa medie joasă (T4) este cel mai reprezentativ nivel de pe valea Potopului. Ea este prezentă numai pe stînga văii, începînd de la Ludești și pînă la Valea Mare, și se dezvoltă foarte frumos deasupra satului Găinești (pl. III, fig. 1). Lățimea terasei T4 este de 50—200 m la nord de valea Butoiului și de 100 pînă la 300 m între Valea Dadei și Gîrleni. La sud de Gîrleni, interfluviul dintre văile Potopul și Cobia se confundă, practic în întregime, cu nivelul terasei T4.

Terasa medie joasă domină albia majoră între Ludești și Butoiul cu 45—50 m, iar terasa T3 cu 20—25 m. La sud de pîrîul Butoiul, diferența între terasa T4 și albia majoră se reduce treptat pînă la 22 m, în dreptul localității Valea Mare și, tot pe nesimțite, se reduce și diferența de altitudine dintre această terasă și nivelul superior, de la 20 m pînă cînd se contopesc într-o singură suprafață, la sud de paralela satului Gîrleni¹⁾). Elementele terasei (podul, muchia și țîțîna) sunt perfect conservate, încît treptele se evidențiază destul de clar, iar contopirea suprafețelor înspre sud este concludentă.

Interfluviul de pe stînga Potopului, de la Valea Mare pînă la Valea Dadei, este neted, fără denivelări importante, care să poată sugera un contact morfologic între trepte de relief diferite. Doar la nord-est de Gîrleni se constată o slabă înălțare, de ordinul a 5—6 m, care este

¹⁾ Profilul interfluviului din planșa XII-a este întocmit pe dreapta pîrîului Potopul. Or, versantul drept fiind mai înălțat, contopirea suprafețelor nu se poate constata aici.

de natură tectonică, marcând flancul sudic al anticlinalului Suța Seacă—Leordeni. Această înăltare se realizează pe încetul și nu poate fi comparată cu muchea unei terase. În rest tot interfluviul pare să fie alcătuit din solzi, cu grosimi de 0,5—2 m care se suprapun mereu, pe măsură ce se merge spre nord. În concluzie, contactul între T4 și T6 este evident numai un profil transversal, deoarece în profil longitudinal trecerea între cele două trepte se face pe nesimțite. De la confluența văii Butoiul cu Potopul către nord, altitudinea terasei medii joase se menține (normal ar fi trebuit să scadă), ba mai mult, crește în punctul „la Ogoare” cu cca 5 m, apoi suferă o scădere de cca 20 m pe o distanță de 1,5 km. Această deformare corespunde anticlinalului de profunzime Suța Seacă—Leordeni.

Depozitele terasei T4, ce se pot vedea în dreptul bisericii din Găinesti, sunt alcătuite din 2,80 m pietrișuri, de mărimi pînă la 5 cm, majoritatea fiind reprezentate prin cuarțite. Elementele peste 5 cm apar destul de rar. Pietrișurile sunt bine rulate, mai puțin cuarțitele. Pătura de pietrișuri este acoperită de 1,60 m sol, iar sub ea se găsește o puternică pînză de apă, pusă în evidență, între văile Fătăciunii și Bisericii, prin izvoare importante, cu debite de 40 litri pe minut.

Podul terasei T4 este folosit, practic, numai pentru culturi.

Terasa medie (T6) este bine reprezentată în împrejurimile localității Butoiul (pl. III, fig. 1). Ea a fost numerotată T6 pentru că, între suprafața acesteia și cea a terasei medii joase (diferență de nivel de 20 m), în succesiunea treptelor din Piemontul Cindești, mai intervene un nivel local, T5.

Terasa medie se dezvoltă pe stînga Potopului, între valea Bisericii la nord și localitatea Gîrleni la sud. Suprafața ei, altădată continuă, este fragmentată de văile afluențe Potopului. Raporturile dintre terasa medie și nivele superioare nu sunt suficient de clare. De pildă, la nord de valea Vanei, terasa T6 este dominată de treapta următoare cu 5 pînă la 10 m. Denivelarea nu se realizează sub forma unui taluz ci, trecerea de la interfluviu la suprafața terasei se face treptat, chiar în profil transversal. Același lucru se petrece și cu profilul longitudinal, unde singurele denivelări sunt produse de mișcările pozitive ale anticlinalelor.

Lățimea terasei medii este de 200—400 m. La sud de valea Dadei, suprafața ei se confundă cu interfluviul dintre pîraele Potopul și Cobia.

Inăltimea terasei T6 este de cca 65 m deasupra satului Găinesti și scade spre sud, astfel că, la nord de Gîrleni, ea are 30 m. În dreptul anticlinalului Suța Seacă—Leordeni, ca și în dreptul sinclinalului Hulubești, suprafața acestui nivel este deformată de mișcările recente.



Pietrișurile terasei medii (în dreptul bisericii din Găinești și la nord de valea Fătăciunii) sînt alcătuite din elemente mici pînă la mari (pînă la 12 cm diametru) și puțini bolovani. Predomină pietrișurile de dimensiuni mici și mijlocii (pînă la 7 cm), alcătuite mai ales din cuarțite.

Podul terasei Hulubești este numai într-o mică măsură împădurit, cea mai mare parte fiind folosit pentru culturi.

Terasa superioară (T8) apare în mod cert la vest de Potop, în dreptul confluencei acestuia cu Potocelul, unde domină albia majoră cu 90 m. Ea este dominată, la rîndul ei, de nivelul superior, printr-un abrupt clar, de 16 m. Această terasă pare că se prelungeste și la sud de Ludești, pînă la confluенța cu pîrîul Strîmbu, dar aici este foarte greu de spus unde se termină terasa T8 și unde începe nivelul superior ei. Pe stînga Potopului ea pare să existe în avale de Ludești unde, evident, apare o suprafață mai înaltă decît T6. Acest nivel, care domină terasa medie, reprezintă mai curînd o suprafață heterocronă, începută în timpul terasei T9 (a Dîmboviței) și continuată pînă în perioada formării treptei T6. Trecerea de la un nivel la altul se face pe nesimțite. Singura perturbare a suprafeței respective o constituie reflexele, foarte pronunțate, ale anticlinalului Ludești (pl. XII).

Suprafața heterocronă amintită a avut probabil o dezvoltare continuă pînă în dreptul văii Dadei. Ulterior, valea Butoiului a fărămițat nivelul respectiv, cruceind trei fragmente pe care valea Dadei le înconjoară sub formă de semicerc. La rîndul lor aceste fragmente domină nivelul T6 cu 10—12 m. Altitudinea terasei T8 scade de la 90 m, cît are la confluența cu Potocelul, pînă la 75 m în dreptul confluencei cu pîrîul Strîmbu. Se menționează că terasa T8, cel puțin pe stînga Potopului, reprezintă prelungirea spre sud-vest a terasei T8 (poate și T9) de pe rîul Dimbovița, iar trecerea către nivelele superioare (exceptînd punctul amintit la Ludești) se face prelung. Diferența de altitudine dintre terasele T8 și T6 este de 25—30 m, ceea ce reprezintă foarte mult comparativ cu succesiunea teraselor din sistemul hidrografic Argeș—Argeșel, unde pe acest interval se interpune o treaptă cu răspîndire regională, care a fost notată T7. Aceasta este motivul pentru care s-a considerat că terasa superioară a Potopului ar putea fi echivalentă cu nivelul T8 de pe Argeș, Rîul Doamnei și Argeșel.

Deasupra Ludeștilor, pe dreapta Potopului, grosimea pietrișurilor peste care se aşterne un strat de lehm de cca 2 m, este de aproximativ 20 m. Depozitele de terasă sînt alcătuite din 85% pietrișuri mărunte, 10% pietrișuri cu dimensiuni medii (2—5 cm) și 5% elemente de 10—12 cm diametru. Materialul este format din șisturi cristaline, predo-



minind cuarțitele. Abruptul de deasupra treptei T8 este format tot din pietrișuri de dimensiuni mici pînă la mari, dar oxivate. După cum se vede există o diferență între cele două cuverturi de psefite, atît în ceea ce privește dimensiunile cît și culoarea.

Concluzii privitoare la terase. Cele 5 terase de pe valea Potopului, la care se adaugă albia majoră și nivelul local de 5 m, se dezvoltă la sud de confluența cu Potocelul. Terasele inferioare (T2 și T3) se prelungesc și în amont de Ludești. Către sud, terasele superioare și medii (T8, T6 și T4) se confundă treptat, una cîte una, cu suprafața interfluviului. Tot în același sens altitudinea niveelor de terasă scade puțin cîte puțin. Toate terasele sînt deformate, evidențiind existența unor cute ascunse, care au înregistrat mișcări pozitive în timpul Cuaternarului. În dreptul anticlinalului Suța Seacă—Leordeni numărul teraselor crește, prin formarea unor nivale locale (T2 b și T3). Terasele Potopului sînt de acumulare, fapt dovedit de existența stratelor de pietrișuri proprii.

Formele de eroziune ce se constată pe valea Potopului sunt comune cu cele ale întregii regiuni și ca atare nu se va insista decît asupra a două aspecte.

În dreptul satului Scheiu de Jos frapează aspectul abrupt al versanților. Aceștia sînt asaltați de o serie de viroage foarte adinci și active. Peste tot se întîlnesc numai torenți, la capătul căror se etalează conuri de dejecție suprapuse.

La sud de Scheiu de Jos, versanții au alt aspect, mai prelung, mai evoluat, de formă concavă (fig. 10).

În dreptul localității Scheiu de Sus, aspectul versanților se schimbă din nou, în sensul că nu mai sînt atît de abrupti, numărul torenților și procesul de eroziune în adîncime pare să fie mai redus.

Constatările de mai sus, ca și altele de același fel de pe valea Argeșului, duc la concluzia că în dreptul localității Scheiu de Jos se desenează o zonă cu mișcări pozitive recente, evidențiată prin forma abruptă a versanților, prin eroziune sălbatică pe verticală și bifurcarea terasei inferioare. În schimb sectorul corespunzător localității Scheiu de Sus și mai ales cel de la sud de Scheiu de Jos (confluența cu valea Hotarului) se manifestă prin mișcări negative, sau cel mult printr-un echilibru relativ, evidențiata prin forma concavă a versanților și predominarea proceselor de spălări în masă a pantelor (fig. 10).

La vest de satul Hulubești se află valea Vîrtopul Mare, care curge paralel cu pîrîul Potopul și se varsă în pîrîul Strîmbu. De la obîrșie

și pînă în dreptul satului Hulubești, valea Vîrtopul Mare are un profil transversal mai evoluat care se deschide mult către sud. Curbele de nivel nu se dirijează către Strîmbu ci înspre Hulubești, către valea

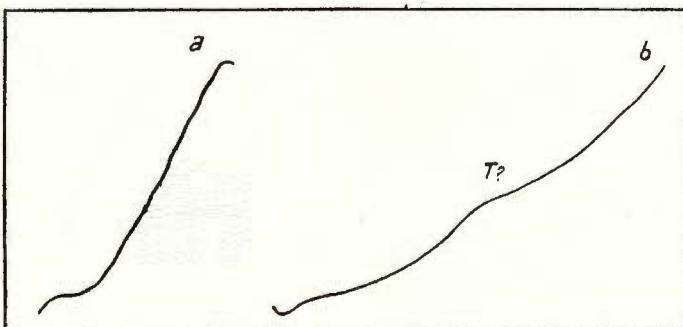


Fig. 10. — Tipuri de pantă pe valea Potopului.

a, pantă corespunzînd zonelor cu mișcări pozitive;
b, pantă corespunzînd zonelor cu mișcări negative.

Fig. 10. — Types de pente de la vallée du Potop.

a, pente correspondant aux zones à mouvements positifs;
b, pente correspondant aux zones à mouvements négatifs.

Potopului. Mai mult, în dreptul satului Hulubești există o șea care separă interfluviul Vîrtop—Potop, în două fragmente. La rîndul său, Vîrtopul Mare, în aval de Hulubești, face un cot înspre sud-vest, iar valea are aici aspect tînăr. Cele de mai sus duc la concluzia că Vîrtopul Mare se vîrsa altădată în pîrîul Potopul și a fost apoi captat de Strîmbu.

Formele de acumulare sunt reprezentate în special prin conuri de dejecție. Acestea se întîlnesc începînd de la Cîndeștii din Deal și pînă la Valea Mare. Acumulările de tip proluvial sunt mai frecvente și mai intense la nord de localitatea Scheiul, unde și eroziunea pe verticală este mai activă. De cele mai multe ori conurile de dejecție sunt secționate de nivelul terasei inferioare T2 a și chiar T2 b. Aceasta indică vîrsta torenților sau văilor care le-au depus.

Pe lîngă conuri de dejecție se mai întîlnesc acumulări de tip aluvial și deluvial care parazitează adesea lunca și suprafața terasei inferioare.

Formele gravitaționale sunt foarte frecvente pe versantul drept al văii Potopul, în amont de confluența cu pîrîul Strîmbu și pe partea stîngă a aceleiași văi, la nord de Ludești. Din această categorie de forme fac parte cornișele de prăbușire, alunecările de teren, treptele și lacurile de alunecare.

Amploarea procesului de prăbușire și înălțimea perețiilor de desprindere crește în amont, pînă în dreptul localității Cîndeștii din Deal, unde depășește 40 m. Acestea depind de grosimea complexului de pietrișuri și nisipuri precum și de intercalațiile mai importante de pelite din cadrul complexului respectiv. Prăbușirile amintite se produc, de obicei, la capătul torenților și ele reprezintă o formă a evoluției regresive, sau mai bine zis o formă a evoluției laterale a versanților, impusă de condițiile geologice specifice.

Materialul prăbușit la baza cornișei alunecă pe pantă sub formă de monticuli sau valuri. La Hulubești, de pildă, între valurile de alunecare, s-a format un lac în lungime de 60 m și lat de 15 m, care în parte a fost invadat de plante hidrofile.

În afară de alunecările evidente, tot la Hulubești, au mai fost observate și efectele unor alunecări ascunse și anume tuburile unei fântâni, la o adâncime oarecare, sănt deplasate către est (valea Potopului).

Alunecările de teren de pe valea Potopului, în parte, s-au produs recent, însă unele sănt mai vechi. În amont de Scheiu se pot vedea monticuli și valuri de alunecare, retezate de nivelul terasei T2 a și chiar T2 b. Unele sectoare de alunecări sănt fixate, altele însă au fost reactivate și intensificate (Hulubești, Scheiu).

Afluenți mai importanți ai văii Potopului sănt Potocelul și Butoiul pe stînga și Strîmbul pe dreapta pîrîului respectiv.

Potopul are doi afluenți cu numele de Potocelul: unul la nord de Gura Ursului, pe dreapta, și altul care se varsă la Ludești, pe stînga. De altfel existența mai multor văi cu același nume este specifică Piemontului Cîndești.

Caracteristic pentru valea Potocelul (cel care confluencează cu Potopul în apropiere de Ludești) este prezența unor impresionante alunecări de teren care au răscolit ambii versanți pînă la nord de satul Blidari. Între Blidari și Ludești, pe stînga Potocelului, se pot vedea cîteva fragmente de pseudoterase, la înălțimi de 40—50 m deasupra pîrîului, care nu sănt altceva decît trepte de alunecare.

Pîraiele Butoiul și Strîmbul formează o zonă importantă de confluență la sud de localitatea Hulubești și această piață de adunare a apelor corespunde sinclinalului cu același nume. În aceeași ordine de idei este de menționat că valea Hotarului se varsă în pîrîul Potopul tot într-o zonă sinclinală.



Specific văii Butoiul este prezența unei terase inferioare, suspenzată la 8—10 m deasupra albiei majore. Această terasă se întâlnește numai în zona de confluență cu Potopul.

Pîrîul Strîmbu are o vale asimetrică, versantul drept fiind abrupt, iar cel sudic mai prelung. Ținînd seama că valea pîrîului Strîmbu este orientată nord-est—sud-vest, se poate spune că asimetria versanților constituie o adaptare la structură. Versantul drept al acestei văi este atacat de foarte mulți torenți, pe care-l fărâmîtează într-o serie de umeri.

Celealte văi afluente Potopului au o importanță mai redusă, atât ca dimensiuni cât și ca probleme geomorfologice.

d) *Valea Glîmbocelului*. Denumirile de Glîmbocelul, Glîmbocata și Glîmbocul sunt foarte frecvente în regiune¹⁾ și trebuie să aibă ca origine cuvîntul slav „glubochii“, care înseamnă adînc, profund. Într-adevăr, mergînd de la Găești spre Pitești, văile afluente Argeșului se adîncesc din ce în ce mai mult și acest toponim capătă o semnificație geografică.

Pîrîul Glîmbocelul își are obîrșia de sub Plaiul Catanei (cca 500 m altitudine), situat aproximativ în partea centrală a Piemontului Cîndești. De la izvoare și pînă la Leordeni, unde intră în lunca Argeșului, Glîmbocelul parcurge o distanță de peste 25 km, în cursul căreia suferă o denivelare de 275 m. Aceasta înseamnă că panta medie a pîrîului este de 11%.

Valea Glîmbocelului se lărgeste de la cîțiva metri pînă la 800 m de la nord către sud, pe etape, după fiecare confluență mai importantă.

Orientarea generală a văii Glîmbocelului este nord—sud. Din analiza planșei a XI-a se constată că în cadrul acestei orientări de ansamblu intervine o schimbare de direcție, aproximativ în dreptul localității Suseni. De aici înspre nord valea este orientată nord-nord-est—sud-sud-vest, în timp ce în aval direcția se modifică de la nord-nord-vest către sud-sud-est. Această schimbare ar putea fi în legătură cu existența în adîncime a marelui anticlinoriu Pitești—Suța Seacă, ce se afundă și el treptat de la vest către est.

Datele de foraj au arătat că în dreptul anticlinalelor Bogați, Glîmbocelu și Suța Seacă—Leordeni, valea Glîmbocelului corespunde unor falii de adîncime. Din lipsă de informații nu se poate preciza dacă accidentele respective se prelungesc și în dreptul sinclinalelor.

¹⁾ O altă vale cu numele de Glîmbocul se varsă în pîrîul Bascov, la vest de localitatea Bascov pe Arges.

Pîrîul Glîmbocelul prezintă o vale asimetrică, în sensul că versantul drept este de regulă abrupt, iar cel stîng ceva mai prelung sau terasat.

Relieful văii Glîmbocelul se caracterizează prin existența a trei nivele de terasă (exclusiv lunca), prin prezența formelor de acumulare de tip proluvial și deluvial, precum și prin numeroase forme gravitaționale, ca abrupturi de prăbușire, alunecări de teren, etc.

Terasele. Acestea se dezvoltă în aval de Suseni, numai pe versantul stîng, în timp ce versantul drept se caracterizează prin intense procese de pantă. Între Suseni și satul Glîmbocelul identificarea nivelelor de terasă este foarte anevoieoașă, uneori nesigură, din cauza degradării versanților și a numeroaselor trepte de alunecare cu pietriș provenit din cuvertura piemontană.

Lunca (T2) este de fapt un echivalent al terasei inferioare de pe valea Potopului. Spre deosebire de Potop, pîrîul Glîmbocelul s-a adîncit în actualul șes aluvionar cu 4 pînă la 6 m, însă n-a evoluat lateral, astfel încît să-și formeze o albie majoră propriu-zisă. O situație asemănătoare s-a întîlnit și pe valea Cobiei.

În cursul superior al rîului, pînă la Suseni, fundul văii este tînăr, în formare. El are o suprafață foarte accidentată din cauza depunerilor proluviale și a alunecărilor de teren care se descarcă, pe anumite zone, în lunca Glîmbocelului. Cîteva din conurile de dejecție mai importante sunt secționate, detașîndu-se ca nivele comparabile cu treapta T2 b. Între Suseni și satul Glîmbocelul lunca este mai evoluată, însă prezintă și aici frecvențe denivelări. În sfîrșit, în avale de satul Glîmbocelul, nivelul T2 are aspect neted și se dezvoltă de obicei pe ambele părți ale pîrîului.

Terasa inferioară înaltă (T3) este foarte slab dezvoltată. Ea se prezintă sub forma a trei petice între satele Budîșteni și Ciulnița, la care se adaugă patru fragmente în dreptul satului Glîmbocelul, la nord de confluența cu Valea Seacă. Înălțimea nivelului T3 este de 11–15 m la sud de Budîșteni. În apropiere de Valea Seacă altitudinea este de cca 15 m, dar ea se mărește foarte repede pînă la 25 m, mai la nord. Cauza acestei denivelări o constituie materialele de pe pantă și chiar monticulii de alunecare care o parazitează. Separarea depozitelor de terasă de materialul provenit de pe pantă nu se poate face întotdeauna. Dimensiunile fragmentelor ce aparțin acestei terase sunt foarte reduse, de ordinul metrîlor.

Terasa medie joasă (T4) se identifică între satele Bujoiu și Ciulnița (Leordeni), cu cea mai clară dezvoltare în sectorul Glîmbo-

celul—Budișteni (pl. III, fig. 2). Ea formează nivelul cel mai răspândit și bine conservat de pe valea respectivă. În ceea ce privește echivalentul ei în cadrul schemei regionale a teraselor problema este discutabilă. Ea poate să aparțină tot atât de bine nivelului T4 cît și nivelului T6. Provisoriu s-a considerat ca fiind un echivalent al terasei T4.

La nord de Bogați T4 apare sub forma a trei fragmente izolate. Între Bogați și satul Glimbocelu ea nu a mai putut fi identificată, din cauza alunecărilor de teren.

Lățimea acestei trepte variază de la cîțiva metri (Suseni și Glimbocelu) pînă la 200 m în preajma Budiștenilor. Deasupra satului Glimbocelu, terasa T4 domină fundul văii cu 40 m (pl. III, fig. 2). La nord de confluența cu Valea Seacă, altitudinea ei crește la 45 m, ajungînd uneori pînă la 55—60 m, aceasta probabil din cauza parazitarilor. În preajma Budiștenilor T4 are o înălțime de 40 m. Altitudinea ei scade la sud de confluența cu Glimbocelu (de est) pînă la 30 m. Așa cum rezultă și din analiza planșei a XII-a, terasa T4 apare puțin deformată (5—6 m) în dreptul anticinalului Glimbocelul. De aici și pînă la Budișteni altitudinea nivelului T4 se menține practic aceeași (normal ar trebui să scadă) pînă la sud de Budișteni, unde scade din nou pe distanță mică, cu cca 10 m. Această din urmă denivelare corespunde flancului sudic al anticinalului Suța Seacă—Leordeni. De menționat este faptul că anticinalul Glimbocelu se reflectă mai bine în profilul longitudinal al pîrifului Glimbocelu, deoarece punctele de observație au fost continui și au permis urmărirea acestui fenomen cu un număr suficient de cote. La fel de clar apare anticinalul Glimbocelu și în profilul longitudinal al interfluviului de pe dreapta văii (pl. XII).

Profilul geologic al terasei medii inferioare este redat în fig. 11, unde se poate observa că, sub un strat de sol de maximum 1 m grosime, stau pietrișuri (2 m) mici și mijlocii care trec în bază în nisipuri (1 m) grosiere, oxidate. Aceste depozite de terasă, pe rîpa Badii, stau discordant peste un strat de lehm. Pietrișurile terasei T4 sunt mai mari, comparativ cu cele ce formează cuvertura interfluviului.

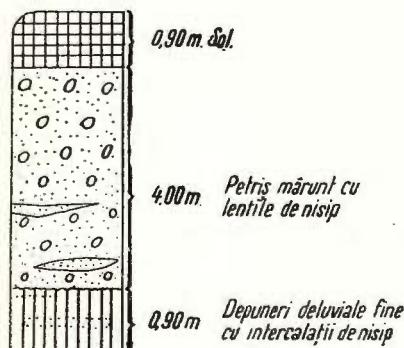


Fig. 11. — Profil geologic în terasa T4 de pe valea Glimbocelului.

Fig. 11. — Coupe géologique dans la terrasse T4 de la vallée du Glimbocel.

Terasa medie (T6) se conturează foarte bine, imediat în amont de confluența celor două văi cu numele de Glimbocelu. La nord de acest punct nu mai apare, în schimb ea se schițează foarte palid la sud de pîrul Glimbocelu de est, după care se confundă cu suprafața interfluviului. Aceleași terase cu aceleași raporturi între ele (T4 și T6) și interfluviu se constată pe stînga Cîrcinovului, la Topoloveni.

La nord de confluența celor două văi „Glimbocelu”, unde se detașează neîndoilenic ca treaptă, terasa T6 domină nivelul imediat inferior cu cca 10 m (deci altitudinea ei este de cca 50 m) și este dominată la rindul ei cu 10—15 m de suprafața interfluviului. Lățimea treptei T6 este aici de maximum 100 m și crește mai ales la sud, unde devine interfluviu, pînă la cîțiva km. Pietrișurile de terasă, aşa cum rezultă din fig. 12, sănt asemănătoare cu cele ale treptei T4.

Concluzii privitoare la terase. Dintre cele patru nivele de terase (inclusiv T2) ale văii Glimbocelu, treptele T2 și T4 avansează cel mai

mult în amont, celelalte fiind prezente numai la sud de satul Glimbocelu. Terasele respective inclusiv profilul longitudinal al firului văii apar slab deformate în dreptul anticlinalelor Glimbocelu și Suța Seacă—Leordeni.

Formele de eroziune sunt reprezentate prin numeroase văi și torenți, care se întlnesc de la izvoarele Glimbocelului pînă la Leordeni. Acești torenți devin mai frecvenți și mai activi în sectorul dintre Suseni și satul Glimbocelu, unde au pereți prăpăstioși și fundul plat, tapisat cu pietrișuri și nisipuri. Probabil că rîpele respective sănt ceva mai vechi, și-au atins profilul de echilibru, iar acum se dezvoltă regresiv și lateral. Torenții aceștia, ajunși într-o fază de oarecare matu-

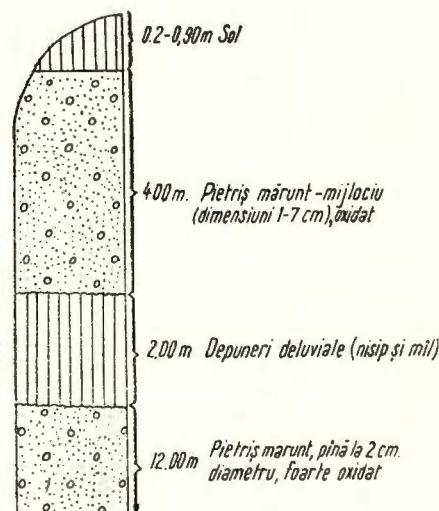


Fig. 12. — Profil geologic în terasa T6 de pe valea Glimbocelului.

Fig. 12. — Coupe géologique dans la terasse T6 de la vallée du Glimbocel.

ritate a profilului longitudinal, sănt mai numeroși în dreptul anticlinalelor Bogați și Glimbocelu și amintesc de procesele de eroziune de la Scheiu de Jos (Potopul).

Formele de acumulare sunt asociate cu procesele de eroziune și cu cele gravitaționale. Acumulările proluviale sunt prezente încă din cursul superior al văii Glimbocelul și pînă la Leordeni. Conurile de dejecție au extindere mai mică, dar sunt mai înalte în cursul superior al văii Glimbocelul și mai largi, mai evazate, în cursul inferior.

Acumulări de tip deluvial se întîlnesc la picioarele pantei, în special pe dreapta văii, între Suseni și Budișteni.

Formele gravitaționale se observă începînd de la obîrșia pîrului și pînă la sud de satul Glimbocelu. Aceste forme, reprezentate prin cornișe de desprindere și alunecări de teren, sunt mai frecvente pe versantul drept al văii Glimbocelu. Între satele Suseni și Glimbocelu procesele gravitaționale au un caracter masiv, dînd pantelor un aspect prăpăstios. Înălțimea cornișelor de desprindere ajunge uneori pînă la 40 m și tot materialul prăbușit se aşterne la baza acestor abrupturi, apoi alunecă pe pantă sub formă de valuri, monticuli etc, ajutat și de apele de infiltratie. Este de observat că taluzul de desprindere îmbracă două forme: unul circular, înconjurînd coada (izvoarele) torrentului și altul linear, care reflectă o degradare mai avansată a versantului. Astfel de taluzuri, în formă de circ, sunt prezente și pe afluenții din cursul inferior al Rîului Doamnei, pe Cîrcinov, Rîncăciov, Argeșel, etc și reprezintă stadii incipiente de desprindere, dînd semnalul că în amonte se trece la forme pronunțate, masive, de tip linear.

Sub cornișele de prăbușire se întîlnesc trepte, mai frecvente în aval de Suseni, care nu reprezintă altceva decît materialul prăbușit.

Profilul pantelor văii Glimbocelul, ca și a pantelor celorlalte văi din Piemontul Cîndești, prezintă două aspecte: la partea superioară profilul este foarte abrupt — aici predomină prăbușirile și eroziunea — (echivalent cu zona eluvială), iar apoi se atenuază către mijlocul și baza pantei, unde predomină acumulările de tip deluvial și coluvial.

Afluenți mai importanți ai pîrului Glimbocelul sunt Valea Seacă, Glimbocelul (de est) care se unește cu Glimbocelul (propriu-zis) la Budișteni și valea Pietroaselor. Aceasta din urmă are și ea un affluent care se numește tot Glimbocelul. Văile afluențe Glimbocelului se caracterizează prin procese și forme gravitaționale foarte frecvente, asociate cu torenți adînci și activi.

e) *Valea Cîrcinovului.* Dintre rîurile care izvorăsc și se dezvoltă în limitele Piemontului Cîndești, Cîrcinovul este cel mai important, atât ca lungime cît și ca suprafață a bazinului hidrografic.



Incepînd de la Beleți spre nord, valea Cîrcinovului se bifurcă, ambele ramificații purtînd același nume (Cîrcinovul). Datorită acestui fapt s-a simțit necesitatea unei denumiri specifice pentru fiecare vale în parte. Astfel, ramificația care izvorăște de sub dealul Pietrelor și trece pe la vest de Cîndeștii din Deal, apoi prin Boțești și Dobrești a fost denumită „Cîrcinovul de est”, iar ramificației care își are originea sub dealul Corbului (599 m) și trece prin localitatea Negrești, i s-a dat denumirea de „Cîrcinovul de vest”.

Cîrcinovul de est reprezintă ramificația cea mai dezvoltată în lungeime și suprafață. El izvorăște din extremitatea cea mai nordică a Pie-montului Cîndești și anume din punctul numit „Poiana la Rudari” (702 m), iar affluentul său de pe dreapta, Valea Mare, își are obîrșia sub Dealul Pietrelor (742 m), cel mai înalt punct al regiunii.

Din Dealul Pietrelor și pînă la Topoloveni, unde intră în lunca Argeșului, Cîrcinovul străbate o distanță de cca 38 km, coborînd aproximativ 500 m, ceea ce înseamnă o pantă medie de 13,2%. De la confluența celor două Cîrcinoave în avale, panta medie a rîului se reduce la 5,4%.

În profilul longitudinal al pîrului Cîrcinov se disting o serie de perturbații cauzate, fie de aluvionările afluenților, fie de schimbarea direcției profilului și chiar de mișcările recente ale scoarței. De pildă, anomalia cea mai importantă se constată, pe ambele ramificații, în zona Negrești — Dobrești. Această perturbație corespunde și cu o deformare a teraselor și ea trebuie să fie efectul unor mișcări pozitive ale scoarței.

După datele de foraj, valea Cîrcinovului corespunde unor falii de adîncime, cel puțin între Priboieni și Topoloveni. Ea se lărgește de la nord înspre sud, pe etape, după fiecare confluență mai importantă, ajungînd în dreptul localității Topoloveni la 1 000 m.

Valea Cîrcinovului de vest este orientată aproximativ nord — sud pînă la confluența cu valea Ogarului, după care schimbă direcția înspre sud-sud-est. Acest cot către apus al Cîrcinovului de vest (confluența cu valea Ogarului) pare că se reeditează și pe Cîrcinovul de est, dar ceva mai atenuat, în dreptul localității Boțești. Cele două schimbări de direcție ar putea să corespundă anticinalului de adîncime Boțești, care este decroșat spre sud, după un accident tectonic, în sectorul Negrești-nord. Se reamintește că marele anticlinoriu Hîrtiești — Stîlpeni — Boțești, se afundă de la est către vest.

Relieful văilor Cîrcinoavelor se caracterizează prin existența a cinci nivele de terasă, exclusiv lunca, precum și prin prezența formelor de eroziune, acumulare și gravitaționale.



Terasele. Primul cercetător care a remarcat prezența teraselor pe Cîrcinov a fost Vîlsan (123). Observațiile lui sănt confirmate de autorul acestei lucrări.

Lunca (T1) este individualizată mai bine pe Cîrcinovul de est, între Dobrești și Furești. În restul văii Cîrcinoavelor ea nu s-a detașat încă sub formă de treaptă, existind contact direct sau trecere gradată între terasa inferioară și albia majoră, exceptând zona conurilor de dejecție. În regiunea Dobrești—Furești, lățimea luncii ajunge pînă la 300 m și se înalță deasupra talvegului cu maximum 1,5 m. De menționat că în acest sector albia majoră este neobișnuit de largă și căptușită cu pietrișuri. Rîul meandrează și eroziunea în adîncime nu se manifestă. Cauza constă în faptul că valea Cîrcinovului de est s-a adîncit mai mult decît aceea a Cîrcinovului de vest și confluența apare oarecum înălțată față de profilul ramificației de est (pl. XIII). Nu sănt excluse însă și cauze tectonice.

Terasa inferioară joasă (T2) are cea mai mare dezvoltare dintre toate treptele văii Cîrcinovului. Caracteristica acestui nivel constă în aceea că el se detașează în mod evident ca treaptă, în special acolo unde există un aport substanțial de depuneri laterale. De cele mai multe ori suprafața lui coboară gradat către firul văii (în aval de Priboieni, de exemplu).

În cadrul acestei terase se pot identifica, pe alocuri, cele două stadii ale sale, T2 a și T2 b care se înalță cu 2—5 și respectiv 2—12 m deasupra albiei rîului. Dimensiunile terasei T2 sănt foarte variabile, atât în ceea ce privește lungimea, cât și lățimea și înălțimea, în funcție de mărimea conurilor de dejecție care o alcătuiesc. Treapta inferioară a pîrîului Cîrcinov se dispune fie alternativ, fie continuu, de-o parte și de alta a firului văii. În pl. XI nu s-a mai figurat conturul terasei inferioare în aval de Țigănești, deoarece ea trece treptat în nivelul albiei majore. La Topoloveni însă se poate vedea că suprafața respectivă se racordează cu nivelul T2 al Argeșului.

Terasa confluenței (T3) este neîndoelnic prezentă la confluența celor două Cîrcinoave, unde domină albia majoră cu 16 m. Depozitul de terasă este reprezentat aici printr-un strat de pietrișuri, alcătuit din elementele mici și mijlocii, predominând cuarțitele, la baza căruia apar izvoare.

Alt punct unde se poate vorbi de existența probabilă a acestui nivel corespunde sectorului de intersecție a văilor Cîrcinovu și Argeșul, la Topoloveni. Aici apar patru fragmente, dar numai cel situat la sud de valea Spoitelor trebuie considerat neîndoelnic ca petic de terasă,



celealte putind să reprezinte alunecări mai vechi, în parte erodate. Întrucit ele se racordează cu peticul de la sud de valea Spoitelor, au fost incadrate provizoriu la nivelul T3. Altitudinea terasei T3 este aici de 25—30 m, mai înălțată față de primul fragment descris (confluență), din cauza mișcărilor pozitive intense ale anticlinalului Pitești—Glîmbo celul. Pietrișurile care alcătuiesc depozitul de terasă sunt de dimensiuni mici și medii (între 1 și 6 cm).

Între Țigănești și Priboieni, apare o treaptă de 35—40 m înălțime, cu podul mult aplecat înspre firul văii și cu o extindere destul de mare, ajungind la sud pînă în dreptul satului Țigănești. La baza acestei trepte apare o pînză de apă. Alte elemente care să susțină încadrarea ei ca nivel de terasă nu sunt. Mai mult, ca altitudine nu se încadrează nici la nivelul T3 și nici la T4. Neavînd suficiente argumente nu s-a atribuit acestei trepte valoarea de terasă.

Terasa medie joasă (T4) se întinde pe Cîrcinovul de vest, începînd de la Negrești, iar pe Cîrcinovul unit în două sectoare: unul deasupra satului Beleți și altul pe stînga văii, la Topoloveni. Cea mai mare extindere o are acest nivel în dreptul satului Beleți și mai la nord — pînă la confluența Cîrcinoavelor. La sud de Beleți și la nord de Negrești, versanții sunt atît de afectați de alunecări, încît nu se mai poate urmări nici o terasă.

Punctul de plecare pentru studiul teraselor pîrîului Cîrcinov îl constituie confluența văii Zatra cu Cîrcinovul (Beleți). Aici terasa T4 domină albia majoră cu 40 m. Înălțimea de 40—45 m se menține pînă la Negrești, atingînd uneori chiar 50 m. În dreptul Topolovenilor acest nivel (pl. III, fig. 3) are o înălțime de 60 m. Diferența de altitudine față de zona Negrești este substantială. Totuși s-a considerat că este vorba de o singură și aceeași terasă, deoarece :

Sectorul Topoloveni corespunde axului anticlinalului Pitești—Suța Seacă, care, s-a manifestat prin mișcări pozitive în Cuaternar, fapt evidențiat și prin existența văilor suspendate, observate prima dată de către Vil s a n (123).

Sectorul Beleți corespunde marelui sinclinal de la Dobrești.

La Beleți există o succesiune de 3 terase : T4, T6 și T8. Nivelul T6 domină pe T4 cu 22 m, iar T8 se înalță deasupra lui T6 cu cca 30 m. La Topoloveni, între T4 și nivelul imediat superior există o diferență de înălțime de 20 m, adică aceleași raporturi ca și între T4 și T6 la Beleți.

Dacă terasa de 60 m de la Topoloveni echivalentă cu T4, este corespondentul nivelului de 62 m de la Beleți (considerat T6) atunci înseamnă că terasa de 80 m în dreptul Topolovenilor, ar fi egală cu T7 de pe Argeș,



Rîul Doamnei și Argeșel. Or, la est de Argeș-Argeșel nu s-a identificat nicăieri (nici chiar pe Dîmbovița) nivelul T7.

T4 este dominantă la rîndul ei de alt nivel (T6), cu 22 m. Podul terasei apare foarte neted, puțin înclinat către rîu (3—4 m), iar celelalte elemente, muchia și țîțîna, sunt clare.

Depozitul de terasă, la confluența văii Zatra cu Cîrcinovul, are o grosime de cca 4 m și este alcătuit din elemente mijlocii și mari, pînă la dimensiuni de 12 cm. În acest strat, în care predomină pietrișuri medii (3—6 cm), apar și bolovani de 15—18 cm.

T e r a s a m e d i e (T6) apare foarte clar deasupra satului Beleți și la Topoloveni (pl. III, fig. 3) pe o lungime de cca 2 km, fără întrerupere. Podul terasei, muchia și țîțîna sunt evidente peste tot și existența treptei respective este indisutabilă. Deasupra Topolovenilor, între suprafața terasei cu același nume și nivelul imediat superior (interfluviu) se interpune pîrîul Glimbocelu (afluent al Pietroaselor) ca vale de contact. În partea de nord, dealul Micului și dealul Glimbocelului domină terasa medie, cu aproximativ 15 m. Înspre sud această denivelare dispare treptat și suprafața terasei T6 se confundă cu nivelul interfluviului. În altă parte terasa medie n-a mai fost identificată, exceptînd trei umeri situați între văile Berzei și Bodoaia (vis-à-vis de satul Țigănești) pe dreapta Cîrcinovului, a căror altitudine este de 55—65 m. Aspectul lor este frapant de neted și de aceea au fost echivalați, provizoriu, cu terasa T6. Lățimea treptei T6 este de 50—150 m, la Beleți și pînă la 1 km deasupra Topolovenilor. Spre deosebire de nivelul T4, la Beleți, pietrișurile terasei T6 sunt alcătuite, predominant, din elemente mici și mijlocii (1—6 cm), în grosime de cca 3 m.

T e r a s a s u p e r i o a r ă (T8) se indentifică în mod deosebit la confluența celor două Cîrcinoave, la capătul de sud al dealului Ruginoasa. Aici ea are o lungime de 750 m, o lățime de cca 200 m, iar podul ei absolut neted, înclină ușor către Cîrcinovul de vest. În punctul descris, altitudinea nivelului T8 este de 97 m față de albia majoră a Cîrcinovului unit și este dominantă de fruntea piemontului, cu 15—20 m (pl. IV, fig. 1). La sud de confluența Cîrcinoavelor ea se continuă pe dreapta Cîrcinovului unit, pînă aproape de intersecția cu valea Gruiului (vest Priboieni). În același sens (către sud) se reduce treptat și diferența de înălțime dintre suprafața piemontului și podul terasei, pînă la 10 m. În aval de intersecția cu valea Gruiului acest nivel n-a mai fost identificat și este probabil ca el să treacă pe nesimțite în suprafața piemontului. Pe stînga Cîrcinovului nu se evidențiază nici un fragment al terasei superioare și pare că această treaptă se confundă cu nivelul piemontului de



la răsărit de Cîrcinovul unit. Înălțimea, aspectul și raporturile terasei superioare cu suprafața piemontană amintesc de terasa T8, de pe pîrîul Potopul (la confluența cu Potocelul), cu care este echivalentă.

Prin poziția sa între două pîraie principale, nivelul superior poate să fie o terasă de confluență. Avînd în vedere că ea înclină ușor înspre apus, aşa cum înclină toate terasele Cîrcinovului către firul văii, pare că terasa superioară este mai curînd opera Cîrcinovului de vest.

Concluzii privitoare la terase. Stabilirea nivelerelor de terasă pe valea Cîrcinovului s-a făcut cu foarte mare dificultate datorită frecvențelor alunecări de teren. În anumite sectoare nu este posibil de precizat dacă este vorba despre existența teraselor veritabile sau despre trepte de alunecare.

Terasa T2 reprezintă mai curînd un nivel al conurilor de dejecție.

Pe Cîrcinovul de est, deși mai lung și cu o vale mai adîncită, n-au fost determinate terase superioare nivelului T2a și T2b. În schimb pe Cîrcinovul de vest este foarte bine dezvoltată terasa medie joasă (T4) și chiar terasa superioară (T8).

Nu sînt dovezi certe pe baza căror să se preciseze care dintre cele două văi surori este mai veche.

Se poate admite însă că, în trecut, Cîrcinovul de vest a avut un profil longitudinal mai echilibrat ceea ce a permis formarea de terase.

Pe Cîrcinovul unit, între Beleți și Țigănești, terasele au fost distruse din cauza alunecărilor de teren.

Nivelele T3, T4, T6 și T8 sunt deformate din cauza mișcărilor cuaternare în sectoarele Negrești (probabil o ridicare locală), Priboieni (capătul vestic al anticlinalului Bogăți) și Topoloveni (anticlinalul Pitești-Leordeni).

Formele de eroziune sunt frecvente și reprezentate prin văi, torenți și martori de eroziune.

Torenți numeroși și deosebit de activi se constată în regiunea Boțești și Negrești, precum și în sectorul Priboieni, unde ei sunt mai evoluati. Intensificarea activității torențiale se datorează probabil mișcărilor recente de ridicare, ținînd seama că regiunea Boțești se suprapune anticlinalului cu același nume, iar sectorul Priboieni reprezintă prelungirea vestică a anticlinalului Bogăți. Un lucru neobișnuit și demn de semnalat este acela al asimetriei torenților și vîlcelelor, afluente Cîrcinovului, între Priboieni și Beleți. Aceștia au versantul sudic mai prelung decît cel nordic, adică contrar căderii generale a stratelor. Nu este exclus ca acest fenomen să fie consecința mișcărilor pozitive actuale ale măre-

lui anticlinoriu Pitești-Suța Seacă, a cărui flanc nordic începe de la Beleți. De altfel și terasele par să se înalțe către Priboieni.

Pe stînga Cîrcinovului, la Priboieni, apar o serie de „boturi de deal“ (dealul Chelcei, dealul Humei etc), care se păstrează în jurul altitudinei de 60 m. Acestea reprezintă forme de eroziune, mai precis, capetele unor interfluvii secundare, erodate de torenți. Forme asemănătoare se observă și în dreptul Sfatului Popular din Dobrești, unde apar două mameloane de eroziune.

Formele de acumulare sunt reprezentate prin conuri de dejecție și depunerile de la piciorul pantei. Frecvența lor este condiționată de intensificarea proceselor de eroziune și de gradul de evoluție al pantelor. În cursul superior al celor două Cîrcinoave, fiecare torrent se termină cu un con de dejecție, în majoritatea cazurilor — terasat. Lățimea acestor forme proluviale este redusă însă, de ordinul zecilor de metri. În aval de Beleți conurile de dejecție sunt mai puține la număr, dar au dimensiuni mai mari, proporționale cu organismele ce le generază. Aici aspectul lor este mai plat comparativ cu forma celor din cursul superior al Cîrcinoavelor.

În ceea ce privește acumulările cu caracter stabil de la baza versanților, ele sunt mai substanțiale și mai frecvente în dreptul pantelor de tip deluvial, aşa cum se poate observa, de exemplu, în zona Dobrești.

Formele gravitaționale se întâlnesc în tot bazinul Cîrcinoavelor, de la izvoare și pînă la Topoloveni. Ele sunt reprezentate prin cornișe de prăbușire lineare sau circulare, prin diversele forme de alunecați de teren și prin lacuri de alunecare.

Cornișele lineare, masive sau întrerupte, sunt prezente pe toată lungimea văii, în schimb cele în formă de cerc sunt mai frecvente pe versantul stîng al Cîrcinovului de est, între Dobrești și Furești, adică acolo unde procesul de prăbușire este mai atenuat.

Materialul prăbușit și alunecat îmbracă forma de monticuli, valuri sau trepte ce înaintează către albia rîului. Multe astfel de trepte, uneori cu extindere de peste 1 km, au aspect de terase (de exemplu la Dobrești, la confluența Cîrcinovului de est cu pîrîul Grecilor etc). Ele nu pot fi considerate terase veritabile din următoarele motive :

Deasupra lor sunt abrupturi de prăbușire ;

Altitudinea acestor suprafețe crește vizibil în aval, în loc să scadă ;

Nu apar toate la același nivel și nu sunt toate perfect netede.

Pe dreapta Cîrcinovului, între Țigănești și Vițichești, apar cîteva fragmente netede, care ar putea să fie interpretate ca terase. În spatele lor se constată o vale paralelă cu versantul (valea Mărcuța), care nu este

exclus să se fi instalat de-a lungul unui val de prăbuşire (pl. IV, fig. 2). Un caz similar a fost întâlnit pe valea Rîncăciovlui. Aceasta ar constitui o fază mai avansată a alunecărilor de teren, cind ele reuşesc să impună orientarea retelei hidrografice.

Tot pe versantul drept al Cîrcinovului unit, vis-à-vis de Priboieni, apar cîteva valuri de alunecare. În spatele lor s-a format un lac de alunecare (sub Plaiul Curmătura) în lungime de 80 m și lat de 25 m, care este în parte invadat de păpuriș și stufăriș. Între Cîndeștii din Deal și Boțești, pe Cîrcinovul de est, sau în amonte de confluența Cîrcinovului de vest cu Valea Vacii, valurile de alunecare au progresat treptat pînă la baza pantei, unde sunt secționate de nivelul terasei T2, stadiile *a* și *b*. În cursul superior al Cîrcinovului de est alunecările de teren au invadat albia majoră a pîrîului (pl. IV, fig. 3).

Aceste procese gravitaționale sunt mai active acolo unde pantele au fost despădurite, însă ele sunt prezente (fosilizate) și pe versanții împăduriți.

Afluenții mai importanți ai Cîrcinovului sunt : Valea Mare și pîrîul Grecilor, tributare Cîrcinovului de est, valea Ogarului și valea Lenței, tributare Cîrcinovului de vest.

Valea Mare, în dreptul satului cu același nume, este mai largă și mai evoluată decît Cîrcinovul de est la latitudine echivalentă, astfel încît face impresia că aceasta continuă rîul principal spre nord. Relieful văii respective se caracterizează prin alunecări de teren (mai puține decît pe Cîrcinov), prin prăbușiri intense și prin numeroși torenți activi. În anumite sectoare, materialul alunecat a invadat fundul văii, iar firul apei de-abia își mai găsește loc să se strecoare către sud.

Pîrîul Grecilor, în amonte de satul Grecii-Moșneni, nu are albie majoră, fiind desființată de alunecări. Pîrîul se adîncește sau șerpuiește în funcție de relieful fundului de vale, imprimat de valurile și monticulii alunecați. În aval de satul Greci, albia majoră se individualizează pe sectoare, în funcție de frecvența proceselor gravitaționale. Uneori se întâlnesc și fragmente ale terasei inferioare (T2a). Văile afluente se termină cu conuri de dejecție.

Obîrșia văii Ogarului se caracterizează prin pereți verticali (aspectul imprimat de cuvertura piemontană), prin fundul plat tapisat cu piețrișuri și nisipuri (pl. V, fig. 1) și prin alunecări de teren. În aval aspectul se schimbă, în sensul că abundă prăbușirile și alunecările de teren.

Valea Lenței se caracterizează prin versanți afectați de prăbușiri și alunecări de teren. Materialul alunecat de pe pantă (versantul drept)



sau cel spălat și depus la baza pantei (versantul stîng) a fost secționat de pîrîul respectiv, sub forma unei trepte de 3—4 m, echivalentă terasei T2.

Ceilalți afluenți ai Cîrcinoavelor sunt mai puțin importanți. Peste tot însă, acolo unde există denivelări prin secționarea cuverturii pie-montane, se întîlnesc aceleși forme: cornișe de prăbușire și alunecări de teren. Aceasta este nota caracteristică a Piemontului Cîndești.

f) Valea Rîncăciovului. Rîncăciovul își are obîrșia sub Plaiul Fontanelelor (506 m), foarte aproape de localitatea Davidești, de pe rîul Argeșel și intră în lunca Argeșului la Călinești. Aici ocolește brusc către vest imensul său con de dejecție, după care este dirijat printr-un canal spre Argeș. Din Plaiul Fontanelelor și pînă la Călinești, Rîncăciovul parcurge o distanță de 21 km și înregistrează o diferență de nivel de cca 275 m, ceea ce înseamnă o pantă medie de peste 13‰.

Valea Rîncăciovului este orientată nord—sud. În cursul său superior, pe porțiunea dintre intersecțiile cu văile Beuca și Lăpușul, Rîncăciovul schițează o pronunțată și surprinzătoare buclă către est. Din analiza planșei a XIII-a se constată că și profilul longitudinal al pîrîului apare deformat în acest sector. Mai mult, însăși suprafața interfluviului (la est de pîrîu) suferă o usoară boltire în zona respectivă. De asemenea din examinarea planșei a XIII-a se observă o altă buclă către est, schițată de Rîncăciov între satele Urlucea și Călinești, buclă asociată cu deformarea (pozitivă) profilului longitudinal al văii și al interfluviului. Această din urmă anomalie (abatere) corespunde în mod cert cu boltirea anticlinială Pitești—Suța Seacă, fapt care rezultă și din datele profilului seismic. Față de felul cum se schițează bucla dintre văile Beuca și Lăpușul și îninț seamă de deformările profilului longitudinal al pîrîului și interfluviului, se poate afirma cu siguranță că aceste aspecte geomorfologice corespund unui element structural pozitiv din adîncime. De aceea profilul seismic, care nu este concludent, trebuie refăcut și reinterpretat pe porțiunea lui nordică. Între cele două bucle amintite mai înainte, se interpune un fragment de vale cu direcția nord—sud, unde profilul longitudinal al pîrîului și interfluviului prezintă deformări negative. Acest fragment corespunde unui sinclinal. Față de cele de mai sus rezultă că valea Rîncăciovului, deși are un relief puțin variat, trădează în mod convingător structura geologică de adîncime.

În general, valea Rîncăciovului este asimetrică, de obicei cu versantul drept abrupt, iar cu cel stîng mai prelung. De asemenea bazinul hidrografic al acestui pîrîu este și el asimetric, dezvoltîndu-se cu precădere



către vest. Afluenții dinspre răsărit sătăcăuți, cu lungimi maxime de 1 km. Ei sătăcăuți cu captarea din partea văilor tributare Cîrcinovului, care se dezvoltă mult tot spre vest. Această asimetrie a bazinului hidrografic dovedește că regiunea situată la vest de valea Cîrcinovului s-a înălțat recent, din ce în ce mai pronunțat înspre apus, după formarea văilor principale. Relieful văii Rîncăcioval este reprezentat prin forme gravitaționale, asociate cu forme de eroziune și acumulare. În afară de albia majoră, destul de neînsemnată a pîrîului respectiv, se mai întâlnesc pe aproape toată lungimea văii, terasa inferioară (T2).

Albia majoră și terasa inferioară. Imediat la sud de obîrșia sa, fundul văii Rîncăciovalui se aplătizează, căpătind un aspect mai evoluat, iar firicelul de apă care are o matcă adâncă de 2—3 m începe să meandreze. De la confluența cu Valea lui Iepure, apar primele conuri de dejecție și o dată cu ele se evidențiază mai bine și nivelul terasei T2. Între confluențele cu Beuca și Lăpușul, valea Rîncăciovalui se adâncește mai mult, în același timp intensificându-se procesele gravitaționale și de eroziune. Accentuarea evoluției versanților se traduce printr-o frecvență mai mare a conurilor de dejecție și deci printr-o sporire a numărului fragmentelor terasei inferioare (T2). La sud de confluența cu Lăpușul, depunerilor pluviale li se adaugă și acumulările deluvio-coluviale la baza versanților, care ajung pînă la albia rîului, estompînd în felul acesta abruptul dintre terasa inferioară și albia majoră, pe aproape întreaga suprafață a văii. Din acest motiv, la sud de Cîrstieni, nu s-au mai putut separa cele două trepte (albia majoră și terasa inferioară), decît pe porțiuni neînsemnante. Oricum, fundul văii Rîncăcioval se racordează cu șesul Argeșului (T2) la Călinești.

În ceea ce privește eroziunea, formele de relief sătăcăuți comune cu cele întâlnite pe alte văi principale, aşa că nu se va mai insista asupra acestora.

Pîrîul Rîncăcioval, la intersecția cu șesul Argeșului, a depus un imens con de dejecție. Alura curbelor de nivel și observațiile de pe teren duc la concluzia că conul de dejecție al Rîncăciovalui se resimte pînă în lunca propriu-zisă a Argeșului, unde terasa inferioară (T2) a rîului respectiv apare mai înălțată. Lățimea conului de dejecție de la gura pîrîului Rîncăcioval este de cca 2 km, iar înălțimea maximă de cca 4 m. Acest fel de manifestare al văilor, la intersecția cu șesul Argeșului (adică prin formarea unor evidente conuri de dejecție), este specific tuturor pîraielor dintre Cîrcinov și Rîul Doamnei. Explicația constă în intensificarea activității torenților (văile sătăcăuți și micșorarea unghiului de pantă la contactul cu lunca Argeșului).

Formele gravitaționale sănt prezente în aval de confluența Văii lui Iepure cu Rîncăcioval. În acest punct pîrîul a secționat materialul alunecat, la nivelul terasei inferioare (T2). De la intersecția cu pîrîul Beuca, valea Rîncăciovalui se adîncește mai mult și o dată cu aceasta se intensifică și procesele gravitaționale, reprezentate prin cornișe de desprindere, valuri, monticuli și trepte de alunecare.

O dezvoltare și frecvență deosebită o au în cadrul văii Rîncăciovalui pseudoterasele de alunecare, dispuse la înălțimi cuprinse între 30 și 60 m (ex. la confluența cu Lăpușu ori în sectoarele dintre Valea Ursului și valea Călugăriței etc.).

Între valea Călugăriței și satul Urlucea, un val imens de alunecare a fost transformat într-un interfluviu secundar, paralel cu versantul drept al văii Rîncăciovalui. Pe ulucul dintre versant și valul de alunecare s-a format o vîlcea, în lungime de cca 2 km, care a accentuat valul de alunecare. Această vîlcea înclină și curge în sens opus Rîncăciovalui, adică de la sud la nord. Interfluviu secundar, este talonat de o treaptă de cca 30 m altitudine care reprezintă un vechi val de alunecare.

De la Rîncăcioval și pînă la Valea Mare, affluent pe stînga al Rîului Doamnei, sectorul sud-vestic al Piemontului Cindești este fărămițat de încă patru văi mai importante, respectiv văile Vrăneștilor, Vălenilor, Ștefăneștilor și Izvoranilor. Lungimea acestora variază între 2,5 km și 9 km, în cadrul lor predominând procesele și formele gravitaționale. În partea cu totul superioară a văilor respective prăbușirile și alunecările au o frecvență foarte redusă. Pe măsură ce înaintează către sud, văile se adîncesc, iar procesele gravitaționale se intensifică, afectînd în masă versanții respectivi. În ultimii ani Sfatul Popular Regional Argeș și organele administrative locale au luat măsura de a planta, în terasă, cu viață de vie, pantele acestor văi.

Fundul propriu-zis al văilor are aspect accidentat, învălurat, din cauza alunecărilor și al depunerilor proluviale, exceptînd zona de confluență cu șesul Argeșului, unde ele sănt mai netede.

g) *Valea Argeșelului*. Valea Argeșelului izvorăște de sub muntele Păpușa (Poienile „Sînt Ilie“) și se varsă în Rîul Tîrgului, la Piscani¹⁾.

¹⁾ După I. Popescu (95), Argeșelul se continuă pînă la Pitești unde se unește direct cu Argeșul, în timp ce Rîul Doamnei și Rîul Tîrgului sănt considerați afluenții Argeșelului. Dimensiunile sectorului de vale dintre Picani și Pitești, numărul și direcția teraselor din acest sector, precum și natura depozitelor de terasă, arată că Rîul Doamnei este acela care se varsă în Argeș la Pitești și nu Argeșelul.

Potrivit cartărilor geologice (171), datelor geofizice și de foraj (163), valea Argeșelului, cel puțin în amont de Vulturești, corespunde unei importante linii de falie.

Între Lucieni și confluența cu Rîul Tîrgului, pe o distanță de aproximativ 27 km, valea Argeșelului coboară cu 174 m, ceea ce înseamnă o pantă medie de aproape 6,5 m pe km. Această valoare nu diferă prea mult de cea a Dîmboviței (5,6) sau de cea a Cîrcinovului — în cursul inferior (5,4).

Spre deosebire de celelalte văi principale ale Piemontului Cîndești care săt consecvențe, Argeșelul are o orientare piezișă, subsecventă, față de înclinarea generală a stratelor. Aceasta se explică prin caracterul impus, tectonic, al văii respective. De asemenea mai trebuie menționat că albia râului Argeșel apare suspendată comparativ cu albiile Dîmboviței și Rîul Tîrgului. De exemplu, la paralela localității Hîrtiești, albia Argeșelului este mai înălțată cu cca 50 m față de Dîmbovița și cu cca 80 m față de Rîul Tîrgului. La Davidești albia Argeșelului se găsește la 360 m, adică mai ridicată decât cea a Dîmboviței la latitudinea corespunzătoare — cu 20 m și cu 35 m față de cea a Rîului Tîrgului. Din cauza direcției nord-nord-est — sud-sud-vest pe care o are valea Argeșelului, adică piezișă — uneori chiar paralelă față de elementele structurale de ordinul II ale regiunii, determinarea influenței mișcărilor tectonice locale în relief este foarte dificilă.

În zona acoperită cu pietrișuri, versanții văii Argeșelului săt abrupti (inclinări de 30°—60°), iar albia majoră cu terasa inferioară, destul de netedă. Din această cauză forma culoarului respectiv se apropiie de cea a literii „U”. De la Hîrtiești înspre nord însă, valea Argeșelului se deschide destul de mult, mai ales la Lucieni, unde are aspectul unui mic bazin, pentru ca la Boteni aceasta să se închidă din nou, sub forma unui defileu (pl. V, fig. 2).

Aspectul văii Argeșelului este cînd simetric cînd asimetric, în funcție de natura rocilor care alcătuiesc versanții, de prezența teraselor etc. De regulă însă versantul drept este mai abrupt comparativ cu cel stîng.

În aval de Davidești, Argeșelul curge paralel cu anticinalul Boțești-Dobrogostea, pe flancul nordic al acestuia. Probabil că mișcările pozitive din Cuaternar ale structurii respective au condus la deplasarea treptată a râului către nord-nord-vest. În felul acesta, arcuirea Argeșelului către vest, mai pronunțată în aval de Davidești, precum și etalarea unor terase foarte frumoase pe stînga văii în același sector, ar putea fi puse pe seama tectonicii noi.



Valea Argeșelului se lărgește continuu de la nord înspre sud-vest. La Boteni valea respectivă nu are mai mult de 100 m lățime, în timp ce la Racovița ea ajunge pînă la 1 km. Pe acest fond de continuă lărgire se disting cîteva sectoare unde culoarul Argeșelului se îngustează, ca de exemplu în dreptul defileului de la Boteni, porțiunea dintre Hîrtiești sud și Bătiești, sectorul din dreptul satului Voroveni etc. De asemenea sînt sectoare unde valea se lărgește, cum ar fi cel de la Lucieni, Bătiești, Bîrzești, Davidești. Această variație a lărgimii văii Argeșelului se datorează confluențelor cu văile mai principale (Valea lui Topor, Mîzgana, Ilala, Huluba și altele).

Relieful văii Argeșelului se caracterizează prin prezența teraselor fluviatile, prin suprafete structurale (în partea de nord), printr-o gamă de forme torențiale pe cuprinsul cărora și mai ales la intersecția acestora cu albia majoră se întîlnesc forme de acumulare și printr-o frecvență și intensitate impresionantă a formelor gravitaționale.

Albia majoră (T1) se identifică de-a lungul Argeșelului, fie continuu, fie întrerupt. Ea este în general redusă ca lărgime, atât din cauza debitului mic al rîului, dar mai ales din cauza depunerilor proluviale și deluvio-coluviale, care o îngustează foarte mult în unele sectoare. Din această cauză, terasa inferioară nu se evidențiază ca treaptă peste tot, uneori existînd o trecere gradată de la acest nivel la albia majoră și apoi la matca rîului.

Albia majoră a Argeșelului se întîlnește alternativ pe o parte sau pe alta și în unele sectoare chiar pe ambele părți ale rîului. Această dispoziție depinde de frecvență și intensitatea proceselor de pantă și a celor torențiale, care, prin materialele ce le depun, obligă firul văii să le ocolească ori să le sectioneze. Lărgimea albiei majore este variabilă, între cîțiva metri pînă la 500 m, în avale de Davidești.

Procesele actuale, legate de albia majoră, sînt reprezentate prin eroziune și acumulare. La viiturile mari în special, Argeșelul își modifică albia majoră erodînd în unele părți și depunînd în altele. De obicei, în ultimul timp, Argeșelul roade mult versantul stîng al văii, mai ales în sectorul Davidești (între văile lui Mitroi și a Mătușei), la nord de Voroveni și la nord de valea Șipotelor (între Bătiești și Hîrtiești). În urma unor astfel de viituri de exemplu, apa aros malul drept la Vulturești, izolînd podul peste Argeșel. Procesul de acumulare din albia majoră este îndeplinit atât de Argeșel prin aluvionări, cît și de afluentii laterali, prin depunerî proluviale.

Uneori albia majoră se detașează ca treaptă, alteori formează o suprafață continuă (dar ceva mai înălțată), pînă în albia minoră. Aceasta

meandrează destul de mult, chiar în aval de Boteni. Procesul de meandrare este impus de către depunerile laterale ale afluenților pe care trebuie să le ocolească. Din cauza meandrelor pe care le face rîul și a pantei relativ reduse pe anumite sectoare, în timpul ploilor de vară, Argeșelul provoacă inundații catastrofale, aşa cum s-a întâmplat în anii 1940, 1951, 1958 (167) și 1960. Frecvența mare a inundațiilor corespunde lunilor iunie și iulie, cînd ploile abundente au caracter torențial.

Terasa inferioară joasă (T2), echivalentă cu terasa pieței orașului Pitești și cu terasa Mărăcineni de pe Rîul Doamnei, este mai mult o treaptă formată pe conurile de dejecție, de aici și caracterul său discontinuu. Din această cauză, adeseori ea nu se detașează ca treaptă ci se continuă cu albia majoră. Terasa inferioară se înălțește pe ambele părți a rîului sau alternativ pe o parte ori pe alta, începînd de la Boteni și pînă la Clucereasa. Înălțimea relativă a terasei inferioare variază între 2 și 8 m, în funcție de abundența materialului proluvial.

Lățimea terasei inferioare este mai redusă în sectorul nordic, unde are maximum 150 m și se dezvoltă la sud, pe măsură ce se lărgesc și valea, pînă la 350 m (Davidești).

Depozitele sale sunt reprezentate prin pietrișuri, nisipuri și aluvioni fine, acoperite de obicei de solul aluvionar. Între Conțești și Voroveni, atît albia majoră cît și terasa inferioară sunt acoperite de pietrișuri recente, aduse de torenți, astfel că puținele culturi care se fac aici dau o producție redusă din lipsa unui sol propriu-zis.

Terasa inferioară este folosită pentru așezări, culturi și artere de circulație.

Terasa Colibași (T3) se dezvoltă continuu (pe stînga rîului) în aval de satul Racovița, unde este opera comună a Argeșelului, Rîul Tîrgului și Rîul Doamnei. Ea se mai identifică în mod cert pe dreapta Argeșelului, însotind Rîul Tîrgului la Valea Stînei. În amont de Racovița treapta T3 apare fragmentar pînă la Conțești. În amont de această locație nu se mai poate vorbi de o terasă propriu-zisă ci de un nivel sincron terasei Colibași, secționat în conuri de dejecție și în glacise, mai ales pe stînga Argeșelului. Acest nivel se poate urmări în amont pînă la Valea lui Topor (Lucieni). Lățimea treptei T3 variază în limitele a cîțiva metri la nord de Racovița, pentru ca în aval de acest sat să se extindă pînă la 700 m și chiar la 1,5 km (în dreptul satului Colibași), unde are dezvoltarea cea mai frumoasă. Altitudinea terasei T3 variază între 8 și 25 m. Cea mai mare înălțime o înregistrează această terasă la Colibași (20–25 m). Creșterea altitudinei în sectorul menționat se datorează faptului că ea se raportează la albia majoră a Rîului Doamnei, mai cobo-

rîtă decît cea a Argeșelului cu 10—15 m. La Valea Stînei nivelul T3 are 12—14 m față de albia Argeșelului și cca 20 m față de cea a Rîului Tîrgului. În amont de Racovița, treapta T3 se menține între 8 și 15 m.

Peste tot acest nivel se pune în evidență foarte clar prin toate elementele constitutive ale teraselor (pod, muche, țîțină, depozit). Între Racovița și Colibași podul terasei este foarte bine conservat. Ici, colo, cîte un început de ogaș îi intrerupe linia netedă a frunții. În amont de Racovița podul terasei înclină foarte mult către albia rîului, dar și lateral (nord și sud), trădînd în felul acesta originea ei proluvială. Aici fragmentele acestui nivel sunt mult mai afectate de eroziune. Uneori se întîlnesc și valuri de alunecare, secționate la nivelul treptei T3, care se pot confunda foarte ușor cu terasele (ex. în dreptul văii Aldea, nord de Davidești).

Profilul depozitelor din care este alcătuită treapta T3, la sud de Colibași, este redat în fig. 13. La baza pietrișurilor de terasă apar o serie de izvoare (pînze de apă), mai frecvente la Colibași și Racovița.

Podul terasei Colibași, acolo unde are o dezvoltare apreciabilă, este ocupat de așezări omenești, ca : Racovița, Mioveni, Colibași, Valea Stînei, Conțești etc. O parte din soselele regiunii au folosit această treaptă de relief.

Terasa Mioveni (T4) apare foarte clară pe stînga Argeșelului, între Racovița și Mioveni¹⁾ unde domină nivelul T3 cu 8—10 m. De asemenea s-au mai atribuit acestui nivel o serie de umeri (vechi conuri de dejecție retezate), situați între Conțești și Valea lui Topor. Cu alte cuvinte terasa T4 apare numai pe stînga Argeșelului, între Hîrtiești și Mioveni.

¹⁾ I. Popescu-Argeșel o numește „terasa de 30—35 m“. Acest autor consideră că nivelul corespunzător treptei T4 este prezent și în aval de Mioveni, precum și la Valea Stînei. În studiul de față s-a contat pe existența terasei T4 numai acolo unde ea se identifică sigur.

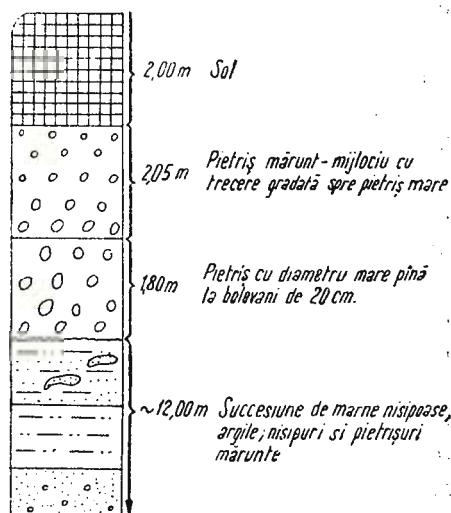


Fig. 13. — Profil geologic în terasa T2, comuna Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului și Argeșelului, la Colibași.

Fig. 13. — Coupe géologique dans la terrasse T3, Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului et Argeșel, à Colibași.

Este de observat că treapta Mioveni se dezvoltă mai bine în preajma confluențelor, ca de pildă cea cu valea Ilalei, unde are o lungime de cca 1 km și cu valea Mizganei.

Lățimea terasei T4 la Mioveni este de 150—300 m, pe cind în amonte de Conțești nu depășește 50 m.

Altitudinea terasei T4 oscilează între 23 m (confluența Văii lui Topor) și 35 m (Mioveni).

Elementele terasei și mai ales podul, sunt bine conservate în regiunea Mioveni. Mai la nord podul acestei trepte înclină foarte mult către albia râului, dar și lateral, dovezi ale originei sale proluviale.

Pietrișurile care intră în alcătuirea nivelului T4 sunt de grosimi și mărimi variabile, ele neputindu-se deosebi de cele ale cuverturii piemontane.

Terasa medie (T6) echivalentă cu terasa „Bascov” de pe Argeș, este nivelul cu cea mai mare dezvoltare în Piemontul Cindești. Este foarte evidentă și foarte extinsă, pe stînga Argeșelului, între Racovița și Vieroși, unde poate fi considerată ca o terasă de confluență. De asemenea are extindere mare la nord de Valea Stînei, de-a lungul Rîului Tîrgului. Între Racovița și Conțești terasa T6 este reprezentată sigur, însă sub formă de petece. La nord de Davidești, este foarte greu de identificat din cauza prăbușirilor și alunecărilor de teren. S-a considerat că aparțin acestui nivel o serie de fragmente, individualizate mai bine în preajma confluențelor Argeșelului cu văile Hulubei, Albinei și Ilalei, precum și la Bătiești. La confluențele cu văile Hulubei și Ilalei, ea există neîndoianic și ca treaptă și ca depozit (pietrișurile sale se deosebesc aici de cele piemontane).

Lățimea maximă a treptei T6 este de peste 1000 m între Mioveni și Colibași, de cca 600 m la Valea Stînei și de 10—200 m, în amont de Racovița.

In general, elementele terasei sunt clare. La sud-vest de Racovița podul terasei este neted, iar fruntea ușor afectată de ogașe. În dreptul satului Racovița nivelul respectiv este fărămițat de organismele torențiale, foarte numeroase și active.

Înălțimea terasei medii, raportată la albia Rîului Doamnei, este de 60 m în dealul Ciuhurezu și la Colibași, de 50 m la Mioveni, Racovița și Valea Stînei (față de Argeșel), menținându-se în jurul acestor valori (50—60 m) pînă la Bătiești.

Depozitele terasei T6 pot fi văzute în numeroase deschideri. De exemplu în dreptul satului Racovița (fig. 14), pietrișurile, în grosime de 3,20 m, sunt alcătuite din elemente mici și mijlocii cu lentile de nisip.



Dimensiunile pietrișurilor cresc mult către bază. Ele se aştern peste o succesiune de marne și nisipuri și sunt acoperite de un strat de lehm de 1,80 m.

Terasa Racovița (T7)¹⁾ apare foarte clar între Racovița și Conțești. Ea se mai întâlnește pe valea Rîului Doamnei și pe cea a Argeșului. În amont de Conțești existența nivelului T7 este oarecum sigură în preajma confluentei Argeșului cu Huluba, puțin probabilă în apropiere de Bîrzești și nesigură pe versantul stîng al Argeșului, între văile Mătușei și Aldea.

Lățimea maximă a acestei terase este de 500 m, la sud-est de satul Racovița. Mai în amont lărgimea ei variază între cîțiva metri și 200 m.

La Racovița nivelul T7 se înalță deasupra albiei rîului cu 75 m. Altitudinea de 75—85 m se menține pînă la Conțești, precum și la nord de Davidești. Deasupra Bîrzeștilor (pe stînga Ilalei) ar putea să aibă 80—90 m.

Podul terasei este neted, ușor înclinat spre albia majoră. Suprafața terasei T7 este afectată de torenți și chiar prăbușiri, așa cum este cazul la Racovița și la nord-est de Conțești.

Depozitele de terasă ale treptei Racovița sunt alcătuite dintr-un strat de pietrișuri de cca 3 m grosime (elemente mici și mijlocii), acoperite de obicei de depuneri deluviale (1—2 m) și solul respectiv.

Terasa superioară (T8), echivalentă cu terasa Zmeura de pe Argeșel se identifică sigur, pe stînga Argeșului, între Racovița și Mioveni. În amonte de acest sector existența ei este probabilă la confluența cu valea Ilalei și problematică la Voroveni și Vultureștii de Sus. În dreptul acestei localități, la cca 50 m sub suprafața piemontană, mai apar o serie de nivale care ar putea fi interpretate ca fragmente ale terasei supe-

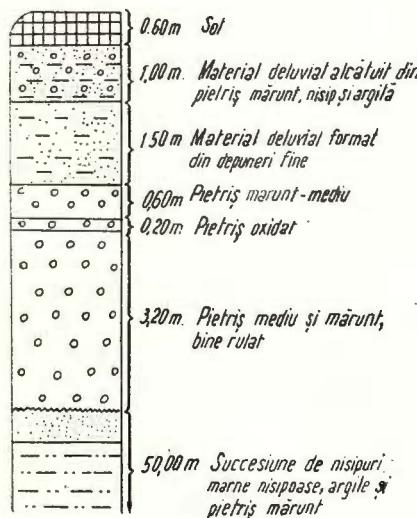


Fig. 14. — Profil geologic în terasa T6, comuna Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului și Argeșului, la Mioveni.

Fig. 14. — Coupe géologique dans la terrasse T6, Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului et Argeșul, à Mioveni.

¹⁾ După I. Popescu-Argeșel acest nivel aparține terasei de 85—90 m.

rioare. Nu este exclus ca ele să reprezinte nivele litologice. De asemenei, pe stînga Mizganei, la confluența cu Argeșelul, în jurul altitudinii de 90—100 m, se evidențiază cîțiva umeri, în alcătuirea cărora intră uneori pietrișuri de dimensiuni mari. Nu se poate preciza dacă acești umeri reprezintă fragmente de terasă, forme gravitaționale sau nivele litorale.

Lățimea maximă a terasei superioare este de cca 350 m la Racovița și de ordinul metrilor, pînă la 150 m, în celelalte sectoare.

Elementele terasei (podul, muchea, tîțîna) sunt clare. Podul terasei T8 înclină foarte ușor către albia rîului și este despicate de foarte mulți iorenți.

Altitudinea terasei superioare este de 95—100 m în sectorul Racovița. Mai la nord (la confluența văilor Huluba și Ilala) înălțimea treptei respective ajunge pînă la 120 m și chiar 130 m.

Pietrișurile de terasă sunt alcătuite din elemente mici și mijlocii (pînă la 8 cm diametru), în grosime de 5—6 m, acoperite de un strat de lehmuri. La baza pietrișurilor de terasă se evidențiază numeroase izvoare (Racovița).

Concluzii privitoare la terase. Pe valea Argeșelului se pot identifica un număr de șase terase, excludînd albia majoră. Acestea sunt mai dezvoltate și au aspect clasic în aval de Conțești, adică în zona de confluență a celor trei mari rîuri, Argeșelul, Rîul Tîrgului, Rîul Doamnei.

În amont de Conțești, identificarea teraselor medii și superioare (T6, T7 și T8) este greu de făcut, din cauza evoluției accentuate a versanților. De aceea existența nivelelor respective este dubioasă, exceptînd treapta T6. Un grad mai mare de siguranță în studiul teraselor îl oferă zonele confluențelor mai importante. În ceea ce privește nivelele inferioare (T2, T3 și T4), tot din sectorul amintit, se constată că ele sunt de fapt trepte formate pe conuri de dejecție, sincrone cu adevăratele terase din regiunea marii confluențe. Agestrele respective, uneori îngemăname (glacisuri), sunt din ce în ce mai vechi către nord și ca atare, fazele care le-a secționat sunt și ele mai numeroase în același sens. De exemplu, între satul Conțești și valea Siliștei apare numai treapta T3. Mai la nord se evidențiază și T4, pentru că la Vultureștii de Sus, deasupra nivelului de 23—30 m, să se mai constate o treaptă de 50 m (?).

Depozitele de terasă sunt de cele mai multe ori asemănătoare cu cele ale complexului de Cîndești și variază ca grosime și dimensiuni atât de-a lungul cât și de-a latul treptelor respective, ca urmare a aportului



de material piemontan, transportat de afluenți. La baza lor se evidențiază foarte frecvente pînze de apă.

Din cauza direcției piezișe a rîului față de înclinarea generală a stratelor și a lipsei unor repere (terase) sigure și continuu de-a lungul văii Argeșelului, în aval de Boteni, identificarea influențelor mișcărilor tectonice recente este dificilă.

F o r m e l e d e e r o z i u n e se întâlnesc pe tot cuprinsul văii Argeșelului, începînd de la albia minoră și pînă la suprafața piemontană.

În cadrul formelor de eroziune atrage atenția, în mod deosebit, torenții de dimensiuni reduse dar foarte viguroși de pe stînga Argeșelului, între valea Mizganei și localitatea Conțești. Ei se dezvoltă cu precădere acolo unde versantul este abrupt și alcătuit din pietrișuri, ori pietrișuri și nisipuri. Efectul activității torenților constă în depunerea materialului sub forma unor conuri bombate, în timp ce vîlcelele, cu dezvoltare mai mare formează agestre largi, evazate. Este demn de reținut că acești torenții viguroși, deși sunt vechi, sincroni cu terasele T3 și T4 (dovadă că agestrele lor îmbucate au fost secționate de aceste faze), nu s-au dezvoltat în lungime. De aceea este de presupus că în timpul existenței lor au existat și perioade cînd activitatea torențială a lîncezit, sau poate că evoluția lor a fost influențată de condiții climatice deosebite.

În sectorul satelor Mioveni și mai ales Racovița, eroziunea este surprinzător de activă, comparativ cu zonele vecine, fapt care se reflectă într-o densitate anormală a vîlcelor, torenților și ogașelor pe diferite trepte de relief, indiferent de vîrstă lor. Adesea, torenții depășesc adîncimea de 5 m și sunt frecvent barăți de alunecări de strate. Acest fapt poate fi pus în legătură cu mișcările pozitive înregistrate de regiunea respectivă, ce se suprapune axului anticlinal Boțești-Dobrogostea.

Începînd cu zona satului Hîrtiești, profilul transversal al văii Argeșelului (în special partea superioară) se lărgește, datorită denudării parțiale a cuverturii pietrișurilor de Cîndești. Astfel, chiar de la confluența cu Valea Șipotelor, la cca 50—100 m sub suprafața piemontului, se poate distinge un alt nivel ce se lărgește treptat spre nord, pe seama primei suprafete. Acest nivel, care apare foarte clar și din analiza hărții, ocupă toată regiunea de la nord de Valea lui Topor, valea Rua și bazinul văii Drăghiciului (afluent al Rîului Tîrgului). Nivelul respectiv reprezintă o suprafață de nivelare în formare și ocupă tot spațiul Mușcelelor, de îndată ce încetează suprafața piemontană. El se dezvoltă deci pe seama cuverturii pietrișurilor de Cîndești și a celorlalte depozite pliocene. Suprafața în formare este foarte accidentală, prezentînd amplitudini de 200—300 m. Ea este alcătuită dintr-un complex de forme de ero-



ziune, structurale, gravitaționale și acumulare. Formarea nivelului respectiv a început după depunerea pietrișurilor de Cîndești.

În sectorul dintre localitatea Hîrtiești și valea Păducelului, pe versantul stîng al Argeșelului, se întîlnesc o seamă de umeri de eroziune, cu înălțimi variabile (50—95 m), care constituiesc elemente ale suprafeței de nivelare în formare.

Formele structurale sunt reprezentate prin suprafețe litologice, grefate pe strate cu rezistență mai mare și prin cueste. Ele apar pe stînga Argeșelului la nord de valea Ghidicului, iar pe dreapta rîului respectiv — la nord de valea Rua. Suprafețele structurale (excepțind suprafața piemontană) se întîlnesc deci la nord de limita piemontului acumulativ, acolo unde cuvertura pietrișurilor de Cîndești a fost parțial îndepărtată, apărînd la zi o succesiune de strate variate ca litologie. Aceste nivele structurale corespund lentilelor marno-argiloase și marno-grezoase.

Pe valea Petrășcanilor suprafețele structurale au o dezvoltare redusă, de ordinul a cîțiva metri pînă la 100 m, ca urmare a caracterului lenticular al intercalațiilor pelitice. Pe măsură ce se merge înspre nord, sănt expuse la zi strate din ce în ce mai vechi (Levantin inferior și Dacian) cu o stabilitate litologică mai pronunțată. Ca atare și suprafețele structurale au o dezvoltare mai mare.

În general, suprafețele structurale sănt orientate est—vest, sau nord-vest—sud-est și înclină spre sud ori sud-vest. Direcția și căderea lor este conformă cu dispoziția de ansamblu a depozitelor pliocene. Marginea nordică a suprafețelor structurale se termină prin abrupturi (cueste), în timp ce înspre sud ele se pierd pe nesimțite (pl. V, fig. 3).

Suprafețele structurale sănt afectate de numeroase organisme torențiale (mai ales cuestele), iar în zona Hîrtiești, unde au extindere mai redusă, sănt parțial distruse de alunecări și prăbușiri (pl. V, fig. 3). Pe unele suprafețe structurale cu extindere mai mare se întîlnesc și resturi (mărtori) ale pachetului de strate de deasupra (între valea Petrășcanilor și valea Păducelului).

Tot la formele structurale se includ o serie de văi asimetrice, care se întîlnesc de o parte și de alta a Argeșelului, la nord de Hîrtiești. Versantul lor nordic este mai prelung, iar cel sudic mai abrupt, formînd veritabile cueste.

În concluzie pe măsura depărtării de limita nordică a Piemontului Cîndești, faciesul morfologic se schimbă treptat, nota dominantă a relie-

fului dînd-o formele de eroziune și structurale, asociate cu prăbușiri și alunecări de teren.

Formele de acumulare sunt prezente pe toată suprafața văii Argeșelului. Printre acestea, atrag în mod special atenția agestrelle, care se dezvoltă mai ales în amonte de Conțești.

Agestrele de pe cuprinsul văii Argeșelului îmbracă diferite forme. Mai întîi se deosebesc conuri de dejecție foarte bombate, formate de obicei din torenții scurți și activi, și conuri de dejecție plate care se pierd treptat către albia majoră și lateral, formate de văi mai dezvoltate. Torenții scurți se caracterizează prin viituri de mică durată și nu au posibilitatea să împrăștie materialul pe care-l depun, în timp ce văile dezvoltate se manifestă prin viituri prelungite, dându-le posibilitatea să transporte materialul și să-l etaleze și dincolo de schimbarea bruscă a pantei (Ilala, Mîzgana). În al doilea rînd, în funcție de vechimea organismelor torențiale și de intensitatea mișcărilor pe verticală a scoarței, conurile de dejecție pot fi simple sau îmbucate.

Acolo unde densitatea torenților este mare, agestrele sunt îngemăname și invers, în sectoarele unde torenții sunt rari agestrele sunt izolate. Pe versantul stîng al Argeșelului, între valea Mîzganei și Conțești, s-au format conuri predominant bombate, îmbucate și alternativ îngemăname și izolate, în timp ce pe versantul drept, unde panta este mai prelungă, agestrele sunt izolate, predominant plate și simple.

Glacisele se întâlnesc în amont de Conțești, pe stînga Argeșelului, unde conurile de dejecție se îngemănează pe distanțe de 500—2 000 m. În depozitele unui agestru, la Bîrzești, P. Cotet (139) și I. Popescu (167) au găsit forme periglaciare, ceea ce înseamnă că unele din ele sunt foarte vechi.

Procesul de eroziune și acumulare este atât de intens, încît după fiecare ploaie torențială se astupă drenele afluenților Argeșelului și drumurile de acces, populația fiind nevoită să le curețe sau să facă altele. Procesul de eroziune și depunere s-a accentuat în mod alarmant în ultimii 50—60 ani, ca urmare a răririi pădurilor.

Formele de acumulare sunt prezente și în albia majoră (aluvionări) și chiar în cea minoră, unde sunt reprezentate prin ostroave. Acestea sunt prezente începînd de la Hîrtiești și formarea lor nu se explică prin panta redusă a rîului ci prin aportul masiv de materiale aduse de afluenți. Procesele de acumulare (proluvii și aluvioni) se constată și în cadrul văilor afluente, uneori chiar pe torenții mai evoluati.

Formele gravitaționale de pe valea Argeșelului sunt mai frecvente ca oriunde în Piemontul Cîndești. Ele se întâlnesc începînd



de la Boteni și pînă aproape de Valea Stînei. Formele gravitaționale sunt reprezentate prin cornișe de prăbușire de formă circulară (hîrtop) sau lineară, valuri, trepte și lacuri de alunecare, torenți noroioși, curgeri de pietre etc.

Abrupturi de prăbușire se observă în toată zona acoperită cu pietrișuri de Cîndești, precum și în sectorul Boteni, unde aflorează Ponțianul, alcătuit din nisipuri (pe dreapta Argeșelului). Înălțimea lor este în funcție de grosimea stratelor grosiere și a intercalărilor pelitice. În partea de sud a regiunii cornișele de desprindere au înălțimi de 20—40 m, pe cînd în sectorul Vulturești-Hîrtiești, ele depășesc adesea 50 m.

Alunecările de teren de pe valea Argeșelului sunt foarte frecvente și pe alocuri active. Ele îmbracă forma de valuri, monticuli și pseudo-terase. Clasice sunt alunecările de la Conțești (pl. VI, fig. 1) unde, pe panta dreaptă a Argeșelului, se pot vedea o serie de valuri de alunecare, în lungime de peste 1 km și înalte, uneori de 30 m.

Spre deosebire de terase, treptele de alunecare se caracterizează prin poduri nu prea netede, prin suprafață înclinată — uneori către amont și altitudini diferite. Aproape întotdeauna deasupra lor se identifică cornișe de desprindere. Desigur că acolo unde elementele menționate lipsesc, nu se mai poate face distincție între treapta gravitațională și terasă.

Formele gravitaționale de pe valea Argeșelului sunt de diferite vîrste. Unele sunt sincrone ori mai vechi decît T3, deoarece o serie de valuri sunt secționate de acest stadiu, aşa cum se observă la gura văii Aldea, la Vultureștii de Sus (treapta de 30 m) etc. Cele mai multe sunt secționate de fază T2 și acest lucru se constată la Davidești, nord Hîrtiești, pe văile Hulubei, Mîzgana etc. O parte din aceste alunecări vechi parazitează chiar terasele inferioare (Huluba) și sunt fixate prin vegetația lemnosă. În numeroase sectoare alunecările de teren sunt încă active, ca de exemplu, pe valea Baicului (Vulturești), pe Mîzgana și Valea lui Topor. Între Valea lui Mitroiu și Valea Mătușei, alunecările au fost reactivate în vara anului 1961 și ele se evidențiază prin pornituri superficiale, crăpături adînci de cca 3 m și largi de 0,5 m și prin copaci dărîmați sau aplecați. Fenomenul de „pădure beată” a mai fost sesizat de I. Popescu (167) pe văile lui Topor, Păducelul și Mîzgana.

Din cauza înclinării mari a pantelor, a variației sezoniere de temperatură și a circulației omului și a vitelor de-a lungul versanților, se produc adesea curgeri de pietre, desprinse din cuvertura piemontană și din depozitele de terasă. Astfel de curgeri se observă pe versantul



stîng al Argeșelului între Conțești și Voroveni, mai evidente în preajma Văii lui Aldea.

Între valurile de alunecare se întîlnesc uneori lacuri de acumulare, alimentate de ploi și chiar de izvoare. Cel mai important lac din regiune este lacul lui Bîrcă, lung de 600 m (în perioadele ploioase) și lat de 5—45 m. Forma lor este triunghiulară. La exterior, lacul lui Bîrcă este închis de un val de alunecare, înalt de 10—30 m. Către interior este mărginit tot de o barieră, care pînă nu de mult închidea alt lac, acum secat. În ultimii ani nivelul lacului lui Bîrcă a scăzut cu cca 35 cm, chiar față de perioadele secetoase, faptul fiind dovedit de rădăcinile unor plante hidrofile care au rămas suspendate, deasupra apei. Suprafața lacului este invadată de stuf, păpuriș, aniniș și ferigi, exceptînd sectorul central pe o suprafață de 20×50 m. După hărțile topografice adîncimea lacului este de 1—3 m. Coborînd pe pantă, sub valul de la exteriorul lacului lui Bîrcă, se întîlnește o nouă barieră de alunecare, care pînă nu de mult închidea alt lac de alunecare, astăzi desecat. Cu alte cuvinte, în sectorul Conțești se identifică o serie de trepte și trei valuri de alunecare, lungi de peste 1 km, care au permis formarea a tot atîtea lacuri.

Alt lac de alunecare s-a format pe valea Vacii (pe dreapta Argeșelului, la Lucieni) numit „Lacul cu cătină“. El este lung de cca 15 m, lat de 6 m și este invadat de vegetație (cătină).

Interesant de semnalat este faptul că valea Albinei curge paralel cu versantul drept al Argeșelului pe o distanță de cca 4 km. Se pune problema dacă nu cumva această vale, cel puțin pe ultimii doi km — unde se dezvoltă în cadrul versantului Argeșelului, nu corespunde unui vechi uluc de alunecare, aşa cum au mai fost întîlnite cazuri pe văile Cîrcinovului și Rîncăciovorului. Valea Albinei este însă mult mai veche și mai evoluată, astfel încît originea ei nu mai poate fi reconstituită.

Afluenții mai importanți ai văii Argeșelului sunt Păducelul, Mizga, Ilala (pe stînga), văile Iașului, Bradului și Huluba (pe dreapta).

Valea Iașului ca și valea Păducelului, sunt văi de contact, situate la limita dintre Pliocen și Eocen. Ambele se caracterizează prin prezența formelor structurale, de tipul cuestelor și suprafețelor structurale. Cel puțin, versantul drept al văii Iașului reprezintă o cestă tipică. De asemenea abundă formele gravitaționale, cum ar fi cornișele de desprindere, care afectează nisipurile pontiene (valea Iașului), ori alunecările — chiar foarte recente („pădurea beată“, de pe valea Păducelului).

Mizgana este cel mai important afluent al Argeșelului din zona piemontană. Ea își are obîrșia sub dealul Mălăiștea (681 m) și avan-

sează foarte mult în bazinul Dîmboviței. Valea Mîzganei este relativ evoluată, ca urmare a prăbușirilor și alunecărilor de teren. Fundul văii, care atinge lățimi — chiar în cursul superior, de 100—200 m, este înnecat de aluviuni, depunerii proluviale și valuri de alunecare. Firul văii rătăcește printre aceste depunerii. Pe cuprinsul ei agestrelle mai importante și mai vechi sunt secționate de nivelul terasei T2. Înspre confluența cu Argeșelul, nivelul T2 se întâlnește din ce în ce mai frecvent, pentru că, în cele din urmă, la Vulturești să apară și T3. În lungul firului văii, din cauza succesiunii de strate cu rezistență diferită, se evidențiază mici trepte litologice și izvoare (exemplu la confluența cu valea Racului).

Îlala are o vale mai puțin evoluată decât a Mîzganei, cu pereți abrupti, împăduriți cu fag și stejar. Versanții săi sunt brăzdați de râpi adânci de peste 20 m, la capătul căror se produc prăbușiri impresionante (pe dreapta în apropiere de Bîrzești). Fundul văii este tapisat cu o pătură groasă de aluviuni, formate predominant din pietrișuri provenite din cuvertura piemontană, în care pîrîul propriu-zis se împotmolește pe distanțe mari. La cca 50 m sub suprafața piemontului apar o serie de umeri, care trebuie să reprezinte nivele litologice (grefate pe intercalării pelitice).

Valea Bradului se dezvoltă numai în cadrul suprafeței de nivelare în formare. Ea curge prin depozitele Levantinului inferior și Dacianului, alcătuite într-o succesiune de strate de rezistență diferită care se traduce în relief prin forme structurale. Versantul drept al văii Bradului reprezintă o cuestă foarte frumoasă. La confluența cu Argeșelul, pîrîul respectiv și-a depus materialele pe care le-a etalat sub forma unui con de dejecție.

Valea Hulubei, cel mai important afluent piemontan de pe dreapta Argeșelului, se caracterizează prin cornișe de prăbușire, alunecări de teren active și fixate, retezate uneori la nivelul terasei T2. La confluența cu Argeșelul, firul văii a depus un con de dejecție plat, deasupra căruia se pot identifica urme ale terasei T2.

h) *Valea Rîul Doamnei.* Valea Rîul Doamnei formează limita de vest a Piemontului Cîndești pe o distanță de 9 km, între confluența cu Rîul Tîrgului și Valea Mare.

Imediat în amonte de Purcăreni lărgimea fundului văii este de cca 1,5 km, în timp ce în aval de intersecția cu Rîul Tîrgului, ea ajunge la 2,5 km. În dreptul confluenței amintite, altitudinea albiei minore este de 291 m, pentru că pînă la vîrsarea în Argeș, aceasta să scadă cu 22 m (altit. 259 m) pe o distanță de 9,3 km, ceea ce înseamnă o pantă

de 2,35%. Această cifră reprezintă valoarea cea mai mică constatătă la rîurile Piemontului Cîndești.

Între Purcăreni și Micești versantul drept este abrupt, iar cel stîng prelung și foarte frumos terasat. De la Vieroși în aval situația se inversează.

Formele de relief care caracterizează valea Rîul Doamnei la sud de Coșești sînt reprezentate prin terase — cu o admirabilă dezvoltare pe ambele părți ale rîului, prin forme de eroziune și acumulare și pante de tip deluvial.

Albia minoră la Rîul Doamnei, ca și la Argeș, se distinge clar de albia majoră, ultima detașindu-se evident ca treaptă aparte.

Între Coșești și Purcăreni, Rîul Doamnei bate în malul drept, în timp ce în aval de confluența cu Rîul Tîrgului, el curge pe sub versantul stîng. Pe acest din urmă sector versantul este abrupt, prăpăstios, cu înălțimi de 20—60 m, aşa cum se poate vedea la Colibași, Vieroși etc. Procesul de eroziune al Rîului Doamnei între Colibași și Valea Mare este atât de puternic, încît nu se poate spune că deplasarea albiei minore înspre răsărit este numai o consecință a împingerii afluenților săi de pe dreapta. Aceeași deplasare se constată și la Argeș, în aval de Budeasa și fenomenul trebuie să se datoreze unor mișcări de ridicare recente (actuale) ale marelui anticlinoriu Slătioarele-Pitești, a cărei culminăție se află la vest de rîul Argeș. Etapele deplasării Rîului Doamnei înspre est se pot reconstitui după numeroasele fragmente de albie părăsită, belciuge, denivelări. În timpul viiturilor mari, apele Rîului Doamnei reactivează vechile sale paturi, curgînd paralel pe 2—3 albii. Din cauza pantei reduse și a aportului substanțial al aluvionii, adus de afluenții săi piemontani, Rîul Doamnei meandreză foarte mult, la sud de confluența cu Rîul Tîrgului.

Albia majoră (T1) se înalță deasupra albiei minore cu 0,5—2 m, contactul dintre cele două trepte făcîndu-se, de cele mai multe ori, printr-un taluz. Între Coșești și Colibași albia majoră se dispune pe ambele părți ale rîului, predominant pe stînga lui, în timp ce la sud de Colibași, albia majoră se întîlnește numai pe dreapta rîului. Lățimea albiei majore variază între cîțiva metri, pînă la peste 1 km (în dreptul confluenței cu Rîul Tîrgului).

Albia majoră este alcătuită din aluvioni, predominant psefítice, acoperite în cea mai mare parte de un sol aluvionar de cca 50 cm grosime. Aspectul actual al albiei majore este oarecum neregulat din cauza numeroaselor cursuri părăsite, vechilor grinduri fluviatile și a inter-



venției omului. Această infățișare trădează caracterul tînăr, încă în formare al treptei T1.

Terasa inferioară (T2) se dezvoltă, practic, numai pe dreapta rîului și este alcătuită din două nivele: T2 a, care se înalță cu 0,5—2 m deasupra albiei majore și, T2 b, care domină albia majoră cu 2—6 m. Stadiul T2 a nu are o dezvoltare continuă, iar acolo unde este prezent are un contur festonat, dovedind că în timpul formării lui, Rîul Doamnei a avut o pantă redusă, cel puțin asemănătoare cu cea actuală. Această treaptă este reprezentativă între Rîul Doamnei și șoseaua națională Pitești—Cîmpulung, în dreptul satului Mărăcineni și la confluența Rîului Doamnei cu Argeșul. În rest, ea se poate identifica pe alocuri, chiar pînă la nord de Purcăreni. De foarte multe ori, între T2 a și albia majoră nu există denivelare, trecerea făcîndu-se gradat.

Terasa inferioară propriu-zisă (T2 b) se întinde continuu, dar numai pe dreapta Rîului Doamnei, între Purcăreni și Pitești. Excepție face un sector redus din apropierea confluenței Rîului Tîrgului cu Rîul Doamnei (pe stînga), unde ea se identifică pe lungimea de cca 1 km și o lărgime de cca 200 m¹⁾. Cea mai frumoasă dezvoltare a terasei inferioare se constată în sectorul satului Mărăcineni și de aceea i se dă numele respectiv.

Terasa Mărăcineni, care este echivalentă cu terasa centrului (pieței) orașului Pitești, de pe dreapta Argeșului, are o lățime variind între 200 m (Purcăreni) și aproape 2 km în sectoarele Sărărești și Mărăcineni. În general, terasa inferioară se lărgește mereu de la nord înspre sud.

Contactul terasei Mărăcineni cu albia majoră ori cu treapta T2 a este, de cele mai multe ori, marcat printr-un taluz. În zona satului Ciumești și la confluența Rîului Tîrgului cu Rîul Doamnei, trecerea de la acest nivel la albia majoră se realizează pe încetul.

Terasa Mărăcineni este foarte mult înălțată către contactul cu versantul apusean, din cauza depunerilor provenite de pe pantă și a celor aduse de afluenți, cum ar fi Miceasca, Budeasa, Bolea și altele. Datorită acestui fapt, diferența de nivel între țîțina și fruntea terasei Mărăcineni depășește uneori 10 m.

Depozitele terasei Mărăcineni, variabile ca grosime, sănt alcătuite din lentile de pietrișuri care alternează cu nisipuri ori depuneri mai fine. Aceasta înseamnă că terasa Mărăcineni n-a constituit peste tot în

¹⁾ Acest fragment a fost interpretat de I. Popescu-Argeșel ca treaptă locală (167).

același timp o albie minoră a Rîului Doamnei. Rîul și-a mutat albia sa periodic pe acest spațiu imens, larg de peste 2 km, iar nivelarea fundului văii s-a produs în timpul marilor viituri.

După formarea treptei T2 Argeșul a curs mai la nord față de albia actuală, între satul Dricu și Pitești, dovada constând în prezența unui vechi curs părăsit al Argeșului, folosit apoi de Budeasa de la Gropeni pînă la Pitești. La sud de acest curs părăsit se găsește un martor izolat al terasei T2, care însă trebuie să fi aparținut treptei T2 de la sud de Argeș, deci ar fi constituit o continuare a terasei pieței orașului Pitești. În sfîrșit, între Dricu și Gropeni, Argeșul a retezat terasa Mărăcineni, înainte de formarea actualei albii majore, scoțind în evidență suprafața înclinată a treptei respective.

Podul terasei Mărăcineni este folosit de așezările omenești, pentru culturi și de arterele de circulație. Depunerile lutoase-nisipoase din care este alcătuită treapta respectivă sunt folosite la fabricarea cărămizilor (fabrica Mărăcineni). Din cauza utilizării depozitelor sale ca materiale pentru construcții, încă din timpuri foarte vechi, terasa Mărăcineni prezintă numeroase denivelări, ciupituri, de origină antropogenă.

Terasa T3 a fost descrisă în cadrul văii Argeșelului. Ea mai apare la gura văii Bolea și la nord de confluența cu Rîul Tîrgului, pe stînga Rîului Doamnei, între Coșești și Piscani. De asemenea se dezvoltă și pe dreapta Arșelului, corespunzînd terasei blocurilor de locuințe ale Sfatului Popular și MIPC din orașul Pitești. Lățimea terasei T3 (echivalentă terasei Colibași de pe Argeș) este de 400—600 m la Piscani, ea îngustîndu-se către nord, în timp ce înălțimea relativă se menține în jurul a 24—26 m.

Terasa T5 pare să fie prezentă în capătul sudic al interfluviului dintre Argeș și Rîul Doamnei, pe o lungime de cca 400 m. După altitudinea relativă (cca 40 m) acest nivel constituie probabil o treaptă superioară terasei T4, care vis-à-vis (versantul drept al Argeșului) la Găvana, are 28—30 m. Terasa T5 este foarte frumos dezvoltată, pe stînga Argeșului, între valea Mărului și Budeasa, unde are 45—50 m înălțime.

Terasa T6 se identifică pe tot versantul drept al Rîului Doamnei, între Jupinești și Mărăcineni, mai evident la Valea Nandrei și Dărmanești. Un fragment al treptei T6, în lungime de cca 800 m, se identifică și pe stînga Rîului Doamnei, la sud de Vieroși. Ea este excepțional de bine reprezentată și pe dreapta Argeșului, între Merișani și sud Pitești (terasa Bascov). În zona orașului Pitești, pe podul acestei terase, se află satul Turcești.



Pe dreapta Rîului Doamnei, între Jupineşti și Argeş, terasa T6 apare fărămițată într-o sumedenie de fragmente, a căror lățime nu

depășește 300 m. Înălțimea ei este de 70—80 m la nord de Purcăreni și scade treptat spre sud pînă la 50 m. Din numeroasele deschideri se observă că depozitele nivelului T6 sunt alcătuite din pietrișuri mici și mijlocii, cu rare elemente mari, în grosime de 3—5 m. Acestea stau discordant peste o succesiune de nisipuri și marno-argile.

Terasa T7 a fost identificată numai în amont de Miceşti, pe dreapta Rîului Doamnei, unde are o înălțime relativă de 90—100 m. Ea este foarte bine dezvoltată pe dreapta Argeșului, mai ales în aval de Bascov. Această treaptă este echivalentă cu „terasa Racoviță” de pe Argeșel.

Pe dreapta Rîului Doamnei, treaptă T7 apare destul de evidențiată, mult mai bine dezvoltată și conservată decît T6. Lățimea acestei terase este de 50—400 m (Dărmanești).

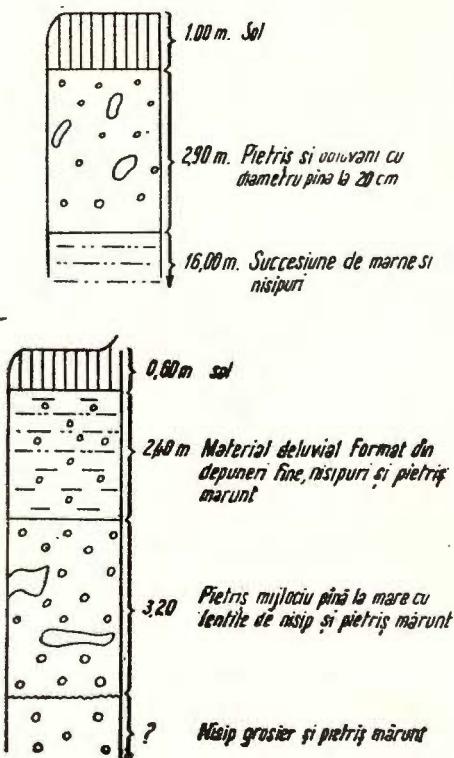
La Purcăreni depozitele de terasă — alcătuite din pietriș mijlociu pînă la mare cu lentile de nisip și pietriș mărunt (fig. 15), stau discordant peste nisipuri groziera și pietrișurile de terasă sănătoase acoperite de material deluvial (2,4 m) și sol.

Fig. 15. — Profil geologic în terasele T7 și T8, de pe dreapta văii R. Doamnei la Purcăreni.

Fig. 15. — Coupe géologique dans les terrasses T7 et T8, situées sur la rive droite de Rîul Doamnei, à Purcăreni.

cordant peste nisipuri groziera și pietrișurile de terasă sănătoase acoperite de material deluvial (2,4 m) și sol.

Terasa T8 este prezentă numai pe dreapta văii Rîului Doamnei și are o dezvoltare admirabilă în aval de Micești. La sud de Budeasa Mică ea are caracter de terasă de confluență, fiind comună Rîului Doamnei și Argeșului. Pe dreapta Argeșului este foarte extinsă, iar pe podul ei este așezat satul Zmeura.



Terasa superioară se identifică foarte bine la sud de valea Nandrei. La nord de acest sat ea este într-atât de fărămițată, încât este greu de urmărit.

Lățimea terasei superioare este de cca 800 m la Dărmănești, 200—300 m la Micești, ajungînd pînă la 2 km (formează tot interfluviu) în dreptul satelor Budeasa. Înălțimea ei scade de la 130 m în nord (Dărmănești), la 100 m la Budeasa. La rîndul său suprafața piemontană domină terasa superioară cu cca 60 m la Dărmănești și cu 30 m la Budeasa.

La sud de localitatea Purcăreni pietrișurile terasei superioare, în grosime de 3—4 m, se disting în mod evident de cele piemontane și a teraselor inferioare, prin aceea că elementele sunt mari (de 10—12 cm) și alcătuite, practic, numai din cuarțite (fig. 15).

Concluzii privitoare la terase. Pe valea Rîului Doamnei se identifică șase nivele de terase, exceptînd albia majoră. Terasele T3 și T6 se dezvoltă predominant pe partea stîngă a văii, în timp ce T2, T5, T7 și T8 sunt prezente numai pe dreapta rîului. Treptele T3, T6 și T8 sunt terase de confluență, primele două dezvoltîndu-se la intersecția Rîului Doamnei, Rîului Tîrgului și Argeșelului, iar ultima comună Rîului Doamnei și Argeșelului. Elementele teraselor sunt bine conservate, iar nivelele respective au un aspect clar, clasic. La baza teraselor se formează adesea pînze de apă, puse în evidență prin numeroase izvoare.

În sectorul Purcăreni-Racovița-Colibași, terasele sunt deformate cu 5—20 m, fenomen mai evident la T3, T6 și T8, adică la treptele cu dezvoltare mai mare. Deformarea respectivă corespunde axei anticlinalului din profunzime Boțești-Dobrogostea și pare să se fi produs după formarea terasei T3. Pe valea Rîului Doamnei se mai schițează o deformare a teraselor în sectorul satului Coșești și aceasta corespunde anticlinalului Stîlpeni-Hîrtiești. Abaterea pe stînga a Rîului Doamnei ca și a Argeșului, impune admiterea unor mișcări de înălțare la vest de Argeș, care s-au manifestat mai accentuat după formarea nivelului T3, deoarece terasa inferioară și albia majoră se dezvoltă numai pe dreapta.

Din analiza teraselor reiese că, în timpul formării terasei superioare, Rîul Doamnei se vîrsa în Argeș, mai la nord cu cca 7 km (la Budeasa) față de actuala confluență. După formarea terasei inferioare Argeșul s-a deplasat și el mai spre sud cu 200—600 m, în zona dintre Dricu și Pitești.

Formele de eroziune sunt comune celorlalte văi ale Piemontului Cindești. Se vor menționa doar cîteva aspecte :

Albia rîului își modifică cursul după fiecare viitură mai importantă, în sensul că își corectează meandrele rozind dintr-o parte și depunând în alta ori la mijloc, sub formă de ostroave. Este de reținut că în vara anului 1960, apele Rîului Doamnei au sustras agriculturii, prin corectarea cursului (meandrelor), numai în sectorul Ciumești, peste 15 ha pămînt arabil. În ultimul timp rîul, respectiv a început să roadă și din malul drept.

Din cauza deplasării continuu și accentuate a Rîului Doamnei înspre răsărit, versantul stîng în aval de Colibași este abrupt iar în timpul viituriilor mari, prin subminare, el se dărâmă mereu. Acest lucru se poate observa mai clar la nord de Vieroși și între Vieroși și Valea Mare.

Activitatea torrentială este mai intensă în zonele Micești—Purcăreni și nord de Dărmănești care, după cîte s-a menționat, corespund unor anticlinale de adîncime.

Mișcări recente de înălțare s-au produs și în sectorul văii Argeșului, ceea ce a dus la suspendarea unor văi de importanță redusă și la reactivarea eroziunii pe unele din ele. Datorită acestor procese, un affluent neînsemnat, al Argeșului, a captat recent valea Adincata (91).

Formele de acumulare sunt reprezentate, în special, prin ostroave și agestre.

În aval de confluența cu Rîul Tîrgului ostroavele se întîlnesc la fiecare pas. Forma și dimensiunile lor variază după fiecare viitură a Rîului Doamnei și în funcție de nivelul apei.

Agestrele sunt foarte numeroase pe dreapta Rîului Doamnei și mai cu seamă la nord de Purcăreni. Ele au formă teșită și înalță local albia majoră sau terasa inferioară. Mai importante sunt agestrele văilor Purcăreni — care se prelungesc pînă în albia Rîului Doamnei, al Micesei — care ajunge pînă la șoseaua națională Pitești-Cîmpulung, al Budesei — care se resimte pînă la Mărăcineni și al Bolei. De menționat că agestru Bolei este mai înalt și probabil netezit la nivelul terasei T3. La baza lui se remarcă foarte multe izvoare. Agestrele de pe dreapta Rîului Doamnei la nord de Purcăreni, sunt secționate de fazele T2 a și T2 b. Uneori ele parazitează nivelul T2, ajungînd să-l înalte cu 20—30 m deasupra albiei majore (ex. la Caracal).

Formele gravitaționale încep să apară sub forma de alunecări la Micești și se intensifică din ce în ce mai mult spre nord. În afară de alunecări se întîlnesc cornișe de prăbușire lineare sau circulare (hîrtopuri). Cele mai caracteristice hîrtopuri sunt pe valea Budesei. Desprinderile se accentuează foarte mult la nord de Dărmănești, unde capătă un aspect impresionant. Ele afectează fruntea piemontului,

precum și pe cea a teraselor. Aici alunecările se prezintă sub formă de valuri. La sud, între Purcăreni și Micești, ele au și formă de monticuli. Versantul drept al Rîului Doamnei, între Purcăreni și Micești, are aspect tipic de pantă deluvială, în sensul că la partea superioară se deosebește zona de desprinderi și spălare, iar mai jos începe să abunde materialul — în mișcare (alunecări, deluvii), pentru ca la baza pantei să se întâlnească materiale într-un stadiu relativ stabil. Pe coasta Miceștilor treptele de alunecare se pot confunda cu terasele, iar în satul Micești, într-o fintină, se poate vedea efectul unor alunecări ascunse.

Alt sector foarte mult afectat de alunecări îl constituie versantul stâng al Rîului Doamnei, la sud de Vieroși. Aici predomină alunecările sub formă de monticuli, asociate uneori și cu valuri. În spatele valurilor se formează lacuri de alunecare. În vara anului 1960 s-au identificat trei lacuri de dimensiuni reduse (între 30 și 60 m).

Afluenții mai importanți ai Rîului Doamnei, la sud de confluența cu Rîul Tîrgului, sunt Miceasca și Budeasa pe dreapta care, nu se încadrează în Piemontul Cîndești și Valea Mare (Pitești), pe stînga.

Valea Mare curge de la nord-est către sud-vest, direcție care amintește de cea a Argeșelului și de valea Vieroșilor. Explicația acestui fenomen este dificilă. Mai întîi se poate admite că Valea Mare a gravitat către centrul de convergență, pus în evidență de vechea confluență a Rîului Doamnei cu Argeșul (în timpul terasei superioare), precum și de confluențele Micesei, Budesei și Vieroșilor. Acest centru de convergență corespunde sinclinalului dintre Pitești și Colibași. În al doilea rînd nu este exclus un centru de ridicare în zona situată la nord de obîrșia văii Vrănești. Analizînd cu atenție harta se constată că aici toate văile au caracter divergent. De exemplu Beuca, Lăpușul și Vrăneștii curg înspre sud-est, valea Vălenilor este orientată nord-sud, Ștefăneștii, Izvoranii și Valea Mare se îndreaptă către sud-vest.

Valea Mare se caracterizează printr-o deosebită intensitate și frecvență a formelor gravitaționale, ca abrupturile de prăbușire, alunecările sub formă de valuri și monticuli, precum și prin forme comune de eroziune și acumulare. La gura Văii Mari, în apropiere de intersecția cu Rîul Doamnei, se observă un tăpșan de acumulare, înalt de cca 20m. Pe afluenții ei sudici existența unor suprafețe structurale este discutabilă.

Concluzii asupra studiului văilor. Cele mai importante rîuri care alcătuiesc rețeaua hidrografică a Piemontului Cîndești și anume Dîmbovița, Argeșelul, Rîul Doamnei și Argeșul se găsesc la periferia regiunii



amintite, ele izvorînd din Carpații meridionali. În spațiul dintre aceste râuri mari se dezvoltă o serie de văi proprii Piemontului Cîndești, dintre care, prin mărimea bazinului hidrografic și prin problemele geomorfologice ce le ridică, sunt demne de remarcat pîraiele Potopul, Cîrcinovul, Cobia, Glîmbocelul și Rîncăcioval.

Dispoziția rețelei hidrografice, în ansamblu, concordă cu înclinarea generală a depozitelor pliocene și cuaternare, adică râurile curg și se dezvoltă de la nord către sud. În cadrul acestei dispoziții de ansamblu se pot constata și unele abateri.

Mai întîi, cursurile Argeșelului, Mîzganei și mai puțin Ilalei, sunt orientate aproximativ nord-est—sud-vest, trădînd în felul acesta afundarea cutelor flișului care se produce dinspre Dîmbovița către Rîul Tîrgului. Tot aceeași direcție o au Valea Mare și Vieroșii, datorită ariei de scufundare locală — corespunzătoare sinclinalului dintre structurile Pitești—Slătioarele și Boțești—Dobrogostea.

În al doilea rînd, văile principale ale Piemontului Cîndești se unesc în cîteva piețe hidrografice, cum este cea dintre Colibași și Valea Mare — unde se adună Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului, Argeșelul, Miceasa, Budeasa, Vieroșii și Valea Mare, cea de la Budîșteni corespunzătoare confluenței Glîmbocelului cu Pietroasele și cu Glîmbocelul de est, cea de la Hulubești, unde se unesc Butoiu, Strîmbu și Potopu, cea de la Ludești, Beleți, Dobrești etc.

Potrivit datelor geofizice și de foraj văile principale corespund, parțial sau total, unor linii de falie din profunzime. Așa este cazul Argeșelului, Potopului, Cîrcinovului, Glîmbocelului și mai puțin Dîmboviței.

În cadrul orientării de ansamblu nord-sud a văilor, se observă unele schimbări de direcție (coturi, bucle) înspre est sau înspre vest, care se datorează, în cea mai mare parte, mișcărilor pozitive suferite de anticliniale de profunzime, în Cuaternar. Astfel de cazuri se identifică la văile Cobia cu affluentul său Racul — în dreptul anticlinialelor Dragomirești și Suța Seacă, Cîrcinovul la Boțești, Rîncăcioval în dreptul morfostructurii Drăgăești—Furești, Argeșelul la Racovița etc.

Panta medie este de 10—13,2‰ la râurile proprii Piemontului Cîndești (Potopul, Glîmbocelul, Cîrcinovul, Rîncăcioval) și de 2,35—6,5‰ la râurile mari, limitrofe (Rîul Doamnei, Argeșelul, Dîmbovița). Începînd de la linia Mănești—Beleți—Racovița către sud, panta medie a tuturor pîraielor cu debit permanent este de 5—6‰ (Cobia, Potopul, Cîrcinovul) Aceasta se datorează atât evoluției avansate a profilului longitudinal cît și scăderii înclinării piemontului, în general.

Valoarea pantelor medii amintită suferă unele modificări locale, mai ales în dreptul zonelor anticlinale, datorită mișcărilor pozitive actuale ale structurilor respective. Astfel de anomalii apar pe valea Cobiei în dreptul anticlinalelor Dragomirești, Suța Seacă și Arsuri, pe Dîmbovița în aval de Dragomirești, pe Cîrcinov la Furești și Zgripțești, pe Rîncăciov în dreptul structurilor Pitești—Slătioarele și Drăgăești—Furești etc.

Adâncimea văilor scade de la nord (maximum 250 m) către sud (minimum 32 m) și în același sens se dezvoltă și în lărgime. De obicei, lărgirea văilor Piemontului Cindești se realizează pe etape, după fiecare confluență mai importantă. Lățimea maximă o au văile principale periferice care ajung pînă la 2,5 km (Dîmbovița și Rîul Doamnei), în timp ce văile proprii regiunii se dezvoltă mai mult la confluență cu lunca Argeșului, unde ajung pînă la cca 1 km (Potopul, Cîrcinovul, Glîmbocelul). Uneori, lărgimea văilor a fost condiționată și de mișcările tectonice cuaternare. Datorită lor, în dreptul sinclinalelor văile sunt mai largi, iar în dreptul anticlinalelor — mai înguste (Potopul, Cobia, Argeșul).

Datorită depozitelor grosiere în care au fost săpate, acolo unde sunt lipsite de terase, văile au versanții abrupti cu înclinări de cca 45° și chiar mai mult.

În cadrul văilor se întâlnesc o gamă de forme de eroziune, acumulare și gravitaționale care dau reliefului o notă foarte variată. Dintre acestea o atenție deosebită s-a acordat teraselor, care constituie adevarate înregistratoare ale mișcărilor cuaternare.

În limitele Piemontului Cindești s-au identificat 8 nivele de terasă și un al noulea în formare — albia majoră. Nu toate văile prezintă suita completă de terase. Acestea din urmă suferă variații de înălțime față de albia majoră în cursul aceleiași văi, aşa cum se vede în tabelul următor.

Paraleлизarea teraselor de pe complexul Argeș—Argeșel cu cele ale Dîmboviței, prin intermediul văilor proprii Piemontului Cindești, este dificilă și nesigură. Poate că pînă la urmă ar trebui să se renunțe la această tentativă de paraleлизare, adoptînd un sistem de notație propriu pentru fiecare vale în parte, în ideia că condițiile au diferit de la rîu la rîu. Există însă cîteva asemănări între unele trepte, atît ca dezvoltare cît și ca poziție. Astfel, cel mai bun reper l-a constituit terasa superioară (notată T8), care se întîlnește pe toate rîurile ce alcătuiesc complexul hidrografic Argeș—Argeșel, precum și pe Dîmbovița. În amont de zona deformării teraselor (linia Mănești—Racovița) această treaptă se

T A B E L

| Dîmbovița | | Cobia | Potopul | Glîmbocecul | Circinovul | R. Doamnei Argeșel | Ansamblul Piemont |
|-----------|----------|---------|---------|-------------|------------|--------------------|-------------------|
| T1 | 0—3 m | — | 0—3 m | — | 0—1 m | 0—2 m | 0—3 m |
| T2 | 3—21 „ | 2—8 m | 2—8 „ | 2—6 m | 2—12 „ | 2—10 „ | 2—21 „ |
| T3 | 9—15 „ | 6—18 „ | 20—28 „ | 11—25 „ | 16—30 „ | 8—25 „ | 6—30 „ |
| T4 | — | 22—27 „ | 22—50 „ | 30—60 „ | 40—60 „ | 23—35 „ | 22—60 „ |
| T5 | 50—55 | 36—45 „ | — | — | — | 40 „ | 36—55 „ |
| T6 | 16—80 „ | — | 30—65 „ | 50 „ | 62—80 „ | 50—80 „ | 16—80 „ |
| T7 | — | — | — | — | — | 75—100 „ | 75—100 „ |
| T8 | 35—100 „ | — | 75—90 „ | — | 97 „ | 95—130 „ | 35—130 „ |
| T9 | 66—150 „ | — | — | — | — | — | 66—150 „ |

menține, pe toate rîurile unde se evidențiază, la altitudinea de 95—130 (mai frecvent 100 m). Ea domină o a doua terasă cu caracter general, T6 (terasa medie), cu 35—45 m. Rezultă că cel de al doilea reper la constituit terasa medie care, în amont de zonele de deformare de la Mănești și Pitești, se înalță deasupra albiei majore cu 50—80 m (în general 60 m). În sfîrșit o altă terasă care pare să fie prezentă pe toate rîurile, este treapta inferioară joasă (T2), a cărei înălțime variază între 2—21 m. Nivelele intermediare celor trei terase reper sunt greu de paralelizat. Ele sunt probabil rezultatul mișcărilor locale ale scoarței.

Punctele cheie, pe baza cărora s-a schițat tentativa de paralelizare a teraselor, figurată în planșa XI-a, le-au constituit văile Cîrcinovul — la confluența celor două Cîrcinoave și Potopul — la confluența cu Potocelul. Pe Cîrcinov, terasa superioră (indiscutabilă ca prezență) are altitudine de 97 m, practic asemănătoare cu cea de pe Argeș la Pitești, sau cu cea de pe Rîul Doamnei la Budeasa. Ea domină cu 37 m nivelul T6, întocmai ca și în sectorul Pitești—Budeasa. Pe pîrîul Potopul terasa superioară (și aici sigură) se înalță cu 90 m deasupra albiei majore și domină nivelul T6 cu cca 35 m. Înînd seama că pe Dîmbovița, la o latitudine echivalentă, terasa T8 are 75—85 m pare normal să se admită că nivelul respectiv, ca și regiunea în ansamblu, coboară spre est și că ea poate să aibă pe Potop mai puțin cu 7 m decît pe Cîrcinov. În plus se mențin și diferențele față de terasa medie.

Semne de întrebare pun în special valea Cobiei și cea a Glîmbocecului. Pe valea Cobiei nivelul T5 se întîlnește numai în dreptul anticinalului. Este posibil ca acesta să reprezinte în realitate un corespondent al treptei T6, în sensul că interfluviul în dreptul anticinalului

(echivalent cu T6) să fi ieșit mai de vreme de sub apă în forma unei coame și să aibă o vechime ceva mai mare decât T6. La Glimbocelul există dubiu dacă T4 n-ar putea să fie un echivalent al terasei medii (T6), ținând seama de marea ei dezvoltare ori, dacă nu este aşa, atunci T6 ar putea fi un echivalent al terasei locale T5. Cu toate aceste semne de întrebare, se apreciază că tentativa de paralelizare constituie totuși un pas înainte față de alternativa individualizării teraselor pe fiecare vale în parte.

În ceea ce privește treptele T1, T2, T7 și T9, sînt de făcut următoarele observații :

Albia majoră (T1), este o terasă în devenire și ea se întilnește la rîurile mai importante : Rîul Doamnei, Dîmbovița, Argeșel și, într-o măsură mai mică, la Potop și Cîrcinov. Albia majoră se înalță deasupra albiei minore, de cele mai multe ori prin intermediul unui taluz, cu 0,5 pînă la 2 m, fapt evident în special la Dîmbovița și Rîul Doamnei. În aval de Pitești (la Argeș) și la Dragomirești (la Dîmbovița) albia majoră își pierde treptat din individualitate și locul ei începe să fie luat de nivelul superior (T2). Pe văile mai mici, cum sînt Cobia, Glimbocelul și Rîncăciovul, o albie majoră propriu-zisă nici nu s-a format, astfel că firul apei se adîncește în nivelul fundului văii care se racordează cu T2 de pe Argeș.

Terasa inferioară joasă (T2) prezintă două trepte în cursul superior al rîurilor, acolo unde aportul torenților laterali este mai substanțial sau în zonele de recentă ridicare. Acest fapt apare foarte clar pe văile Dîmboviței, Potopului, Cîrcinovului, Rîul Doamnei, Argeșelului etc. Către sud, treapta inferioară (T2 a) începe să dispară, evidențiindu-se doar stadiul T2 b. Ținând seama că terasa T2 se dezvoltă în special în zonele cu o frecvență mare de agestre și glacisuri, ea ar putea fi caracterizată drept o treaptă a conurilor de dejecție. Același caracter îl are și terasa T3 pe valea Argeșelului.

Nivelul T7, judecînd după raporturile (diferența de altitudine) dintre terasa superioară (T8) și terasa medie (T6), este specifică numai complexului Argeș—Argeșel. Ea nu se întilnește nici pe Dîmbovița și nici pe alte văi proprii Piemontului Cîndești. Pe Rîul Doamnei T7 este prezentă numai în amont de Purcăreni, pe Argeșel se întilnește de la Racovița spre nord, iar pe Argeș se identifică între Băiculești și Pitești. Ținând seama că pe văile Cîrcinovul, Glimbocelul, Potopul și Cobia terasa T7 lipsește, aceasta ar constitui un criteriu care le-ar apropiua (pe rîurile amintite) mai mult de Dîmbovița (ca regim și evoluție) decât de sistemul Argeș—Argeșel.



Terasa T9 se întâlnește numai la Dîmbovița și la râurile mari ce se dezvoltă la răsărit de ea, în Subcarpați. Cu alte cuvinte, prezența terasei T9 pe Dîmbovița reprezintă un element subcarpatic, aşa după cum afundarea teraselor și vîrsta din ce în ce mai tînără a Piemontului Cîndești în partea sa de sud-est, trădează influențe ale Cîmpiei romîne. Formarea nivelului T9 se datorește mișcărilor pozitive mai timpurii și din ce în ce mai accentuate ale regiunii precarpaticice, la est de rîul Argeșel.

Majoritatea nivelelor de terasă suferă deformări pe spații mai mari sau mai reduse. O primă observație este aceea că terasele sănt, de regulă, divergente în amont și convergente în aval, fapt care se observă mai ales la rîul Dîmbovița. În al doilea rînd ele suferă denivelări locale, în dreptul structurilor și faliilor de adîncime. Aceste deformări au amplitudini de 2—40 m și sănt mai pronunțate la terasele superioare.

Cauzele principale ale formării teraselor din cadrul Piemontului Cîndești sănt atribuite, provizoriu, atât tectonicii cât și eustatismului. Nivelele T2, T6 și T8, care au o dezvoltare generală (se întâlnesc pe toate văile), se datoresc unor cauze generale și acestea ar fi cele eustatice. Variația lor de înălțime de la vale la vale și de la bloc tectonic la bloc tectonic, se datorește mișcărilor epirogenetice și de cutare (ondulare) din Cuaternar. Atât timp însă cât se admit terase locale sau regionale (T9, T7, T5, T4, T3) nu se pot exclude cauzele tectonice. Așadar, se consideră că principalele cauze care au dus la formarea nivelelor T3, T4, T5, T7 și T9 se datoresc, în primul rînd, mișcărilor scoarței. Cu alte cuvinte nu se exclud nici cauzele combinate. De exemplu, în cazul terasei T2 trebuie să se mai țină seama de influențele locale, ca excesul depunerilor proluviale, schimbarea unghiului de pantă sau aluvionările mai intense. O dovadă a acestor din urmă cauze o constituie confluențele principale, unde se întâlnește, de obicei, suita completă a teraselor. Pentru unele nivele inferioare (T3 și chiar T4) ar mai fi posibile și cauze climatice.

Dovezi paleontologice referitoare la vîrsta teraselor Piemontului Cîndești nu sănt. Oricum, ele s-au format în Cuaternar, după Villafran-chian. Dovada o constituie faptul că terasa cea mai veche (T9) este mult mai recentă decât stratul cu bolovani din cadrul stivei piemontane, corelativul probabil al paroxismului mișcărilor de înălțare (villafran-chiene) din Carpați. Un alt element în stabilirea vîrstei teraselor l-ar putea constitui prezența formelor periglaciale în conul de dejecție al văii Ilala (139, 167). Potrivit observațiilor de pe teren, conul Ilalei este secționat la nivelul corespunzător teraselor T3 și T4. Deci depozitele



teraselor T3 și T4 ar trebui să fie cel puțin sincrone cu glaciațiile Riss și Würm¹⁾, dacă nu mai vechi.

Din motivele arătate mai sus se consideră, provizoriu, că lunca și terasa inferioară (T2 a și b) s-au format în Holocen, terasa T3 în Würmian, iar treapta T4 în Rissian. Celelalte terase (dintre care T5 și T7 au caracter local sau regional) sunt de vîrstă prerissană, mergînd pînă la Pleistocenul inferior.

După vechimea lor, văile Piemontului Cîndești se pot grupa în patru generații :

O primă generație o formează văile Dîmboviței, Rîul Doamnei și Argeșelul, care au, probabil, aceeași vîrstă ca și piemontul. Ele datează din Villafranchian, dacă nu din Pliocen. Se pune problema dacă Dîmbovița, cu un nivel de terasă în plus, la partea superioară, este sau nu mai veche decît celelalte două văi amintite. Acest lucru este greu de stabilit. Înînd seama că pe Rîul Doamnei, la nord de Coșești și pe Argeșel — la nord de Davidești — diferența de nivel dintre suprafața piemontantă și terasa T8 ajunge la 40—60 m, practic egală cu cea de pe Dîmbovița, s-ar părea că existența unei terase în plus pe acest din urmă rîu, nu constituie un argument hotărîtor pentru a-l considera mai vechi decît celelalte.

A doua generație de văi o formează văile Cîrcinovul și Potopul. Existența lor în Piemontul Cîndești este mai veche decît terasa T8 deoarece pe ambele rîuri se identifică acest nivel, dar mai recentă decît stratul cu bolovani (echivalent probabil sfîrșitului Villafranchianului).

A treia generație o formează văile Glimbocelul și Cobia, care s-au schițat în timpul scurs între terasa T8 și terasa T6 ; probabil de aceeași vîrstă să fie și valea Rîncăciovului.

Celelalte văi sunt posterioare etajării nivelului T5. Dintre ele, mai vechi pare să fie Mîzgana, Ilala și Huluba, deoarece la confluența lor cu Argeșelul se identifică terase mai noi decît T4, inclusiv. Înînd seama că văile principale ale Piemontului Cîndești prezintă terase din ce în ce mai vechi în amont rezultă că ele s-au format treptat, de la nord înspre sud, pe măsură ce țărmul lacului se retragea către Cîmpia română.

Formele de eroziune sunt reprezentate printr-o sumedenie de văi, de mărimi diferite, prin torenți, martori de eroziune etc. Datorită faptului că rețeaua hidrografică a activat într-o stivă de depozite grosiere (pietrișuri și nisipuri) ea a dat naștere la văi adânci, cu pante abrupte.

¹⁾) După ultimile cercetări, numai glaciațiile Riss și Würm s-au resimțit pe teritoriul R. P. Române (139, 59).

Eroziunea este mai activă în sectoarele unde mișcările pozitive cuaternare s-au manifestat mai intens. Aceste sectoare corespund, de obicei, anticlinalelor și părții nordice a Piemontului Cîndești. La contactul dintre depozitele pliocene și eocene, eroziunea a îndepărtat, parțial sau total, stiva pietrișurilor de Cîndești, punând în evidență o zonă depresionară de contact, care reprezintă de fapt o suprafață de nivelare în formare (la aceasta mai contribuie procesele gravitaționale și de acumulare). Mai la nord, denudația și, în primul rînd eroziunea, a îndepărtat toată stiva de strate pliocene, scoțind la zi suprafața de nivelare predaciană — uneori și preponțiană, grefată pe roci de vîrstă eocenă. Martori ai vechii cuverturi pliocene se întâlnesc în regiunea Balabani, sub forma unor movile foarte înalte (nisipuri ponțiene). Suprafața exhumată reprezintă un fragment al nivelului Gornovița, finisat de către abraziunea marină în timpul Pontianului superior și Dacianului.

De îndată ce cuvertura pietrișurilor de Cîndești a fost înălțaturată, parțial ori total în nordul piemontului, s-au pus în evidență o serie de strate de constituție, rezistență și permeabilitate diferită, care se dezvoltă pe zone mai mari. Această diferențiere litologică se traduce în relief prin forme structurale, cum sunt suprafețele structurale și cuestele.

Formele de acumulare sunt reprezentate prin ostroave, depunerile aluvionare, agestre etc. Cele mai frecvente sunt agestrelle, care în funcție de vechimea și mărimea văilor, unghiul de pantă și densitatea rețelei hidrografice, capătă diferite forme, de la cele simple pînă la glacisuri. Mici glacisuri se întâlnesc pe valea Argeșelului (stînga rîului) și pe cea a Dîmboviței — la nord de Oncești și la Izvoarele.

Foarte interesante și destul de vechi sunt depunerile proluviale de pe stînga Argeșelului, secționate la nivelul teraselor T3 și T4. Agestrelle de pe valea Dîmboviței sunt mai recente (din timpul formării nivelului T2) și au o formă mult mai plată și mai extinsă decît cele de pe Argeșel. Depunerile proluviale sunt mai frecvente în partea de nord a Piemontului Cîndești, unde și activitatea torențială este mai intensă.

Nota caracteristică a pantelor Piemontului Cîndești este dată de formele gravitaționale, cu o răspîndire, intensitate și proporții impresionante. S-ar putea spune că cel mai activ și masiv proces de nivelare (evoluție laterală a versanților) îl constituie, în regiunea aceasta, prăbușirile și alunecările de teren. Intensitatea și amplitudinea lor sunt în raport direct cu adîncimea fragmentării reliefului. Pantele Piemontului Cîndești au, în general, un aspect comun : la partea superioară predo-



mină procesele de desprindere și prăbușire sau spălările în masă (echivalent cu zona eluvială); în sectorul median al pantelor predomină treptele de prăbușire, valuri și monticuli de alunecare, parțial fixați sau în mișcare (echivalent cu zona deluvială); la baza pantei, înclinarea se micșorează prin acumularea materialului provenit de pe pante, care intră aici într-un echilibru relativ stabil (zona coluvilor). Bineînțeles că toată această zonalitate și gamă de forme este completată cu vîlcele și torenți de dimensiuni variabile. Astfel de versanți sunt specifici Argeșelului, Rîncăciovului, Cîrcinovului în amont de Beleți, Potopului la nord de Ludești și mai ales coastei Valea Mare—Găești, care constituie exemple tipice de „pante deluviale” (51).

i) *Interfluviiile.* Suprafața Piemontului Cîndești este împărțită, practic în mod egal, între văi și interfluvii. În partea nordică a regiunii, interfluviiile ocupă 35—40% din suprafață, în timp ce în partea centrală și cea sudică ele se dezvoltă pe cca 60% din spațiul piemontului.

Marea majoritate a interfluviiilor Piemontului Cîndești reprezintă resturi ale unei suprafețe primare de acumulare. Sunt foarte rare deaurile care, datorită densității mărite a rețelei hidrografice și a evoluției laterale a versanților, se prezintă sub forma unor creste de intersecție (pl. XI).

Caracterul primar al interfluviiilor Piemontului Cîndești a fost discutat cu altă ocazie (89). În cele ce urmează se repetă argumentele care stau la baza acestei concluzii.

Suprafața piemontului este foarte netedă pe întinderi de zeci de km. Nici un agent modifier extern n-ar fi putut modela atât de perfect o suprafață imensă, într-un timp atât de scurt. La începutul acestui capitol s-a menționat că modelarea suprafeței Gornovița — care nu este atât de netedă, a durat din Tortonian (Sarmațian ?) pînă în Levantin. Ori a accepta că Piemontul Cîndești a fost modelat în Cuaternar — pînă la formarea terasei superioare, este o imposibilitate.

Formele de relief ce se dezvoltă în cadrul depozitelor grosiere și neconsolidate — cum sunt pietrișurile de Cîndești, au aspect neregulat, accidentat, abrupt. Admitînd că interfluviiile respective au fost afectate de denudație, atunci ar trebui ca ele să aibă aspect neregulat, cunosind că pătura de pietrișuri n-a fost îndepărtată complet.

Terasele superioare trec pe rînd, înspre sud, în nivelul piemontului, formînd o suprafață acumulativă continuă.



Interfluviile Piemontului Cîndești formează, de foarte multe ori (vest de Argeș), o suprafață comună cu cea a Cîmpiei române, despre care nu se poate spune că este de eroziune (derivată).

Datele de foraj și cele hidrogeologice (89) nu pledează pentru interpretarea interfluviilor Piemontului Cîndești ca un nivel de denudație.

Dealurile Piemontului Cîndești, aşa cum a observat Vîlسان, sunt niște „spinări netede“, de lungimi și lățimi variabile (pl. VI, fig. 2). Unele din ele se dezvoltă pe distanțe de ordinul sutelor de metri, altele au lungimi de zeci de kilometri. Cel mai lung interfluviu, un adevărat masiv deluros, este acela care însoțește valea Argeșelului, pe stînga. El se urmărește, fără nici un fel de întrerupere, din Dealul Pietrelor (extremitatea nordică a regiunii) pînă la Valea Mare—Pitești, pe o distanță de peste 30 km. Lățimea lui variază între cîțiva metri în sectorul Bîrzești—Davidești și peste 1 000 m în Plaiul Teișul, la vest de satul Voroveni și, în general, la sud de Davidești. Alt interfluviu important este acel care se dezvoltă pe stînga Cîrcinovului de est și Cîrcinovului unit, pe o lungime de aproape 30 km. Din el se desprinde interfluviul de pe stînga Glimbocelului, care are o lungime de peste 20 km. De asemenei un interfluviu important se întîlnește pe stînga văii Potopului, unde se continuă, fără întrerupere, pe o distanță de peste 20 km, între paralela satului Dragodănești și localitatea Ludești. Dealuri de proporții mai reduse se constată de-a lungul văilor Dîmbovița (pe dreapta), Cobia, Rîncăciovul și altele.

Din cele expuse mai sus reiese că principalele interfluvii se dezvoltă de-a lungul văilor mai importante ale Piemontului Cîndești și anume pe stînga lor. Interfluviile care se întîlnesc pe dreapta văilor mari au dimensiuni reduse, ele fiind întrerupte de afluenții rîurilor respective. Explicația constă în faptul că Piemontul Cîndești se înalță treptat către vest, la sud de linia Mănești—Racovița. Ca atare bazinele hidrografice ale rîurilor principale se dezvoltă și ele — preferențial — tot pe dreapta (spre vest), cruceind interfluviul stîng.

Dealurile Piemontului Cîndești, cu aspectul lor plat, sunt separate de văi adânci și cu pereți abrupti (pl. VI, fig. 3). Adâncimea fragmentării reliefului, după cum s-a mai spus, crește de la sud (30—50 m) către nord, unde înregistrează valori de 200 și chiar 250 m. Dacă la aceasta se adaugă substanțiala denivelare și dimensiunile impresionante ale dealurilor (lungimi de ordinul zecilor de km), interfluviile principale merită să fie numite „masive“ deluroase. Cum acestea se dezvoltă paralel cu rîurile mai importante, ar putea fi denumite astfel: „masivul Argeș-



lului", interfluviul care se întâlnește pe stînga rîului respectiv, între Dealul Pietrelor și Valea Mare; „masivul Cîrcinovului" pe cel care se dezvoltă la est de pîrîul amintit; „masivul Glimbocelului" de pe stînga pîrîului cu același nume, între Boțești și Budîșteni; „masivul Potopului" — interfluviul de pe stînga Potopului, dintre Dragodănești și Ludești etc.

Panta medie a interfluviielor este de cca 12%. Ea se accentuează în partea nordică a piemontului (cca 14%) și se reduce la sud de linia Mănești—Colibași (10%). Profilul longitudinal al principalelor interfluvii din partea vestică a regiunii, în general, nu suferă deformări locale (pl. XIV), în schimb cele de la est de Cîrcinov prezintă anomalii de ordinul a 10—40 m care marchează reflexul în morfologie a cutelor și faliilor din adîncime. Cele mai importante deformări se identifică în zona anticlinialelor Ludești, Mănești, Glîmbocelu și Suța Seacă—Leordeni.

În afară de interfluvii primare, în limitele regiunii dintre Dîmbovița și Argeșel, se mai identifică și creste de intersecție, mai frecvente în sudul ei și în preajma confluențelor (pl. XI). Înțînd seama că aceste intersecții se realizează în cadrul depozitelor grosiere, interfluviiile sănt foarte înguste și abrupte — adevărate creste.

Forma și dimensiunile interfluviielor, precum și înclinarea mare a pantelor și-au spus cuvîntul în stabilirea căilor de comunicații. Astfel, de-a lungul masivelor principale s-au stabilit drumuri de care, uneori mai frecventate decît cele ce se întâlnesc de-a lungul văilor. În schimb, șoselele sau drumurile principale pe direcția est-vest sănt foarte puține.

j) *Elementele periglaciale în Piemontul Cîndești.* În anul 1961 P. Cotet (139) și I. Popescu-Argeșel (167) au găsit la Bîrzești, în conul de dejecție al văii Ilala, criostructuri complexe cu pungi de pietrișuri și argilele nisipoase. Colorația criostructurilor este gălbui-feruginoasă spre roșcat — la pietrișuri și cenușie-albăstruie la unele nisipuri și argile. După cum s-a mai amintit, prezența elementelor periglaciale în conul de dejecție al văii Ilala pune în discuție, atât vîrsta teraselor T3 și T4, cît și condițiile de formare a agestrelor și glacisului de pe valea Argeșelului. Aceste forme proluviale cu aspect specific bombat, este posibil să se fi depus în condițiile unui climat rece, periglaciar, lipsit de vegetație lemnosă — ceea ce a permis degradarea accentuată a versanților. În același timp, rețeaua hidrografică nu putea transporta materialele mai departe de baza pantei, fie din cauza debitului redus, fie datorită perioadei de dezgheț.

Nu se poate explica însă dece numai pe valea Argeșelului (și numai pe versantul stîng) se găsesc astfel de forme. Din această cauză tre-

buie avute rețineri față de ipoteza emisă în legătură cu condițiile climatice care au dus la formarea proluviilor de pe stînga rîului amintit. Totodată este de presupus că sistemul de modelare periglacial nu-a contribuit în mod substanțial la geneza și evoluția principalelor forme de relief ale Piemontului Cîndești.

D) MORFOGRAFIA ȘI MORFOMETRIA PIEMONTULUI CÎNDEȘTI

Ca urmare a originii sale acumulative, a vîrstei recente, a mișcărilor epirogenetice din Cuaternar și a denudației, manifestată mai ales în adîncime, aspectul major al Piemontului Cîndești este acela al unei cîmpii piemontane, înălțată din ce în ce mai mult către poala muntelui. Înspre sud această suprafață inițială de acumulare se pleacă treptat și, dacă nu s-ar interpune valea Argeșului, trecerea către Cîmpia română s-ar realiza pe nesimțite, aşa cum se constată la est de valea Cobiei sau la apus de orașul Pitești.

Marginea nordică a Piemontului Cîndești, fiind mult înălțată și de vîrstă mai veche, se remarcă prin cotele absolute cele mai mari. Ele se mențin în jurul valorii de 700 m, altitudinea maximă fiind de 742 m în Dealul Pietrelor. Marginea sudică a regiunii este de vîrstă recentă și a fost afectată într-o măsură mai redusă de mișcările epirogenetice. În consecință, în acest sector se întîlnesc cotele cele mai reduse — între 400 și 200 m, minimum 192 m la gura văii Cobiei.

Tot ca urmare a mișcărilor tectonice noi suprafața piemontană este deformată și în sens longitudinal, plecîndu-se ușor (40 m) în sectorul nordic, de la est înspre vest, în timp ce în sectorul sudic ea coboară invers, de la vest către est cu cca 200 m.

Mergînd mai în detaliu cu analiza morfografică și morfometrică, se constată că suprafața piemontană apare slab ondulată, mai cu seamă în sudul Piemontului Cîndești (pl. XIV). Acest aspect se datorează „creșterii” recente a structurilor din adîncime. Astfel, zonele anticlinalelor Glimbocelu, Ludești și Șuța Seacă se traduc în morfologie prin deformări pozitive, de ordinul a 10—40 m.

Imaginea de suprafață netedă, în ansamblu, a Piemontului Cîndești se obține numai în cazul cînd se privește regiunea de sus, de pe interfluviu. În detaliu însă această cîmpie acumulativă înălțată este brăzdată de foarte numeroase văi, unele mai evolute — altele mai tinere, care se adîncesc din ce în ce mai mult spre nord. Ca urmare, energia reliefului în partea nordică a regiunii este de 200—250 m și se reduce treptat către sud-est, unde ajunge la 30—50 m. În cadrul acestor văi



adânci, cu pereți aproape verticali, se desfășoară o gamă de forme, dată mai ales de procesele gravitaționale. Ca frecvență și spațiu urmează terasele (pe văile mature) și diferite alte forme de acumulare. Înclinarea mare a versanților contrastează puternic cu aspectul neted al interfluiilor și cu cel plat al fundului văilor.

În partea de nord a Piemontului Cîndești, denudația a scos la iveală stive de strate de compozitie și rezistență diferită, pe care s-au grefat suprafete structurale, asociate cu cueste.

În concluzie, faciesul morfologic al Piemontului Cîndești se caracterizează prin existența interfluiilor netede — expresia unei suprafete primare de acumulare, separate de văi adânci și în general cu pereți abrupti. În cadrul văilor se dezvoltă cornișe de desprinderi și alunecări, terase fluviale, agestre, forme structurale etc.

E) RAIONAREA GEOMORFOLOGICA A PIEMONTELUI CÎNDEŞTI

Varietatea formelor de relief din cadrul văilor, originea, intensitatea mișcărilor și amploarea lor, energia reliefului, vîrstă și variația altitudinei absolute a spinărilor piemontane, impun separarea a trei raioane geomorfologice în cadrul Piemontului Cîndești :

a) Raionul nordic, corespunzător zonei depresionare de contact, se caracterizează prin prezența formelor structurale, elemente care nu se găsesc în celelalte raioane. Ca frecvență și intensitate predomină forme de eroziune și, într-o proporție ceva mai mică, cele de gravitație și acumulare.

b) Raionul central și sud-vestic este delimitat la nord de zona depresionară de contact, iar la sud de o linie care ar uni localitățile Mănești și Zgripcești. Din dreptul acestei localități limita coboară de-a lungul văii Cîrcinovului pînă la Topoloveni. Caracteristica raionului amintit o constituie altitudinea absolută destul de mare a interfluiilor, cuprinsă între 742 m și 400 m, adîncimea fragmentării reliefului care înregistrează valori între 100 și 250 m, văi cu pereți abrupti și răscoliți de prăbușiri și alunecări de teren, frecvența mare a conurilor de dejecție și lipsa teraselor în interiorul piemontului, exceptînd nivelul T2. Aici mișcările cuaternare de cutare (ondulare) s-au manifestat cu o intensitate minimă. Raionul central și sud-vestic corespunde „podisului înalt” după G. h. M u r g o c i (84, 85). Deci nota caracteristică o constituie dezvoltarea la maximum a pantelor deluviale.

c) Raionul sud-estic este delimitat de linia Mănești—Zgripcești—Topoloveni la nord și vest și de văile Argeșului și Cobiei la sud și est.



El se caracterizează prin interfluvii din ce în ce mai noi către est, a căror altitudine coboară treptat de la 475 m pînă la 230 m, prin reducerea adinçimii văilor de la 100 la 30 m, prin dezvoltarea frumoasă a teraselor, reducerea proceselor de pantă și printr-o manifestare intensă a mișcărilor tectonice noi. Structurile geologice de adîncime, ca și faliile principale, se reflectă evident în relief. Acest raion reprezintă o zonă de treceare de la piemontul înalt (podisul înalt) la cîmpie și ar putea fi considerat ca un ecou, ca o prelungire către vest și nord-vest, a golfului de la Tîrgoviște.

IV. MIȘCĂRILE NEOTECTONICE ȘI CONCLUZII PRIVITOARE LA POSIBILITATEA FOLOSIRII STUDIILOR GEOMORFOLOGICE ÎN CERCETAREA ZĂCĂMINTELOR DE HIDROCARBURI

1. Precizarea termenului de „neotectonică”. Observațiile făcute în diferite părți ale globului au evidențiat existența unor mișcări recente ale scoarței terestre, a căror amplitudini sunt variabile. Urmărirea acestor mișcări a început să preocupe din ce în ce mai mult pe oamenii de știință, astfel încât, după anul 1930, s-a creat un adevarat curent în direcția cercetării tectonicii noi. Materialul faptic adunat a permis geologilor și geomorfologilor să afirme că nu pot exista perioade de liniște absolută în prezent pentru nici o unitate structurală a globului.

Cu ocazia celui de al XVII-lea Congres geologic internațional din anul 1937, s-a formulat termenul de *tectonică nouă*, înțelegînd prin aceasta procesele tectonice care au creat trăsăturile de bază ale reliefului actual (142). În anul 1948, la conferința Societății Naturaliștilor din Moscova, V. A. Obrucev a propus termenul de *neotectonică* pentru noua direcție de cercetare. Prin acest termen el înțelegea studiul structurilor scoarței terestre, create în timpul mișcărilor de la sfîrșitul terțiarului și din prima jumătate a cuaternarului, care condiționează în mod esențial formarea reliefului actual (142).

În literatura geologică și geomorfologică referitoare la mișcările noi se întîlnesc o serie de denumiri ca „*tectonique vivante*” (E. Wegmann), „*tectonica activă*”, „*tectonica recentă*”, „*tectonica contemporană*”, „*tectonica tînără*”, „*mișcări moderne*”, „*actuotectonică*” etc. (142). Se pare că prin termenii „*tectonică contemporană*”, „*mișcări moderne*” și „*actuotectonică*” se caută să se diferențieze mișcările cele mai noi, actuale.



În legătură cu mișcările neotectonice se pune o problemă destul de dificilă și anume aceea a limitei dintre ele și tectonica propriu-zisă. Majoritatea cercetătorilor sovietici consideră că mișcările neotectonice încep după ultima fază principală de tectogeneză alpină, deci odată cu Neogenul. Autorul acestei lucrări constată că diferențele unități de orogen n-au fost afectate în același timp de principalele faze de mișcări și în consecință nu-și însușește punctul de vedere exprimat mai sus. Mai mult, în alcătuirea scoarței pământului nu intră numai unități de orogen ci și unități cu regim de platformă, unde nu se mai poate vorbi despre paroxisme recente de mișcări. Din acest motiv stabilirea limitei dintre mișcările tectonice și neotectonice pe spații mari (continent) și cu condiții geologice diferite, se poate face numai în mod convențional. Dacă se pune în discuție însă un cadru mai redus, cum este Piemontul Cindești sau Depresiunea precarpatică, atunci se poate lua în considerare, ca punct de plecare în studiul neotectonicei, începutul paroxismului „fazei valahe”. Această dată de referință corespunde cu ridicarea în bloc a Carpaților, cu formarea piemonturilor (deci odată cu formarea reliefului actual), cu retragerea lacului pliocen etc. De altfel, evidențierea în relief a structurilor geologice de adâncime din perimetru Piemontului Cindești se datorează mișcărilor care s-au produs în cuaternar, concomitent și după depunerea cuverturii piemontane.

2. Obiectul de studiu și metodele de cercetare ale neotectonicei. Așa cum rezultă din definiția mișcărilor tectonice noi, obiectul neotectonicii îl constituie studiul mișcărilor recente (în sens geologic) ale scoarței terestre, care au jucat un rol principal în formarea reliefului actual.

Metodele de studiu ale mișcărilor neotectonice sunt multiple și, după diferenți autoři (142), ele ar putea fi grupate în felul următor :

a) Metode litologo-stratigrafice (geologice). Acestea constau în analiza schimbării faciesurilor și grosimilor formațiunilor sedimentare, apariția sau disparația unor orizonturi neogene, analizele paleogeografice, raporturile tectonice între diferenți termeni etc. Metodele geologice se folosesc mai mult în regiunile unde predomină acumularea.

b) Metode geografice și istorico-arheologice. În această grupă se încadrează metodele geomorfologice (mai ales în zonele unde predomină denudația), cele hidrologice, biogeografice, fizico-geografice, istorice, arheologice și altele.

c) Metode instrumentale, ca de pildă cele geodezice, geofizice, astronomice, aerofotogrametrice etc.

d) Metoda complexă. Pentru obținerea unor rezultate cît mai concluzionante se recomandă ca în studiul mișcărilor neotectonice să se utilizeze metoda complexă și, în primul rînd, observațiile geologice și geomorfologice.

Din bogata literatură de specialitate reiese că metodele cel mai des folosite sunt cele geomorfologice. Dintre acestea, au dat rezultate remarcabile, în diferite regiuni ale lumii, următoarele :

Studiul repartiției cotelor absolute și orientarea pantelor ;

Analiza clarității limitelor geomorfologice ;

Studiul schemei rețelei hidrografice, în ansamblu ;

Studiul direcției văilor ;

Gradul de fragmentare și adâncimea fragmentării reliefului ;

Analiza reliefului remanent ;

Analiza densității rețelei hidrografice ;

Analiza profilului longitudinal al văilor și stabilirea mărimilor schimbării pantei rîurilor, pe fiecare porțiune concretă ;

Studiul suprafețelor de nivelare ;

Studiul teraselor (numărul, altitudinea și profilul longitudinal) ;

Analiza indicelui de sinuozitate al rîurilor ;

Studiul văilor și viroagelor suspendate ;

Studiul remanierii rețelei hidrografice ;

Analiza teraselor lagunare ;

Stabilirea raportului între spațiul ocupat de ape și cel ocupat de uscat ;

Analiza degradării lacurilor și scurgerii zonelor înmlăștinate ;

Studiul variației liniei de țărm ;

Studiul fenomenelor de îngheț și dezgheț etc.

La aceste observații se adaugă și cele cu caracter geologic, astfel că metodele de cercetare a mișcărilor tectonice noi se folosesc în complex. Este de reținut că metoda de bază în astfel de cercetări o constituie analiza amănunțită a văilor.

În Republica Populară Română observații cu privire la influențele mișcărilor tectonice recente asupra oro-hidrografiei, se întâlnesc într-o serie de lucrări care datează încă de la începutul secolului actual. Printre lucrările mai importante de acest gen sunt de menționat cele ale lui Mrazec (75), Dumitrescu-Alden (20), Murgoci (85), Vîlsan (123), M. Drăghiceanu (21), C. Brătescu (7), M. David (18), N. Al. Rădulescu (107), N. Popp (102) etc.



Observațiile respective au fost sporadice, iar cercetările amintite n-au avut un caracter special. Prima lucrare publicată care consacră un capitol problemelor de neotectonică este aceea a lui P. Cotet (13). Ulterior au apărut cîteva articole în legătură cu modul de manifestare al mișcărilor noi în relieful Piemontului getic (172, 3) etc. În anul 1961, I. Rădulescu și H. Grumăzescu au întocmit o sinteză a observațiilor făcute de diferiți cercetători și au scos în evidență posibilitatea descifrării mișcărilor tectonice din Cuaternar de pe teritoriul R.P.R., prin metoda geomorfologică (170).

Din lucrările publicate, rezultă că indicii geomorfologici, care evidențiază manifestarea mișcărilor neotectonice pe teritoriul R.P.R. sunt:

Variația cotelor absolute, structura rețelei hidrografice în ansamblu, variația numărului și altitudinei teraselor, precum și deformarea acestora, asimetria văilor, indicele de meandrare a rîurilor, variația grosimii depozitelor de terasă, indicii morfometrici ai depozitelor de terasă și din albiile majore. Studiul de față vine să completeze, în bună parte, lista indicilor geomorfologici care evidențiază mișcările neotectonice.

3. Formele de manifestare ale mișcărilor tectonice noi în relieful Piemontului Cindești. Dacă ar trebui să se considere începutul Neogenului ca punct de plecare pentru studiul mișcărilor noi, atunci se impune să se distingă două etape în neotectonica Piemontului Cindești: una previllafranchiană, care se poate reconstitui mai mult pe baza metodelor geologice și alta cuaternară, care poate fi descifrată, practic, numai prin metode geomorfologice.

a) Mișcările scoarței produse în timpul Neogenului s-au manifestat prin următoarele elemente :

Variațiuni în timp a liniei de țărm. Așa cum s-a văzut la capitolul privind evoluția paleogeomorfologică a Piemontului Cindești, poziția liniei de țărm a oscilat destul de mult în Neogen, ca urmare a repetatelor schimbări de sens ale mișcărilor pe verticală. Principalele faze de înălțare în bloc a Piemontului argeșan, evidențiate prin regresiuni marine, s-au produs în Acvitanian-Burdigalian, în timpul Tortonianului superior ori Sarmațianului mediu și mai ales în Villafranchian. Ridicări cu caracter local se mai pot reconstitui în Sarmațianul superior, Meotianul inferior, Ponțianul inferior etc. Fazele de scufundarea scoarței, care corespund cu transgresiunile marine, au fost și ele mai accentuate la începutul Eocenului, la sfîrșitul Helvețianului și începutul Tortonianului, probabil în Sarmațianul mediu-inferior și în Pliocenul mediu-superior (fig. 5).



Deformarea suprafețelor de nivelare fosile. Din analiza planșei a IX-a se constată că suprafața Rîu Șes, în limitele Piemontului argeșan, a suferit deformări singenetice și postgenetice (pînă astăzi) de cca 4000 m. Aceste deformări se datorează mișcărilor epirogenetice. În ce privește mișcările de cutare, se apreciază că amplitudinea lor este de cca 2000 m în partea de sud a Piemontului Cîndești. Dacă se are în vedere suprafața Gornovița se observă că ea a suferit deformări pe verticală de cca 2300 m (fără a lua în considerare grosimea Sarmațianului din regiunea Găești), în timp ce amplitudinea cutelor este în medie de 500—600 m. La realizarea deformărilor amintite mișcările cuaternare au contribuit cu 7—800 m pe verticală și cu 30—40 m maximum, la formarea cutelor actuale. Dacă se scade din valoarea deformărilor suprafeței Gornovița pe cele produse în Cuaternar, și pe ale Gornoviței din cele ale suprafeței Rîu Șes, se constată că de la sfîrșitul Oligocenului și pînă în Tortonian s-au manifestat, cu precădere, mișcările de cutare, în timp ce din Tortonian pînă în Villafranchian au predominat mișcările epirogenetice. Intensitatea acestor mișcări (epirogenetice) a crescut foarte mult în Cuaternar, în schimb s-au redus la maximum cele de cutare.

Modificarea în timp a asociației floristice. S-a menționat în alt capitol că frecvența plantelor hidrofile a început să crească în Helvetian și Tortonian. Apoi procentul de participare al vegetației hidrofile a sporit în mod impresionant din Sarmațian și pînă în Dacian (în Levantin lipsesc analizele). Acest fapt poate fi pus pe seama mișcărilor negative înregistrate de Carpații meridionali și Depresiunea getică, care au dus la transgresiunile marine și, implicit, nivelarea (îmbătrînirea) reliefului. Această concluzie este confirmată și de întreaga evoluție a mixturii forestiere, care s-a îmbogățit mereu cu forme de altitudine medie (128, 129), mai ales în perioada Acvitianian-Sarmațian.

Variatia grosimii (chiar dispariția) unor termeni stratigrafici. Datele de foraj evidențiază lipsa ori subțierea anumitor formațiuni în dreptul anticlinalelor și prezența sau îngroșarea lor în zonele sinclinale. De aceea observația prof. D. Preda că sedimentarea a mers mînă în mînă cu mișcările tectonice (163) este absolut fundamentată.

Variatia faciesurilor petrografice. Acest fapt este o consecință tot a mișcărilor singenetice. Faciesurile grosiere ca cele din Burdigalian, Tortonian superior (între Turnu Severin și Motru), Sarmațian mediu și superior, Meotian și Levantin, arată mișcări pozitive, mai mult sau mai puțin intense în sectoarele adiacente bazinelor de sedimentare. Helvetianul superior și în parte Tortonianul inferior, precum și Pliocenul



mediu-superior, prin depozitele lor fine, indică perioade de mișcări negative.

b) Mișcările cuaternare se manifestă în relieful Piemontului Cîndești prin :

Varietăția cotelor absolute. Din analiza hărților topografice reiese că, în ansamblu, suprafața Piemontului Cîndești înclină de la nord la sud. Astfel, înălțimea maximă de 742 m se găsește în Dealul Pietrelor, care corespunde limitei de nord a unității studiate. Cota minimă, 225 m se întâlnește în zona de intersecție a văii Cobia cu lunca Argeșului (pe interfluviul din dreapta pîrîului citat). Această diferență de nivel de aproape 520 m se datorează mișcărilor pozitive, din ce în ce mai pronunțate către poala muntelui, suferite de regiune în Cuaternar. Dar analiza cotelor mai arată că suprafața Piemontului Cîndești înclină în sectorul nordic de la est către vest cu aproape 40 m, în timp ce în sectorul sudic se apleacă invers, de la vest către est, cu aproape 180 m. și aceste diferențe de nivel se datorează mișcărilor tectonice pe verticală din timpul Cuaternarului. Astfel, în sectorul nordic, cutedele flișului intern se afundă către Rîul Tîrgului și se înalță la est de Dîmbovița, pe cînd anticlinoriul major Slătioarele—Pitești—Suța Seacă culminează orografic la vest de Argeș (Slătioarele) și se afundă către Dîmbovița (pl. X). Sensul acestor mișcări, care se constată cel puțin din Neogen, au continuat și în Cuaternar, reflectîndu-se în morfologie.

În afară de imaginea deformărilor de ansamblu, analiza cotelor absolute, mai duce la concluzia că suprafața piemontană prezintă și unele anomalii locale. De exemplu, pantă medie a Piemontului Cîndești este de 12—15%. Această pantă nu este însă uniformă. În dreptul anticinalelor Suța Seacă—Leordeni—Ludești—Dragomirești, Glimbocelu și mai puțin Boțești, valoarea cotelor nu numai că nu scade de la nord la sud, dar ea se menține și chiar crește cu 5—15 m. Dacă s-ar prelungi, ipotetic, linia profilului mediu (de pantă) și în dreptul anticinalelor, se ajunge la concluzia că amplitudinea mișcărilor de cutare (diferența dintre zonele sinclinale și cele anticlinale) a fost în Cuaternar de ordinul a 30—40 m.

Claritatea limitelor geomorfologice ale Piemontului Cîndești trădează efectul mișcărilor neotectonice pe anumite sectoare. De exemplu, cuvertura piemontană, în sectorul dintre Ialomița și Rîul Tîrgului, progresează din ce în ce mai mult către poala muntelui, pe măsură ce se merge de la est către vest. Astfel, la răsărit de Piemontul Cîndești, marginea nordică a cuverturii piemontane corespunde versantului stîng al Rîului Alb, în timp ce mai la vest ea înaintează, de-a lungul Dîmboviței,



cu cca 4 km mai la nord. În sfîrșit, la vest de Argeșel, cuvertura piemontană mai avansează cu încă 3 km către munte. Datorită acestui fapt, valea Dîmboviței de la Izvoarele și pînă la Oncești constituie o limită morfologică clară între Piemontul Cîndești pe de o parte și Subcarpați pe de altă parte. Același lucru se poate spune și despre valea Argeșului între Hîrtiești și Lucieni, care separă o zonă piemontană la vest, de una deluroasă, cu aspect foarte accidentat — la est. Evidențierea limitelor geomorfologice amintite se datorează ridicărilor din ce în ce mai pronunțate, pe măsură ce se merge de la Rîul Tîrgului înspre răsărit, deci către Subcarpații Munteniei, fapt care a condus la intensificarea denudației (înlăturarea cuverturii piemontane) în același sens.

Structura rețelei hidrografice, în ansamblu, trădează și ea sensul, intensitatea și vîrsta mișcărilor neotectonice. În general văile Piemontului Cîndești sunt orientate nord—sud, ceea ce concordă cu înclinarea de ansamblu a depozitelor pliocene și cuaternare. După cum s-a văzut mai înainte, înălțarea din ce în ce mai accentuată către nord a suprafeței piemontane s-a produs în Cuaternar. O serie de văi, ca de exemplu Mizgana, Drăghiciul (la vest de Argeșel) și mai puțin Ilala, au o orientare diferită și anume de la est-nord-est la vest-sud-vest. Cursul acestor pîraie trebuie să fi fost influențat de înălțarea mai pronunțată a cutelor flișului, în sectorul de la est de Argeșel și Dîmbovița, în timpul Cuaternarului.

Confluențele, în marea lor majoritate, corespund zonelor sinclinale (pl. XV). Ceă mai importantă piață hidrografică corespunde confluenței Rîului Doamnei, Rîului Tîrgului și Argeșului, la care se adaugă, mai la sud, Miceasca, Budeasa și Vieroșii. Ea a fost dictată de marele sinclinal situat între structurile Pitești—Slătioarele și Boțești—Dobrogostea. Tot aici în timpul terasei superioare se uneau Argeșul cu Rîul Doamnei, adică aproximativ în dreptul actualei confluențe dintre Bascov și Argeș. Alt nod hidrografic important este cel de la Hulubești, dictat de sinclinalul cu același nume, unde se adună Butoiul și Strîmbul pentru a se vîrsa în pîrîul Potopul. De asemenea confluențele Cobiei cu Racul, Glîmboceilui cu Pietroasele și Glîmbocelul de est, Cîrcinovului de est cu cel de vest, Cîrcinovului de est cu pîrîul Grecilor etc, corespund unor sinclinale.

Gradul de fragmentare și adîncimea fragmentării reliefului, concordă, în general, cu intensitatea mișcărilor tectonice noi. Suprafața piemontană este mult mai fragmentată în nordul regiunii ($0,6-0,7 \text{ km/km}^2$), în timp ce către sud, interfluviile se largesc evident ($0,40 \text{ km/km}^2$). Energia reliefului (adîncimea fragmentării) atinge valori de 200 și chiar 250 m în nordul Piemontului Cîndești și scade treptat către sud, pînă la cca 30 m (la intrarea Cobiei în lunca Argeșului). De



asemenea adîncimea văilor este mai mare în partea de sud-vest a Piemontului (cca 100 m în zona Pitești—Colibași) și se reduce treptat către est.

Toți indicii amintiți mai sus, exceptând piețele hidrografice, se referă mai mult la mișcările epirogenetice de ansamblu. În cele ce urmează se vor aminti o serie de indici geomorfologici care evidențiază tectonica de detaliu (structurile) a Piemontului Cindești:

Gradul de rectilinitate a văilor. Unele pîraie cu debite reduse de apă suferă devieri, în dreptul structurilor pe care le traversează. De exemplu pîrîul Cobia descrie două bucle mari către est (pl. XV) în dreptul anticlinalelor Dragomirești și Șuța Seacă—Leordeni. De asemenea Valea Racului face un cot către est, atunci cînd traversează anticinalul Dragomirești. Se știe că cele două anticlinale amintite se afundă către răsărit. Un alt caz, tot atât de clar, îl constituie valea Rîncăciovlui, care se abate spre est în dreptul morfostructurii Drăgăești—Furești, precum și în dreptul anticinalului Pitești—Golești (pl. XV). Cîrcinovul de est suferă o ușoară abatere spre apus atunci cînd traversează anticinalul Boțești (care se afundă spre vest) și descrie o mare buclă către est în dreptul sinclinalului Dobrești.

Variația pantei profilului longitudinal al rîurilor. La unele rîuri profilul longitudinal apare deformat în dreptul elementelor structurale de adîncime. De pildă profilul longitudinal al văii Dîmbovița suferă o oarecare deformare în dreptul anticinalului Dragomirești, pîrîul Cobia în dreptul structurilor Dragomirești și Șuța Seacă—Leordeni (pl. XII), Glimbocelul în dreptul structurilor Bogați și Glimbocelul, Cîrcinovul de vest trădează anticlinalele Boțești și Drăgăești—Furești, Rîncăciovlul — în dreptul structurilor Drăgăești—Furești și Pitești—Golești.

Adîncirea sau lărgirea albiei rîurilor. Sînt cîteva pîraie, care, datorită mișcărilor recente, și-au adîncit matca ori și-au lărgit-o. Așa se întîmplă cu valea Cobiei la Mînăstirea și mai la sud, unde s-a adîncit cu 6—8 m. Acest fenomen este asociat cu deformarea pozitivă a teraselor și interfluviului. Pîrîul Potopul s-a adîncit cu 4—6 m între confluența cu pîrîul Strîmbu și satul Gîrleni (anticinalul Șuța Seacă). Albia pîrîului Cîrcinovul de est are un aspect anormal de larg, în aval de Dobrești (sinclinalul Dobrești). Astfel de exemple sînt numeroase și nu este cazul să fie amintite toate (pl. XV).

Variația numărului și altitudinii teraselor. În dreptul cîtorva anticlinale, rîurile prezintă un număr sporit de terase, datorită formării noulor rîpte locale. Cobia, de exemplu, prezintă o terasă de 36—41 m la Mislea (anticinalul Șuța), Potopul una de 7—10 m în aval de confluența

cu Butoiul (anticlinalul Şuța), iar Argeșelul a format o terasă locală de cca 25 m la Racovița. Cazuri asemănătoare s-au întîlnit și pe rîul Argeș la Pitești și Merișani.

Profilul longitudinal al teraselor apare deformat atât în dreptul elementelor structurale cît și pe distanțe mai mari. În primul rînd, la rîurile mari, ca Dîmbovița și Rîul Doamnei (de asemenea Argeșul), se constată că terasele converg în aval și se distanțează în amont (pl. XII, și XIII), ceea ce înseamnă că mișcările pozitive au fost din ce în ce mai intense în amont, chiar în timpul formării lor (a teraselor). Deformarea teraselor superioare ale Dîmboviței de exemplu, între Dragodănești și Ludești—Rîncăciov, înregistrează valori de 50, 65 și respectiv 85 m față de albia majoră. Aceste deformări sunt mai accentuate în sectorul localității Mănești. În al doilea rînd, terasele văilor Piemontului Cîndești sunt deformate pozitiv în dreptul anticlinalelor Mănești, Boțești—Dobrogostea, Bogați (?), Pitești—Golești—Glîmbocelul, Ludești—Dragomirești și Şuța Seacă. Amplitudinea deformărilor variază de la rîu la rîu, de la anticlinal la anticlinal și de la terasă la terasă. De obicei terasele inferioare sunt mai puțin deformate (4—10 m), în timp ce denivelarea treptelor superioare ajunge la amplitudinea de 30—35 m în dreptul anticlinalelor Ludești și Mănești, de cca 20 m în dreptul structurilor Glîmbocelul și Boțești—Dobrogostea și de cca 15 m în dreptul anticlinalului Şuța Seacă. Deformarea teraselor respective s-a produs treptat. Se pare că o intensificare a mișcărilor neotectonice s-a resimțit după formarea terasei inferioare înalte (T3).

Gradul de conservare a albiei majore. În unele zone corespunzătoare anticlinalelor au loc în prezent mișcări de înălțare. Acest fapt conduce, printre altele, la adîncirea rîurilor și la degradarea albiei majore. Un exemplu impresionant îl oferă albia majoră a Potopului, între confluența cu Strîmbu și satul Gîrleni. Aici rîul s-a adîncit, albia majoră rămînînd suspendată cu 4—6 m. O serie de brațe părăsite și vechi cursuri au fost reactivate, la acestea s-au adăugat gîrle noi, astfel încît imensa suprafață a albiei majore (cca 1 km lățime) este sfîrtecată de aceste organisme active. Procesul de degradare s-a extins în unele regiuni și la terasele inferioare, aşa cum se observă pe valea Cobiei — la sud de Mînăstirea, pe Rîul Doamnei — la Purcăreni etc.

Asimetria văilor constituie o caracteristică a Piemontului Cîndești. Nu toate asimetriile pot fi puse însă pe seama mișcărilor neotectonice. Se poate vorbi cu siguranță că asimetria văii Rîului Doamnei în aval de Colibași și roaderea înversunată a malului stîng se datorește mișcărilor actuale de ridicare, mai pronunțate la vest de Argeș. De altfel și Argeșul,



în aval de Budeasa, gravitează către malul stîng, care este mai abrupt. O problemă deosebită se pune pentru versantul stîng al văii Argeșului în aval de Pitești, care domină cu autoritate (peste 100 m) lunca rîului și formează limita de sud a Piemontului Cîndești. Potrivit înclinării stratelor pliocene și cuaternare în ansamblu, versantul stîng al Argeșului trebuia să fie prelung iar cel drept abrupt. În realitate lucrurile se petrec invers. Explicarea acestui fenomen este dificilă. Nu este exclus ca aspectul actual al văii Argeșului să se datoreze mișcărilor negative înregistrate de marginea nordică a Platformei Moezice în Cuaternar, ceea ce a silit rîul să bată în versantul stîng și să-și construiască terasele pe dreapta. De altfel, după datele geofizice, valea Argeșului, în aval de Pitești, se suprapune, în mare parte, peste un important accident de adâncime (151), la nord de care fundamental (Platforma moezică) a suferit mișcări negative mai pronunțate.

Deosebit de curioasă apare asimetria unor vîlcele, afluente Cîrcinovului, la nord de Priboieni. Natura rocilor aici este omogenă și asimetria nu se poate pune pe seama litologiei. Explicația acceptată a fost aceea că fenomenul respectiv se datorează unor mișcări locale și recente ale scoarței.

Variația lărgimii văilor poate fi pusă uneori pe seama mișcărilor noetectonice. În limitele Piemontului Cîndești, mai elovent este cazul văii Cobia. Aceasta, la sud de satul Mînăstirea, se îngustează evident. De asemenei valea Potopului se strîmtează la nord de Ludești și la Scheiu, între aceste două sectoare înguste evidențiindu-se un fragment de vale mai largă. Îngustările văilor amintite corespund unor anticlinale, iar lărgirea — unui sinclinal. Cele mai mari variații de lărgime le prezintă valea Argeșelului, dar, din cauza orientării ei piezișe față de direcția stratelor, nu se poate stabili gradul de complicitate al mișcărilor neotectonice.

Forma versanților. În unele cazuri zonele de ridicare se reflectă prin versanți abrupti, în timp ce în dreptul sinclinalelor versanții se largesc. Un astfel de exemplu îl oferă valea Potopului. În amont de Ludești, precum și la Scheiu — sectoarele corespunzătoare unor anticlinale prezintă versanți abrupti. La sud de Scheiu însă pantele sunt mai evolute, valea fiind mult mai deschisă (fig. 10). Cazuri asemănătoare se pot vedea și pe valea Argeșului.

Geneza văilor. Din datele geofizice și de foraj s-a constatat că multe văi corespund, parțial sau total, unor accidente tectonice de adâncime. Așa este cazul văii Dîmbovița (149, 163), Argeșelului (171, 163), Potopului (173), Cobiei — în sectorul Frasinul, Glimbocelului la Budîșteni,

Glîmbocelu și Bogați, Cîrcinovului — cel puțin între Topoloveni și Priboieni etc. Reiese că multe din faliile Piemontului Cîndești au fost active în tot timpul Cuaternarului (fapt care rezultă și din analiza interfluviilor) și că în fază inițială cursurile de apă au folosit pînă și cele mai neînsemnate denivelări.

Existența văilor suspendate, a fost remarcată pentru prima dată de către Vîlسان (123) și ele reprezintă efectul unor mișcări recente de ridicare ale regiunii amintite. Văile suspendate de la Topoloveni corespund flancului sudic al anticlinalului Pitești—Golești—Glîmbocelul, care, după cum s-a văzut, se manifestă în relief și prin deformarea teraselor (inclusiv terasa inferioară de 15—25 m). Exemple asemănătoare s-au mai întîlnit pe valea Argeșului, la Budeasa.

Activitatea torențială și chiar alunecările de teren, este mai intensă pe versanții care au suferit mișcări pozitive recente. Versantul drept al Dîmboviței este sfîrtecat de numeroase organisme torențiale, mai ales în zona Aninoșani—Cîndeștii din Vale (anticlinalul Voinești), precum și în sectorul Căprioru—Mănești (anticlinalele Tătărani și Mănești).. Versanții văii Potopu sunt fragmentați de o serie de torenți, mai cu seamă la Scheiu, cei ai Cîrcinovului la Boțești (anticlinalul Boțești) și Priboieni (anticlinalul Bogați), versantul stîng al Argeșelului la Racovița (anticlinalul Boțești—Dobrogostea) etc.

Deformarea interfluviilor, aşa cum s-a mai amintit, se datorează în special ridicărilor zonelor echivalente anticlinalelor. Aceste deformări sunt cel puțin egale cu cele ale teraselor superioare, însă amplitudinea lor nu depășește 30—40 m. Denivelări ale interfluviilor sunt mai frecvente și mai pronunțate în sectorul sud-estic al Piemontului Cîndești, în dreptul anticlinalelor Mănești, Ludești—Dragomirești—Glîmbocelul—Golești—Pitești și Șuța Seacă—Leordeni (pl. XII, XIII, XIV, XV). Anticlinalul Boțești se resimte mai puțin în relief, iar cele de la Oncești—Hîrtiești și Stîlpeni nu pot fi identificate pe baza metodei geomorfologice. Pe lîngă anticlinale, prin analiza variației pantei interfluviilor, se mai evidențiază și o serie de accidente tectonice orientate, în general, est—vest și asociate, de cele mai multe ori, cu elementele structurale pozitive din adîncime. Frecvența accidentelor tectonice este mai mare în sectorul dintre văile Potopul și Dîmbovița. O primă falie, care pare să rezulte și din analiza materialului geofizic (seismic), ar corespunde probabil paralelei localității Mănești și se evidențiază prin denivelări de cca 20 m în sudul platoului Dumbrava, în Plaiul Vilceiului, în Poiana Mare, în Plaiul Ulmului etc. Alt accident (flanc de anticlinal ?) pare să se identifice la



sud de Poiana Tîmpa, la sud de Plaiul Ulmului, în Poiana Rîndașului, în dreptul satului Scheiu și la vest de această localitate. Cea mai evidentă manifestare în relief (denivelări de 10—30 m) o prezintă falia care afectează flancul sudic al anticlinalului Ludești—Dragomirești (pl. XII). Aceasta se resimte chiar în albiile majore (Cobia) și se urmărește pe toate interfluviile dintre Dragomirești și vest Ludești.

În afara de indicii morfologici amintiți, s-au mai stabilit și alte criterii utile studiului mișcărilor neotectonice. Acestea, ca de pildă reactivarea eroziunii pe o serie de văi suspendate, remanieri ale rețelei hidrografice etc. se pot verifica, în mod concludent, la vest de Piemontul Cindești, pe valea Argeșului.

Dintre observațiile cu caracter geologic, ce se adaugă criteriilor geomorfologice, în spațiul dintre Dîmbovița și Argeș, se pot menționa :

Succesiunea termenilor stratigrafici pe ansamblul regiunii. Din analiza hărții geologice (fig. 8) se poate constata că, mergînd de la sud către nord, se întâlnesc, în general, termeni stratigrafici din ce în ce mai vechi. Astfel, după Levantin, apare la zi Dacianul, mai rar Ponțianul, apoi Helvețianul, Burdigalianul, Acvitianianul și Oligocenul etc. Această etalare se corelează cu variația cotelor absolute, cu adîncimea fragmentării reliefului etc. și dovedește că regiunea s-a înălțat mai timpuriu și din ce în ce mai mult către contactul cu muntele.

Variația grosimii cuverturii piemontane. În capitolul privitor la geologia regiunii s-a arătat că grosimea maximă a complexului de Cindești, judecînd după deschideri și după aspectul morfologic al pantelor, pare să corespundă zonei Cindești—Bîrzești—Boțești—Dobrești—Glimbocelu—Budișteni. La vest de această zonă grosimea stratelor de Cindești se reduce din ce în ce mai mult către Olt. Reducerea de grosime semnalată trebuie să corespundă unor înălțări, din ce în ce mai pronunțate înspre vest, în timpul depunerii cuverturii piemontane. În detaliu, după aspectul pantelor se pare că grosimea stratelor de Cindești este mai redusă în dreptul anticinalelor din sud și mai mare în dreptul zonelor sinclinale. Astfel, în sectorul Șuța Seacă—Leordeni (mai ales la Strîmbu), în zona de la Pitești—Valea Mare—Vrănești și altele, grosimea stratelor de Cindești pare să fie de ordinul metrilor — pînă la 40 m, maximum. În dreptul sinclinalelor cuvertura piemontană trebuie să fie mai groasă.

În ceea ce privește analiza complexă a depozitelor de terasă și din albiile majore, această metodă n-a dat rezultat datorită aportului mare



de materiale provenite din cuvertura piemontană, alunecate pe pantă sau aduse de organismele torențiale.

c) Față de cele arătate mai înainte se impun următoarele concluzii:

Zonele de ridicare (anticlinalele) se pun în evidență prin următorii indici geomorfologici (pl. XV) :

- Variația cotelor absolute (frecvența cotelor mari) ;
- Gradul de rectilinitate al văilor ;
- Deformarea pozitivă a profilului longitudinal al râurilor ;
- Adâncirea albiei râurilor ;
- Creșterea numărului teraselor ;
- Deformarea pozitivă a profilului longitudinal al teraselor ;
- Îngustarea văilor ;
- Forma abruptă a versanților ;
- Prezența văilor suspendate ;
- Intensificarea activității torențiale ;
- Reactivarea eroziunii pe unele văi suspendate ;
- Deformarea pozitivă a interfluviilor.

Zonele de coborâre (sinclinalale) se manifestă în relief prin :

- Scăderea valorii cotelor absolute ;
- Gradul de rectilinitate al văilor ;
- Deformarea negativă a profilului longitudinal al văilor ;
- Lărgirea și „înnecarea” albiei râurilor ;
- Reducerea numărului teraselor ;
- Deformarea negativă a profilului longitudinal al teraselor ;
- Lărgirea văii ;
- Forma evoluată a versanților (micșorarea înclinării pantei) ;
- Convergența rețelei hidrografice (confluențele) etc.

Accidentelete tectonice (faliile) se manifestă în relief prin :

- Rupturi (denivelări) în profilul longitudinal al râurilor ;
- Denivelări în profilul longitudinal al teraselor ;
- Denivelări în profilul interfluviilor ;
- Suprapunerea unor văi, în totalitate sau pe sectoare, liniilor de falie etc.

Ținând seama de dificultatea stabilirii indicilor amintiți, de unele erori ale hărții și aparaturii, precum și de eventualitatea subiectivității cercetătorilor, este obligatoriu ca aceste criterii să se folosească în complex. De asemenea se recomandă ca metoda geomorfologică să fie verificată și completată cu observații geologice, arheologice etc.



4. Elemente structurale evidențiate în Piemontul Cîndești prin metoda geomorfologică. În urma fixării pe hartă a indicilor geomorfologici menționați s-au conturat o serie de anomalii pozitive și negative, redate în harta morfostructurală (pl. XV). Comparând harta morfostructurală cu cea seismică se constată o suprapunere perfectă a majorității elementelor morfostructurale celor seismice. Astfel, începând din sudul regiunii, anticlinalul seismic Șuța Seacă—Leordeni se confirmă în sectorul dintre văile Cobia și Glîmbocelu, prin deformarea pozitivă a albiei râurilor, a teraselor și interfluiilor, prin devierea văilor către est, prin existența teraselor locale, adâncirea albiei minore, degradarea albiei majore etc. Anticlinalul Pitești—Golești—Glîmbocelul—Ludești—Dragomirești apare și mai clar în relief, ca urmare a deformării albiei râurilor, teraselor, interfluiilor etc., într-o măsură mai mare comparativ cu zona Șuța Seacă—Leordeni. Anticlinalul Bogați se resimte foarte slab în morfologie. El este susținut de o ușoară deformare a interfluiului, poate și a talvegului, precum și de o activitate torențială mai intensă, atât la Bogați cât și la Priboieni. Direcția anticlinalului Bogați, după observațiile geomorfologice, pare să fie est—vest și nu nord-est—sud-vest, aşa cum o arată prospecțiunile seismice. De altfel și unele date de foraj par să indice că anticlinalul respectiv se prelungeste între Priboieni (vest) și nu către Țigănești (sud-vest). Structura Boțești—Dobrogostea, deși în adâncime este mai pregnantă decât celelalte, în relief se resimte destul de palid — exceptind sectoarele Mănești (pe Dâmbovița) și Racovița (pe Argeșel). De altfel, după datele geofizice, sectorul Mănești pare să constituie un element structural diferit de cel al Boțeștilor. Aceasta din urmă se evidențiază prin deformarea teraselor și a interfluiilor, adâncirea albiei râurilor și prezența unor nivele locale de terasă, precum și printr-o degradare mai accentuată a versanților. Zona de ridicare Voinești—Aninoșani se remarcă destul de greu, prin torenți numeroși și activi și, probabil, printr-o deformare a teraselor și talvegului Dâmboviței. În ceea ce privește structura Hîrtiești—Stîlpeni, aceasta n-a putut fi sesizată în morfologie prin suficienți indici indisutabili.

Pe lîngă zonele de ridicare, indicii geomorfologici mai pun în evidență o serie de sinclinale (pl. XV), caracterizate prin existența pietelor hidrografice, largirea albiei majore și a versanților, micșorarea numărului de terase, diminuarea pantei râurilor etc. Este de observat că unele piete hidrografice înaintează foarte mult spre sud, pînă aproape de axul anticlinialelor seismice (Pitești, Budișteni, Hulubești). Acest fapt are la

bază două cauze : în primul rînd rîurile au depus în zona confluenței inițiale multe aluvioni, pe care au trebui să le evite ulterior, deplasându-se către sud ; în al doilea rînd este posibil ca axul anticlinalelor, pentru depozitele levantine și cuaternare, să fie decalat spre sud față de cel al depozitelor mai vechi (de exemplu baza Dacianului — căruia îi corespunde reperul seismic).

În afară de elementele structurale amintite, cunoscute de altfel mai de mult din activitatea geofizică și de foraj, cu ocazia acestui studiu s-au evidențiat două anomalii pozitive noi : morfostructura Arsuri și morfostructura Drăgăești—Furești.

Morfostructura Arsuri a fost urmărită numai în zona dintre văile Cobia și Potopul (adică atâtă cât se dezvoltă în limitele Piemontului Cîndești) și se evidențiază prin îngustarea văii, adâncirea albiei pîriului cu 6—8 m, deformarea slabă a teraselor și a interfluviilor. Nu este exclus ca această anomalie să reprezinte de fapt o zonă de deranjamente tectonice (un complex de falii).

Morfostructura Drăgăești—Furești se poate urmări pe distanțe mari, între valea Rîncăciovului și Dîmbovița. În parte, această structură (numai sectorul Zgripăești) ar corespunde anticlinalului seismic Ștefănești—Dobrești, pe care observațiile geomorfologice nu-l confirmă în totalitate. Morfostructura Drăgăești—Furești se reflectă în morfologie prin deformarea pozitivă a albiei majore, teraselor și interfluviilor, prin îngustarea văii, verticalitatea versanților, intensitatea activității torențiale și prin devierea cursului Rîncăciovului. Este posibil ca această anomalie morfostructurală să fie mai complicată în profunzime, adică să fie alcătuită din mai multe culminații, decroșate după accidente tectonice transversale.

5. Raionarea neotectonică a Piemontului Cîndești. Din analiza hărții morfostructurilor se constată că frecvența indicilor morfologici este mai mare în sudul Piemontului Cîndești decât în partea de nord a acestei unități. Același lucru se poate spune și despre intensitatea mișcărilor respective. Pe profilul văii Dîmbovița, de exemplu, se observă că denivelările cele mai clare se produc în aval de Gheboieni—Mănești, în timp ce la nord de Tătărani, deformările albiei rîurilor, teraselor, interfluviilor etc., sunt practic greu de sesizat. La aceeași concluzie se poate ajunge dacă se analizează materialele rezultante din studiul văilor Potopul, Cîrcinovul și Argeșelul. Față de cele menționate se

impune separarea, în cadrul Piemontului Cindești, a unui raion nordic, caracterizat prin mișcări de cutare (ondulare) foarte reduse, practic neînsemnate și a unui raion sudic, destul de agitat, a cărui mișcări cua-ternare se citesc neîndoelnic în relief. Limita dintre cele două raioane ar constitui-o linia Mănești—Racoviță. Este de observat că raionul nordic s-a manifestat în Cuaternar prin mișcări epirogenetice pozitive foarte pronunțate (cca 700 m), în timp ce înălțarea sectorului sudic n-a depășit 450—500 m. Manifestarea cea mai evidentă a structurilor în relief s-a produs în sectorul sud-estic al Piemontului Cindești, adică acolo unde înălțarea în masă pe verticală a atins valoarea minimă. Cu alte cuvinte intensitatea mișcărilor de cutare (ondulare) este invers proporțională cu aceea a mișcărilor epirogenetice.

6. Aplicațiile practice ale metodei geomorfologice în străinătate. După cum s-a mai amintit, scopul final al cercetărilor întreprinse de autor l-a constituit verificarea posibilită-tilor de aplicare a metodei geomorfologice în cercetarea zăcămintelor de hidrocarburi, în condițiile specifice Piemontului Cindești. Trebuie arătat că această metodă este folosită foarte mult și cu succes în străinătate Ea constă în faptul că numeroase structuri (anticlinale și sinclinale) se reflectă în relieful actual. De multe ori manifestarea anticlinalelor și domurilor în relief poate fi numai „pasivă”, adică legată de particularitățile de denudare a depozitelor, variante ca litologie și structură. Cea mai mare parte însă a structurilor din cadrul depresiunilor marginale și chiar al platformelor, se manifestă în relief datorită activității tectonice recente¹⁾) Din această ultimă categorie de structuri, după cum s-a văzut mai înainte, fac parte și majoritatea anticlinalelor și sinclinalelor Piemontului Cindești. Față de cele de mai sus rezultă că stabilirea legilor de legătură dintre relief și structura geologică oferă cheia cunoașterii subsolului prin studiul suprafeței. Într-adevăr metoda respectivă își găsește o aplicare din ce în ce mai mare în prospectarea diferitelor substanțe minerale utile — zăcăminte de bauxită, cărbune, petrol și zăcă-minte aluvionare.

Metoda geomorfologică de prospectare a structurilor petrolifere și gazeifere a fost aplicată și se aplică cu succes în numeroase regiuni

¹⁾ P. Birot le numește „structuri în mișcare”, spre deosebire de „structurile statice” (6), iar Meșcereacov vorbește despre „creșterea recentă a structu-riilor” (58).

de pe glob, mai ales acolo unde relieful este deosebit de accidentat sau mlăștinos, făcînd practic imposibil accesul instalațiilor geofizice și de foraj. În aceste condiții dificile cercetările cele mai indicate sînt cele geomorfologice-structurale, bazate pe analiza hărții, a datelor aerofotogrametrice și pe observațiile directe. Numai după obținerea indicațiilor de ordin geomorfologic asupra existenței unor structuri, se trece la verificarea lor prin metode geofizice și de foraj. În practică se obișnuiește ca, de îndată ce au fost evidențiate morfostructurile, în faza următoare ele să fie verificate prin lucrări de gravimetrie și magnetometrie de detaliu (aceste lucrări sînt mai ieftine) și numai după aceea să fie prospecțate seismic și prin foraje (lucrări mai costisitoare). Rezultă că prospecțiunile geomorfologice se folosesc în complex cu alte metode, îndeplinind sarcina unor lucrări de recunoaștere.

Eficiența prospecțiunilor geomorfologice, așa cum se desprinde din literatura străină de specialitate, este deosebit de mare. În Siberia de vest, de exemplu (39, 58), în ultimii ani, au fost identificate prin cercetări geomorfologice 46 morfostructuri locale. Pînă la sfîrșitul anului 1959, din cele 46 morfostructuri, 18 au fost confirmate prin foraje și 9 de prospecțiunile seismicice. Două structuri par a corespunde unor terase structurale, însă sondele care s-au săpat n-au fost suficient de dese, încît rezultatul lor să poată fi considerat concludent (pentru cele două morfostructuri). Celelalte 17 elemente morfostructurale urmează să fie verificate prin lucrări geofizice și prin foraje. Așadar, din cele 29 de structuri determinate prin metoda geomorfologică, 27 au fost confirmate și numai două din ele par să fie structuri false, rezultînd un coefficient de reușită excepțional — aproape 90%.

Costul mediu al unei structuri, determinată numai prin metoda geomorfologică, este de 30—40 ori mai redusă decît al unei structuri descoperită direct cu ajutorul lucrărilor seismicice. Dacă se folosesc însă toate metodele, trecîndu-se succesiv prin etapele geomorfologică, gravimetrică (și magnetometrică) de detaliu, seismică și de foraj, atunci costul unei structuri prospectate este de cel puțin de 2 ori mai redus decît cel realizat prin folosirea directă a metodelor geofizice și de foraj. Faptul se explică prin aceea că trecînd prin filiera amintită, prospecțiunea seismică, care este foarte costisitoare, se concentrează numai asupra zonei anomale, determinată cu celelalte metode mai ieftine (geomorfologică, gravimetrică). Trecînd direct la cercetarea regiunii prin metoda seismică, atunci se fac lucrări în plus (pe zone mai mari) pînă cînd se pune în evidență o structură pozitivă.



7. Stadiul problemei în R.P.R. În Republica Populară Română studii geomorfologice-structurale cu caracter aplicat la problemele de petrol și gaze nu s-au făcut pînă în prezent. În practica geologică însă s-au folosit de multe ori, drept criterii ajutătoare în stabilirea unor limite stratigrafice și litologice sau în precizarea traseului unor accidente tectonice, observațiile geomorfologice.

8. Cîteva din aplicațiile practice în condițiile din Republica Populară Română. Din observațiile autorului acestei lucrări, precum și din cele făcute anterior de diferiți geologi și geografi, rezultă că metoda geomorfologică-structurală poate fi folosită în cercetarea zăcămintelor de hidrocarburi, în condițiile geologice și geomorfologice din Republica Populară Română. În această privință sunt de evidențiat două aspecte: acel care se referă la determinarea structurilor și accidentelor tectonice de adîncime prin studiul reliefului actual și acel care se desprinde din precizarea și analiza suprafețelor de nivelare (discordanțelor stratigrafice) fosilizate.

a) Studiile efectuate în limitele Piemontului Cîndești au dovedit că structurile geologice se manifestă în relief, chiar în regiunile acoperite cu depozite recente (piemontane). A. Roșu (172) și L. Badea (3) au stabilit că și în Subcarpații Olteniei se pot preciza anumite elemente structurale pe baza observațiunilor geomorfologice. În ceea ce privește expresia anticlinalelor și sinclinalelor în relieful Subcarpaților din Muntenia, acest fapt a fost evidențiat de foarte mulți cercetători și asupra lui nu este cazul să se mai insiste. Domurile și cutele diapire din bazinul Transilvaniei se reflectă, în cea mai mare parte și ele în relief. Autorul studiului de față s-a convins de acest lucru cercetînd domurile Saroș, Bazna și Tăureni. Modul de așezare al stratelor acestor domuri este trădat în morfologie prin variația cotelor absolute, orientarea crestelor, direcția văilor secundare etc. Domul Saroș, de pildă, văzut de pe versantul drept al Tîrnavei Mici la Tîrnăveni, apare întocmai ca un crater uriaș, descompus de văile care îl afectează. În Depresiunea panonică sunt unele indicații (piețe hidrografice, remanieri ale rețelei hidrografice) care trădează existența mișcărilor noi și în această unitate (93, 121). Pe cuprinsul Platformei moețice, manifestarea mișcărilor recente în morfologie au fost sesizate de mai mulți autori, printre care Dumitrescu-Aldean (20), Gh. Vîlsan (123), P. Cotet (13), D. Paraschiv (90) etc. Unele indicii referitoare la participarea neotectonicei la formarea reliefului actual sunt și în Platforma moldovenească (18, 19). Așa de

exemplu, potrivit datelor geofizice și de foraj, se poate afirma că valea Siretului corespunde unui accident sau complex de accidente tectonice de adâncime.

Cele de mai sus arată că prin studiul formelor de relief se pot pune în evidență cel puțin o parte din elementele structurale pasive sau active, practic, pe toate unitățile geologice ale R. P. Române. Ca atare, metoda geomorfologică de cercetare a subsolului poate fi aplicată, în complex cu alte metode de cercetare, mai cu seamă în cadrul unităților depresionare (în sens geologic) ale țării. Această concluzie va mai trebui însă verificată prin studii de detaliu și în alte regiuni decât Piemontul Cîndești.

Studiile geomorfologice pot fi folosite în cercetarea zăcămintelor de hidrocarburi, în primul rînd ca metodă de recunoaștere. În cazul Piemontului Cîndești, cu ajutorul ei s-au putut pune în evidență o serie de structuri pozitive și negative. Este posibil ca în alte regiuni, cu ajutorul observațiilor geomorfologice, să se precizeze blocuri majore, care cuprind mai multe elemente structurale, aşa cum este cazul ridicării de la Balș din Platforma moezică.

În cazuri mai rare, cercetările geomorfologice se pot preta și la analize de detaliu (deci poate constitui o metodă de detaliu). Astfel, în limitele Piemontului Cîndești, studiile geomorfologice au evidențiat traseul unor falii care afectează anticlinialele ori au precizat că anumite sectoare (blocuri tectonice) ale anticlinialelor s-au manifestat mai activ sau mai puțin pronunțat în timpul Cuaternarului.

Observațiile de detaliu, care evidențiază prezența unor falii sau a unor blocuri tectonice, trebuie imediat controlate cu metode geofizice. Se știe că acestea din urmă se execută după metoda profilelor. Cum cele mai bune condiții de acces le oferă văile, profilele respective (mai ales cele de recunoaștere) se execută preferențial pe văi. De multe ori (cazul Piemontului Cîndești) văile corespund în întregime sau pe fragmente unor accidente de adâncime. Executând profilul seismic de-a lungul unei văi, este posibil ca acesta să treacă de pe un bloc pe altul, chiar de mai multe ori și să complice rezultatul final al lucrărilor. De aceea se recomandă ca, cel puțin pe văile mai importante, să se execute profile seismice transversale, spre a verifica dacă accidentele morfologice respective sănt sau nu expresia unor deranjamente tectonice de adâncime. Acest lucru servește interpretării materialului geofizic.

Pornind de la premiza (verificată de altfel în Piemontul Cîndești) că o serie de văi pot trăda existența unor falii de adâncime, se impun



anumite precauții și în proiectarea rețelei de explorare și exploatare a unei regiuni. De exemplu o vale principală se recomandă să fie încadrată cu profile de sonde spre a stabili semnificația ei. În al doilea rînd, sondele de exploatare ar trebui să se sape de o parte și de alta a văilor principale numai după ce a fost stabilit caracterul productiv al sectoarelor respective. Sînt cazuri în Piemontul Cindești, ca și în alte unități geologice, cînd limitele unor zăcăminte de hidrocarburi corespund unor văi (deci unor fali de adîncime), după cum văile pot constitui granite între zone cu calități diferite a hidrocarburilor. Avînd în vedere că multe acumulări de hidrocarburi s-au format prin migrație de-a lungul faliilor, necesitatea cunoașterii „văilor-fali” crește și mai mult.

b) Studiul suprafețelor de nivelare fosile are o importanță deosebită în stabilirea gradului de perspectivă pentru hidrocarburi ale unei unități geologice. În primul rînd, pentru ca să se poată aprecia perspectiva unei regiuni trebuie să se știe în ce măsură termenii (stratele) de interes sănt prezenți ori au fost eroați și dacă eroziunea a fost parțială sau totală, atît pe orizontală cît și în adîncime. În al doilea rînd, este necesar să se cunoască dacă o regiune oarecare a fost exondată și supusă denudației, pentru că într-o astfel de situație eventualele acumulări pe care le-ar fi conținut termenii denudați parțial sau total, au fost degradate. De asemenea este interesant de știut pînă la ce orizont a ajuns eroziunea în adîncime. Dacă eroziunea a afectat parțial numai un pachet pelitic, dintr-un etaj oarecare, atunci condițiile de conservare a acumulărilor de hidrocarburi n-au fost total compromise.

Înlăturarea parțială sau integrală a unor orizonturi colectoare sau protectoare, de către denudație, are o importanță deosebită în stabilirea condițiilor hidrodinamice regionale și în determinarea regimului zăcămintelor de hidrocarburi. Dacă rezervorul (stratul colector) a fost fragmentat de eroziune atunci energia lui va fi redusă. Cu cît un rezervor are o extindere mai mare și continuă, cu atît regimul zăcămintelor de hidrocarburi va fi mai activ, mai favorabil.

Existența unor discordanțe stratigrafice și mai cu seamă unghiulare, în cadrul seriei sedimentare, creează dificultăți tehnice și impun precauții deosebite în exploatarea zăcămintelor. Așa de exemplu, prin punerea în contact a două strate diferite pe un plan de discordanță (suprafață de nivelare) se realizează adesea și un contact între conținutul lor, care poate să fie diferit. Faptul provoacă greutăți în exploatarea sondelor și necesită cheltuieli suplimentare prin luarea unor măsuri speciale de tubaj, cimentare și perforarea stratelor.

În cazul cînd două strate cu arie de dezvoltare și cu presiuni diferite sînt în contact după o suprafață de discordanță, acest lucru va impune luarea unor măsuri speciale în procesul de menținerea presiunii sau de recuperare secundară.

Exemple despre necesitatea cunoașterii amănunțite a suprafețelor de nivelare fosile, în practica prospectării, explorării și exploatarii zăcămintelor de hidrocarburi se pot da mai multe. Ele au însă un aspect pur tehnic și se consideră că nu este cazul să fie prezentate în detaliu.

PROPUNERI

După cum s-a mai menționat, în limitele Piemontului Cîndești, cercetările geomorfologice au evidențiat două morfostructuri noi, în afară de elementele structurale cunoscute anterior. Acestea nu au fost sesizate de prospecțiunile geofizice fie din cauza distanței mari între profile, fie din cauza unei insuficiente analize a materialului obținut sau, poate, că nu s-a utilizat metodica sau aparatura cea mai bună. În consecință, o primă măsură care se impune este aceea a verificării și reinterpretării materialului geofizic existent pentru regiunea respectivă. Dacă revizuirea materialului seismic nu va duce la rezultate favorabile va fi necesar să se repete cîteva profile seismice, folosindu-se metodica și aparatura cea mai indicată. În cazul cînd reinterpretarea seismogramelor va confirma concluziile acestei lucrări, atunci va trebui ca rețeaua de prospecțiune să fie îndesită și apoi să se proiecteze foraje structurale în zonele cele mai favorabile.

În ceea ce privește metoda de prospecțiune geomorfologică în sine, este recomandabil ca organizațiile de specialitate să programeze cel puțin o echipă de geomorfologi pentru a studia în diferite unități ale țării — folosind observațiile de detaliu — posibilitatea utilizării cercetărilor geomorfologice în determinarea structurilor geologice de adâncime. Cu această ocazie s-ar putea urmări probleme de prospecțiune complexă, cum ar fi zăcăminte de bauxită, zăcăminte aluvionare, acumulații de hidrocarburi etc. Concluziile vor conduce la stabilirea metodicii de cercetare complexă sau specială fiecărei unități în parte, precum și eficiența metodei în diferitele regiuni. Dacă rezultatele vor fi favorabile (posibilități și eficiență), atunci cercetările geomorfologice vor putea fi incluse în metodele industriale de prospecțiune.



V. CONCLUZII

Înainte de a încheia lucrarea de față se impune să se evidențieze cîteva concluzii mai importante :

Piemontul Cîndești reprezintă cea mai de est subdiviziune a Piemontului getic. Prin poziția sa geografică, regiunea respectivă, constituie o zonă de legătură între Mușcele (la nord), Subcarpații Munteniei (la est) și Cîmpia română (la sud). Limitele cu unitățile vecine sunt uneori clare, alteori, mai ales către sud-est, trecerea de la piemont la cîmpie se face treptat.

Din punct de vedere geologic Piemontul Cîndești se încadrează în partea de vest a Depresiunii precarpatic — cunoscută sub numele de Depresiunea getică — de curînd ieșită de sub apele lacului pliocen. Transformarea în uscat a acestui fost domeniu marin și lacustru se datoră înălțării în bloc a Carpaților și a zonelor vecine în Villafranchian și retragerii treptate către sud-est a liniei de țarm. Întreaga suprafață a regiunii este acoperită cu o cuvertură de depozite grosiere, alcătuită predominant din pietrișuri, care reprezintă un echivalent al straturilor de Cîndești (din regiunea Buzăului). Către limita nordică a piemontului mai apar la zi depozitele Levantinului, Dacianului și Ponțianului.

Cuvertura pietrișurilor de Cîndești și deci piemontul în sine, s-a format progresiv de la nord către sud, în timpul care s-a scurs de la sfîrșitul Levantinului și pînă în Cuaternarul mediu. Materialul grosier este rezultatul eroziunii acerbe, ca urmare a înălțării în bloc a Carpaților. Pietrișurile de Cîndești au fost depuse sub forma unor imense conuri de dejecție, la schimbarea unghiului de pantă, corespunzător denivelării dintre Carpați și Depresiunea precarpatică. Pe măsura înălțării zonei muntoase și a antrenării în acest proces și a marginii de nord a depresiunii, țărmul lacului s-a retras spre sud-est, făcînd să progreseze în aceeași direcție conturul piemontului. Concomitent cu formarea cuverturii piemontane, rîurile s-au adîncit în propriile lor depunerî, marcînd începutul sculptării reliefului actual. Dar relieful actual a fost influențat (mai cu seamă în zona Mușcelor) și de evenimentele anterioare epocii cuaternare. Din aceste motive a fost necesară descifrarea evoluției paleogeomorfologice a Piemontului Cîndești, pe baza informațiilor furnizate de către prospecțiunile geofizice și foraje.

În limitele Piemontului argeșan și a Piemontului getic în general, se cunosc trei discordanțe stratigrafice principale, în seria de depozite terțiare și anume : una preeocenă, una din Miocen și alta în Miocenul superior—Pliocen. S-a admis că aceste discordanțe s-au format în fazele



de gliptogenează care au afectat atât lanțul muntos cît și, cel puțin parțial, Depresiunea getică. Ele au fost sincronizate cu nivelele de denudație din Carpații meridionali — Borescu, Riu Șes și Gornovița.

Cea mai bine studiată dintre suprafețele de nivelare fosilizate este Gornovița și oarecum Riu Șes. Analiza lor a dus la următoarele concluzii:

Formarea suprafețelor de nivelare durează un timp mai îndelungat decât s-a acceptat pînă în prezent. De exemplu, nivelul Gornovița s-a format din Tortonianul superior (Sarmațianul mediu ?) pînă în Levantin, Riu Șes a durat din Acvitonian—Burdigalian pînă în Tortonianul inferior, iar Borescu din Danian (?) pînă către sfîrșitul Eocenului.

La modelarea suprafețelor respective participă mai mulți agenți (suprafețe poligenetice), printre care, un rol de seamă îl au eroziunea fluviatilă și abraziunea marină.

Nivelarea suprafețelor se produce în faza de „echilibru relativ” sau mai curînd în fazele de scufundare a regiunilor, marcate de obicei prin transgresiuni marine. Mai concret, în realizarea suprafețelor de nivelare se disting două etape: în primul rînd cea a evoluției pe verticală a reliefului — corespunzătoare înălțării unei regiuni oarecare și alta — evoluției laterale a versanților — adică nivelarea propriu-zisă, datorită mișcărilor negative ale scoarței. Modelarea reliefului în domeniul continental se realizează de agenții subaerieni, iar în zona de țărm (care avansează mereu în condițiile transgresiunilor marine) ea este desăvîrșită de către acțiunea mării (abraziune). Pe măsură ce linia de țărm avansează, suprafețele respective sunt fosilizate de depozite mai noi. Cu alte cuvinte nivelele din Carpații meridionali trebuie să aibă un echivalent și în Depresiunea getică, numai că din cauza mișcărilor tectonice ulterioare, ele au fost rupte, denivelate.

Între ciclul de sedimentare și cel de denudație există o legătură strînsă, în zonele de țărm procesele respective se suprapun. Astfel ciclul geologic începe cu transgresiunea și se termină cu regresiunea mării, în timp ce ciclul (etapa) de modelare începe cu regresiunea și se termină cu transgresiunea.

Tinînd seama de structura în blocuri a scoarței terestre, de condițiile speciale de rocă și hidrografie etc., în cadrul ciclurilor (etapelor) mari de denudație se pot forma și nivale locale.

Suprafețele de nivelare s-au format în condiții climatice din ce în ce mai reci; începînd din Cretacic pînă în Levantin. Acest fapt demonstrează că pentru nivelarea reliefului nu este neapărat nevoie de existența unui climat tropical ori subtropical.



Suprafețele de nivelare au fost afectate de mișcările singeneticе și posterioare, ceea ce a dus la deformarea considerabilă a lor. De exemplu, în limitele Piemontului argeșan suprafața Rîu Șes prezintă diferențe de altitudine de cca 4 000 m, iar Gornovița de 1 700—2 000 m. Deformarea suprafețelor a fost mai pronunțată în zona alcătuită din roci sedimentare, în timp ce în domeniul Carpaților meridionali, pe cristalin, ele s-au conservat mult mai bine.

Mișcările epirogenetice și de cutare au continuat cu intensități diferite, până în Cuaternar, astfel că morfostructurile actuale au un caracter moștenit.

De obicei, depozitele grosiere nu corespund cu fazele de nivelare ale scoarței, ele fiind, în general, efectul unor mișcări pozitive. Plecind de la această premiză, se consideră că faza piemonturilor marchează, de regulă, începutul unui ciclu (etape) de modelare. Faptul este confirmat de condițiile în care s-a format Piemontul getic și celelalte piemonturi cuaternare. Și ciclul Rîul Șes se pare că a început cu formarea unui piemont (cel Burdigalian), după cum ciclului Gornovița i-ar putea corespunde piemontul tortonian ori sarmațian. Așadar, în general, s-ar putea spune că ciclurile (etapele) de denudație încep cu adâncirea pe verticală a sectoarelor înălțate — respectiv cu formarea piemonturilor de acumulare în zonele coborîte și se termină cu suprafețele de nivelare. Față de cele menționate rezultă că ciclul Gornovița s-a încheiat în Levantin, iar Villafranchianul marchează o nouă etapă în evoluția reliefului Depresiunii getice.

Așa cum s-a amintit mai înainte, în istoria Piemontului Cindești nu se poate vorbi despre o fază de formare a piemontului separată de cea a evoluției lui. Formarea și evoluția (sculptarea) piemontului au constituit procese simultane, strîns legate între ele. Astfel, pe măsură ce noi portiuni de uscat se alăturau marginii muntelui, ele erau supuse procesului de sculptare, de către aceeași rețea hidrografică — generatoare. Adâncirea ritmică a văilor care a dus la etalarea teraselor se producea o dată cu formarea piemontului în partea sa cea mai sudică. De aceea unele terase superioare trec pe nesimțite în nivelul piemontului. Materialul rezultat din distrugerea cuverturii piemontane în partea nordică a regiunii era transportat și depus la extremitatea sudică. Pe măsura accentuării energiei reliefului s-au intensificat și procesele de pantă (prăbușiri, alunecări, activitate torențială), care au rol deosebit (masiv și activ) în evoluția laterală a versanților.

Ca urmare a evoluției sale, Piemontul Cindești se prezintă astăzi sub forma unor spinări (interfluvii) netede — resturi ale unei suprafețe

primare de acumulare, separate de văi adânci. Acestea, de regulă, au pereți verticali, răscoliți de prăbușiri și alunecări, alte ori au versanți polietajați. Folosind terminologia de specialitate, s-ar putea spune că stadiul actual de evoluție a Piemontului Cîndești corespunde „fazei fragmentării pe verticală” (67) sau „fazei sculptării parțiale” (12).

Cuvertura piemontană fiind alcătuită dintr-o stivă de pietrișuri cu intercalații lenticulare de nisipuri și argile, foarte slab afectată de mișcările de cutare, în general vorbind, n-a creat condiții de manifestare diferențială a denudației. Ținând seama de poziția geografică a Piemontului Cîndești și de altitudinea sa medie, sistemul morfogenetic cel mai important din timpul Cuaternarului a fost cel fluviatil. Cât privește contribuția sistemului periglaciar la evoluția reliefului Piemontului Cîndești, ea este incertă. Din această cauză și având în vedere scopul lucrării, metoda de bază a cercetărilor a constituit-o analiza văilor. Studiul lor și mai cu seamă cel al teraselor, a oferit posibilitatea dezlegării evoluției piemontului, determinarea intensității și vîrstei mișcărilor neotectonice, cauzele formării teraselor, precum și stabilirea generațiilor de văi.

În cadrul Piemontului Cîndești s-au identificat 8 nivele de terasă și un al noulea în formare (lunca-T1). În general terasele converg în aval (Dâmbovița, Argeș), iar în dreptul elementelor structurale de adâncime apar deformate, proporțional cu vechimea lor (maximum 40 m). S-a încercat paraleлизarea teraselor Dâmboviței cu cele ale complexului hidrografic Argeș—Argeșel. Deși alternativa adoptată nu reprezintă o soluție indiscutabilă, totuși ea constituie o încercare de a da o imagine de ansamblu asupra numărului și repartiției treptelor fluviatile, în limitele Piemontului Cîndești. Trei nivele de terasă par să aibă o răspîndire generală (T8, T6 și T2), pe cînd celealte se întlnesc local sau regional. Toate cele 8 nivele de terasă sunt de vîrstă cuaternară (post villafranchian), elemente pentru o dateare mai precisă a lor lipsesc. Este posibil ca treptele T4 și T3 să fie sincrone cu glaciațiile Riss și respectiv Würm. În felul acesta T2 și T1 ar fi holocene, iar T5—T9 prerissiene.

Scopul final al lucrării se poate considera ca realizat, deoarece cu ajutorul observațiilor geomorfologice s-au putut identifica majoritatea elementelor structurale de adâncime, evidențiate anterior prin metode geofizice și prin foraje. Pornind de la modul de manifestare în relief a structurilor geologice de adâncime cunoscute, s-a ajuns să se identifice două morfostructuri noi, care vor fi propuse organizațiilor interesate spre prospectare detaliată cu ajutorul metodei seismice și

prin foraje. Aceasta ar constitui deci aplicația practică a studiului de față, în cercetarea zăcămintelor de hidrocarburi. Pe lîngă prospectarea propriu-zisă a structurilor geologice, studiile geomorfologice și mai ales cele paleogeomorfologice au o deosebită importanță în stabilirea gradului de perspectivă a diferitelor regiuni în ceea ce privește hidrocarburile, precum și în explorarea și exploatarea zăcămintelor de țiței și gaze.

În scopul consolidării ca metodă de prospectare a studiilor geomorfologice în Republica Populară Română și pentru completarea și punerea la punct a metodidelor de lucru — valabile pentru mai multe regiuni cu condiții geologice și geomorfologice specifice, se impune continuarea cercetărilor și în alte sectoare, recomandîndu-se observațiile de ultradetalii.

Ca o concluzie finală a acestei lucrări se poate afirma că Piemontul Cîndești, la origine, este o cîmpie piemontană (Primärrumf), înălțată din ce în ce mai mult către marginea muntelui, adînc fragmentată, cu interfluvii netede, separate de văi cu versanți abrupti sau polietajați și foarte frâmîntați de prăbușiri și alunecări de teren. Acolo unde cuvertura piemontană a fost îndepărtată apar forme structurale. Acesta este de altfel și faciesul morfologic al Piemontului getic, la sud de Subcarpați.

București, Ianuarie 1964¹⁾

¹⁾ Această lucrare a fost definitivată în mai 1962 și susținută, ca lucrare de disertație, la Universitatea „Babeș-Bolyai“ din Cluj, la 18 decembrie 1962.





Institutul Geologic al României

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

1. *Lucrări Publicate*

1. ATANASIU I. Cutremurile de pămînt din România. Bucureşti 1961.
2. BADEA L. Depresiunea Jiblea. *Probleme de geografie*, nr. 7, 1960.
3. BADEA L. Rolul tectonicei și neotectonicei în formarea reliefului depresiunii intracolinare Cîmpul Mare. *Comunicările Acad. R.P.R.*, nr 1, tom. IX, 1961.
4. BANCILA I. Geologia Carpaţilor Orientali. Bucureşti 1959.
5. BARBU I. Notes sur les plantes fossiles du Miocène de Slătioara — département de Vilcea. *B.S.R.G.* vol. V. 1942.
6. BIROT P. Morphologie structurale, vol. I. Paris 1958.
7. BRATESCU C. Mişcări epirogenetice şi caractere morfologice în bazinul Dunării de Jos. *An. Dobrogei*, an. I, nr. 4. Constanţa 1921.
8. CERNESCU N., FRIDLAND V., FLOREA N. Raionarea pedo-geografică a R.P.R. Realizări în geografia R.P.R. Bucureşti 1958.
9. COBILCESCU GR. Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărîmuri terciare din unele părţi ale României. Bucureşti 1883.
10. COTET P. Geomorfologia. *Manualul Ing. de Mine*, vol. I. Bucureşti 1951.
11. COTET P. Problema defileului Dunării la Porţile de Fier şi cercetările geomorfologice din Cîmpia Olteniei. *Probleme de geografie*, vol. I, 1954.
12. COTET P. Piemonturile de acumulare şi importanţa studiului lor. *Probleme de geografie*, vol. III, 1956.
13. COTET P. Cîmpia Olteniei. Bucureşti 1957.
14. COTET P., KAMANIN L., MARTINIUC C. Conţinutul hărţii şi principiile raionării geomorfologice a teritoriului R.P.R. Realizări în geografia R.P.R. Bucureşti 1958.
15. COTET P. Contribuţiuni la studiul martorilor de eroziune. *Comunicări de geologie-geografie* (1957—1959). Bucureşti 1960.
16. COTET P. Harta geomorfologică a platformei dobrogene. *Natura* nr. 2, 1960.
17. DAVID M. Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamţ şi Bacău. *B.S.R.G.* t. L. 1931.
18. DAVID M. Relieful Coastei Iaşilor şi problemele care le ridică sub raportul geomorfologic şi antropogeografic. *Lucr. Soc. Geogr. „D. Cantemir”*, vol. III. Iaşi 1941.
19. DERRUAU M. Précis de géomorphologie. Paris 1958.
20. DUMITRESCU-ALDEM AL. Adevărata problemă a Cîmpiei Române. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. VI. Bucureşti 1923.



21. DRĂGHICEANU M. Tectonica cîmpiei Munteniei și a podișurilor Olteniei și Moldovei, cu privire la cursul apelor superficiale și mișcarea apelor subterane. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. X. București 1927.
22. DRAGOȘ V. Studiu geologic preliminar asupra văii Vîlsanului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XXXIII, 1952.
23. DRAGOȘ V. Deplasări de teren. București 1957.
24. DRAGOȘ V. Fenomene geologice actuale din regiunea Argeș. *D. S. Com. Geol.* XLI—1957.
25. FILIPESCU M. Posibilitățile de alimentare cu apă a orașului Cîmpulung-Mușcel. *B.S.R. Geol.* vol. V, 1942.
26. FILIPESCU M. Recherches géologiques sur le nord-ouest de l'Oltenie. *B.S.R. Geol.* vol. V, 1942.
27. GEORGE P., TRICART J. L'Europe centrale. Paris 1954.
28. GHERASIMOV I. P. Sarcinile principale și direcțiile cercetărilor geomorfologice în U.R.S.S. *An. Rom.-Sov., seria Geol. Geogr.* nr. 2, 1961.
29. GHERENCIUK N. I. Legile tectonice în orografia și rețeaua de ape a Cîmpiei Ruse (în limba rusă). Lwov 1960.
30. GHİKA-BUDEȘTI ȘT. La transgression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vîlsan. *C. R. Inst. Goél. Roum.* tom. XXIII — 1940.
31. * * * — Ghidul excursiilor. Carpații meridionali. București 1961.
32. * * * — Ghidul excursiilor. Carpații orientali. București 1961.
33. GÎRBACEA V. Piemontul Călimanilor. *Studii și cercet. de Geol.-Geogr.* (Cluj) nr. 1—4, 1956.
34. GÎRBACEA V. Observațiuni morfologice în partea de nord-est a podișului Transilvaniei. *Probleme de geografie*, vol. VII — 1960.
35. GRIGORAȘ N. Rolul depresiunilor premontane în formarea rocelor bituminoase din R.P.R. *An. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. Naturii* nr. 13 — 1957.
36. GRIGORAȘ N. Geologia zăcămintelor de ție și gaze din R.P.R. București 1961.
37. HAIN V. E. Structura în blocuri și ondulată (cutată și în blocuri) a scoarței terestre. *An. Rom.-Sov., Seria Geol.-Geogr.* nr. 3 — 1959.
38. HAIN V. E. Analiza formațiunilor ca metodă a cercetărilor paleotectonice. *An. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.* nr. 1 — 1960.
39. HUDIACOV C. I., ZIATICOVA L. K. Despre importanța cercetărilor geomorfologice pentru prospectarea zăcămintelor petrolifere și gazeifere în depresiunea vest-siberiană (în l. rusă). Moscova 1959.
40. IAKUȘOVA A. F., CISTEAKOV A. A. Expresia geomorfologică a ridicărilor noi. *An. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.* nr. 1, 1960.
41. IANCU M. Contribuțiuni la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburei Carpaților. *Probleme de geografie*, vol. IV. 1957.
42. IONESCU-ARGETOIAIA I. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. VIII. București 1918.
43. IONESCU-ARGETOIAIA I. Bazinul pliocenic din Depresiunea Getică și legăturile lui cu bazinile învecinate. *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. VI (1914—1915). București.

44. KOLESNIC S. V. Bazele geografiei fizice generale (traducere din I. rusă). București 1959.
45. KOJEVNIKOV I. I., MEȘCEREAKOV I. A. Metode geomorfologice de cercetarea subsolului. *An. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.* nr. 2, 1957.
46. KORJUEV, S. S. Particularitățile morfostructurale ale reliefului platformei siberiene și neotectonica. *An. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.* nr. 1, 1961.
47. LITEANU E. și colaboratorii. Raionarea hidrogeologică a R.P.R. *Probleme de geografie*, vol. VI, 1959.
48. LITEANU E. Harta cuaternarului din partea carpatică a R.P.R. *An. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.* nr. 1, 1960.
49. MACAROVICI N. Evoluția vieții în timpul mezozoicului. *Natura* nr. 2, 1960.
50. MACOVEI GH. Geologia stratigrafică. București 1954.
51. MARTINIUC C. Pantele deluviale. Contribuții la studiul degradărilor de teren. *Probleme de geografie*, vol. I, 1954.
52. MARTINIUC C., BACAUANU C. Geomorfologia teritoriului G.A.C. Dumești (regiunea Iași) și a împrejurimilor sale. *An. Șt. ale Univ. A. I. Cuza — Iași, secțiunea II-a*, fasc. 1, 1961.
53. MARTONNE EMM. DE. La Valachie. Essai de monographie géographique. Paris 1902.
54. MARTONNE EMM. DE. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. Paris 1908.
55. MARTONNE EMM. DE. Traité de géographie physique, vol. I. Paris 1929.
56. MARTONNE EMM. DE. L'Europe Central — Roumanie. *Georg. Univ.* Tome IV. Paris 1931.
57. MEȘCEREAKOV I. A. Suprafețele poligenetice de aplatisare. *An. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.*, nr. 3, 1959.
58. MEȘCEREAKOV I. A. Aplicarea metodelor geomorfologice în cercetarea gazelor și a petrolului (în I. rusă). Moscova 1960.
59. MICALEVICH-VELCEA V. Masivul Bucegi (studiu geomorfologic). București 1961.
60. MIHAILESCU V. Marile regiuni morfologice ale României. *B.S.R.G.*, tom. L, București 1931.
61. MIHAILESCU V. România. Geografie fizică. București 1936.
62. MIHAILESCU V. Privire retrospectivă și orientări asupra unor probleme geografice din raza Universității București. *Cercet. și studii geograf.*, vol. I. București 1941.
63. MIHAILESCU V. Piemontul Getic. *Rev. geografică*, anul II, fasc. I—IV. București 1946.
64. MIHAILESCU V. Asupra limitelor și marilor diviziuni ale Cîmpiei Romîne. *Studii și cercetări de geol.-geogr.* (Cluj) L 3—4, 1957.
65. MIHAILESCU V. Harta regiunilor geomorfologice ale R.P.R. pe bază geografice. *Bul. științific, secția Geol.-Geogr.* tom. II, 1957.
66. MIHAILESCU V. O schiță de hartă topoclimatică a R.P.R. *Bul. științific, secția geol.-geogr.* tom. II, 1957.
67. MIHAILESCU V. Picmunturile. *Comunicările Acad. R.P.R.* nr. 1, 1957.
68. * * * — Monografia geografică a Republicii Populare Române. Vol. I. (geografia fizică). București 1960.



69. MORARIU T., SAVU AL., DUMBRĂVĂ F. Densitatea rețelei hidrografice din R.P.R. *Bul. științific*, seria *Geol.-Geogr.* tom. I, nr. 1—2, 1956.
70. MORARIU T. și colaboratorii. Contribuții la problema raionării fizico-geografice a teritoriului R.P.R. *Studii și cercet. de Geol.-Geogr. (Cluj)*, nr. 1—2, 1957.
71. MORARIU T., SAVU AL., DUMBRĂVA F. Energia reliefului R.P.R. *Studii și cercet. de Geol.-Geogr. (Cluj)*, nr. 3—4, 1957.
72. MÖRARIU T., SAVU AL. Fragmentarea medie a reliefului R.P.R. *Probleme de geografie*, nr. VI, 1959.
73. MORARIU T., GÎRBACEA V. Terasele rîurilor din Transilvania. *Comunicările Acad. R.P.R.* nr. 6, tom. X, 1960.
74. MOSKVITIN A. I. Datele climatice care determină limita stratigrafică inferioară a Pleistocenului. *An. Rom.-Sov.*, seria *Geol.-Geogr.*, nr. 3, 1960.
75. MRAZEC L. Cîteva observări asupra cursurilor rîurilor în Valahia (Țara Românească). *An. Muzeului de Geol. și Paleont.* Vol. II, 1899.
76. MRAZEC L. Contribution à l'étude de la dépression subcarpatique. *Bull. de la Soc. de sciences de Bucarest.* IX, nr. 6, 1900.
77. MRAZEC L., TEISSEYRE W. Über olig. Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). Wien 1901.
78. MRAZEC L., TEISSEYRE W. Esquisse tectonique de la Roumanie. *Congrès intern. du pétrole, III-ème ses. Guide Nr. 1.* București 1907.
79. MRAZEK L., TEISSEYRE W. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. *Congrès intern. du pétrole, III-ème ses. Guide nr. 1.* București, 1907.
80. MURGEANU GH. Recherches géologique dans Valea Doamnei et Valea Vilsanului. *C.R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVI, 1937—1938. București.
81. MURGEANU GH. Formarea Depresiunii Cîmpulungului. *Comunicările Acad. R.P.R.*, tom. I, nr. 11—12, 1951.
82. MURGEANU GH., PATRULIUS D. Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Bul. științific, secția Geol.-Geogr.* nr. 1, tom. II, 1957.
83. MURGOICI GH. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol.*, Vol. I, 1907.
84. MURGOICI GH., MANOLESCU ȘT. Cîteva date asupra geologiei văii Dîmbovața din regiunea dealurilor. *D.S. Inst. Geol.*, vol. VII, 1915—1916.
85. MURGOICI GH. Tectonica Subcarpațiilor la apus de Ialomița. *D. S. Inst. geografie*, vol. VII, 1960.
86. NICULESCU GH. Cîmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce. *Probleme de geografie*, vol. VII, 1960.
87. OLTEANU F., POPESCU M., IORGULESCU T. Contribuționi la cunoașterea stratigrafiei neogenului din Oltenia și din Muntenia. *Studii și cercet. de explorare, exploata. și prelucrarea fișeiului*. București 1958.
88. ONCESCU N. Geologia Republicii Populare Romîne. București 1959. Ed. II-a.
89. PARASCHIV D. Contribuționi la studiul apelor captive din Piemontul Cîndești. *Probleme de geografie*, vol. VII — 1960.
90. PARASCHIV D. Asupra cursului actual al Dunării în aval de Turnu Severin. *Natura, seria geol.-geogr.*, nr. 6 — 1961.



91. PARASCHIV D. O captare recentă în bazinul Argeșului. *Natura, seria geol.-geogr.* nr. 4 — 1962.
92. PAUCA M. Dezvoltarea regnului vegetal pe teritoriul R. P. Române. *Natura* nr. 4 — 1960.
93. POP GH. Noi contribuții privitoare la cursul inferior al Mureșului. Cluj 1948.
94. POP GH. Contribuții la stabilirea vîrstei și a condițiilor morfoclimatice în geneza suprafeței de eroziune Mărișel din Munții Gilăului — Muntele Mare. *Studii și cercet. de geol.-geogr. (Cluj)*, nr. 3—4. 1957.
95. POPESCU-ARGEȘEL I. Probleme de toponimie hidrografică în Bazinul Argeșului. *Natura*, nr. 1 — 1958.
96. POPESCU-VOITEȘTI I. Contribuții la studiul geologic și paleontologic al regiuniei Mușcelelor dintre râurile Dâmbovița și Olt. *An. Inst. Geol.* vol. II, fasc. 3-a.
97. POPESCU-VOITEȘTI I. Contribuții la studiul stratigrafic al numuliticului Depresiunii Getice. *An. Inst. Geol.*, vol. III.
98. POPESCU-VOITEȘTI I. Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului românesc. *Rev. Muz. geol. min. al Univ. din Cluj*, vol. V, nr. 2 — 1935.
99. POPOVICI HATZEG V. Étude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia (Roumanie). Paris 1898.
100. POPP E. Flora pliocenă de la Borsec. Cluj 1936.
101. POPP N. Clasificări geografice în Subcarpații românești. *B.R.S.G.* nr. LIV — 1935.
102. POPP N. Subcarpații dintre Dâmbovița și Prahova. București 1939.
103. POPP N. Harta Cîmpiei Române. *Rev. geografică* fasc. I—IV. București 1946.
104. POSEA GR. Piemonturile din Țara Lăpușului. *Probleme de geografie*, vol. VI — 1959.
105. POSEA GR., GÎRBACEA V. Depresiunea Bozovici — studiu geomorfologic. *Probleme de geografie*, vol. VIII, 1961.
106. RADULESCU I. Observații geomorfologice în cîmpia piemontană Pitești. *An. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. Naturii*, nr. 10. București 1956.
107. RADULESCU N. Vrancea. București 1936.
108. RADULESCU N. Răspîndirea alunecărilor de teren în R.P.R. *Probleme de geografie*, vol. VI — 1959.
109. ROŞU AL. Cîteva observații fizico-geografice în cîmpia înaltă a Bălăcișei. *Probleme de geografie*, vol. VI — 1959.
110. ROŞU AL. Unele considerații paleogeografice în subcarpații getici dintre Motru și Gilort, privind Levantinul superior și Cuaternarul. *Probleme de geografie*, vol. VIII, 1961.
111. ROŞU AL. Unele metode de cercetare a tectonicei recente. *Natura*, nr. 5 — 1961.
112. SETUNSKAIA L. E. Experiența analizei profilelor longitudinale ale rîurilor în vederea studierii mișcărilor tectonice. *An. Rom.-Sov.*, seria geol.-geogr., nr. 1 — 1960.
113. SÎRCU I. Piemontul Poiana Nicorești. *Studii și cercet. științifice*. Iași 1953. nr. 1—4, anul IV.
114. SÎRCU I. Contribuții la studiul suprafețelor de nivelare din partea nordică a Carpaților Orientali românești. *An. științifice ale Univ. A. I. Cuza din Iași*, secțiunea II-a, tom. VII — 1961, fasc. 1.

115. * * * — Academicianul Nicolai Sergheevici Șatski. *An. Rom.-Sov., seria geol.-geogr.*, nr. 2 — 1961.
116. ȘTEFANESCU GR. Județul Mușcel. *An. Biroului Geologic*, nr. 1—2, 1884. București 1886.
117. ȘTEFANESCU S. Mémoire sur la géologie du județ de l'Argeș. *An. Biroului Geologic*, 1882—1883, nr. 1—2. București 1886.
118. ȘTEFANESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille 1897.
119. TUFESCU V. Dealul Mare—Hirlău. *B.S.R.G.*, vol. LVII. București 1937.
120. TUFESCU V. Problema platformelor de eroziune. „Cursuri” 1945—1946. București 1947
121. TUFESCU V. Zona de subsidență de la Timișoara. *Comunicările Acad. R.P.R.*, nr. 2, tom. VII. 1957.
122. VENCOV I., STOENESCU SC., ESCA AL. Cercetări gravimetrice în Oltenia și Muntenia. *Bul. științific 1*, Tom. VII. 1955.
123. VILSAN GH. Cîmpia Română. București 1915.
124. WEYMÜLLER FR. Les colines subcarpathiques entre la Prahova et le Buzău. *Ann. de géogr.*, tome XL Paris.
125. ZEATIKOVA L. E. Metodica cercetărilor structural-geomorfologice efectuate în partea centrală a Cîmpiei din vestul Siberiei. *An. Rom.-Sov., seria geol.-geogr.*, nr. 2, 1961.

2. Lucrări nepublicate și traduceri

126. ALEXANDRU M., HUBAR M., BLUM R. Raport asupra prospecțiunilor seismice de semidetaliu dintre Dâmbovița și Argeș. București 1955. Arhiva MIPC.
127. BALTEŞ N. Date palinologice asupra unor sedimente paleozoice, mezozoice și terțiare din R.P.R. explorate pentru hidrocarburi în anul 1958. București, 1959. Arhiva MIPC.
128. BALTEŞ N. Studiu palinologic al Pliocenului din Muntenia și Oltenia (raport preliminar). București 1959. Arhiva MIPC.
129. BALTEŞ N., BEJU D. Studiu palinologic al Miocenului din Depresiunea Getică, cu privire specială asupra formațiunilor cu sare. București 1960. Arhiva MIPC
130. BERA AL. Raport de activitate din campania geologică 1950 — regiunea Albești—Poenari, Mățău—Cindești Muscel. București 1950. Arhiva Comitetului Geologic.
131. BERA AL. Cartare geologică între Rîul Doamnei și rîul Dâmbovița. București 1955. Arhiva Comit. Geologic.
132. BERTHIER G. Prospection électrique des régions de Găești, Pitești, Vallée de l'Olt et Pitești nord. Paris 1938. Arhiva Comit. Geol.
133. BOLGIU O. Insula eocenă din axul zonei anticlinale Slătioarele—Pitești—Suța Seacă. București 1941. Arhiva MIPC.
134. BONDARCIUK V. G. Bazele geomorfologiei (traducere din l. rusă). Moscova 1949
135. BORISOV A. A. Climatologia (traducere din limba rusă).
136. BOTEZATU R. Prospecțiunea gravimetrică în regiunea Pitești—Golești. București 1950. Arhiva MIPC.



137. BOTEZATU R. Cercetări gravimetrice în regiunea cuprinsă între râurile Olt și Dâmbovița. București 1951. Arhiva Comit. Geol.
138. BOUCHE G. Prospection sismique dans les régions Ploiești, Brătești, Suța Seacă, Mislea, Brazi. Cîmpina 1937. Arhiva Comit. Geol.
139. COTET P. Cîteva date noi asupra elementelor periglaciare din R.P.R. Comunicare la ICGG, București, 26.I.1961.
140. COTET P. Cîteva profile în depozitele cuaternare din Cîmpia Română. Comunicare la I.C.G.G., București 30.V.1961.
141. COTET P. Considerații asupra geomorfologiei ca știință. Comunicare la I.C.G.G., București 9.III.1962.
142. DRAGOMIRESCU S., ILIE I. Neotectonica în lumina cercetărilor sovietice actuale. Comunicare la Univ. din București, la 12.III.1962.
143. DRAGOȘ V. Raport asupra gipsurilor din regiunea Boteni-Mușcel. Arhiva Comitetului Geologic.
144. ENGBERTS L. Reflection seismograph survey Suța Seacă—Brătești. Cîmpina 1935, Arhiva Comit. Geol.
145. ESCA AL. Raport asupra lucrărilor gravimetrice din regiunile Tîrgoviște—Gura Ocniței—Dolani—Tătărani și Pucioasa—Vulcana Băi—Voinești. București, 1951 — Arhiva Comit. Geologic.
146. GAVAT I., STANCIULESCU AL. Harta geofizică a Olteniei și Munteniei. București 1955. Arhiva MIPC.
147. * * * — Geografia fizică a R.P.R. (litografiat). București 1955.
148. GHERASI N. Pinza getică în partea estică a Munților Godeanu. Comunicare la Inst. Geol. 3.III.1961.
149. GHERMAN J. Raport geologic asupra regiunii Voinești—Pietrari. Cîmpina, 1941. Arhiva MIPC.
150. GHERMAN J., BOTEZ R. Cercetări geologice în regiunea Bertea—Slon. București 1960. Arhiva MIPC.
151. KLANG AL., TOMESCU L. Raport asupra prospecțiunii seismice din regiunea Găești—Pitești, executată în anul 1952. București 1955 — Arhiva MIPC.
152. LITEANU M. și colaboratorii. Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării. Comunicare la Inst. Geol., 29.V.1961.
153. MACHATSCHEK FR. Geomorfologie (traducere din limba germană). Leipzig 1954.
154. MARKOV K. K. Problemele fundamentale ale geomorfologiei (traducere din limba rusă). București 1957.
155. MARTIN L., VEUGDE I., ENGBERTS L. Geophysical surveys in the Region Tîrgoviște—Suța Seacă—Pitești. Cîmpina 1940, Arhiva MIPC.
156. MASLEAEV V. Neotectonica Precaucazului (traducere din limba rusă). Doc-ladi Academii Nauk SSSR, tom. 135, nr. 5, 1960.
157. MIHAILESCU V. Geografia României (curs litografiat). București 1947.
158. MOLDOVAN I. și colaboratorii. Studiul geologic complex al Depresiunii Getice cu propunerii de noi lucrări de prospecție și explorare. București 1961. Arhiva MIPC.
159. MOTĂȘ I. Raport definitiv de cartarea geologică cu privire la regiunea Cîndeaști—Boteni—Mățău. București 1953. Arhiva Comit. Geol.

160. MURGEANU GH., BERA AL. Raport de activitate asupra campaniei geologice din vara anului 1953. Bucureşti 1953. Arhiva Comit. Geol.
161. MURGEANU GH., BERA AL. Raport asupra regiunii dintre Rîul Doamnei şi Dâmboviţa. Arhiva Comit. Geol.
162. NICOLAEV N. I., ŞULT S. S. Principiile şi metodele întocmirii hărţii celei mai recente tectonice a U.R.S.S. (traducere din limba rusă). Moscova 1959.
163. OLTEANU FL., VOICU GH. Perspectivele structurilor Stâlpeni şi Boleşti din Muntenia de vest, în lumina datelor de foraj obținute pînă la 1 iunie 1956. Bucureşti 1956. Arhiva MIPC.
164. PALIUC G. Reconnaissance survey in the region between Dâmboviţa and Argeş valley. Cîmpina 1936. Arhiva MIPC.
165. PARASCHIV D. Din evoluţia paleogeografică a Piemontului Argeşan. Comunicare la S.S.N.G. Bucureşti 12.II.1962.
166. PATRUT I. şi colaboratorii. Informaţii asupra datelor noi obținute în stratigrafia şi tectonica Depresiunii Preîmpăratice. Bucureşti 1961. Arhiva MIPC.
167. POPESCU-ARGEŞEL I. Geomorfologia văii Argeşelului cu privire specială asupra degradărilor de teren. Bucureşti 1961 (lucrare de diplomă).
168. POPESCU-VOITEŞTI I. Raport of Reconnaissance Geological Survey West of Tîrgovişte, between the Dâmboviţa and the Olt Rivers. Bucureşti 1941. Arhiva MIPC.
169. POSEA GR. Ţara Lăpuşului. Bucureşti 1962.
170. RADULESCU I., GRUMAZESCU H. Dezlegarea mişcărilor tectonice din cuaternar de pe teritoriul R. P. Romîne, prin metoda geomorfologică. Comunicare la Univ. din Bucureşti, 25.V.1961.
171. RADULESCU V., LUNGAN C. Cercetări geologice în regiunea Cîmpulung-Gemenea. Bucureşti 1957. Arhiva MIPC.
172. ROŞU AL. Mişcări tectonice recente în regiunea subcarpatică olteană dintre Motru—Gilort. Comunicare la ICGG. Bucureşti 30.V.1961.
173. SLANINA FL., BLUM R., HUBAR M. Raport asupra prospecţiunilor seismice de semidetaliu în regiunea dintre Dâmboviţa şi Argeş. Bucureşti 1955, Arhiva MIPC.



197

**PIÉMONT DE CÎNDEȘTI. RECHERCHES DESTINÉES À VÉRIFIER
LES POSSIBILITÉS D'APPLICATION DE LA MÉTHODE GÉOMOR-
PHOLOGIQUE DANS LA PROSPECTION DES GISEMENTS
D'HYDROCARBURES**

PAR

D. PARASCHIV

Résumé

L'auteur a rédigé cet ouvrage mettant à profit ses observations en terrain, des données fournies par les prospections géophysiques (gravimétriques, magnétiques, électriques, séismiques) et par les forages profonds, ainsi que les informations trouvées dans la littérature de spécialité.

Son premier but a été de résoudre les plus importants problèmes morphologiques de la région et ensuite, de vérifier la possibilité d'employer la méthode géomorphologique dans la recherche des gisements d'hydrocarbures.

Le but de l'ouvrage, le stade des connaissances géologiques et géomorphologiques ainsi que le caractère spécifique de la région ont imposé l'orientation de cet ouvrage. Puisqu'il s'agissait d'une étude de géomorphologie structurale, un premier chapitre sur la géologie de la région était nécessaire. L'auteur a trouvé bon, afin de montrer l'influence des mouvements tectoniques récents, d'y ajouter un sous-chapitre de paléogéomorphologie qu'il a rédigé à l'aide des données géophysiques et de forage.

L'analyse de l'évolution géomorphologique du Piémont de Cîndești a commencé par l'étude des vallées et des aires interfluviales et non pas à partir des systèmes morphogénétiques. Pourtant, dans chaque vallée, les formes de relief ont été groupées par facteurs génétiques. Cette méthode de présentation et d'étude s'est imposée afin de pouvoir comparer les coupes géomorphologiques à celles géologiques et aux profils géophysiques. Les éléments concernant la morphologie et la morpho-



métrie se trouvent à la fin du chapitre de géomorphologie, vu qu'ils sont une conséquence de la morphogenèse. L'ouvrage contient en plus un chapitre sur la néotectonique et les problèmes d'ordre pratique. Dans ce chapitre on expose les résultats obtenus et on fait des suggestions pour l'avenir.

Le piémont représente une surface initiale d'accumulation, un équivalent de la notion de „Primärumpf” et non pas une plateforme d'érosion, ainsi que des chercheurs antérieurs l'avaient affirmé.

C'est pour cela que l'on a préféré le terme génétique de *Piémont* de Cîndești à celui de *Plateforme* de Cîndești qui prend une acceptation morphographique.

On a délimité le Piémont de Cîndești en considérant les caractères morphogénétiques, morphographiques et morphométriques.

La limite septentrionale est constituée par une zone dépressionnaire qui s'est formée au contact des dépôts éocènes et pliocènes supérieurs et quaternaires (fig. 2). Au N de la zone dépressionnaire se développe une surface de nivélation néogène, fossilisée pendant le Pontien et le Dacien et exhumée partiellement au cours du Quaternaire.

Vers l'E, la vallée de la Dîmbovița représente une frontière morphologique évidente en amont de Dragomirești ; elle sépare le Piémont de Cîndești à aires interfluviales lisses, quasi-monoclinales des Subcarpathes proprement dites de Munténie au relief varié. En aval de Dragomirești la limite n'est plus une ligne mais bien une zone, à cause des terrasses de la Dîmbovița, — disposées en éventail — et de l'âge de plus en plus récent du piémont. Par conséquent il a été convenu que la limite approximative serait la vallée de la Cobia, à partir de Dragomirești jusqu'à Făgetu (plaine alluviale de l'Argeș) :

La limite S correspond, d'une manière très évidente, au versant gauche de la vallée de l'Argeș, entre Pitești et Făgetu (au N de Găești) d'où le front du Piémont de Cîndești domine la plaine alluviale de la rivière mentionnée de 30 jusqu'à 150 m (pl. II, fig. 2).

Vers l'W, la vallée de l'Argeș — entre les localités Hîrtiești et Racovița, et la vallée de Rîul Doamnei entre Colibași et Valea Mare (Pitești) séparent le Piémont de Cîndești de Gruiurile Argeșului. La limite W ne se détache clairement que dans le secteur des villages Hîrtiești et Lucieni, et, aussi, en aval du confluent de l'Argeș et du Rîul Tîrgului. Au demeurant, la présence de la vallée de l'Argeș constitue la seule note prédominante.

Le Piémont de Cîndești a été levé de manière assez satisfaisante par des méthodes géophysiques (gravimétriques, magnétiques, électri-



ques, mais surtout séismiques) à partir de 1930. Les levers géologiques ont visé tout d'abord la partie N de la région, où des termes antérieurs au Villafranchien affleurent. On trouve bien quelques renseignements tout à fait généraux concernant la couche des graviers de Cîndești dans les travaux de Gr. Ștefanescu, S. Ștefanescu, V. Popovici-Hatzeg, L. Mrazec, I. Popescu-Voitești, Gh. Murgoci, G. Murgeanu, J. Gherman, V. Rădulescu et d'autres. Dès 1944, la région a été littéralement recouverte par des forages d'étude placés surtout dans le secteur S du piémont. Pourtant on n'a pas réalisé d'études géomorphologiques spéciales relatives à l'ensemble du Piémont de Cîndești. On en trouve pourtant dans les travaux des auteurs qui ont étudié les unités environnantes (Gh. Vilasan, Gh. Murgoci, N. Pop etc.) ou bien dans les travaux de synthèse (V. Mihăilescu, T. Morariu, P. Cotet etc.).

L'analyse du terrain et de la carte — voilà les méthodes de travail employées. Les remarques géomorphologiques ont été comparées aux données géologiques (des forages) et géophysiques.

Conformément aux données des levers géologiques, dans la zone du Piémont de Cîndești affleurent les dépôts quaternaires, levantins, daciens et, en une moindre mesure, les dépôts pontiens (fig. 3). Juste au N de la région, on trouve l'Eocène, le Sénonien et les Couches de Comarnic et de Sinaïa. Pourtant, les forages de profondeur ont ouvert une succession presque complète de dépôts qui commence par le Quaternaire et finit par le Néocomien. Dans cette succession de couches, trois discordances stratigraphiques plus importantes sont mises en évidence qui se poursuivent dans toute la Dépression Gétique, quelques-unes dans la Plateforme Moesienne aussi. Par ordre de profondeur, on remarque la première discordance entre les limites des dépôts miocènes supérieurs et pliocènes, la deuxième entre l'Helvétien et l'Aquitainien et la troisième au Préocène (?).

Les graviers de Cîndești constituant la couverture de piémont ont joui d'une attention toute spéciale. Aux renseignements sommaires fournis par la littérature de spécialité se sont ajoutées quelques données, telles que l'épaisseur, la variation des dimensions et de la constitution pétrographique (planche VII), l'âge, leurs rapports avec les termes stratigraphiques plus anciens etc.

Les dépôts mésozoïques et tertiaires ont été plissés et faillés en rapport avec leur ancienneté (planche VIII). Un nombre de failles principales partagent la région en quelques blocs tectoniques majeurs, avec influence dans la morphologie. La Pliocène a été moins affecté par les



plissements récents, de sorte que les plis de profondeur s'effacent graduellement vers la surface où la couverture des graviers de Cîndești apparaît à peine ondulée.

L'évolution préquaternaire de la région est caractérisée par la formation de trois surfaces principales de nivélation qui correspondent à autant de cycles majeurs de sédimentation et d'étapes de modelage.

La première étape commence par le Paléogène sinon par la fin du Crétacé, lorsque le bord N de la Dépression Gétique et les Carpates Méridionales se sont soulevées et par ce fait les rivières sont devenues plus profondes. Suit la transgression éocène (vraisemblablement la continuité de celle sénonienne), après quoi les eaux se sont retirées graduellement jusqu'en Aquitanien, lorsque la région a été réellement exondée ce dont témoigne la présence des évaporites. On s'est mis d'accord sur ce, que durant les régressions, qui correspondent aux phases de soulèvement de l'écorce, le réseau hydrographique a agi plutôt en profondeur et que durant les transgressions il a évolué latéralement — ce qui a eu pour résultat la nivélation des Carpates et du bord de la Dépression Gétique. Dans la zone du rivage, qui a progressé toujours dans les conditions de la transgression marine, la nivélation du relief a été achevée par l'abrasion. Au fur et à mesure que le rivage de la mer avançait vers la montagne, des parties de la surface nivelée étaient submergées et fossilisées.

Par conséquent, pendant le cycle de sédimentation et l'étape du modelage du Paléogène, une surface de nivélation s'est formée qui équivaut probablement à la «plateforme Boresco» (de Martonne).

Il y a très peu de forages qui aient intercepté cette discordance et ce sont les données obtenues par leviers géologiques qui nous ont permis de déduire plutôt les conditions de sa formation ainsi que son âge.

Les analyses du polen témoignent d'un climat tropical à tendances de refroidissement vers la fin du Paléogène, durant la formation de la surface Boresco.

Lors de la fin du cycle de sédimentation paléogène se produit le soulèvement en bloc des Carpates et des régions environnantes, ce dont témoigne la présence des conglomérats du Burdigalien et de l'Helvétien inférieur. C'est ce qui a forcé les rivières à s'enfoncer de nouveau et à évoluer aux dépens de la surface Boresco. La transgression de la mer miocène qui culmine à la fin de l'Helvétien et au début du Tortonien (les tufs et les marnes à Globigérines) commence avec le Burdigalien et l'Helvétien inférieur.



Cette nouvelle transgression a eu pour résultat la nivélation d'une autre surface (par l'évolution latérale et par l'abrasion) qui équivaut probablement à la «plateforme Rîu Şes». La fréquence toujours accrue des plantes hydrophyles pendant l'Helvétien et le Tortonien représente un indice quant à la nivélation du bord de la montagne et quant au vieillissement du relief. Le cycle prend fin probablement avec les évaporites tontoniennes ou bien au Bessarabien.

On a rédigé une carte de la surface fossile Rîu Şes (planche IX) dont l'analyse relève que les mouvements syngénétiques (dans la zone fossilisée) et postérieurs l'ont déformée de 4.000 m environ. L'amplitude des plis qui agissent sur cette surface est de 1.500, voire 2.000 m.

Durant la formation de la surface Rîu Şes, le climat s'est graduellement refroidi jusqu'à ce qu'au Sarmatiens il en arrive à des variations saisonnières de température (climat tropical d'abord, subtropical ensuite). L'altitude du relief des Carpates et du bord du Piémont Gétique semble avoir diminué durant le Miocène (grâce aux mouvements négatifs et au modelage de la région) atteignant des valeurs d'environ 400—800 m (suivant l'association de la flore).

Les conglomérats du Tortonien supérieur et du Sarmatiens moyen fournissent la preuve que la zone montagneuse et les régions environnantes se sont encore soulevées. La transgression du Miocène est survenue, et a duré jusqu'au Levantin, lorsque la ligne de rivage a rejoint le Cristallin dans le secteur Cîmpulung. C'est à cette époque (Tortonien supérieur ou Sarmatiens moyen jusqu'au Levantin) que s'est formée la surface «Gornovița». Les étapes de formation de la surface Gornovița peuvent être observées entre les limites du Piémont de Cîndești et dans les régions environnantes, vu qu'elle est fossilisée par des dépôts de plus en plus récents vers le N qui la recouvrent. En bordure de la montagne on rencontre quelques fragments dont le finissage est dû à l'abrasion (Gornovița, N Gemenea).

La surface fossile de Gornovița est déformée par les mouvements épilogéniques (2 500 m environ) et orogéniques (500 m environ) ainsi que le prouve l'analyse de la carte rédigée en vertu des forages et levers géophysiques (planche X).

Peu à peu le climat s'est refroidi en commençant par le Sarmatiens jusqu'au Levantin, lorsqu'il a pris son caractère excessivement tempéré. La fréquence exceptionnelle des plantes hydrophyles, qui est allée s'accentuant du Sarmatiens jusqu'au Levantin, indique le vieillissement et la nivélation du relief dans les environs du rivage.

Voici les plus importantes conclusions qu'impose une étude des surfaces fossiles :

Dans le processus de formation des surfaces de nivélation on distingue deux stades : celui de l'évolution temporaire du réseau hydrographique — qui correspond à la phase de soulèvement de la région et le stade de l'évolution latérale ou de nivélation proprement dite ;

Les processus de nivélation prédominent au cours des mouvements négatifs de l'écorce ; ils sont accompagnés pour la plupart de transgressions marines ;

Les processus de modelage qui commencent en conditions subaériennes sont continués, dans les zones de rivage, par l'abrasion marine qui efface la plupart des traces du modelage différentiel, d'où le caractère mixte d'un grand nombre de surfaces dénudées (surfaces polygénétiques) ;

Les dépôts grossiers correspondent, d'ordinaire, au début d'une nouvelle étape d'évolution (la phase de soulèvement), et la nivélation d'une région devient évidente grâce aux dépôts fins qui équivalent au ralentissement des rythmes tectoniques ;

La formation des surfaces de dénudation dure plus qu'on ne le pensait jusqu'ici et c'est pourquoi, en grand, elles sont des niveaux hétérochrones ;

L'existence d'un climat tropical—subtropical n'est point indispensable à la nivélation d'une surface ;

Les étapes de modelage semblent débuter par la formation des piémonts (conséquence de la phase de soulèvement) et prennent fin par la nivélation des surfaces polygénétiques ;

Durant la formation des surfaces de nivélation, des mouvements de plissement et des mouvements différentiels temporels se produisent — conséquence de la structure en blocs de l'écorce terrestre. Ce sont les causes de la déformation des niveaux respectifs, de la formation de niveaux locaux dans certaines zones ou bien ce sont toujours elles qui empêchent la formation d'une surface principale en d'autres secteurs.

Le Piémont Gétique et les autres piémonts quaternaires ont été engendrés par le soulèvement en masse des Carpates, par la dénivélation entre la zone montagneuse et la Dépression Précarpatique ainsi que par l'érosion accentuée survenue au cours des années. Simultanément au soulèvement des Carpates et du bord N de la Dépression Gétique, le contour du piémont s'est étendu vers le S au même rythme que le rivage du lac quaternaire se retirait.



L'âge du Piémont de Cîndești est de plus en plus récent vers la Plaine Roumaine, sa formation se situant entre la fin du Levantin et celle du Pléistocène. La partie SE du piémont s'identifie au niveau des terrasses de plus en plus récentes.

Dîmbovița, Argeșel et peut-être aussi Rîul Doamnei, semblent avoir été les principales rivières qui ont pris part à la formation du Piémont de Cîndești.

Le climat du Villafranchien et du Pléistocène était probablement pareil au climat actuel, plus frais encore peut-être.

Le piémont d'accumulation s'esquisse en même temps là où son évolution commence (formation des vallées), les agents destructifs étant ces mêmes rivières qui ont déposé les matériaux sous la forme d'immen- ses cônes de déjection.

Par la suite, l'ouvrage présente une analyse poussée sur les vallées de la Dîmbovița, de la Cobia, du Potop, du Gîmbocel, du Cîrcinov, du Rîncăciov, de l'Argeșel, du Rîul Doamnei ainsi que de leurs affluents. Pour chaque rivière prise à part, l'étude fournit une description détaillée de la forme et des dimensions des vallées, des formes d'érosion, d'ac- cumulation, des formes structurales et de gravitation.

Les mouvements tectoniques récents agissent en une certaine mesure sur l'orientation, la forme et les dimensions des vallées.

On a identifié 9 terrasses entre les limites du Piémont de Cîndești (le lit majeur y compris). Leur altitude varie comme il suit : T1 = 0—3 m, T2 = 2—21 m, T3 = 6—30 m, T4 = 22—60 m, T5 = 36—55 m, T6 = 16—80 m, T7 = 75—100 m, T8 = 35—130 m et T9 = 66—150 m. Ce sont des terrasses d'accumulation et probablement, par endroits, des terrasses d'érosion. Elles se sont formées au Quaternaire.

Les terrasses convergent en aval; fait qui ressort le mieux au cas de la Dîmbovița. A l'endroit des anticlinaux et des failles principales, les terrasses apparaissent déformées de 2—40 m en fonction de leur ancienneté et de l'«accroissement» des structures durant le Pléistocène. Les zones de soulèvement ressortent également grâce à l'existence des terrasses locales (planches V, VI, VII).

Les formes d'érosion sont plus fréquentes dans le secteur N du Piémont de Cîndești, là, où les mouvements positifs se sont produits plus tôt et plus intensément. Dans les zones qui correspondent aux anticlinaux, on observe une activité torrentielle récente plus intense. Au N du piémont, la dénudation a écarté la couverture de piémont mettant à jour les dépôts levantins et daciens. On y identifie une surface de nivé- lation en formation (pl. V). Encore plus au N, la couverture pliocène



a été écartée tout à fait, mettant à jour une surface de nivélation fossilisée, greffée à l'Éocène.

La fréquence et l'ampleur des formes d'accumulation (îlots, glacis) varient par rapport aux processus d'érosion.

Vers la limite N du piémont, là où la couverture de graviers a été partiellement écartée, on rencontre des formes structurales (surfaces structurales, cuestas).

Les formes de gravitation, comme les escarpements (corniches) d'écoulement, glissements de terrain, écroulements, lacs et vallées de glissement, écoulements de pierre etc. sont présentes dans toutes les vallées du Piémont de Cîndești. Leur ampleur et intensité sont redévables à la profondeur de la fragmentation du relief et à l'épaisseur de la couverture de piémont. Les pentes revêtent un aspect déluvial typique.

Les plus anciennes vallées de la région sont celles de Dîmbovița, Argeșel et Rîul Doamnei — du même âge que le piémont, plus anciennes encore probablement, vers le N. Suivent en continuité les vallées Potopol, et Circinovul qui se sont formées dans l'intervalle entre les terrasses T9 et T8. Au cours de la période T6 environ, les vallées Cobia, Glimbocelul et probablement Rîncăcioval se sont esquissées ; le reste des ruisseaux sont plus récents en date. Les principales vallées se sont formées du N vers le S, à mesure que le piémont se détachait et que le lac se retirait.

Les collines du Piémont de Cîndești représentent des restes d'une surface primaire d'accumulation, soulevée et fragmentée en sens transversal. Grâce à leur forme allongée, dépassant parfois 30 km et grâce à la grande énergie du relief (dépassant d'ordinaire 100 m) on les a appelées «massifs collinaires». Parfois la surface des aires interfluviales est déformée laissant paraître les structures et accidents tectoniques de profondeur. L'ampleur maximum des déformations est d'environ 40 m (pl. VIII).

Dans le Piémont de Cîndești on a identifié 3 zones géomorphologiques : la zone N, qui équivaut à la surface de nivélation en train de formation, est caractérisée par la présence des formes structurales et par une fragmentation accusée du relief ; la zone centrale et SW — dont le trait caractéristique est la grande fréquence des pentes déluviales, l'énergie accusée du relief et l'absence des terrasses (excepté T6) et la zone SE, caractérisée par l'énergie réduite du relief, par l'admirable développement des terrasses et par des mouvements néotectoniques plus prononcés (pl. V).



La fin de l'ouvrage (chapitre V) traite du terme de «néotectonique», après quoi l'auteur expose l'objet d'étude et les méthodes d'étude des mouvements tectoniques récents tels qu'ils résultent de la littérature soviétique de spécialité. En même temps l'efficacité des méthodes géomorphologiques d'étude est mise en valeur. On précise par la suite les formes de manifestation des mouvements tectoniques récents dans le relief du Piémont de Cîndești. Afin de déterminer ces formes, on s'est basé sur l'analyse des structures connues par des méthodes géophysiques et par des forages. Considérant le Néogène comme point de départ des mouvements récents, on a séparé deux étapes dans la néotectonique du Piémont de Cîndești.

a) L'étape villafranchienne, caractérisée par la variation temporelle de la ligne de rivage, par la déformation des surfaces de nivellation fossilisées et la modification temporelle de l'association de flore. A tout cela viennent s'ajouter les indices géologiques tels que la variation de l'épaisseur ou l'absence des termes stratigraphiques et la variation des faciès pétrographiques.

b) Pendant l'étape quaternaire les mouvements épirogénétiques d'ensemble se font remarquer par : la variation des cotes absolues, la netteté des limites géomorphologiques, la structure du réseau hydrographique d'ensemble, le degré de fragmentation et la profondeur de la fragmentation du relief, l'asymétrie des vallées à laquelle s'ajoutent les critéums géologiques, tels que la succession des termes stratigraphiques (en affleurements) et la variation de l'épaisseur de la couverture de piémont.

Les zones de soulèvement (les anticlinaux) se manifestent par : la variation des cotes absolues (la fréquence des cotes élevées), l'aspect rectiligne des vallées, la déformation positive du profil longitudinal des rivières, la profondeur du lit des vallées suspendues, l'intensification de l'activité torrentielle, la nouvelle mise en action de l'érosion dans certaines vallées suspendues, la déformation positive des aires interfluvielles etc.

Les zones d'affaissement (les synclinaux) se remarquent par la baisse des valeurs des cotes absolues, par l'aspect rectiligne des vallées, par l'élargissement et la «submersion» du lit des rivières, la réduction du nombre de terrasses, la déformation négative des terrasses, l'élargissement des vallées, la diminution du pendage des pentes, la convergence du réseau hydrographique etc.

Par la suite, l'auteur précise les structures qu'il a identifiées à l'aide des observations géomorphologiques. A l'instar des chercheurs

sovietiques on appelle «morphostructures» cette sorte d'éléments structuraux. Les plus évidentes morphostructures se trouvent au SE du Piémont de Cîndești. Vers l'extrême N de la région les mouvements de plissement du Quaternaire ont été moins manifestes.

Ensuite, en partant de la manière dont les structures connues se manifestent en morphologie, l'auteur a émis des appréciations sur la tectonique de profondeur en usant des observations géomorphologiques.

Il a réussi de la sorte à déterminer deux nouvelles morphostructures qui seront proposées aux organismes intéressés en vue de leur prospection par des méthodes géophysiques et par forages, et peut-être en vue de leur exploration. Une carte des morphostructures qui présente tous les indices géomorphologiques les mettant en évidence est jointe à ce chapitre (pl. IX).

Après la division néotectonique du Piémont de Cîndești, l'ouvrage présente quelques données concernant les applications pratiques et l'efficacité des recherches structurales géomorphologiques en l'U.R.S.S. où elles figurent parmi les méthodes courantes (industrielles) de prospection.

Par la suite sont indiquées quelques possibilités que l'on a d'appliquer les recherches structurales géomorphologiques dans les conditions de la R.P.R. Un premier aspect concerne la détermination des structures géologiques de profondeur en différentes unités structurales majeures de la R.P.R. et, tout d'abord dans les unités dépressionnaires (acception géologique). Ensuite la connaissance des surfaces de nivélation fossilisées qui présentent une importance spéciale pour l'établissement du degré de perspective pour les hydrocarbures d'une région, pour l'orientation et le choix de la méthode de prospection et exploration, ainsi que pour la direction des processus d'injection et exploitation des gisements de pétrole (mazout).

A la fin de l'étude on propose la poursuite des recherches structurales géomorphologiques en diverses régions du pays qui puissent considérer cette méthode.

On suggère pour les études du même genre à venir des observations des plus détaillées.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche VII

Coupes géologiques dans la série des graviers de Cîndești.

Planche VIII

Coupes géologiques transversales dans le Piémont de Cîndești.

Planche IX

Surface fossilisée „Riu Ses” entre la Dîmbovița et l’Argeș.

Planche X

Surface fossilisée „Gornovița“ entre la Dîmbovița et l’Argeș.

Planche XI

Carte géomorphologique du Piémont de Cîndești.

Planche XII

Coupes longitudinales des terrasses des rivières Dîmbovița, Cobia, Potopul et Glimbocelul, en comparaison avec les coupes géologiques.

Planche XIII

Coupes longitudinales des terrasses des rivières Cîrcinov, Rîncăciov, Argeșel et Rîul Doamnei, en comparaison avec les coupes géologiques.

Planche XIV

Coupes morphologiques des principales aires interfluviales du Piémont de Cîndești.

Planche XV

Carte des morphostructures du Piémont de Cîndești.





Institutul Geologic al României

PLANŞA I



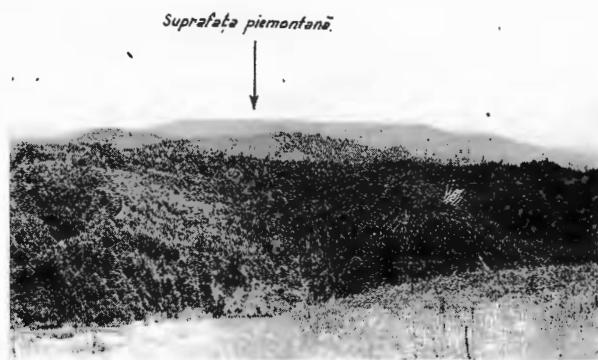
Institutul Geologic al României

H-2
174-1

PLANŞA I

- Fig. 1. — Limita dintre Piemontul Cîndeşti şi depresiunea de contact.
Limite entre le Piémont de Cîndeşti et la dépression de contact.
- Fig. 2. — Suprafeţe structurale şi cueste în zona depresiunii de contact.
Surfaces structurales et cuestas dans la zone de dépression de contact.
- Fig. 3. — Suprafaţă netedă a Piemontului Cîndeşti, pe dreapta Dimboviţei, în aval de satul Dragodăneşti.
Surface lisse du Piémont de Cîndeşti, du côté droit de la Dimboviţa, en aval du village de Dragodăneşti.





1



2



3

PLANŞA II



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1. — Relief de tip subcarpatic, pe stinga Dîmboviței, la contactul cu valea acesteia.
Relief de type subcarpatique, du côté gauche de la Dîmbovița, au contact avec cette vallée.
- Fig. 2. — Fruntea Piemontului Cindești și contactul cu valea Argeșului, imediat în aval de Pitești.
Front du Piémont de Cindești et le contact avec la vallée de l'Argeș, immédiatement en aval de Pitești.
- Fig. 3. — Terasa superioară T8, pe dreapta Dîmboviței, la Căprioru.
Terrasse supérieure T8, du côté droit de la Dîmbovița, à Căprioru.



Institutul Geologic al României



1



2



3

Studii Tehnice și Economice seria H nr. 2.

PLANŞA III



Institutul Geologic al României

179-5

PLANŞA III¹

Fig. 1. — Terasalele T4 și T6, pe stînga Potopului, la Găinești.

Terrasses T4 et T6, du côté gauche de Potopul, à Găinești.

Fig. 2. — Terasa T4, pe stînga văii Gîmbocelu, între satele Gîmbocelu și Budîșteni.

Terrasse T4, du côté gauche de la vallée Gîmbocelu, entre les villages Gîmbocelu et Budîșteni.

Fig. 3. — Terasalele T4 și T6, pe stînga Cîrcinovului, la Topoloveni.

Terrasses T4 et T6, du côté gauche du Cîrcinov, à Topoloveni.

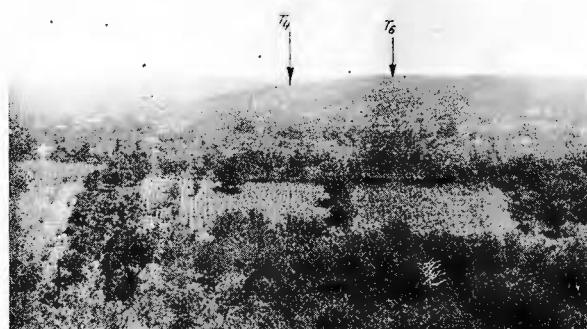




1



2



3

Studii Tehnice și Economice seria H nr. 2.

PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

Fig. 1. — Podul terasei T8, la confluența celor două Circinoave.
Pont de la terrasse T8 au confluent des deux Cîrcinoave.

Fig. 2. — Valea Mărcuța, formată în spatele unui val de alunecare.
Vallée de Mărcuța, formée derrière un val de glissement.

Fig. 3. — Alunecări de teren în cursul superior al văii Cîrcinovului de est.
Glissements de terrain dans le cours supérieur de la vallée du Cîrcinov de l'est.





3

Studii Tehnice și Economice seria H nr. 2.

PLANŞA V



Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Fig. 1. — Valea Ogarului, affluent al Cîrcinovului.
Vallée Ogarul affluent du Cîrcinov.

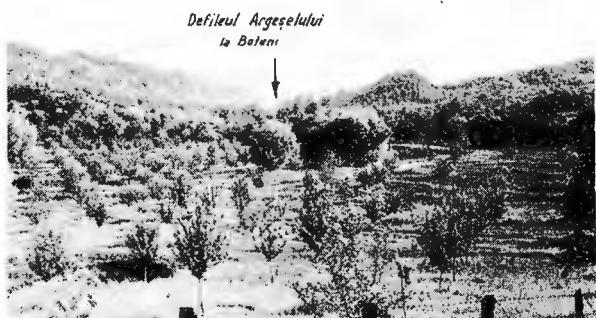
Fig. 2. — Defileul Argeşelului la Boteni.
Défilé de l'Argeşel à Boteni.

Fig. 3. — Cuestas atacate de torenți și suprafețe structurale pe dreapta Argeșelului, la nord de Hîrtiești.
Cuestas sillonnées par des torrents et surfaces structurales du côté droit de l'Argeș, au nord de Hîrtiești.





1

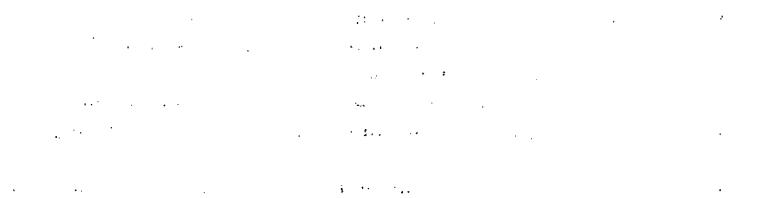


2



3

PLANŞA VI



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

Fig. 1. — Alunecări de teren, pe dreapta Argeşelului, la Conţeşti.

Glissements de terrain, du côté droit de l'Argeșel, à Conțești.

Fig. 2. — Poiana Iordăcheştilor, interfluviu dintre cele două Cîrcinoave.

Poiana Iordăcheştilor, interfleuve situé entre les deux Cîrcinoave.

Fig. 3. — Versantul stîng al Cîrcinovului unit și interfluviul care se dezvoltă la est de acesta.

Versant gauche du Cîrcinov uni et l'interfleuve qui se développe à l'est de ce versant.





1



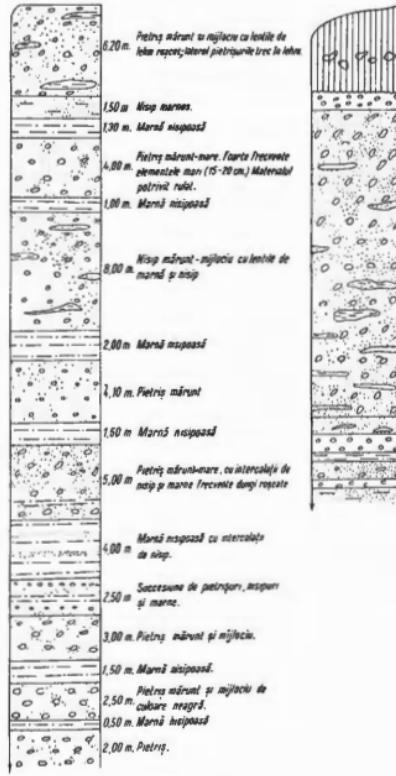
2



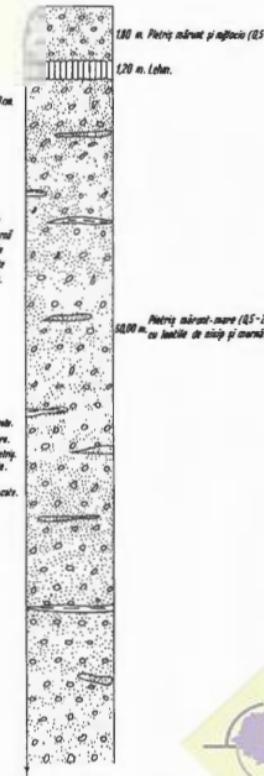
3

PROFILE GEOLOGICE IN COMPLEXUL PIETRIŞURILOR DE CINDEŞ

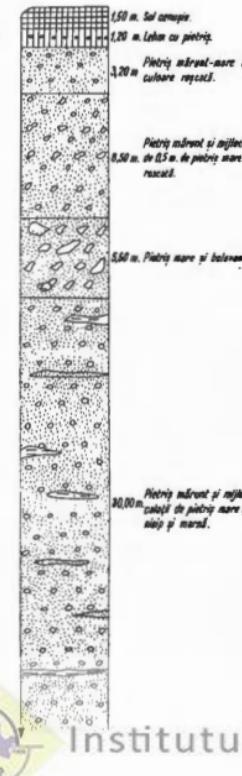
**PROFIL GEOLOGIC PE VALEA ILALEI,
LA BIRZEŞTI △**



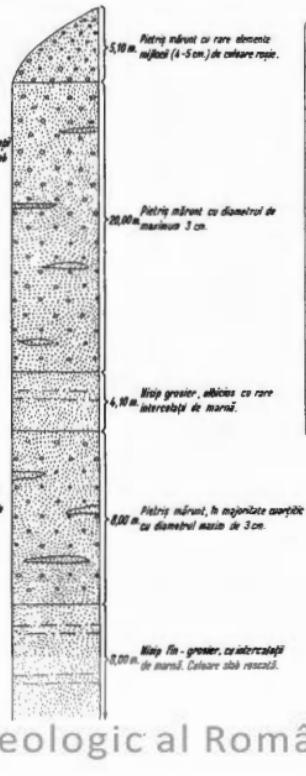
**PROFIL GEOLOGIC PE STĂNGA VÂLĂ ARGEŞE
LA VOROHENI ▲**



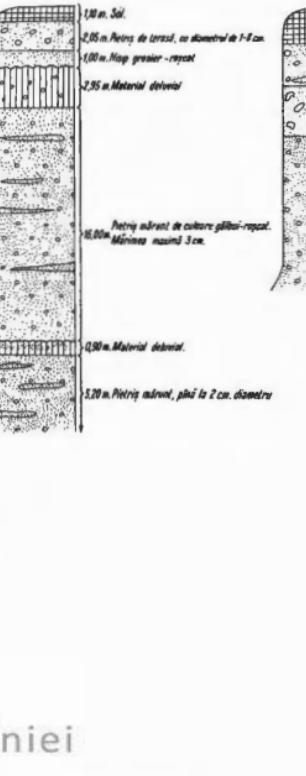
PROFIL GEOLOGIC PE VALEA (RÂPA) POPII (OREAȚA DIMBOVIȚE), LA CINDEȘTI DIN VALLE.



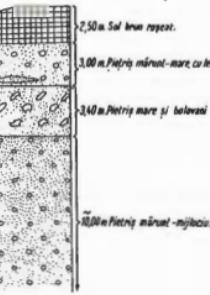
**PROFIL GEOLOGIC SINTETIC,
PE Valea CIRCIUOVULUI, LA PRIBOENI.**



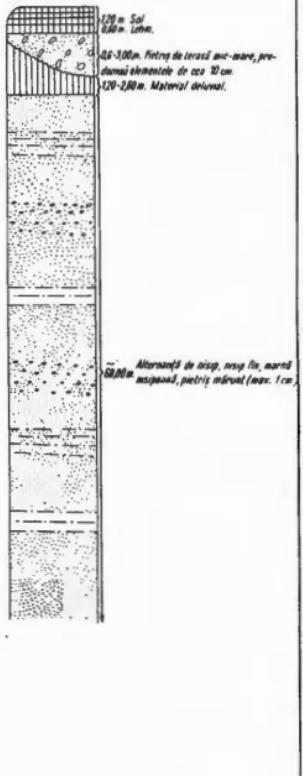
PROFIL GEOLOGIC SINETIC DE LA VALEA GLIMBOCELUULUI LA BUDISTENI ▲

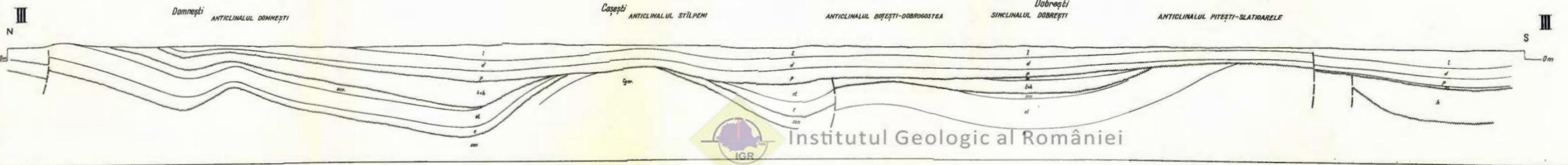
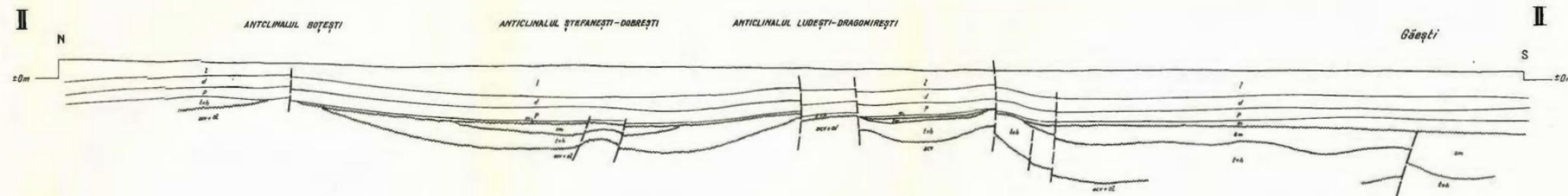
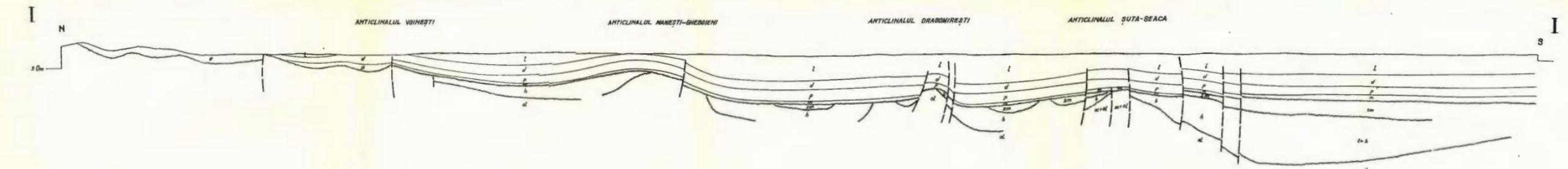


OFIL GEOLOGIC PE Valea RÂUL DOAMNEI, LA JUPINEȘTI.



PROFIL GEOLOGIC SINTETIC PE Valea Argesului, la Valea Mărului (confluența cu rîul Vîșan.) ▲



**PROFILE GEOLOGICE TRANSVERSALE**

Scara 1:100 000

după I. Băncilă, I. Moldovan și D. Paraschiv

I. Reg. VOINEȘTI-DRAGOMIREȘTI-ȘUTA SEACA

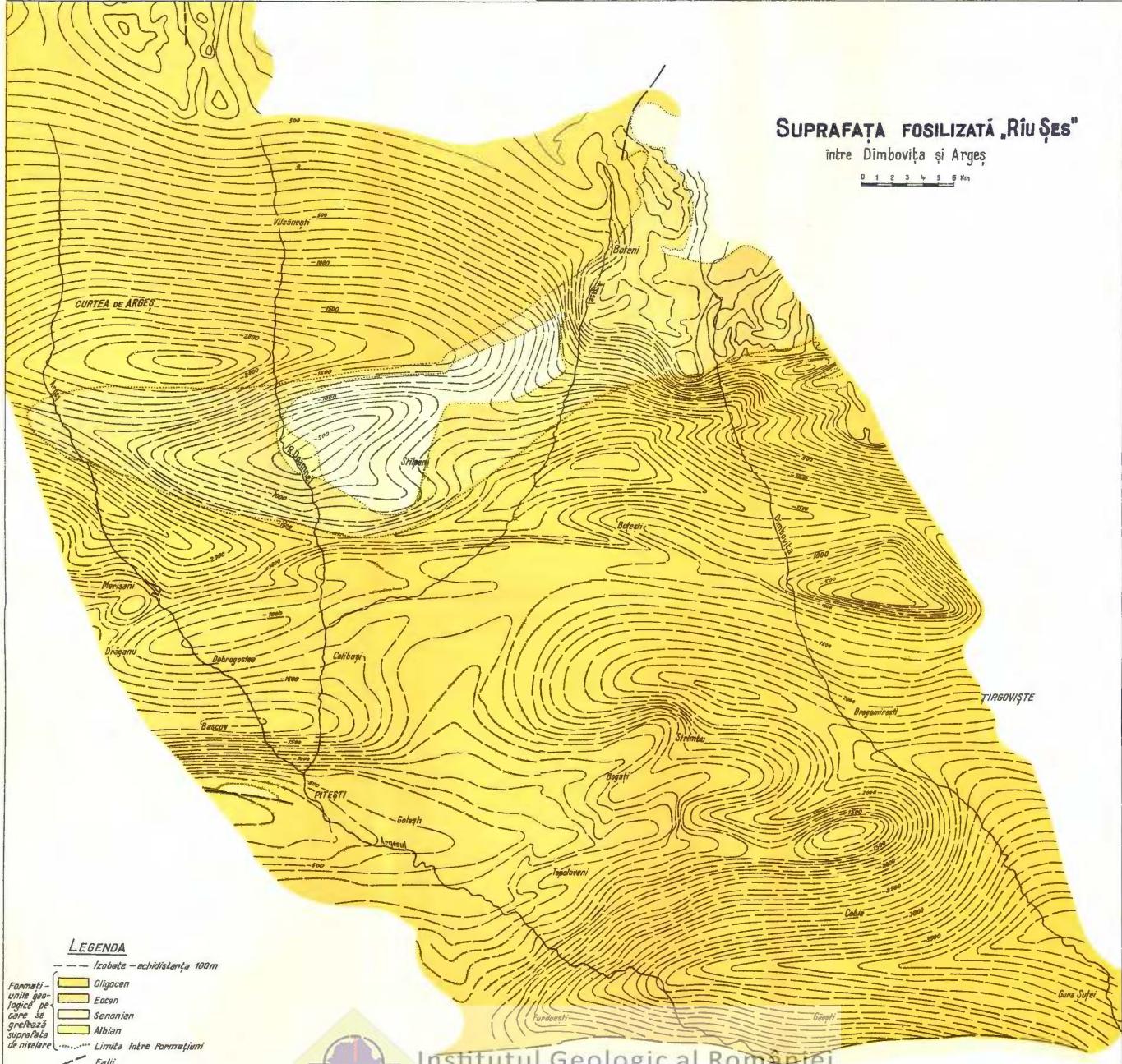
II. Reg. BOȚESTI-GĂEȘTI

III. Reg. DOMNEȘTI-PITEȘTI

SUPRAFATA FOSILIZATĂ „RÎU SES”

între Dâmbovița și Arges

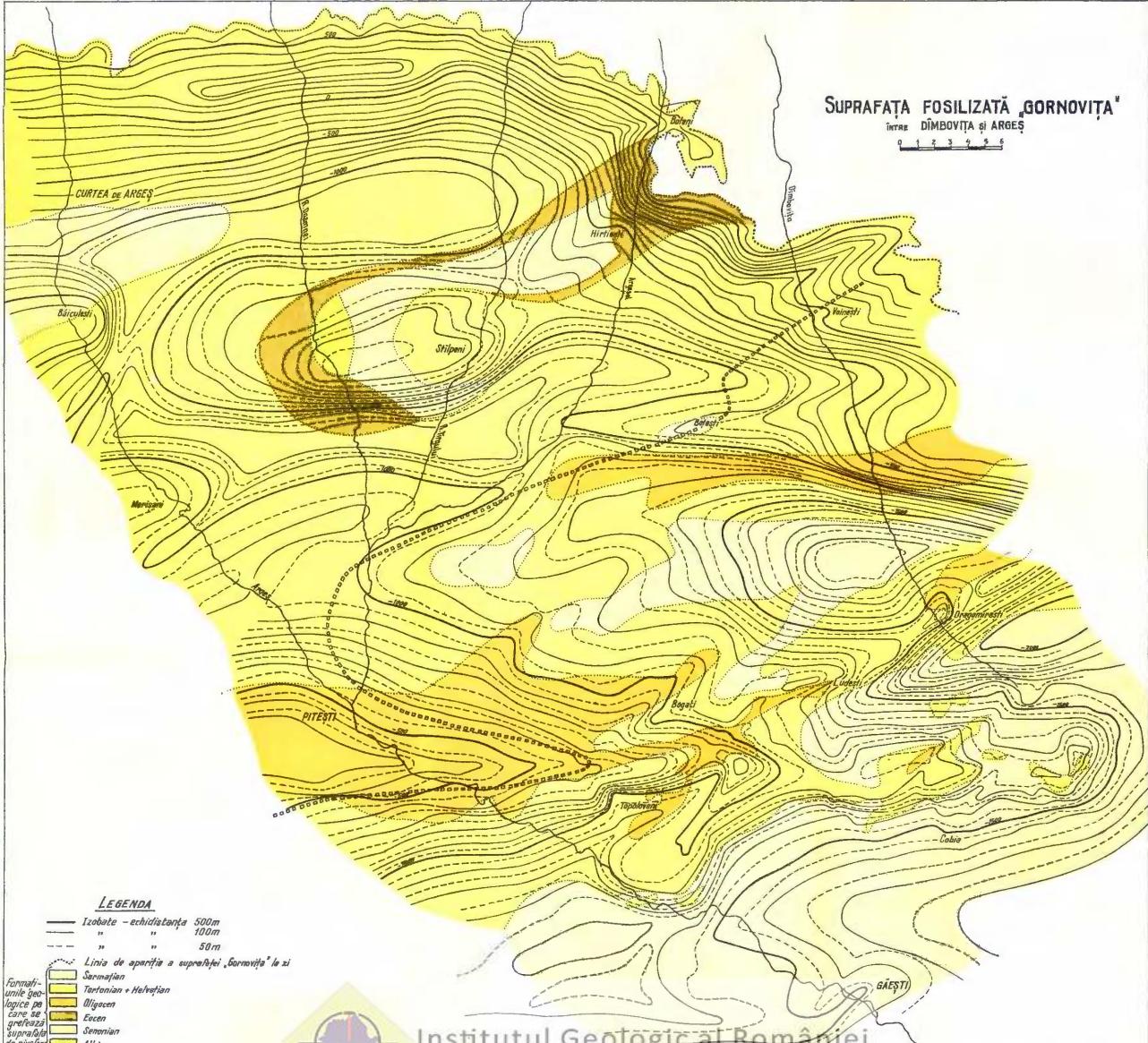
0 1 2 3 4 5 6 X



LEGENDA



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic Român

HARTĂ GEOMORFOLOGICĂ A PIEMONTULUI CÎNDEȘTI

Scara : 1 km

LEGENDA

TIPURI GENETICE DE RELIEF FORMATE PE DEPOZITE EOCENE, PLIOCENE și QUATERNARE (FLUVIO-LACUSTRE), CUTATE SAU MONOCLINALE

A.- Relieuri sculpturale fluviale, de abraziune marină și deluvială:



Suprafața de nivelare fluvială și de abraziune marină, formată în deșen pe seama depozitelor eocen - cretacică cutate, fossilizată în pante și dacia și exhumată în curențim.



Suprafața de nivelare în formare, de origine fluvială și deluvială, foarte accidentată, cu altitudini relative de 10-250 m, grădită pe nisipuri, piatrări și argile pioencene.

B.- Relieuri de acumulare fluvio-lacustre și fluviale:



Deșen prelungit cu altitudini relative de 30-250 m, alcătuit din depozite fluvio-lacustre și fluviale, slab ondulate sau monoclinale, de vîrstă cuaternară.



Terase fluviale, parțial cu caracter piemontean, cu altitudini relative de: $t_1 = 0-30$ m, $t_2 = 2-21$ m, $t_3 = 6-30$ m, $t_4 = 22-60$ m, $t_5 = 36-55$ m, $t_6 = 66-80$ m, $t_7 = 75-100$ m, $t_8 = 35-130$ m, $t_9 = 85-190$ m, de vîrstă pleistocenă și holocenă, cu piatrări și nisipuri în bază și uneori cu lemnuri la partea superioară.



C.- Forme simple de relief și diverse semne:



Gresii formate în depozite pioencene slab cutate sau monoclinale, cu altitudini relative de 50-200 m.



Coadă formată în depozite cuaternare slab ondulate, cu altitudine relativă de 30-100 m, afectată de prăbușiri și alunecări de teren.



Creste de intersecție, de origine fluvială și deluvială.



Gornise de prăbușire cu înălțimi de 5-50 m.



Alunecări de teren sub formă de valuri sau manticali, cu locuri și văi de alunecare.



Conuri de dejectie.



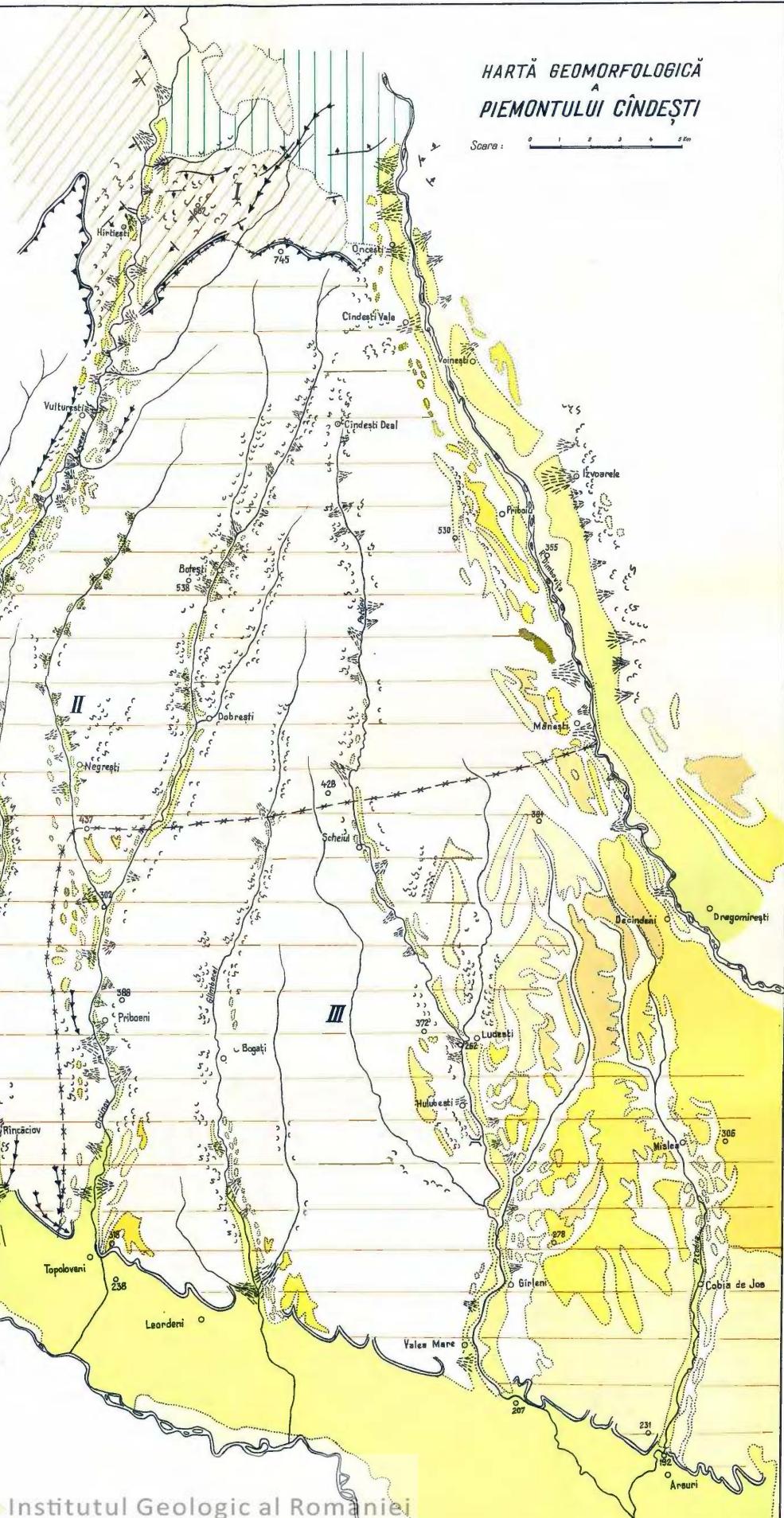
Suprafețe structurale plancate de cueste.

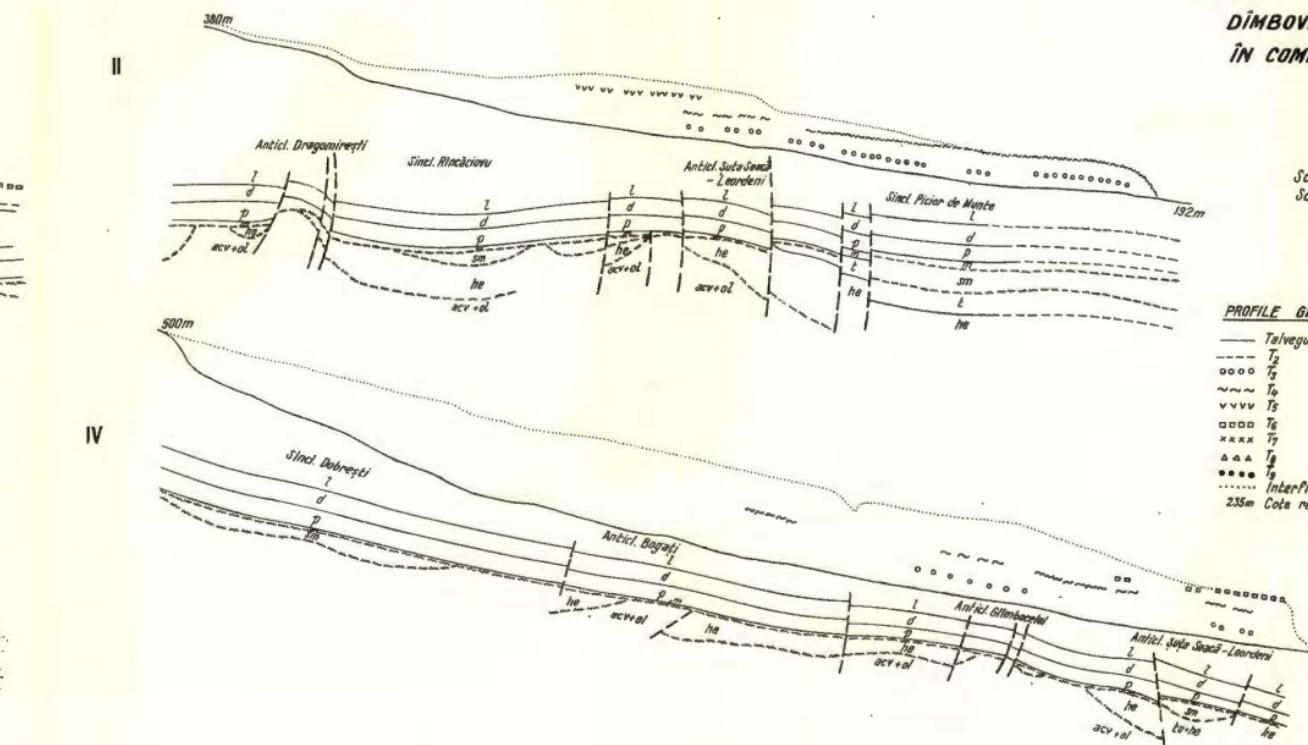
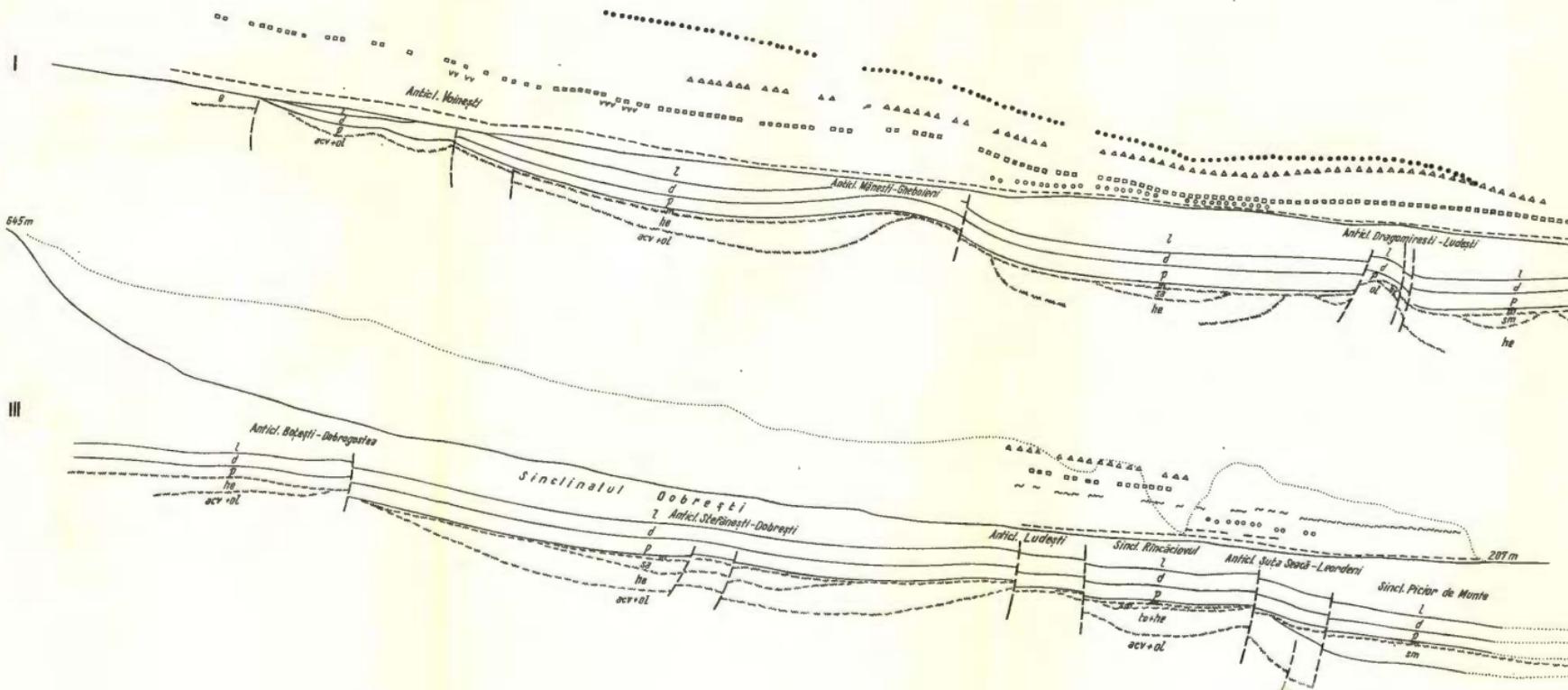


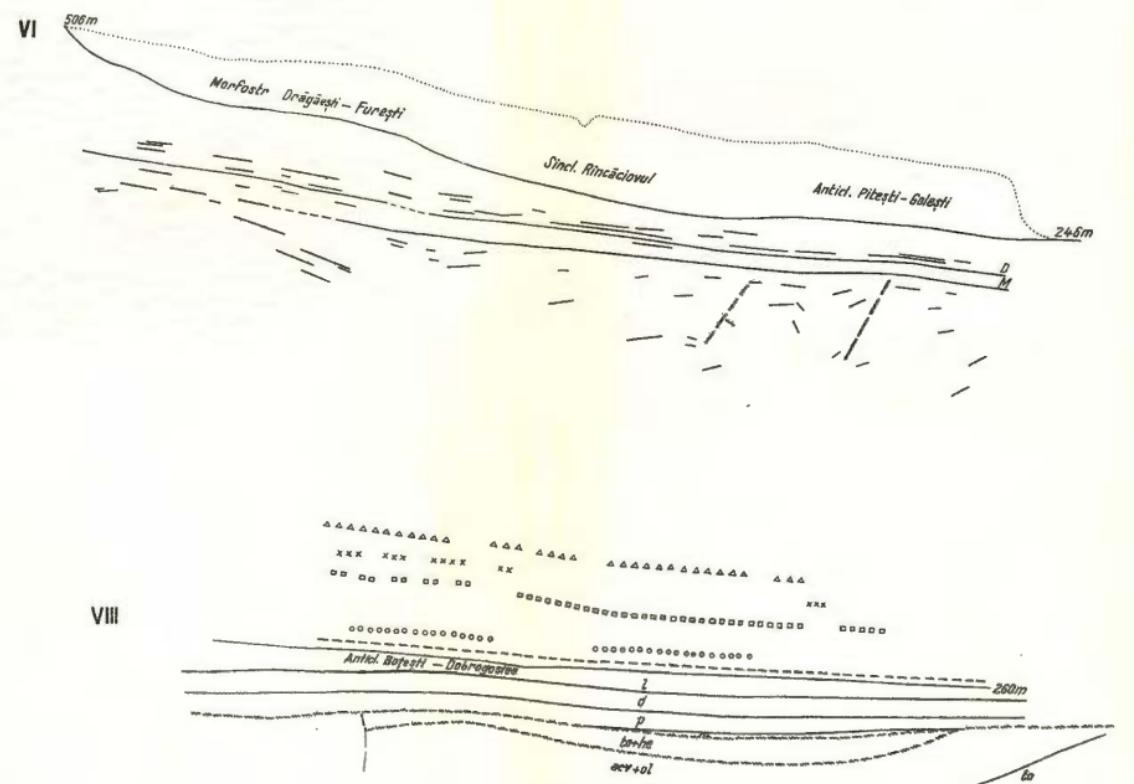
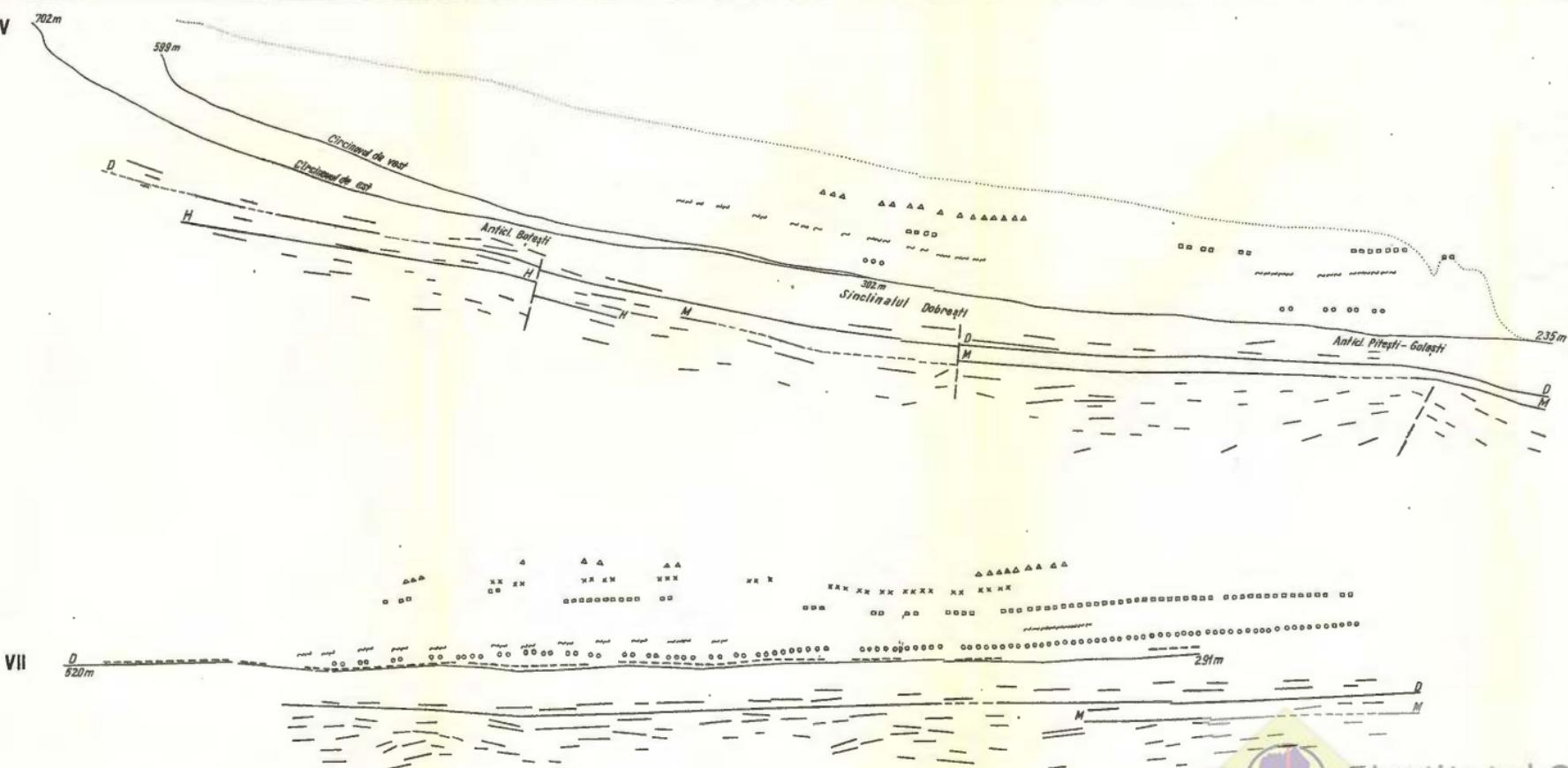
Liniile războanelor geomorfologice.



Captări fluviale.







PROFILELE LONGITUDINALE ALE TERASELOR RIURILOR CIRCIUOVUL, RÎNCĂCIOVUL, ARGEŞELUL și R.DOAMNEI, ÎN COMPARAȚIE CU PROFILELE GEOLOGICE

- I. Valea Cîrcinovului
- II. Valea Rîncăciovului
- III. Valea Argeşelului
- IV. Valea R. Doamnel

Scara lungimilor = 1:100 000
Scara înălțimilor = 1:5000 profilele morfologice
= 1:100 000 profilele geologice sau geofizice

LEGENDA

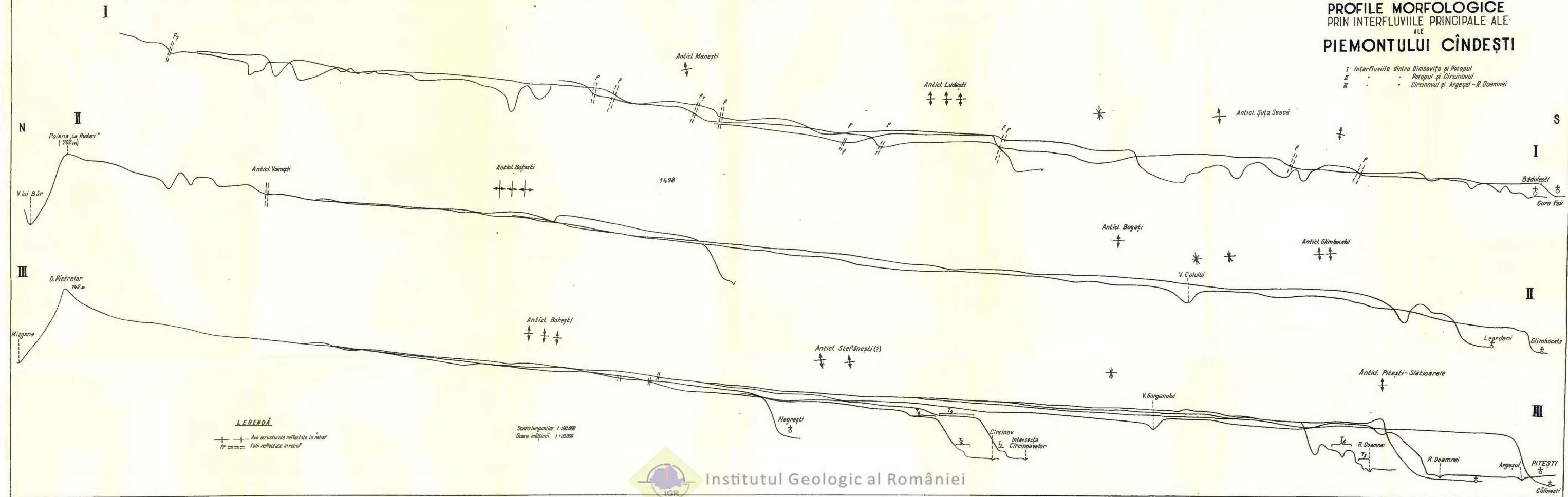
| PROFILE GEOMORFOLOGICE | PROFILE GEOLOGICE SI GEOFIZICE |
|--|--------------------------------|
| Talvegul riului (pîrlul) | Limita între formații |
| Discordanțe stratigrafice | — T ₂ |
| Fâli | — T ₃ |
| Ripese seismice și un orizont reflector din decin sau mai mult | — T ₄ |
| Vectori seismici | — T ₅ |
| L = Levantin | — T ₆ |
| d = Dacian | — T ₇ |
| P = Panonian | — T ₈ |
| m = Meotian | — T ₉ |
| sm = Sarmatian | — Interpluviu |
| tg = Tortonian | 246m Cale relativă |
| he = Helvetian | |
| scr = Acvitianian | |
| ol = Oligocen | |
| e = Eocen | |



Institutul Geologic al României

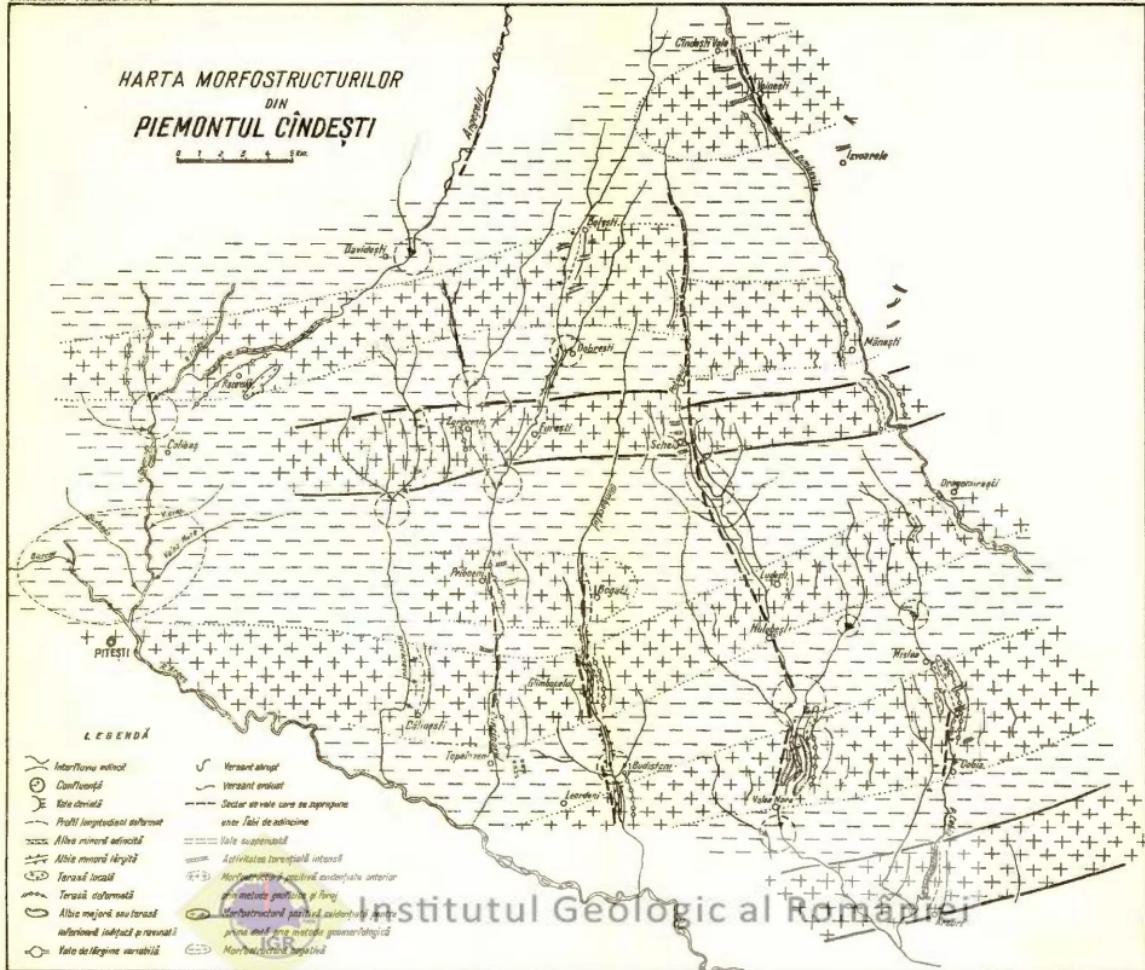
**PROFILE MORFOLOGICE
PRIN INTERFLUVIILE PRINCIPALE ALE
PIEMONTULUI CÎNDEȘTI**

I Interfluviile dintre Dimbovița și Potopul
II Potopul și Circinovul
III Circinovul și Argesul - R. Doamnei



HARTA MORFOSTRUCTURILOR
DIN
PIEMONTEL CINDESTI

Q 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10



COMITETUL GEOLOGIC Studii tehnice și economice asternă N nr.2

Impren Atel. Inst. Seol.



Institutul Geologic al României

Redactor : MIRCEA PAUCA
Tehnoredactor : G. CAZABAN
Traduceri : L. BRAILEANU
Ilustrația : I. PETRESCU

Dat la cules: 25/XII.1964. Bun de tipar: 5 mai 1965.
Tiraj: 750 ex. Hirtie cartografică tip „B“
49 m.p. Ft. 70×100. Coli de tipar 12½. Com.
5254. Pentru biblioteci indicele de clasificare:
55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică
INFORMAȚIA str. Brezoainu nr. 23—25



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României