

**INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

---

SERIA D.

*Prospecțiuni geofizice*

Nr. 13

---

**STUDII ȘI CERCETĂRI  
DE GEOFIZICĂ APLICATĂ**

**BUCUREŞTI  
1981**



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului acestor articole  
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României

**INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

---

SERIA D

*Prospecțiuni geofizice*

Nr. 13

---

**STUDII ȘI CERCETĂRI  
DE GEOFIZICĂ APLICATĂ**

BUCUREŞTI  
1981



Institutul Geologic al României

## CUPRINS

	<u>Pag.</u>
N. Ionescu. Condițiile acumulării hidrocarburilor în capcane lithostratigrafice și posibilitățile seismometriei la prospectarea zăcămintelor de acest tip, cu privire specială la Banat . . . . .	5
A. Proca, M. Albaiu. Contribuții gravimetrice la cunoașterea structurilor eruptive din munții Bihor-Gilău . . . . .	145
Erica Lazăr, C. Lazăr. Reflectarea în anomalii geoelectricre a structurilor eruptive neogene, purtătoare de mineralizații de sulfuri complexe din munții Metaliferi	161
M. Duicu, L. Pop. Metodă expeditivă de fluorescență X pentru determinarea conținuturilor mici în cupru, utilizând aparatură portabilă românească . . . . .	179
A. Proca. Modele fizico-geologice de interpretare a anomalilor gravimetrice din munții Harghita de nord . . . . .	199
N. Ionescu, Madeline Alexandrescu. Interpretări stratigrafice pe secțiuni seismice, în Banat . . . . .	215
A. Apostoli. Asupra naturii geofizice a semnalului Dowsing . . . . .	227
S. Spănoche. Contribuții la stabilirea unei funcții generale de viteze pentru secțiunea sedimentară din Bazinul Transilvaniei . . . . .	231



## CONTENU (Resumés)

	<u>Page</u>
N. Ionescu. Les conditions de l'accumulation des hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques et les possibilités de la séismométrie pour la prospection des gisements de ce type, sur les shelves, concernant surtout le Banat . . . . .	124
A. Proca, M. Albaiu. Contributions gravimétriques pour la connaissance des structures éruptives des Monts Bihor-Gilău . . . . .	160
Erika Lazăr, C. Lazăr. La reflexion dans les anomalies géoélectriques des structures éruptives néogènes, avec des minéralisations de sulphures complexes, des Monts Metaliferi . . . . .	178
M. Duicu, F. Pop. Méthode expéditive de fluorescence X pour déterminer les contenus petits de cuivre, en employant les appareils portables roumains . . . . .	198
A. Proca. Modèles physico-géologiques d'interprétation des anomalies gravimétriques des Monts Harghita de Nord . . . . .	214
N. Ionescu, Madelene Alexandrescu. Interprétations stratigraphiques sur les coupes sismiques, en Banat. . . . .	225
A. Apostol. Sur la nature géophysique du signal Dowsing . . . . .	229
S. Spănoche. Contributions à l'établissement d'une fonction générale de vitesses pour la section sédimentaire dans le Bassin de la Transylvanie . . . . .	245



Tehnoredactor: ELEONORA SPÂNOCHE  
Traduceri: RUXANDRA LUPAN  
Ilustrația: V. NIȚU

---

*Dat la cules: aprilie 1980. Bun de tipar iulie 1981. Tiraj: 700 ex. Hrănie  
scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar: 15,5 Comanda: 640: Pentru biblioteci  
îndicele de clasificare 55(058).*

---



Intreprinderea poligrafică „Informația”  
str. Brezoianu nr. 23 – 25 București  
Republica Socialistă România



Institutul Geologic al României

CONDIȚIILE ACUMULĂRII HIDROCARBURILOR ÎN CAPCANE  
LITOSTRATIGRAFICE ȘI POSIBILITĂȚILE SEISMOMETRIEI  
LA PROSPECTAREA ZĂCĂMINTELOR DE ACEST TIP,  
PE ȘELFURI, CU PRIVIRE SPECIALĂ LA BANAT (ROMÂNIA)<sup>1</sup>

DE

NELU IONESCU<sup>2</sup>

*Lithostratigraphic trap. Hydrocarbons fields. Seismometry. Geophysics — traps prospecting. Continental Shelves. Source rocks. Banat. Pannonic Depression.*

### Abstract

Conditions of the Hydrocarbons Accumulations in Lithostratigraphic Traps and the Possibilities of the Seismometry in Prospecting the Deposits of This Type on Continental Shelves, with Special view to Banat (Romania). The study of the traps which have been formed, mainly considering the combined action of the stratigraphic and lithologic factors (litho-stratigraphic traps) and the prospects of the seismometry for detecting these traps constitutes the subject of the present paper.

The first part contains theoretical problems concerning the definition of the traps of this type, their way of formation and the conditions of accumulating and conserving hydrocarbons in such traps.

The second part deals with the study of geological conditions of the accumulation of natural hydrocarbons in litho-stratigraphic traps, in a south-east region of the Pannonic Depression on the territory of the S. R. Romania (Banat).

The third part dwells on the prospects of the seismometry for identifying litho-stratigraphic traps and directly detecting the hydrocarbon fields. There are here the analysis of the general conditions of applicability of the method of seismic prospects for this purpose as for the particular cases in the studied region.

Each chapter of this work ends with conclusions of theoretical and applicative type.

---

<sup>1</sup> Teză de doctorat susținută la data de 7. XI. 1974 la Facultatea de geologie-geografie a Universității din București.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospecționi geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, Sector 1, București.



# C U P R I N S

	<u>Pag.</u>
<b>Introducere</b>	
<b>I. Studiu teoretic al condițiilor acumulării hidrocarburilor naturale, în capcane litostratigrafice . . . . .</b>	<b>10</b>
Cap. 1 Capcane litostratigrafice (Definiții, clasificări) . . . . .	10
1.1. Definirea noțiunilor de capcană, zăcămînt de hidrocarburi și structură petroliferă-gazeifcră . . . . .	10
1.2. Criterii de clasificare a capcanelor . . . . .	11
1.3. Clasificarea capcanelor litostratigrafice . . . . .	14
Cap. 2 Condițiile de geneză a diferitelor tipuri de capcane litostratigrafice . . . . .	17
2.1. Considerații generale privind formarea capcanelor litostratigrafice . . . . .	17
2.2. Formarea capcanelor litostratigrafice în domeniul marin, pe șelfurile continentale . . . . .	20
2.3. Formarea capcanelor litostratigrafice în domeniul marin, deasupra pantelor continentale, a platourilor oceanice și a cămpilor abisale . . . . .	26
2.4. Anticlinalele de tasare . . . . .	26
2.5. Formarea capcanelor litostratigrafice în domeniul continental . . . . .	27
2.6. Relațiile dintre formarea capcanelor litostratigrafice și mișcările tectonice . . . . .	29
Cap. 3 Acumularea hidrocarburilor naturale în capcane litostratigrafice . . . . .	30
3.1. Condițiile generale ale genezei acumulărilor de hidrocarburi naturale . . . . .	30
3.2. Condițiile acumulării hidrocarburilor naturale în capcane litostratigrafice de sedimentare . . . . .	32
3.3. Condițiile acumulării hidrocarburilor în capcane litostratigrafice post diagenetice . . . . .	34
3.4. Condițiile distrugerii zăcămintelor de hidrocarburi acumulate în capcane litostratigrafice . . . . .	37
3.5. Concluzii privind acumularea hidrocarburilor naturale în capcane litostratigrafice . . . . .	42
<b>II. Cercetarea zonelor favorabile acumulării petrolierului și gazelor în regiunea studiată . . . . .</b>	<b>44</b>
Cap. 4 Studiul condițiilor geologice ale acumulării hidrocarburilor naturale în capcane litostratigrafice, în Banat . . . . .	44
4.1. Istorul cercetărilor . . . . .	44
4.2. Stadiul actual al cunoaștințelor privind geologia regiunii studiate . . . . .	46
4.2.1. Stratigrafia . . . . .	46
4.2.2. Tectonica . . . . .	51
4.2.3. Considerații paleogeografice . . . . .	56
4.3. Condițiile formării acumulărilor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice . . . . .	59
4.3.1. Tipuri de capcane litostratigrafice saturate cu hidrocarburi. Considerații privind formarea acestor capcane . . . . .	59
4.3.2. Condițiile formării acumulărilor de hidrocarburi naturale în capcane litostratigrafice în Banat . . . . .	60
4.4. Zone favorabile acumulărilor. Delimitarea suprafețelor cu perspective, în perimetrul tezei de doctorat . . . . .	70



	<u>Pag.</u>
<b>III. Posibilitățile seismometriei la identificarea capcanelor litostratigrafice și la detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi . . . . .</b>	71
<b>Cap. 5 Perspectivele seismometriei la identificarea capcanelor litostratigrafice și la detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi . . . . .</b>	71
5.1. Capcanele litostratigrafice ca obiect de cercetare al prospectiunii seismice . . . . .	71
5.2. Posibilitățile seismometriei la detectarea capcanelor litostratigrafice stratiforme . . . . .	73
5.3. Posibilitățile seismometriei la detectarea capcanelor litostratigrafice cu formă neregulată . . . . .	79
5.4. Posibilitățile seismometriei la detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi acumulate în capcane litostratigrafice . . . . .	83
<b>Cap. 6 Studiul posibilităților seismometriei la identificarea capcanelor litostratigrafice și la detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi în Banat . . . . .</b>	94
6.1. Istorul lucrărilor seismice executate în Banat . . . . .	94
6.2. Gradul actual de rezolvare prin seismometrie a problemelor legate de identificarea capcanelor litostratigrafice și detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi . . . . .	100
6.3. Perspectivele prospectiunii seismice la identificarea capcanelor litostratigrafice și la detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi, în Banat . . . . .	109

#### INTRODUCERE

Creșterea continuă a consumurilor de hidrocarburi pe plan mondial a impus intensificarea lucrărilor de prospecțiune și explorare pentru descooperirea de noi zăcăminte. Orientarea lucrărilor către identificarea acumulărilor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice reprezintă una din principalele căi prin care se caută sporirea volumului de rezerve, în special în țările care au cunoscut o intensă activitate de prospecțiune și explorare, printre care se numără și țara noastră.

Existența acumulărilor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice este menționată încă de la începutul acestui secol, primul care a descris o asemenea acumulare fiind G u b k i n , în anul 1911 (B r o d , 1953). După R i t t e n h o u s e (1972) existența unor capcane nestructurale fusese deja recunoscută de C a r l l , încă din anul 1880.

În anul 1936, L e v o r s e n definește însă, pentru prima dată, capcana stratigrafică ca o modificare stratigrafică a rezervorului natural care favorizează acumularea țățeului, legându-și astfel numele de deschidere acestui tip de capcane (B r o d , 1953, R i t t e n h o u s e , 1972).

Importanța economică a acumulărilor de hidrocarburi identificate în capcane litostratigrafice rezultă din volumul important al rezervelor conținute în acest tip de capcane, care reprezintă circa 10% din rezervele mondale (K i n g , 1971).

Literatura de specialitate este destul de săracă în lucrări cu caracter teoretic sau aplicativ care să trateze problemele cercetării capcanelor



litostratigrafice. Se menționează în acest sens lucrările lui L e v o r s e n (1958, 1966), L y o n s (1968), L y o n s, D o b r i n (1972), culegerea de articole „Stratigraphic Oil and Gas Fields” apărută sub îngrijirea lui R o b e r t K i n g, la Tulsa-Oklahoma (S.U.A.) în 1972, precum și articole semnate de O s a d k o (1968), G a b r i e l e a n t (1970), A l e x i n et al. (1971), P e r r o d o n (1971), D e C h a r p a l (1971) etc.

În țara noastră, cu toate că sunt citate exemple de acumulări în capcane litostratigrafice în aproape toate unitățile structurale (G r i g o r a s, 1961; G a v ă t, 1964) sunt puține lucrări care să fi abordat acest subiect.

Unele preocupări privind utilizarea rezultatelor seismometriei la identificarea acestor capcane s-au manifestat de abia în ultimele decenii (I o n e s c u, 1967; D i c e a et al., 1971) dovedind că această problemă începe să capteze și atenția cercetătorilor noștri.

Analiza lucrărilor menționate conduce la concluzia că diferențele aspecte legate de modul de formare al capcanelor litostratigrafice și al acumulării hidrocarburilor în acest tip de capcane au fost insuficient studiate.

Lucrarea de față și-a propus să trateze în mod unitar aceste aspecte, începînd cu definirea capcanelor, clasificarea lor genetică și morfologică și încheind cu modul în care se produce formarea și distrugerea acumulărilor de hidrocarburi în aceste capcane.

Deoarece seismometria s-a dovedit a fi metoda geofizică de bază în cercetările pentru hidrocarburi, în lucrare sunt analizate posibilitățile acestei metode la identificarea capcanelor litostratigrafice și la detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi.

Ca domeniu de aplicație am ales un sector din depresiunea pannonică, în care s-au descoperit în ultimii zece ani acumulări în capcane litostratigrafice, o contribuție deosebită avînd-o metodele de prospecție geofizică și în special seismometria.

Regiunea studiată se situează în Banat și este delimitată la nord, de frontieră cu R. P. Ungaria (între Beba Veche și Variașu) și de linia localităților Variașu și Andrei Saguna, la vest și sud, de frontieră cu R. S. F. Jugoslavia (între Beba Veche și Moravița), iar la est, de o linie care unește localitățile Andrei Saguna-Ferendia-Stamora Germană.

Geomorfologic, regiunea studiată corespunde unei zone de cîmpie cu relief aproape plan și cu denivelări ce nu depășesc cîteva zeci de metri. Altitudinea medie este de + 100 m.

Rețeaua hidrografică este reprezentată prin rîurile Mureș, Bega, Timiș și Bîrzava (de la nord la sud) și afluenții acestora. În afara acestor cursuri de apă, menționăm numeroasele canale de irigație a căror traversare reprezintă o problemă destul de dificilă în lucrările de prospecție seismică.

Din punct de vedere geologic, perimetru tezei de doctorat se încadrează în partea de sud-est a depresiunii pannonice, respectiv în cuprinsul sectorului cel mai sudic, pe teritoriul țării noastre. Delimitarea estică este marcată printr-o linie convențională, fără semnificație geologică,



care se situează undeva pe marginea vestică a bazinei Lugoj-Caransebeș, în zona în care încep să apară la zi depozitele de vîrstă pliocenă.

Regiunea studiată a făcut obiectul a numeroase cercetări prin metode de prospecțiune geofizică (gravimetrie, magnetometrie și seismică), prospecțiuni geochimice pentru hidrocarburi și lucrări de foraj, executate în perioada 1942-1945 și 1956-1973 (4.1.) ; fiind acoperită în întregime de depozite cuaternare, informațiile geologice au fost obținute prin interpretarea rezultatelor metodelor geofizice și prin foraje.

Primele indicații de hidrocarburi au fost obținute încă din anul 1892, dar prima acumulare industrială a fost descoperită în anul 1963 la Teremia. Ulterior au mai fost descoperite acumulări la Turnu (1964), Calacea (1965), Sandra (1966), Satchinez (1967), Tomnatec (1967), Variaș (1969) și mai recent la Cherestur (1972).

Sondele care au condus la identificarea acumulărilor au fost proiectate pe baza indicațiilor furnizate de seismometrie, în ideea existenței unor capcane de tip tectonic sau litostratigrafic.

Dezvoltarea lucrărilor de explorare și exploatare au dovedit existența, în majoritatea cazurilor, a unor capcane de tip litostratigrafic (4.3.), a unor capcane de tip tectonic, sau de tip mixt, în rezervoare constituite din rocile fracturate sau alterate ale fundamentului eruptiv sau cristalin (Turnu, Variaș, Sandra, Satchinez), sau în depozite sedimentare de vîrstă miocenă (Calacea, Sandra, Satchinez, Variaș) și pliocenă (Turnu, Teremia, Cherestur).

Din punctul de vedere al cercetării geofizice se consideră că regiunea este suficient studiată prin gravimetrie și electrometrie (4.1.), unele informații suplimentare putându-se obține prin prelucrarea mai laborioasă a măsurătorilor înregistrate în teren, utilizând procedeele pe care le pune la dispoziție tehnica modernă și prin interpretarea complexă a rezultatelor obținute, împreună cu informațiile furnizate de seismometrie și foraj.

Cu toate că regiunea este acoperită cu o rețea destul de deasă de profile seismice, înregistrate oscilografic și magnetic analogic, cercetarea seismică trebuie continuată, pentru obținerea unor rezultate calitativ superioare, prin utilizarea procedeelor moderne de înregistrare, prelucrare și interpretare a datelor.

Problemele cercetării seismice sunt legate de identificarea paleoreliefurilor și în primul rînd a paleoreliefului fundamentalui, de identificarea zonelor de efilare a formațiunilor pe suprafața acestor paleoreliefuri și de urmărirea evoluției orizonturilor productive pentru delimitarea zonelor de închidere a capcanei prin modificarea permeabilității, sau prin reducerea totală a grosimii rezervorului.

Cercetarea prin foraje a regiunii studiate s-a concentrat, în special, asupra zonelor de ridicare a fundamentului, identificate prin prospecțiunea seismică. Este de așteptat ca obținerea unor informații geologice sau geofizice privind linia de închidere a rezervoarelor pe flancurile acestor ridicări, existența unor paleoreliefuri îngropate încă neidentificate, sau



a unor alte tipuri de capcane „subtile”<sup>3</sup>, să creeze obiective noi pentru lucrările de foraj în această regiune.

Eficiența lucrărilor de foraj este condiționată în primul rînd de amplasarea judicioasă a acestora și în al doilea rînd de investigarea complexă geologo-geofizică a găurii de sondă, fără de care şansele rezolvării problemelor legate de identificarea capcanelor se reduc considerabil.

Identificarea unor capcane litostratigrafice sau de alt tip prin direjarea rațională a lucrărilor de prospecțuni seismice și a forajelor poate conduce la descoperirea unor noi acumulări de hidrocarburi în Banat, răspunzînd în acest fel sarcinilor de sporire a rezervelor de substanțe minerale utile, factor determinant în asigurarea progresului tehnic al țării noastre, aflată în plină perioadă de dezvoltare.

## I. STUDIUL TEORETIC AL CONDIȚIILOR ACUMULĂRII HIDROCARBURILOR NATURALE ÎN CAPCANE LITOESTRATIGRAFICE

Cap. 1. CAPCANE LITOESTRATIGRAFICE (DEFINIȚII, CLASIFICĂRI)

### 1.1. Definirea noțiunilor de capcană, zăcămînt de hidrocarburi și structură petroliferă-gazeiferă

Interesul acordat studiului condițiilor de acumulare a zăcămintelor de hidrocarburi, în vederea găsirii celor mai eficiente metode pentru descoperirea lor, a condus în mod firesc la studiul capcanelor, deoarece, în unanimitate, cercetătorii sunt de acord că existența unei acumulări de hidrocarburi este condiționată de existența unei capcane care să o rețină.

Din literatura consultată rezultă că studiul capcanelor a fost abordat de unii cercetători în mod direct (Levorsen, 1958; Martin, 1966; Gabrielleani, 1970; Alexian et al. 1971; King, 1971; Makenzie, 1972; Swanson, 1972; Rittenhouse, 1972; Chenevert, 1972; Rees, 1972) sau în mod indirect, în legătură cu studiul zăcămintelor de petrol și gaze: (Broad, 1953; Flandrin, 1955; Gavat, 1964; Uspenskaja, 1967; Osadko, 1968; Karapetrov, 1968; Perrondon, 1971 etc.).

Deoarece din cauza asociației deosebit de strînsă care se face între capcană, zăcămînt de petrol și gaze și structură petroliferă-gazeiferă s-a ajuns uneori la confundarea acestor noțiuni, considerăm că este necesară precizarea lor la începutul acestui capitol și stabilirea semnificației pe care o acceptăm pentru acești termeni.

Termenul de capcană (l.fr. = piège, l.engl. = trap; l.rusă = ловушка) a fost introdus de M.c. Collouugh în 1934, pentru rezervoare de tip diferit, capabile să conțină hidrocarburi, cum ar fi: lentilele, variațiile

<sup>3</sup> Termenul de „capcană subtilă” împrumutat de la Levorsen (1966) trebuie asociat acelor capcane greu de identificat, printre care se consideră capcanele litostratigrafice, hidrodinamice, mixte și chiar unele capcane structurale (tectonice).



locale ale porozității, trunchierea stratelor homoclinale sau acoperirea lor, cute sau falii (Levorseen, 1958).

În cuprinsul acestei lucrări, termenul de capcană este folosit pentru acele zone din scoarță în care rocile poroase și permeabile (roci rezervor) se află într-un asemenea raport cu rocile impermeabile și cu apă în mișcare încât creează posibilitatea reținerii unei acumulări de hidrocarburi, înțeles cu care este utilizat acest termen și în lucrările publicate de Brod (1953); Hubert (1953); Fladrin (1955); Levorseen (1958, 1966); Dumitrescu (1962); Gavăt (1964).

Prin zăcămînt de hidrocarburi se înțelege o acumulare izolată de petrol și gaze, într-un rezervor natural, închisă din toate părțile în interiorul unei capcane, independentă din punct de vedere hidrodinamic, care poate constitui obiectul unei exploatari (Brod, 1953; Gavăt, 1964; Uspenskaya, 1968).

Din definirea celor două noțiuni „capcană” și „zăcămînt” rezultă că existența capcanei nu implică existența zăcămîntului, în timp ce existența zăcămîntului nu poate fi concepută fără existența capcanei care să-l conțină.

Structura petroliferă-gazeiferă, după Reihman (1966), se definește ca o totalitate de zăcăminte de petrol și gaze de formă diferită, subordonate unor capcane, legate de unul sau mai multe elemente structurale și existente în subsolul acelorași suprafețe.

Noțiunile de capcană, zăcămînt și structură petroliferă-gazeiferă reprezintă deci lucruri diferite și vor fi considerate ca atare în cuprinsul lucrării.

Precizarea acestor noțiuni și a relațiilor dintre ele, punerea de acord cu părerile admise la ora actuală, permit valorificarea unui bogat material bibliografic privind studiul capcanelor, zăcămîntelor de hidrocarburi și structurilor petrolifere-gazeifere.

## 1.2. Criterii de clasificare a capcanelor

Clasificarea capcanelor, fie că este abordată în mod direct, fie în legătură cu studiul zăcămîntelor sau structurilor petrolifere-gazeifere, este de o deosebită importanță pentru dirijarea lucrărilor de prospecție și explorare.

Prima clasificare a acumulărilor de țăței și gaze, cunoscută din literatură, este clasificarea cercetătorului american Clapp, publicată în anul 1910 (Brod, 1953; Levorseen, 1958), care, analizînd zăcămîntele de petrol și gaze cunoscute la acea dată, clasifică acumulările de petrol și gaze în șapte clase, după tipul de structură geologică cu care este asociată existența acumulării.

Mai tîrziu, Clapp (1929); Gubkin (1932, 1937); Abramovich (1933, 1954); Wilson (1934); Heald (1940); Heroy (1941); Kornfeld (1941); Monet (1941); Wilhelm (1945); Levorseen (1936, 1941, 1954, 1966); Brod (1936, 1951); Mireink (1953); Uspenskaya (1955; 1967); Fladrin (1955); Gavăt

(1964); Martin (1964, 1966); Osadko (1968); Karapetov (1968); Gabreleant (1970); Alexein et al. (1971); King (1971); Rittenhouse (1972) și alții s-au ocupat în lucrările lor de studiul clasificării capcanelor fie în mod direct, fie indirect, pornind de la studiul clasificării zăcămintelor sau al structurilor de petrol și gaze.

Se remarcă în mod deosebit prin importanța lor și prin gradul mare de circulație, clasificările lui Brod (1951) și Levorsen (1954), care sunt acceptate de majoritatea cercetătorilor din țările socialiste și respectiv, din Occident.

Din analiza detaliată a tuturor acestor clasificări, pe care din lipsă de spațiu nu o putem prezenta, rezultă că pentru marea majoritate a cercetătorilor, criteriul principal de clasificare a capcanelor este criteriul genetic, căruia îi este subordonat criteriul morfologic. Spre deosebire de aceștia, Abramovici (1933, fide Brod, 1953), Maslov (1968, fide Gabreleant, 1970) și Karapetov (1968), clasifică capcanele în principal după forma lor.

Toți antecercetătorii recunosc existența unor capcane la a căror formare o contribuție esențială au avut-o factorii tectonici, tipurile cele mai răspândite fiind cele asociate structurilor anticlinale, falilor sau domurilor de sare. Aceste capcane sunt grupate sub denumirea de capcane structurale sau tectonice.

O altă grupă mare cuprinde capcanele la a căror formare factorii tectonici au o importanță redusă sau sunt lipsiți de importanță, formarea capcanelor fiind pusă pe seama modificării condițiilor de sedimentare sau a schimbării litologiei rocilor.

Deoarece aceste capcane sunt grupate și denumite în mod diferit de către antecercetători, pentru stabilirea unei corespondențe între cele mai cunoscute clasificări existente s-a întocmit tabelul 1 în care au fost prezentate principalele tipuri de capcane din cadrul acestei grupe și modul lor de clasificare, după cei mai reprezentativi autori. Se remarcă faptul că punctele de vedere încep să difere, mai ales, atunci când se încearcă să se delimitizeze contribuția factorilor stratigrafici, în raport cu cei litologici, la formarea capcanei. Această delimitare este dificilă și greu de realizat pentru că, de regulă, cei doi factori acționează împreună și se condiționează reciproc.

Modificările litologice ale rocilor rezervor fie în faza de depunere, fie într-o fază ulterioară, sunt în strânsă legătură cu factorii paleogeografici care condiționează aceste modificări.

Variatiile de facies, trecerea de la un sediment mai grosier, cu porozitate mare, la un sediment mai fin, pelitic, uneori impermeabil, are loc în strânsă legătură cu condițiile de sedimentare, reprezentate prin natura fundului bazinului, acțiunea agenților de eroziune și transport (dependenți la rîndul lor de condițiile paleoclimaterice) acțiunea curentilor turbionari etc.

Formarea unei capcane într-o rocă rezervor dedesubtul unei suprafețe de discordanță nu este numai rezultatul acțiunii factorilor stratigrafici, ci și al factorilor litologici care au produs modificări în porozitatea rocii rezervor în perioada exondării acesteia. Aceste modificări s-au produs



ca urmare a acțiunii agenților externi (apa, vîntul), acțiune care este influențată de condițiile paleogeografice din epoca respectivă.

Interdependența strânsă dintre acțiunea factorilor litologici și stratigrafici la formarea unor capcane ni se pare un argument important pentru a renunța la împărțirea acestora în capcane litologice și stratigrafice având drept criteriu contribuția fiecărui din acești factori la formarea capcanei, atât timp cit această contribuție nu se poate determina. Reunirea tuturor acestor capcane într-un singur grup, grupul capcanelor litostratigrafice, ni se pare mai corectă decit împărțirea lor în două sau mai multe grupuri pe baza unor criterii arbitrale.

Prin capcane litostratigrafice, vom înțelege deci, acele capcane formate cu preponderență sau în totalitate pe seama factorilor stratigrafici și litologici, care activează fie în fază de formare a rocii rezervor, fie într-o fază ulterioară.

Introducerea termenului de „litostratigrafic” în literatura noastră de specialitate, ni se pare indicată și pentru a stabili o corespondență directă între terminologia utilizată de majoritatea cercetătorilor sovietici (capcane stratigrafice, capcane litologice) și cei occidentali (capcane stratigrafice).

O a treia grupă de capcane, definită de L e v o r s e n în 1966, este grupa capcanelor hidrodinamice la care închiderea capcanei se realizează în același timp cu închiderea zăcământului de hidrocarburi de către apă în mișcare. Contribuția factorului hidrodinamic la formarea acestui tip de capcane este acceptată de toți antecercetătorii și de noi.

M a r t i n (1966) consideră că o parte din capcanele clasificate de alți cercetători (inclusiv L e v o r s e n) ca stratigrafice, trebuie separate într-un grup aparte, capcane paleogeomorfologice deoarece sunt formate în strânsă legătură cu forma suprafeței pământului, sub aer sau sub apă și au un pronunțat caracter tridimensional.

Deoarece prin factori stratigrafici înțelegem totalitatea factorilor — inclusiv factorul paleogeografic, care influențează asupra depunerii și formării sedimentelor în fază inițială și asupra alterării lor, fizice sau chimice, într-o fază ulterioară, considerăm că și formarea capcanelor separate de M a r t i n în grupul capcanelor paleogeomorfice este, de fapt, efectul acestor factori, putind fi astfel înglobate în grupa capcanelor litostratigrafice.

Forma tridimensională caracterizează toate capcanele și nu poate constitui un criteriu de separare.

În sfîrșit, capcanele la a căror formare și-au adus contribuția în proporții aproape egale cel puțin doi din factorii enumerați mai sus (tectonic, litostratigrafic, hidrodinamic) sunt clasificate în grupa capcanelor combinate sau mixte.

Deoarece delimitarea contribuției diferenților factori la formarea capcanelor este în multe cazuri greu de realizat sau chiar imposibilă (mai ales în etapa explorării preliminare), considerăm indicat ca aplicarea criteriului genetic la clasificarea capcanelor să conducă la clasificarea acestora în grupe mari, după principiul preponderenței evidente a uneia

din factori. Separarea grupelor în subgrupe sau clase, fără a avea criterii obiective conduce la arbitrar și nu servește nici scopului teoretic, nici celui practic, al clasificării capcanelor.

În acceptiunea noastră, din punct de vedere genetic, capcanele pot fi clasificate în : capcane tectonice, capcane litostratigrafice, capcane hidrodinamice și capcane mixte. Deoarece obiectul acestei lucrări îl constituie capcanele litostratigrafice, în cele ce urmează vom expune punctul nostru de vedere, numai în ceea ce privește clasificarea acestui grup de capcane.

### 1.3. Clasificarea capeanelor litostratigrafice

În raport cu modul lor de formare, capeanele litostratigrafice pot fi separate în două mari subgrupuri : capcane litostratigrafice de sedimentare și capcane litostratigrafice postdiagenetice.

Capcanele litostratigrafice de sedimentare sunt capcanele formate în același timp cu formarea rocii rezervor, ca urmare a condițiilor de sedimentare și de diageneză. În acest subgrup se includ capcanele în legătură cu zonele de efilare, prin reducerea stratului ca grosime sau prin închiderea lui pe suprafețele de eroziune preexistente, capcanele formate în legătură cu modificări litologice care conduc la reducerea permeabilității în colec-toare care păstrează practic aceeași grosime, recifii, lentilele de roci permeabile înconjurate de roci impermeabile și capcanele formate în depunerele nisipoase în formă de cordon sau şiret reprezentând bariere litorale (offshore bars), paleovăi umplute cu sedimente permeabile (channel fillings), praguri aluviale sau deltaice.

Formarea acestor capcane are loc în general fără modificarea poziției inițiale a rocii rezervor. Înclinarea și arcuirea stratelor rezervor necesară pentru închiderea capcanelor în zona de efilare, prin reducerea permeabilității sau în rezervoare depuse și închise pe suprafețe de discordanță, pot fi asigurate chiar din faza de depunere pe flancurile ridicărilor preexistente, ca structuri primare (2.2.) sau sunt rezultatul mișcărilor tectonice care au afectat ulterior regiunea.

Capcanele litostratigrafice postdiagenetice sunt acele capcane a căror formare are loc ca urmare a unor procese ce se petrec de regulă după diageneza sedimentelor și formarea rocii rezervor<sup>4</sup>. Astfel de procese pot fi legate de cutarea rocilor rezervor, supunerea lor acțiunii agenților externi în fazele de exondare și acoperirea lor discordantă cu o cuvertură impermeabilă în perioadele de imersiune.

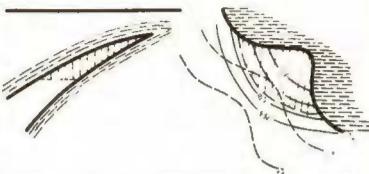
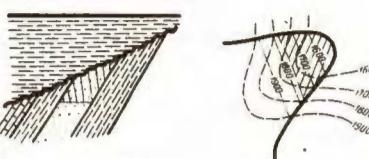
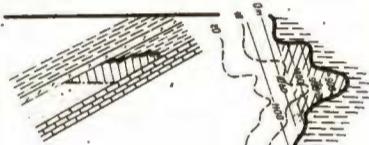
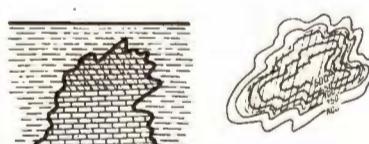
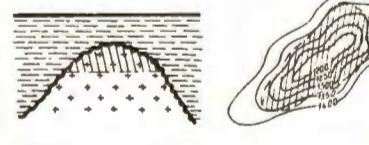
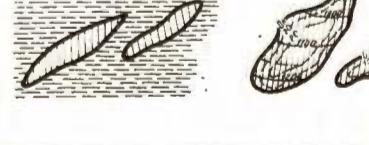
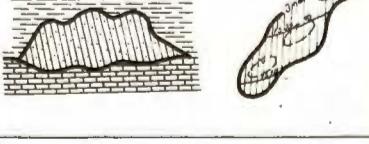
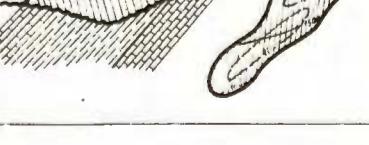
În fazele de exondare, proprietățile fizice ale rocii rezervor (porozitate, permeabilitate etc.) pot rămâne neschimbate sau pot fi modificate, ca urmare a proceselor de dizolvare, cimentare, recristalizare, dolomitizare etc.

<sup>4</sup> Prin diageneză A. Vatan (1967, p. 89) înțelege „ansamblul proceselor prin care un sediment nou depus se transformă în rocă sedimentară”, punct de vedere pe care l-am adoptat în cuprinsul tezei.

# CLASIFICAREA CAPCANELOR LITOSTRATIGRAFICE DUPĂ DIFERIȚI AUTORI

N. IONESCU. Prospectiunea seismică a capcanelor litostratigrafice (Banat)

TABELUL 1

TIPUL CAPCANEI	FORMA CAPCANEI	I.O.BROD 1951	A.ILEVOREN 1954	I.GAVAT 1964	R.MARTIN 1966	N.IUSPENSKAIA 1967	N.N.USADKO 1968	GAGABRIELEANU 1970	A.G.ALEXIN et al. 1971	G.RITTENHOUSE 1972	N.IONESCU 1973
IN REZERVOARE REDUSE PRIN EFLARE.  GOVERNMENT WELLS - SUA GALCEA - FERGANEI BALKAR - KRASNODAR DELEM - R.S.R TICLENI - R.S.R		CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ PRIMARĂ (COMBINATĂ)	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (PALEOGEOGRAFICĂ)	CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRUCTURAL-LITOLOGICĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA DE SEDIMENTARE	CAPCANA STRUCTURAL-LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ ÎN LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE, CONDITIONATĂ DE LITO-STRATIGRAFICĂ, FORMATE PRIN ACTIUNEA DE TRANSPORT A CURENTILOR.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (POST-DIAGENETICĂ)
IN REZERVOARE ECRANTE DE SUPRAFETE DE DISCOR DANȚĂ.  EAST TEXAS - SUA MIDWAY-SUNSET - SUA ANTIR-BUGUNIR-MAIKOP ILYICH-KRASNODAR TRIS-BALTENI-TICLENI - R.S.R		CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ SECUNDARĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (PALEOGEOGRAFICĂ)	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA STRUCTURAL STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA DE DENUDATIE	CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ ÎN LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE DE DESUBUL SUPRAFETEI DE DISCORDANȚĂ.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (POST-DIAGENETICĂ)
IN REZERVOARE TRUNCHIATE PE SUPRAFETELE DE EROZIUNE (DISCORDANȚĂ).  BOLIVAR - VENEZUELA PEMBINA - VENEZUELA OKLAHOMA-CITY - SUA SANTA-BARBARA - SUA TEREMIA - R.S.R		CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ SECUNDARĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (PALEOGEOGRAFICĂ)	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA STRUCTURAL STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA DE DENUDATIE	CAPCANA STRUCTURAL-LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ ÎN LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE, DEASUPRA SUPRAFETEI DE DISCORDANȚĂ.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (DE SEDIMENTARE)
IN REZERVOARE DEFORMATE CAUJMARE ATASĂRII DIFERENȚIALE DEASUPRA UNOR RELIEFURI PREEXISTENTE.  REG.VOLGA-KAMA - U.R.S.S. PANHANDLE-TEXAS - SUA LASCAR CATARGIU - R.S.R CALACEA		CAPCANA STRUCTURALĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (PALEOGEOGRAFICĂ)	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (PALEORELIEFURI INGPRAZATE)						CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (POST-DIAGENETICĂ)
IN REZERVOARE ÎNCHISE PRIN MODIFICĂRI LITOLOGICE.  IZBASKENT - URSS. QHA - SUA HUGOTON - SUA BEER NOSE - CALIFORNIA - SUA LAGUNILAS FIE - VENEZUELA		CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ PRIMARĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA FACIAL-LITOLOGICĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA DE SEDIMENTARE	CAPCANA STRUCTURAL-LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ FĂRĂ LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE, CONDITIONATĂ DE MODIFICĂRIILE DE FACIES ÎN REZERVOARELE FORMATE PRIN ACTIUNEA DE TRANSPORT A CURENTILOR.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (DE SEDIMENTARE)
IN REZERVOARE ECRANTE DE DOPURI DE ASFALT SAU DE ARGILĂ.  PLEASANT VALLEY - CALIFORNIA - SUA GOALINGA - CALIFORNIA - SUA REG.EMBA - U.R.S.S. SOLON-STANESTI - R.R.		CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ SECUNDARĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ		CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA DE DENUDATIE		CAPCANA STRATIGRAFICĂ ÎN LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE DE DESUBUL SUPRAFETEI DE DISCORDANȚĂ.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (POST-DIAGENETICĂ)
IN REZERVOARE CONSTITUITE DE DEPOZITE RECIFALE (BIOHERME SI BIOSTROME).  CAPTAN KELLY SNYDER - TEXAS - SUA LEDUC - CANADA GOLDEN LANE - MEXIC ISIMBAEV - BASCHIRIA - URSS		CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ PRIMARĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (PALEOGEOGRAFICĂ)	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA FACIAL LITOLOGICĂ	CAPCANA IN PROMINENȚE BIOGENE (STRATIGRAFICĂ)	CAPCANA DE SEDIMENTARE	CAPCANA STRUCTURAL-STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ FĂRĂ LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE CONDIȚIONATE DE MODIFICĂRIILE DE FACIES ÎN ROCI FORMATE FĂRĂ INTERVENȚIA CURENTILOR DE TRANSPORT.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (DE SEDIMENTARE)
IN REZERVOARELE CONSTITUITE IN RELIEFURI DE EROZIUNE INGPRAZATE, DE NATURĂ SEDIMENTARĂ SAU ERUPTIVĂ.  LYTON SPRINGS - TEXAS - SUA EDISON - OHIO - SUA DENMARK - OHIO - SUA RAFT - PRUS - TEXAS - SUA SASKIN - BASCHIRIA - URSS MARTIN HILLS - CANADA VARIAS - M.R.S.		CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ SECUNDARĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (PALEOGEOGRAFICĂ)	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ (RELIEF DE EROZIUNE)	CAPCANA IN PROMINENȚE EROZIONALE	CAPCANA DE DENUDATIE	CAPCANA STRUCTURAL-STRATIGRAFICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ FĂRĂ LEGĂTURI CU DISCORDANȚELE, DE TIP DIAGENETIC.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (POST-DIAGENETICĂ)
IN LENTILE DE NISIP ÎNCUNJURATE DE ARGILE.  SIK LAKES - DEPRES PREPALASIANĂ - SUA GRESIA DE 100 PICIOARE - SUA HODONIN - B. VENEZIA - AUSTRIA		CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ PRIMARĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DE SEDIMENTARE	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ FĂRĂ LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE, CONDIȚIONATE DE MODIFICĂRIILE DE FACIES ÎN REZERVOARE FORMATE PRIN ACTIUNEA DE TRANSPORT A CURENTILOR.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (DE SEDIMENTARE)
IN BARIERE DE NISIP (CORDOANE LITORALE, PRAGURI DELTAICE) - OFFSHORE BARS.  GREENWOOD - KANSAS - SUA BUTLER - SAUTH CERES - OKLAHOMA - SUA OMRO - SOMINSKIY - PECORA - U.R.S.S.		CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ PRIMARĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DE SEDIMENTARE	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ FĂRĂ LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE, CONDIȚIONATE DE MODIFICĂRIILE DE FACIES, ÎN REZERVOARE FORMATE PRIN ACTIUNEA DE TRANSPORT A CURENTILOR.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (DE SEDIMENTARE)
IN PALEOVĂILE INGPRAZATE (CHANNEL FILINGS).  NEFTANO - SIRVAN - MAIKOP - URSS BUSH-CITY - SUA DRENBURG - KRASNODAR - URSS PULASKY CHANNEL - SUA		CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ PRIMARĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DE SEDIMENTARE	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ ÎN LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE, DEASUPRA SUPRAFETEI DE DISCORDANȚĂ.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (DE SEDIMENTARE)
IN REZERVOARE CONSTITUITE DE ZONE PORDOASE PERMEABILE ÎN ROCI COMPACTE.  DEEP RIVER - MICHIGAN - SUA BELCHER - ONTARIO - CANADA PULASKI - DEPR. PREPALASIANA - SUA		CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ SECUNDARĂ	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA PALEOGEOMORFOLOGICĂ	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DELIMITATĂ LITOLOGIC	CAPCANA DE DENUDATIE	CAPCANA LITOLOGICĂ	CAPCANA STRATIGRAFICĂ FĂRĂ LEGĂTURĂ CU DISCORDANȚELE DE TIP DIAGENETIC, FORMATE PRIN TRANSFORMAREA UNEI ROCI IMPERMEABILE ÎN ROCĂ PERMEABILĂ.	CAPCANA LITO-STRATIGRAFICĂ (POST-DIAGENETICĂ)

Indiferent de natura porozității și permeabilității (primară sau secundară), prin închiderea rezervoarelor la partea superioară cu o cuvertură impermeabilă iau naștere capcane litostratigrafice postdiagenetice. În acest subgrup de capcane se includ capcanele în rezervoare ecranate de suprafețele de discordanță, capcanele formate în proeminențe de eroziune îngropate (de natură sedimentară sau eruptivă) acoperite de o cuvertură de roci impermeabile, capcanele formate în zonele poroase și permeabile din roci compacte, precum și capcanele produse prin ecranarea rocii rezervor cu dopuri de asfalt sau argilă.

Un tip aparte de capcane litostratigrafice postdiagenetice îl constituie capcanele formate în rezervoare deformate ca urmare a tasării diferențiale deasupra unor reliefuri preexistente, sub acțiunea greutății depozitelor acoperitoare.

Flanders (1955, p. 138) consideră că asemenea tipuri de capcane apar în „regiuni care n-au fost supuse la nici un efort orogenic și unde stratele superficiale arată o orizontalitate perfectă. Asemenea structuri sunt provocate de tasarea sedimentelor plastice care se suprapun peste nuclee de sedimente mai rigide, așa cum ar fi reliefurile îngropate, recifii, sau anumite diapire de sare”.

După Lovorsean (1958, p. 158) „pare mult mai rezonabil să primim multe din cutile asociate cu reliefuri topografice îngropate ca datorate, în principal, proceselor normale de cutare, localizarea structurilor fiind dictată de neregularitățile rocilor, cum ar fi : falii, cutie sau înclinări ale stratelor deja existente ori intruziuni magmatische”.

Fără a elimina această ipoteză și adăugind faptul că în unele situații boltirea formațiunilor are loc deasupra unor proeminențe tectonice active, trebuie să admitem, totuși, că în cazurile în care se constată o diferență de grosime a stratelor deformate, ca urmare a compactării diferite în urma tasării, sau a depunerii diferențiate pe un relief preexistent, acest tip de capcană aparține grupului de capcane litostratigrafice și nu tectonice. Asemenea capcane se formează în special deasupra reliefurilor cristaline sau eruptive, în zone cu caracter tectonic liniștit.

Toate aceste argumente pledează în favoarca ipotezei că formarea anticlinialelor de tasare poate avea loc fără intervenția factorului tectonic sau cu intervenția limitată a acestuia, motiv pentru care am încadrat aceste capcane în categoria capcanelor litostratigrafice.

Încadrarea anticlinialelor de tasare în subgrupul capcanelor litostratigrafice postdiagenetice s-a făcut considerîndu-se că deformarea rocii rezervor are loc numai atunci cînd stiva de sedimente acoperitoare este suficient de groasă pentru a crea apăsarea necesară boltirii stratului deasupra reliefului preexistent, moment în care litificarea rocii rezervor este aproape completă.

Clasificarea capcanelor în raport cu criteriul genetic este de o reală importanță în proiectarea lucrărilor de prospektiune și explorare, în toate fazele acestor lucrări.

În etapa lucrărilor regionale, pe baza studiului condițiilor paleogeografice, se pot stabili tipurile de capcane litostratigrafice care s-au format în diferitele formațiuni geologice din regiunea cercetată.



În faza de proiectare a prospecțiunilor geofizice sau în faza de proiectare a lucrărilor de explorare de detaliu, trebuie cunoscut însă nu numai modul sau timpul de formare a capcanei, dar și forma ei cea mai probabilă, în vederea creșterii eficienței geologo-economice. În această etapă a cercetărilor, clasificarea genetică a capcanelor trebuie completată cu o clasificare morfologică.

După formă, capcanele litostratigrafice pot fi împărțite în două mari clase :

- capcane în rezervoare stratiforme sau masive ;
- capcane cu o formă neregulată.

La rîndul lor, clasele pot fi împărțite în șase subclase în care sunt repartizate tipurile de capcane litostratigrafice cele mai cunoscute (tab. 2).

**TABELUL 2**  
*Clasificarea morfologică a capcanelor litostratigrafice*

Clasa	Subclasa	Tipul
Stratiforme	boltite	în anticlinale de tasare
	ecranate	în rezervoare reduse prin efilare în rezervoare homoclinale sau cutate retezate de suprafețele de discordanță în rezervoare depuse și închise pe suprafețele de discordanță în rezervoare homoclinale sau cutate ecranate prin dopuri de asfalt sau argilă în rezervoare ecranate prin modificarea permabilității
	lenticulare	în lentile de roci poroase, permeabile, înconjurate de roci impermeabile
Neregulate	în formă de cordon sau şiret	în cordoane litorale, în praguri deltaice sau aluvionare în paleovăi umplute cu depozite permeabile
	în formă de proeminență	în recifi (bioherme) în proeminențe de eroziune de natură sedimentară sau eruptivă
	cu formă foarte diferită	în zone poroase și permeabile, închise în roci compacțe, ca urmare a proceselor de dizolvare, recristalizare, dolomitizare etc.

În schema de clasificare morfologică a capcanelor litostratigrafice s-a ținut seama de forma cu totul generală a acestora, formă care trebuie estimată în etapa proiectării lucrărilor de prospecție și explorare. Forma capcanelor litostratigrafice este, în cele mai numeroase cazuri, mult mai complicată, gradul de complicație putind fi evidențiat numai pe măsura creșterii numărului de informații obținut în activitatea de explorare.

În cadrul aceleiași subclase, din clasificarea morfologică prezentată, pot apărea diferențieri ale capcanelor după gradul de neregularitate al

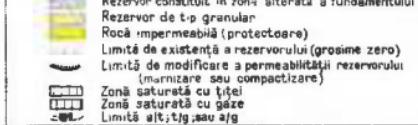
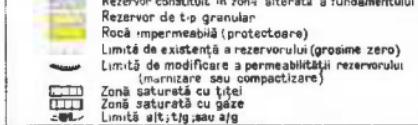
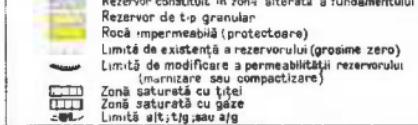
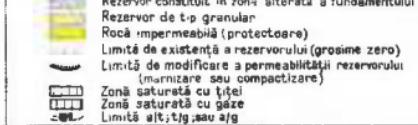
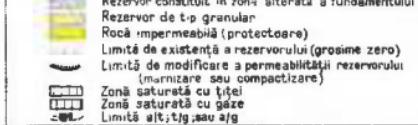
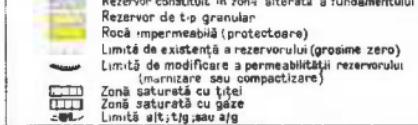
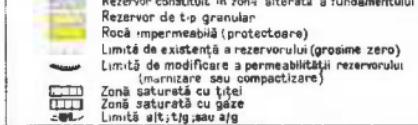
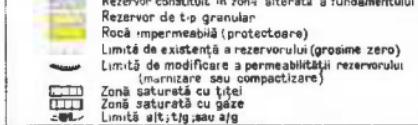
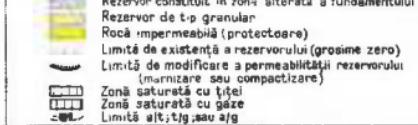
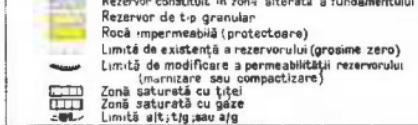
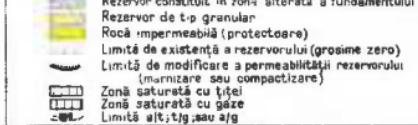
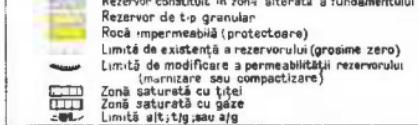
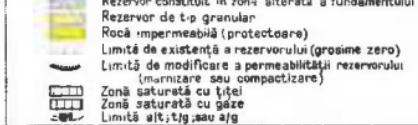
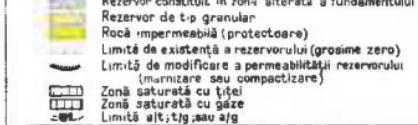
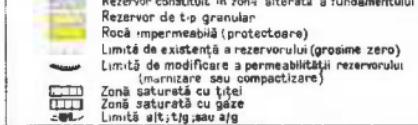


## TIPURI DE CAPCANE LITOSTRATIGRAFICE DIN BANAT

(După informații culese din diferite lucrări, reactualizate și completate de auto-

N. IONESCU. Prospectiunea seismică a capcanelor litostratigratice (Bana)

TABELUL 3

Blocul	Complexul (Stratul) Vîrsta	Inclina- -rea stra- torilor	Natura rezervorului	Porozitate -%	Perme- abilitate (mD)	Tipul capcanei	Legenda	
							1	2
							3	4
							5	6
							7	8
Turnu Bloc 8	Fundament	3 <sup>0</sup> -4 <sup>0</sup>	Sisturi cristaline + granite alterate și fisurate, distribuite neuniform pe suprafața structurii	20	30-40 varia- bilă	Capcană lito-stratigra- fică în proeminențele reliefului îngropat	N E S W	
Varias vest	Fundament miocen	12 <sup>0</sup> -20 <sup>0</sup>	Sisturi cristaline + granite slab alterate și fisurate -Gresii și nisipuri	16	20-40 varia- bilă	Capcană lito-stratigra- fică în proeminențele reliefului îngropat	N E S W	
Sandra Satchinez Bloc V	Fundament miocen	12 <sup>0</sup> -20 <sup>0</sup>	Sisturi cristaline și granite slab alterate și fisurate -Gresii și nisipuri	16	20-50 varia- bilă	Capcană lito-stratigrafică în proeminențele reliefului îngropat	V E	
Sandra Satchinez Bloc VII	Fundament miocen	12 <sup>0</sup> -20 <sup>0</sup>	Sisturi cristaline și granite slab alterate și fisurate -Gresii și nisipuri	16	20-50 varia- bilă	Capcană lito-stratigrafică în proeminențele reliefului îngropat și în bolla anticlinialului de tasare	N S E W	
Calacea Bloc I+II	Miocen superior	5 <sup>0</sup> -7 <sup>0</sup>	Gresii,microconglo- merate,congome- rate, argile grezoase și nisipuri	22-27	28-47	Capcană lito-stratigrafică în anticliniale de tasare	VNV ESE NE	
Sandra Satchinez Bloc III	Miocen mediu	5 <sup>0</sup> -7 <sup>0</sup>	Gresii și nisipuri	18-25	5-300	Capcană lito-stratigrafică în rezervore reduse prin e- fare și primă modificare per- meabilității	V E	
Sandra Satchinez Bloc IV	Miocen b'	5 <sup>0</sup> -7 <sup>0</sup>	- Gresii	18-25	5-300	Capcană mixtă	N S	
Sandra Satchinez Bloc V	Miocen b	5 <sup>0</sup> -7 <sup>0</sup>	-Gresii cu granula- ție fină	18-25	5-300	Capcană mixtă	N S	
Sandra Satchinez Bloc VI	Miocen 3	5 <sup>0</sup> -7 <sup>0</sup>	Gresii și nisipuri cu bobul fin separa- te prin intercalări marinoase discon- tinu	18-25	5-300	Capcană lito-stratigrafică în rezervore reduse prin e- fare	NV SE	
Sandu Satchinez VII	Miocen 3	5 <sup>0</sup> -7 <sup>0</sup>	Gresii și nisipuri cu bobul fin separa- te prin intercalări marinoase discon- tinu	18-25	5-300	Capcană lito-stratigrafică în anticliniale de tasare	V E	
Sandra Satchinez Bloc VIII	Miocen 3	5 <sup>0</sup> -7 <sup>0</sup>	Gresii și nisipuri cu intercalări mar- noase disconti- nu	18-25	5-300	Capcană lito-stratigrafică în rezervore închise prin dificările șistelor		
Sandra Satchinez Bloc V+VI	Pliocen	2 <sup>0</sup> -4 <sup>0</sup>	Gresii cu ciment calcaros sinisipuri cu bobul de la fin la grosier	25	300	Capcană mixtă	V E	
Calacea I+II+III	Pliocen	2 <sup>0</sup> -3 <sup>0</sup>	Gresii și nisipuri cu intercalări de marnă de la fin la grosier	25	200-300	Capcană mixtă	N S	
Ferentie	Pliocen complex "a"	2 <sup>0</sup> -6 <sup>0</sup>	Gresii calcaroase	22	c0	Capcană lito-stratigrafică în rezervore închise pe la relieful fundamental prin modifica- ri lithologice	V E	
Turnu	Pliocen complex III	2 <sup>0</sup> -3 <sup>0</sup>	Gresii calcaroase nisipuri cu intercală- ri de marnă sau marmo-calcare	23	0-500	Capcană mixtă	N S	

formei capcanei, diferențieri care conduc la individualizarea tipurilor de capcane. Astfel, capcanele ce se formează în legătură cu proeminentele de eroziune au, în general, o formă mult mai puțin complicată decit cele ce apar în legătură cu proeminentele recifale. Perrodon (1971) apreciază că fiecare recif are o fizionomie proprie și deci forma unor asemenea capcane, deși se apropie, în mare, de aceea a unei proeminente, în detaliu, poate fi extrem de neregulată.

De asemenea, capcanele formate în depozitele permisibile în formă de cordon sau de șiret (shoestring sands) au în secțiune transversală o bază aproape plată — în cazul cordoanelor litorale (offshore bars), sau concavă — în cazul vechilor albi umplute cu sedimente (channel fillings).

După forma pe care o prezintă, unele capcane litostratigrafice sunt foarte asemănătoare cu capcanele tectonice. Astfel, capcanele formate în bolta anticlinalelor de tasare și cele formate în rezervoarele retezate de suprafețele de discordanță au o formă asemănătoare cu capcanele formate în bolta structurilor anticlinale, respectiv în rezervoarele ecranate tectonice prin falii.

O mențiune specială merită a fi acordată capcanelor formate prin ecranarea rezervorului de către suprafețele de discordanță sau de către dopuri de asfalt sau argilă. Aceste tipuri de capcane pot avea practic orice formă, în raport cu structura rezervorului (homoclinală, cutată sau neregulată) și cu modul de închidere. Clasificarea lor în cadrul capcanelor stratiforme s-a făcut, avându-se în vedere frecvența mare a cazurilor în care au fost identificate capcane de acest tip, prin foraje sau lucrări geofizice, în rezervoire stratiforme.

Introducerea acestor capcane în subclasa capcanelor stratiforme ecranate s-a făcut ținându-se seama de caracteristica lor comună și anume faptul că pentru închiderea capcanei trebuie cunoscute atât structura rezervorului cât și forma ecranului.

În ceea ce privește capcanele formate în rezervoire reduse prin efilare, s-a considerat că sint foarte asemănătoare ca formă cu capcanele formate în rezervoarele depuse și închise pe suprafețele de discordanță, sau în rezervoire homoclinale retezate de suprafețele de discordanță, încit pot fi clasificate împreună.

Se poate afirma, deci, că în ciuda marii varietăți de forme sub care pot apărea capcanele litostratigrafice ca și a asemănării aparente cu unele capcane tectonice, este posibilă gruparea acestora, atât după criterii genetice cât și după criterii morfologice, astfel încit să poată servi drept ghid în lucrările de prospecție și explorare, atât în faza cercetărilor regionale cât și în faza cercetărilor de detaliu.

## Cap. 2. CONDIȚIILE DE GENEZĂ A DIFERITELOR TIPURI DE CAPCANE LITOSTRATIGRAFICE

### 2.1. Considerații generale privind formarea capcanelor litostratigrafice

Descoperirea a numeroase zăcăminte de hidrocarburi naturale în capcane litostratigrafice, în diferite bazine sedimentare de pe glob, a condus la acumularea unui volum însemnat de informații, a căror analiză poate

ajuta la determinarea condițiilor în care are loc formarea capcanelor litostratigrafice și acumularca hidrocarburilor.

Din literatura consultată rezultă că asemenea analize s-au făcut, adesea în cazul unor zăcăminte izolate sau structuri (De Charpal et al. 1971; Azad et al. 1971; Christie, 1971; Weimer, 1966; Barlow, Hau 1966 etc.) și numai rareori ele s-au referit la zone de acumulare sau provincii petrogazeifere, ajungindu-se la concluzii ce depășesc cadrul regional discutat (Griffith, 1966; Young, 1971; Travies, 1971 etc.).

Recent, o serie de cercetători (King, 1971; Alexein et al. 1971; Perridon, 1971), au încercat să sistematizeze condițiile în care iau naștere capcanele litostratigrafice, precum și aria lor de răspândire.

Analizînd aceste lucrări, considerăm, pe baza datelor faptice deja acumulate și din studiul evoluției geologice a diferitelor bazine de sedimentare vechi sau recente, că se pot formula unele observații cu caracter general privind formarea capcanelor litostratigrafice și anume :

1) Formarea capcanelor litostratigrafice are loc în regiuni caracterizate printr-o mare varietate de faciesuri și o întrepărtrundere a acestora în timp și spațiu. Existența unor astfel de condiții favorizează în special geneza capcanelor litostratigrafice de sedimentare.

2) Alternanța repetată a perioadelor de exondare și de imersiune, asociată sau nu cu mișcări tectonice de cutare, favorizează formarea capcanelor litostratigrafice postdiagenetice, pe de o parte prin crearea unei porozități secundare, ca urmare a acțiunii agentilor externi în perioadele de exondare, iar pe de altă parte prin acoperirea rocilor rezervor sub o cuvertură impermeabilă, discordantă, în perioadele de imersiune. Iau naștere în acest fel capcane litostratigrafice în rezervoare ecrunate de suprafețe de discordanță, în proeminente de eroziune, sau în zonele poroase formate în roci conipacte, ca urmare a proceselor de spălare, recristalizare, dolomitizare etc.

3) Anticlinalele de tasare se formează în cazul regiunilor în care sedimentarea se face într-un ritm foarte intens, ca urmare a subsidenței accentuate. Rocile rezervor, încă incomplet litificate, sunt acoperite de o stivă groasă de sedimente, sub greutatea cărora se produce tasarea și compactarea lor. Acest efect este diferențiat deasupra ridicărilor preexistente și pe flancurile acestora, fapt ce conduce la deformarea rocilor rezervor și la formarea anticlinalelor de tasare.

4) Acțiunea de distrugere a zăcămintelor este întreruptă uneori prin formarea unui dop de asfalt care împiedică dispersarea hidrocarburilor și determină în acest fel închiderea capcanei. Acest fenomen se produce la scară locală sau regională în perioadele de exondare și e determinat în principal de compoziția chimică a țățeiului conținut în porii rocii. Țățeuri grele favorizează acest proces (Brod, 1953).

Pe baza observațiilor făcute, rezultă că formarea capcanelor litostratigrafice nu caracterizează o anumită unitate geotectonică majoră (platformă, geosinclinal, avanfosă etc.) ci anumite medii de sedimentare, sau regiuni din cuprinsul acestor unități, indiferent de repartiția lor în domeniul geosinclinal sau platformic.



Analiza condițiilor de sedimentare în diferite bazine conduce la concluzia că, mediul ideal în care formarea capcanelor litostratigrafice este favorizată este mediul corespunzător șelfurilor continentale, sau cu alte cuvinte, marginea acestor bazine.

În numeroasele articole și publicații citate în text (Broad, 1953; Papiu, 1957; Robert, 1959; Gavăt, 1964; Weeks, 1965; Emery, 1965; Ruhin, 1966; Peterson, 1966; Harms, 1966; Weimer, 1966; Griffith, 1966; Ionescu, 1967; Perrondon, 1971), concluzia de mai sus apare argumentată, pe baza observațiilor privind depunerile actuale deasupra șelfurilor continentale sau studiului evoluției geologice a unor regiuni care au funcționat ca șelfuri în decursul timpurilor.

Existența șelfurilor continentale este legată de existența tuturor bazinelor de sedimentare ce corespund arăilor de geosinclinal sau platformă, fapt ce atestă ubicuitatea capcanelor litostratigrafice.

Răspândirea mai mare a capcanelor litostratigrafice în bazinele de la marginea platformelor sau din interiorul acestora se explică, în primul rînd, prin aria de dezvoltare a șelfurilor continentale, mult mai mare în cazul acestor bazine, în raport cu domeniul geosinclinal. Studiile efectuate au arătat că șelfurile cele mai extinse se găsesc în vecinătatea unor zone geologice stabile (platforme, vechi arii geosinclinale) în timp ce șelfurile înguste se întâlnesc în vecinătatea unor zone mobile, afectate de mișcări tectonice, erupții vulcanice etc., ce trădează o anumită etapă din evoluția unor geosinclinale (Taylor, 1956; Weeks 1965 a, b, 1971; Emery, 1963, 1965; Shepard, 1970; Hedgesberg, 1970).

Pe de altă parte, evoluția geologică a bazinelor de la periferia platformelor sau din interiorul lor, lipsă mișcărilor de cutare, favorizează conservarea acumulărilor de hidrocarburi în capcanele litostratigrafice, fapt ce explică numărul mare de zăcăminte conținute în asemenea capcane, descoperit în aceste regiuni. Dimpotrivă, mișcările de cutare ce afectează regiunile geosinclinale conduc la o redistribuire a zăcămintelor din capcanele litostratigrafice anterior formate, slab exprimate, în capcanele tectonice, nou formate, mai bine exprimate și cu închidere mult mai bună (3.4.).

Conservarea acumulărilor în capcane litostratigrafice este posibilă și în cazul zonelor geosinclinale, desigur într-o proporție mai redusă. Numărul mic de zăcăminte descoperite în capcane litostratigrafice, în astfel de regiuni, se datorează într-o bună măsură și faptului că lucrările de prospecție și explorare au fost dirijate aproape în exclusivitate pentru identificarea capcanelor tectonice. Reconsiderarea informațiilor geologice din subsol, în ideea existenței capcanelor litostratigrafice și dirijarea lucrărilor de explorare în acest sens, va conduce foarte probabil la creșterea numărului de acumulări cunoscute în astfel de capcane, în regiuni cutate.



## 2.2. Formarea capeanelor litostratigrafice, în domeniul marin, pe șelfurile continentale

Domeniul șelfurilor continentale se situează în zona în care au loc schimbări continue între continent și mare, unde este posibilă întrepătrunderea faciesurilor marine, lagunare și paralice, care pot coexista uneori în limitele unor regiuni foarte restrinse.

Variatiile de facies în timp sunt posibile ca urmare a mișcărilor tectonice oscilatorii ce conduc la deplasarea liniei de țărm, în special în regiunile în care uscatul prezintă un relief șters, sau foarte puțin inclinat, aşa cum se întimplă spre exemplu astăzi în arhipelagul Insulelor Sonde, sau pe coasta Golfului Mexic. Astfel de condiții au existat și pe coasta mării oligocene din regiunea de NV a Caucazului (B o d, 1953), sau pe coasta mării Cherokee (Pennsylvanian) din regiunea Kansasului de vest (B a s s, 1934 fide L e v o r s e n, 1958).

În spațiu, variația faciesurilor se datorează configurației topografice a fundului bazinului de sedimentare, acțiunii valurilor și mai ales caracteristicilor fizico-geografice, geologice și morfologice ale țărmului înconjurător, care determină cantitatea și natura aportului de material.

Configurația topografică a fundului bazinului de sedimentare conduce la dezvoltarea unor bazine locale, cu evoluție geologică proprie, în care este posibilă depunerea unor formațiuni de un facies diferit de la un bazin la altul. În zonele cu sedimentație epicontinentală, O w e n (1964), vorbește chiar despre existența unor micromedii de sedimentare în care se dezvoltă, adiacent, formațiuni recifale și detritice.

În ceea ce privește acțiunea valurilor, deși limitată la o adâncime a apei relativ redusă, ea este foarte importantă, deoarece conduce la formarea cordoanelor litorale de nisip — offshore bars — care pot constitui capcane litostratigrafice prin închiderea lor din toate părțile cu roci impermeabile.

De o deosebită importanță în înțelegerea condițiilor de depunere a sedimentelor în apropierea țărmurilor marine este studiul condițiilor geografice și geomorfologice ce caracterizează uscatul înconjurător. Alcătuirea geologică a reliefului supus acțiunii de eroziune, condițiile climaterice, viteza de transport, diferită de la un fluviu la altul, sunt numai cîțiva din factorii care pot explica natura diferită a sedimentelor depuse de-a lungul țărmului.

Pe de altă parte, în apropierea gurilor marilor fluviilor are loc o întrepătrundere a faciesului marin cu cel deltaic, condițiile de sedimentare fiind foarte variate nu numai de la o epocă geologică la alta, dar chiar de la un sezon la altul, în cadrul unui același an. În raport cu evoluția geologică, vechi brațe ale fluviului sunt umplute cu depozite aluvionare sau cu nisipuri marine, care constituie bune roci rezervor. Acoperirea ulterioară a acestor depozite cu o cuvertură de roci impermeabile realizează închiderea lor la partea superioară și formarea unor capcane litostratigrafice. Trebuie menționat faptul că, spre deosebire de depunerile în formă de șnur sau de șiret, paralele cu țărmul (offshore bars), depunerile în vechile albi ale fluviilor au o poziție, de cele mai multe ori, oblică în



raport cu ţărmul și prezintă o sortare mai neuniformă a materialului detritic.

Capcane litostratigrafice în paleovăi umplute cu sedimente poroase și permeabile sunt citate în cazul zăcămintelor: Neftianovo-Sirvansc reg. Maicop (Gubkin, 1911, fide Brod, 1953), Apceaș-Apuzi reg. Krasnodar (Gabriilean, 1970), Cheyenne și Moril County-Nebaska (Harms, 1966), Bush-City-Kansas (Leverstsen, 1958) etc.

Depunerile de nisip în formă de lentile, pe șulfurile continentale, se formează pe seama existenței unor condiții locale de sedimentare, determinate cel mai adesea de microrelieful fundului mării.

Trebuie remarcat faptul că în cazul unor zăcăminte, ca de exemplu zăcămintele din depozitele pensilvaniene din Kansasul de est (Leverstsen, 1966) sau din seria Wilcox inferior (Eocen) din Texas (Perrodon, 1971), deși se vorbește de existența unor capcane unice sub forma unor depozite în formă de şiret (shoestring-sands) în realitate este vorba de numeroase lentile de nisip de formă alungită și dimensiuni variabile, încunjurate de roci impermeabile, care constituie fiecare o capcană individuală. Forma de șnur sau de cordon a capcanei „unice” este de fapt aspectul grupării capcanelor mici formate în lentilele de nisip.

Analizând în paralel lentilele de nisip, depozitele de nisip în formă de șnur, reducerea stratelor prin efilare sau prin modificarea permeabilității, observăm anumite trăsături comune, diferențierea lor fiind posibilă numai făcind apel la scara la care se petrece fenomenul. Astfel, este evident că lentilele de nisip și depozitele în formă de șnur sunt corpuri de roci care au drept caracteristici comune lățimea (1-2 km) și grosimea (30-50 m), deosebindu-se numai prin dezvoltarea lor în lungime, 1-2 km în cazul lentilelor și pînă la zeci de kilometri în cazul cordoanelor litorale.

Marginile acestor corpuri de roci sunt foarte asemănătoare cu zonele de efilare sau cu zonele în care are loc trecerea de la un facies permeabil la unul impermeabil, trăsătură care apropie acest tip de capcane de tipul capcanelor legate de efilarea stratelor sau de reducerea permeabilității. În același timp, forma lor este diferită: neregulată în cazul lentilelor sau depozitelor în formă de șnur și stratiformă în cazul celor lalte.

Trăsăturile comune ale acestor tipuri de capcane (dimensiuni, modalități de inchidere, proprietățile fizice ale rezervoarelor în zona în care se constituie capcane) trădează același domeniu de geneză, în timp ce forma lor variată rezultă din modul în care are loc procesul de sedimentare în aceste domenii.

Variațiile de facies sau reducerea stratului rezervor pînă la dispariție sunt fenomene ce favorizează formarea capcanelor litostratigrafice și care pot avea loc la scară regională sau locală.

Variațiile de facies regionale pot conduce la formarea unor zone de acumulare, în care factorul principal care contribuie la formarea capcanelor îl constituie factorul litostratigrafic. Asemenea schimbări de facies se citează în depozitele eocene din seria Wilcox inferior (Texas), unde trecerea de la nisipuri la argile se face de-a lungul unei benzi de 300 km lungime și 40 km lățime (Perrodon, 1971).



În cazul variațiilor de facies petrecute la scară locală, este posibilă formarea unor acumulări izolate, în capcane litostratigrafice sau mixte. Asemenea acumulări pot fi considerate zăcăinintele Saber-bar și Cheyenne County, în seria cretacică din bazinul Denver-Colorado, (Griffith, 1966; H arms, 1966), South Ceres-Oklahoma (L e v o r s e n, 1958) și.a.m.d.

O problemă care ni se pare necesar a fi elucidată în legătură cu formarea capcanelor în rezervoare inchise prin efilare, prin reducerea permeabilității, sau în rezervoarele inchise pe suprafața unor reliefuri preexistente, este aceea a inclinării și arcuirii stratelor rezervor. Unii cercetători (U spenskaia, 1967; Alex in et al., 1971), consideră că formarea acestor capcane este rezultatul acțiunii comune a factorului tectonic, care produce inclinarea și arcuirea stratului și a factorilor lito-logici sau stratigrafici care realizează închiderea capcanei în partea superioară.

După părerea noastră, inclinarea și arcuirea stratelor nu trebuie să fie neapărat efectul unor mișcări tectonice, deoarece depunerile sub formă de strat în domeniul șelfurilor continentale au, cel mai adesea, o inclinare regională inițială, către larg, care poate atinge cîteva grade. Pe de altă parte, în cazul stratelor depuse pe suprafața unor paleoreliefuri, inclinările sedimentelor sunt în funcție de panta reliefului submarin și de forma acestuia și descrez de la sedimentele mai vechi către cele mai noi, ca urmare a tendinței de nivelare a acestui relief. Factorul tectonic poate desigur să contribuie la inclinarea și deformarea stratului rezervor, la accentuarea inclinării inițiale a acestuia, dar și la anularea ei, în unele cazuri, avînd astfel fie un efect constructiv, fie destructiv la formarea acestor capcane.

Formarea capcanelor în depozite carbonatice recifale are loc în regiunile în care predomină sedimentarea epicontinentală. Astfel de regiuni corespund unor zone stabile din punct de vedere tectonic și sunt caracterizate prin depunerea unor serii de sedimete relativ subțiri, în ape puțin adînci.

De o deosebită însemnatate pentru formarea capcanelor litostratigrafice de sedimentare în depozite recifale este aspectul de arhipelag pe care-l prezintă unele din aceste regiuni, care permite coexistența unor micro medii de sedimentare, ce pot varia de la recifal la euxinic.

În astfel de bazine, închiderea laterală regională a capcanelor poate fi asigurată prin trecerea laterală de la un facies calcaros la anhidrite sau argile, cum se constată spre exemplu în bazinile de tip regresiv în Pensylvanianul din nordul Munților Stîneosi, în Mississippianul bazinului Willistone sau în Devonianul superior din Alberta (Perrodon, 1971).

Cuvertura protectoare impermeabilă, care asigură închiderea la partea superioară a capcanelor formate în recifi, poate fi constituită din argile, ca în cazul recifilor din regiunea Leduc, argile negre și sare, în bazinul Paradox, sau anhidrite și dolomite, în provincia Rainbow-Zama (Canada) și Silurianul din Michigan (Perrodon, 1971).

Unele fenomene de diageneză care se produc în momentul acumulării hidrocarburilor pot contribui la închiderea capcanei în depozite reci-



fale, prin creearea unor zone de permeabilitate redusă (Owen, 1964; Dunnington, 1967 fide Perrodon, 1971; Rittenhouse, 1972).

În cazul capcanelor constituite de recifi trebuie remarcată morfologia extrem de complicată a acestora, morfologie condiționată de mediul de depunere și caracteristicile bazinului de sedimentare.

Majoritatea zăcămintelor din Devonianul provinciei Leduc din Canada au fizionomie proprie, de la forma unui atol pînă la forma unor bioherme foarte complicate, trecînd prin toată gama de recifi franjurați (Perrodon, 1971). Acest lucru face — aşa cum se va vedea mai departe — extrem de dificilă conturarea linitelor capcanelor constituite de recifi.

Oscilațiile fundului bazinelor de sedimentare conduc, aşa cum s-a arătat mai înainte, la deplasarea linilor de țărm, respectiv la alternanța perioadelor de invazie sau de retragere a apelor marine. În raport cu relația ce se stabilește între amplitudinea oscilațiilor și adîncimea apei au loc perioade de exondare sau imersiune, de durată variabilă. Astfel de fenomene se produc, în special, în domeniul șelfurilor continentale, unde adîncimea apei este mică și oscilațiile de mică amplitudine pot conduce la instalarea unor episoade marine sau continentale pe teritorii, uneori, destul de extinse.

Trecerea de la condiția de uscat la condiția de zonă submersă și invers se poate face cu o frecvență mai mare, sau mai mică, în raport cu frecvența mișcărilor oscilatorii și cu amplitudinea lor. În cazul oscilațiilor de scurtă durată și de mică amplitudine, fenomenul se face remarcat printr-o alternanță quasicontinuă a depozitelor de tip regresiv sau transgresiv, fără modificarea caracteristicilor rocilor și fără ca delimitarea suprafeteelor de discordanță să fie evidentă. Dimpotrivă, în cazul oscilațiilor de lungă durată și de mare amplitudine, anumite teritorii sunt exondate sau submerse pentru perioade de timp îndelungate, fapt ce conduce, pe lingă schimbările de facies corespunzătoare mediului de depunere și la modificări ale caracteristicilor rocilor în perioadele de exondare.

În perioadele de exondare, rocile sunt aduse în apropiere de suprafață în condițiile unor temperaturi și presiuni mult mai scăzute, în absența oxigenului (zona de epigeneză regresivă), sau în prezența acestuia (zona de alterație). Ca urmare a acestui proces au loc modificări ale proprietăților fizice ale rocilor (porozitate, permeabilitate), ce conduce la modificarea capacitatii de iumagazinare a hidrocarburilor. Procesele fizice (dezagregare și fracturare) și chimice (dizolvare, dolomitizare, recristalizare etc.) din zona de alterare contribuie în mare măsură la creșterea porozității în rocile carbonatice și în rocile eruptive sau metamorfice. Acțiunea celor două procese poate fi considerată complementară, deoarece mărirea porozității se realizează, cel mai adesea, prin dizolvarea care se produce de-a lungul canalelor și fracturilor preexistente, sau care se formează chiar în același timp. Existența zonelor cu porozitate crescută, imediat sub suprafetele de discordanță, este un fapt dovedit în nenumărate puncte de pe glob.



Fenomenele de reducere a porozității primare prin cimentarea porilor rocilor sunt subordonate proceselor de dizolvare, recristalizare și dolomitizare (R u h i n , 1966).

Este de menționat faptul că perioadele de exondare nu conduc la modificări esențiale în ceea ce privește porozitatea primară a gresiilor sau nisipurilor, deoarece pătura de alterație care se formează deasupra acestora este foarte ușor îndepărtată prin spălare de către ape, sau prin acțiunea eoliană.

De o deosebită importanță este formarea, în fazele de exondare, a unei pături de alterație poroasă și permeabilă în partea superioară a rocilor eruptive și metamorfice. L e v o r s e n (1958) și L a n d e s (1960) consideră că formarea porozității și permeabilității în rocile eruptive și cristaline trebuie pusă, în principal, pe seama fracturării și, în secundar, pe seama circulației apelor. Mișările tectonice, reducerea volumului prin răcire sau destinderea roci prin îndepărtarea sedimentelor acoperitoare, conduc la formarea unei retele de fracturi, pe care circulația apei o largeste, contribuind în acest fel la mărirea porozității.

Formarea păturii de alterare are loc și în cazul unor reliefuri eroziionale sau constructive (bioherme) de natură detritică sau carbonatică. Pătura de alterație care ia naștere poate fi considerată ca un strat cu o grosime variabilă — ce depinde de rezistența rocilor la acțiunea agenților externi și cu porozitate neuniformă — în raport cu alcătuirea petrografică a rocilor care constituie relieful. Explorarea zăcămintelor conținute în astfel de capcane a arătat circulația usoară a fluidelor în toată pătura de alterație și existența unei acumulări unice, indiferent de neomogenitatea constituției petrografice a reliefului (L a n d e s , 1960; L a n g a , G i u c l e a , 1971<sup>5</sup>; G i u c l e a et al., 1973<sup>6</sup>).

În cazul reliefurilor carstice este posibilă formarea unei zone permeabile la suprafața acestora (pătura de alterație) prin circulația apelor în rețeaua de fracturi și fisuri dar și crearea unor goluri și caverne care nu comunică între ele. Închiderea acestor zone poroase și permeabile, prin roci impermeabile, conduce la formarea a două tipuri de capcane, genetic asemănătoare, dar diferite ca formă și uniformitate a rezervorului.

Schimbarea sensului mișărilor oscilatorii — perioada de imersiune — are ca efect acoperirea discordantă a rocilor vechi cu sediminte mai noi, de natură detritică sau carbonatică. Diferența de vîrstă dintre rocile care vin în contact pe suprafața de discordanță măsoară, de regulă, intervalul de timp în care zona a fost exondată și are importanță în explicarea modificării porozității și permeabilității rocilor de sub această suprafață, așa cum s-a arătat mai sus.

În cazul în care rocile permeabile de sub suprafața de discordanță sunt acoperite cu o cuvertură de roci impermeabile, are loc formarea unor capcane litostratigrafice în rezervoarele ecranate de suprafață discordantă, sau în reliefurile vechi care dispun de o porozitate primară sau

<sup>5</sup> Arh. I.C.P.P.G.

<sup>6</sup> Arh. I.C.P.P.G.



secundară. După natura reliefului se deosebesc capcane litostratigrafice în reliefuri de eroziune (omogene sau neomogene) constituite din roci detritice, eruptive sau metamorfice și în reliefuri recifale (bioherme sau biostrome).

În literatură sunt descrise numeroase zăcăminte acumulate în capcane litostratigrafice de tipul celor de mai sus. Dintre aceste zăcăminte considerăm ca reprezentative pentru ilustrarea acestor tipuri de capcane următoarele :

- Zăcămintele Midway și Santa Maria din California, zăcămîntul Bolivar din Venezuela, zăcămîntul East Texas — S.U.A. (Alexin, et al., 1971), zăcămîntul din Helvețianul de la Teiș — R.S.R., acumulate în rezervoare monoclinale ecranate de suprafețe de discordanță.

- Zăcămintele Akhtir-Bugundir din reg. Krasnodar, Oklahoma-City din S.U.A. (Gabillean, 1970), acumulate în anticlinale retezate prin eroziune și acoperite discordant de roci protecțoare impermeabile.

- Zăcămintele Apco-Texas și Martin Hills Canada (Leverett, 1958), acumulate în reliefuri de eroziune, neomogene, cu o porozitate secundară, acoperite de roci impermeabile.

- Zăcămîntul Kraft-Prusa din Kansas (Leverett, 1958) acumulat într-un relief carbonatic, de natură recifală, de vîrstă cambro-ordoviciană, acoperit discordant de o serie impermeabilă pensilvaniană.

- Zăcămintele La Paz și Mara din Venezuela și Litton Springs din Texas (Leverett, 1958; Landes, 1960), acumulate în capcane constituite în zona alterată a fundamentului, acoperită cu o cuvertură de roci impermeabile.

Procesele descrise mai sus care conduc la formarea celor mai răspîndite tipuri de capcane litostratigrafice nu sunt desigur limitate la aria șelfurilor continentale, tratarea lor în cadrul acestei subcapitol s-a făcut considerîndu-se că formarea lor are loc în mod mult mai frecvent în domeniul corespunzător șelfurilor continentale, decit în alte domenii (2.3. ; 2.4. ; 2.5), ca urmare a unei extrem de mari varietăți a faciesurilor în timp și spațiu. Mediul neritic, de mică adîncime, coexistă în imediata vecinătate și se întrepătrunde cu mediul lagunar, paralic sau deltaic, aceeași suprafață de observație putîndu-se situa în timp, în condițiile de sedimentare proprii fiecaruia din mediile mai sus menționate.

Instalarea mediului neritic, de mică adîncime, a mediului fluviatil — deltaic, lagunar sau paralic, reprezintă simple episoade din evoluția geologică a aceleiași regiuni, evoluție ce determină prin întreaga ei desfășurare procesele care conduc la formarea capcanelor litostratigrafice.

Urmare a acestui fapt, considerăm că nu este posibilă diferențierea condițiilor care favorizează formarea capcanelor litostratigrafice pentru fiecare din mediile mai susmenționate, discutarea lor în ansamblu, în cadrul domeniului șelfurilor continentale, fiind soluția care ni s-a părut cea mai logică și pe care am adoptat-o în cadrul acestui capitol.



### 2.3. Formarea capcanelor litostratigrafice în domeniul marin, deasupra pantelor continentale, a platourilor oceanice și a cîmpîilor abisale

Delimitarea șelfurilor continentale spre larg are loc de-a lungul liniei care marchează începutul pantei continentale (shelf edge). Dincolo de această linie începe domeniul pantelor continentale, platourilor oceanice și a cîmpîilor abisale (Dumitrescu, 1952; Shepard, 1967; Hedges, 1970; Weeks, 1971).

Condițiile în care are loc procesul de sedimentare în aceste zone nu este încă îndeajuns de bine cunoscut. Hedges (1970, p. 40) afiră că „în ciuda tuturor studiilor efectuate de noi privind sedimentele din trecut și sedimentele din prezent, suntem încă departe de a fi capabili să identificăm și să diferențiem în stratele trecutului, depozite de pe panta continentală, de pe platoul oceanic, sau de pe partea din sprijn a șelfului continental”.

Din cercetările efectuate pînă acum rezultă, totuși, că multe din pantele continentale sunt lipsite de sedimente recente, ceea ce dovedește că sedimentele groase nu sunt stabile pe aceste pante, mai ales la inclinări mari și că ele alunecă în jos la baza pantei, unde are loc îngămadirea lor. (Emery, 1965). Aceste aglomerări de detritus, cu o stratificație haotică, pot să cuprindă alternanțe de depozite mai grosiere, permeabile, cu depozite fine, lipsite de permeabilitate. Astfel de alternanțe pot contribui la formarea unor capcane litostratigrafice în lentile de nisip, înconjurate din toate părțile de roci impermeabile sau în rezervoare a căror grosime se reduce pînă la zero, prin efilare sau laminare.

În zona corespunzătoare platourilor oceanice (continental rise) și cîmpîilor abisale, existența sporadică a depozitelor cu caracter de rocă rezervor și prezența aproape în exclusivitate a depozitelor fine, pelagice, face ca posibilitatea formării capcanelor litostratigrafice să fie mai redusă. Probe recent obținute în forajele executate pe fundul mărilor și oceanelor au dovedit totuși existența unor depozite nisipoase grosiere, situate la mare distanță de țărm și la adîncimi ce corespund cîmpîilor abisale (Hedges et al., 1955, fide Hedges, 1970). Prezența lor ar putea fi explicată prin acțiunea curentilor de turbiditate sau prin eroziunea ce se produce asupra unor insule situate în apropiere. Se poate considera, deci, că și aceste depozite poroase și permeabile, înconjurate din toate părțile de sedimente fine, impermeabile, constituie capcane litostratigrafice, dar existența unor acumulări în astfel de capcane nu ne este cunoscută la ora actuală.

### 2.4. Anticlinalele de tasare

Formarea capcanelor litostratigrafice postdiagenetice este mai greu de admis pentru formațiunile depuse în condiții de mare adîncime, în primul rînd ținind seama de alcătuirea rocilor (miluri fine, lipsite de permeabilitate).

Așa cum s-a mai arătat (1.3.), anticlinalele de tasare reprezintă un tip aparte de capcană litostratigrafică format prin deformarea rocilor,



ca urmare a tasării și compactării diferențiale, deasupra unor reliefuri preexistente (biogene sau de eroziune). Formarea acestor capcane are loc în cadrul bazinelor de sedimentare caracterizate printr-o mare subsidență, în care este posibilă depunerea unor stive groase de sedimene. Ca urmare a îngroșării sedimentelor acoperitoare într-un timp relativ scurt, depozitele situate imediat deasupra reliefului sunt presate și compactate în aşa fel încit să muleze și să niveleze forma reliefului subjacent. Serile imediat superioare sunt și ele deformate la rindul lor, dar din ce în ce mai puțin, ca urmare, pe de o parte, a nivelației progresive a reliefului și pe de altă parte, a descreșterii sarcinii realizată de încărcătura sedimentelor acoperitoare. În cele din urmă, pentru sedimentele cele mai noi, această deformare nu mai este perceptibilă.

Închiderea capcanelor realizate prin deformare netectonică a rocilor rezervor este prin urmare variabilă și descrește pe verticală pînă la dispariție. Această caracteristică constituie de altfel și principalul criteriu care deosebește capcanele litostratigrafice în anticlinalele de tasare de capcanele teotonice realizate în bolta anticlinalelor.

Formarea acestor capcane este posibilă atît în cazul bazinelor de subsidență de pe platforme cît și în geosinclinală, cu condiția existenței unei topografii accentuate a fundului bazinului și a unei sedimentații rapide, care să ducă la acumularea unor depozite groase, într-un timp scurt. Asemenea condiții sunt foarte bine îndeplinite pe versanții avansofelor, unde serile groase de molasă se depun pe fundul unor bazine încă denivelate. De asemenea, anticlinalele de tasare se formează deasupra proeminențelor recifale (bioherme), datorită reliefului pronunțat al acestora și a slabiei competențe a formațiunilor detritice acoperitoare.

Exemple de acumulări în capcane formate în legătură cu anticlinalele de tasare sunt citate deasupra recifilor productivi din Leduc și Alberta (Canada), deasupra reliefului fundamentalui cristalin sau eruptiv în depresiunea pannonică etc.

### 2.5. Formarea capcanelor litostratigrafice în domeniul continental

Perioadele de exondare din evoluția geologică a tuturor unităților geotectonice corespunde, în fapt, cu instalarea pe aceste teritorii a unui regim continental pe o anumită perioadă de timp. Procesele fizico-chimice care acționează cu acest prilej conduce pe lingă modificarea permeabilității rocilor rezervor (2.1.) la formarea unor capcane de un tip special, realizate prin închiderea rezervorului printr-un dop de asfalt sau de argilă.

În legătură cu procesul de formare al dopurilor de asfalt toți cercetătorii (B r o d, 1953; L e v o r s e n, 1958; G a v ă t, 1964; K i n g, 1971), admit că în urma pătrunderii hidrocarburilor în zona de alterație are loc o dispersare în aer a fracțiunilor ușoare și o îmbogățire a țățeuirilor în fracțiunile grele, în paralel cu procesul de oxidare a hidrocarburilor. Ca rezultat al acestui proces iau naștere dopuri de asfalt care impiedică procesul de dispersare a hidrocarburilor în atmosferă și determină conservarea acumulărilor în roca rezervor. Un argument în sprijinul acestei



ipoteze îl constituie zăcămîntul Ouachita Mountains din Oklahoma (L e v o r s e n, 1958) unde se observă o descreștere progresivă a viscozității, de la gilsonitul solid la țîteiul lichid, cu o mare greutate specifică.

Procesul formării dopurilor de asfalt este destul de răspîndit în timp și spațiu; astupări recente a zăcămintelor cu dopuri de asfalt sunt cunoscute în unele regiuni din Caucaz, Iran, Iraq sau America de Nord (B r o d 1953). În zăcămintul Oklahoma City, în Ordovicianul alterat, sondele au identificat dopuri de asfalt acoperite discordant de roci pensilvaniene, dopuri care s-au format în perioada de exondare prepensilvaniiană.

Un caz aparte îl constituie zăcămintul Pleasant Valley din California unde formarea capcanei este determinată în parte de prezența unui dop de material coloidal argilos (caolin alb format prin alterarea feldspaților) care astupă partea superioară a rezervorului nisipos de vîrstă eocenă și în parte de reducerea permeabilității rezervorului (L e v o r s e n, 1958). Astfel de capcane sunt citate de același autor în depozitele miocen superioare din partea estică a bazinului San Joaquin din California.

Acumularea zăcămintelor în capcane litostratigrafice realizate prin închiderea rezervoarelor cu dopuri de asfalt sau de argile are loc atât în domeniul geosinclinal cît și în domeniul de platformă, în perioada de exondare a formațiunilor, în funcție de compoziția chimică a țîteiului.

Episoadele continentale din evoluția geologică a unor bazine sedimentare sunt de asemenea responsabile de formarea unui relief de eroziune, în denivelările căruia este posibilă formarea unor roci cu caracter de rezervor (nisipuri, gresii) care prin închiderea lor ulterioară prin roci impermeabile devin capcane litostratigrafice. Aceste denivelări sunt cel mai adesea opera acțiunii de eroziune a rîurilor și fluviilor, dar în unele cazuri ele pot lua naștere și prin acțiunea ghețarilor. (D e C h a r p a l et al., 1971).

K i n g (1971) remarcă că o mare parte din nisipurile bituminoase (asphaltic sands) cunoscute în lume sunt de origine fluviatilă deltaică sau lacustră. După acest autor, prezența nisipurilor bituminoase dovedește procesul de distrugere a unor acumulații de țîtei conținute în capcanele stratigrafice (în rezervoare de origine nemarină). Prezența unor depozite immense de nisipuri bituminoase pe marginile bazinelor de sedimentare din vestul Statelor Unite, de pe marginea sudică a geosinclinalului Est Venezuelan, în estul Madagascarului etc. susține gigantismul procesului de formare a țîteiului și de acumulare a acestuia în capcane litostratigrafice.

Existența unor acumulații de hidrocarburi în serii de depozite nemarine este citată în literatură în regiunea Munților Stîneosi (Wyoming, Utah, Colorado), China, India, Pakistan, Bolivia și chiar în țara noastră în depozitele pliocene din zona cutelor diapire săn din depresiunea pannonică.

După părerea noastră, este posibil că cea mai mare parte a zăcămintelor existente în serii nemarine sunt acumulate în capcane litostratigrafice, date fiind condițiile favorabile de formare a acestor capcane în mediul continental. Acest lucru se confirmă, în special, în cazul în care bazinul



de sedimentare nu a mai fost supus unor mișcări de cutare, după depunerea sedimentelor continentale.

În depresiunea pannonică sunt cunoscute acumulări de hidrocarburi în capcane litostratigrafice, în sedimente pliocene depuse într-un mediu continental (4.3.1.).

## 2.6. Relațiile dintre formarea capcanelor litostratigrafice și mișcările tectonice

O problemă deosebit de disputată este relația care există între formarea capcanelor litostratigrafice și mișcările tectonice care au determinat zonele de ridicare morfologică, sau structurală, cu care sunt asociate de regulă aceste capcane.

Formarea capcanelor litostratigrafice este favorizată de prezența unor zone de ridicare preexistentă și de acțiunea mișcărilor tectonice fără a fi însă condiționate de acestea, cel puțin în cazul unora dintre tipuri.

Astfel, formarea capcanelor litostratigrafice în lentilele de nisip înconjurate de argile, sau în depozitele de nisip ce alcătuiesc cordoanele litorale, sau umplutura vechilor albii ale fluviilor sau râurilor, poate avea loc în absența mișcărilor tectonice, închiderea capcanelor fiind legată în exclusivitate de limitarea rocii rezervor prin roci impermeabile.

În cazul capcanelor ce se formează, însă, în legătură cu reducerea grosimii stratului rezervor prin efilare, sau prin modificarea permeabilității în rezervoare stratiforme, apare, de regulă, necesară, existența inclinării și deformării stratului rezervor, fără de care închiderea capcanei nu poate fi asigurată.

Inclinarea și deformarea stratului rezervor poate să apară încă din momentul sedimentării, ca pantă naturală a depozitului, sau ca mulaj al reliefului topografic al fundului bazinului de sedimentare (K o s i g h i n, 1962; P e r r o d o n, 1971), sau poate fi determinată de mișcările tectonice. Aceste mișcări pot accentua inclinarea inițială, sau deformarea stratului, având în acest fel un efect pozitiv asupra închiderii capcanei, sau le pot anula, în care caz, efectul lor este legat de distrugerea capcanei și nu de formarea ei.

Inclinările rezervoarelor și în general structura acestora, în cazul tuturor capcanelor realizate prin acoperirea discordantă cu o cuvertură de roci impemeabile, ori printr-un dop de asfalt sau de argilă, le considerăm preexistente formării capcanelor.

Influența mișcărilor tectonice în procesul de formare al capcanelor litostratigrafice se face în orice caz și în oscilațiile fundului bazinului de sedimentare, oscilații care determină variația în timp a faciesurilor și alternanța perioadelor de exondare și imersiune, de regresiune și transgresiune. Efectul acestor oscilații asupra formării capcanelor litostratigrafice în rezervoare ecranate de suprafețe de discordanță, în proeminentele de orice natură și în recifi, sau prin formarea dopurilor de asfalt, este evident și din acest punct de vedere contribuția mișcărilor tectonice, în sensul cel mai larg al acestora, nu poate fi contestată.



În cazul în care după formarea capcanelor litostratigrafice regiunea a fost supusă unor mișcări de cutare, pot lua naștere capcane de tip mixt, în care inchiderea este asigurată atât prin deformarea rocilor, cit și prin limitarea lor prin ecrane de natură litostratigrafică sau tectonică. De asemenea, cînd o regiune cutată este supusă la perioade de transgresiuni și regresiuni repetate (alternanțe de exondare și imersiune) este posibilă distrugerea unor capcane tectonice prin erodarea cuverturii protecțoare și formarea unor capcane de tip mixt, alături de capcanele litostratigrafice nou formate, sau de capcanele tectonice preexistente.

În concluzie, se poate spune că factorul tectonic nu influențează deloc formarea unor anumite tipuri de capcane litostratigrafice, sau influențează într-o anumită proporție formarea altor tipuri.

Influența factorului tectonic în faza de acumulare a hidrocarburilor în astfel de capcane și de distrugerea acestora este însă foarte importantă (3.4.) și de acest fapt trebuie ținut seama în lucrările de prospecțiune și explorare. Orientarea acestora către cercetarea cu prioritate a capcanelor tectonice și a zonelor ridicate este explicată prin șansele mai mari de reușită, dar nu trebuie neglijate nici celelalte zone ale bazinului de sedimentare, cunoscind faptul că în mod teoretic este posibilă descoperirea unor acumulări în capcane litostratigrafice, fără legătură directă cu zonele ridicate sau cu elementele structurale, mai ales în platforme.

De altfel, cercetarea acestui tip de capcane nu poate fi abordată decît într-o fază înaintată a lucrărilor de explorare a bazinului de sedimentare, atunci cînd volumul de informații deja obținut permite schițarea evoluției geologice a bazinului și delimitarea ariilor în care formarea acestor capcane este cea mai probabilă.

### Cap. 3. ACUMULAREA HIDROCARBŪRILOR NATURALE ÎN CAPCANE LITOSTRATIGRAFICE

#### 3.1. Condițiile generale ale genezei acumulărilor de hidrocarburi naturale

Procesul de formare a acumulărilor de hidrocarburi în capcane de diferite tipuri constituie obiectul a numeroase lucrări cu caracter general (M a c o v e i , 1936 ; B r o d , 1953 ; H u b e r t , 1953 ; F l a n d r i n , 1955 ; L e v o r s e n , 1958 ; R o b e r t , 1959 ; K u e n d i g , 1959 ; G r i g o r a ș , 1961 ; G a v ă t , 1964 ; B e c a , 1968) sau special (L a n d e s , 1960 ; F e o d o r o v , 1961 ; S n a r s k i , 1961 , 1962 , 1970 ; L e s c e n c o , M a t v i e n c o , 1962 ; S v i ș c e e v , 1962 ; K a s i m o v , 1964 ; M u r r a y , 1964 ; 1965 a și b ; M e i n h o l d , 1964 ; M e l i x - P a ș a e v 1964 , 1967 ; W e l t e , 1965 ; P r a t t , 1965 ; V i s o ț k i , 1973 ; M u s c e n k o , 1968 ; P o u l e t , 1968 etc.).

Puncte de vedere privind modul de formare al unor zăcăminte, sau zone de acumulare, sunt exprimate și de alți autori, în diverse articole, cu care ocazie se aduce o contribuție importantă la rezolvarea acestei probleme (A t t w a t e r , 1950 ; J o h n s t o n , 1959 ; R u d a k o v , 1961 ; P h i l i p i , 1963 ; F i l j a k , A k s i n , 1965 ; P e t e r s o n , 1966 ;



Griffith, 1966; Weimer, 1966; Harms, 1966; Stănescu, Salii, 1969; Traves, 1971; Young, 1971; Azad et al., 1971; De Charpal et al., 1971 etc.).

Cu toate acestea, deși s-au emis pînă acum numeroase ipoteze și teorii privind geneza zăcămintelor de hidrocarburi, au mai rămas încă destule semne de întrebare, fapt explicabil prin complexitatea proceselor care conduc la formarea și acumularea hidrocarburilor, procese în care intervin numeroși factori ce nu pot fi întotdeauna cunoscuți sau estimati în mod corect.

În ceea ce privește acumularea hidrocarburilor în diversele tipuri de capcane, se admite — în mod evident — că aceasta are loc după formarea capcanei.

Deosebim din acest punct de vedere două situații și anume:

1. Capcanele erau deja formate în momentul când hidrocarburile generate în cuprinsul acelorași formațiuni au început să migreze.
2. Capcanele s-au format în etaje mai noi, ulterior procesului de geneză a hidrocarburilor în etaje mai vechi.

În primul caz pot fi considerate capcanele litostratigrafice care s-au format concomitent cu depunerea complexelor care cuprind rocile mame și existau deci în momentul în care hidrocarburile s-au format și au fost expulzate din roca mamă. În al doilea caz se cuprind capcanele tectonice, în general și unele capcane litostratigrafice (în rezervoare ecranațe de suprafețele de discordanță, în recifi, în paleoreliefuri etc.).

Trebuie să menționăm că forma și închiderea capcanelor, aşa cum ne apar nouă astăzi, este rezultatul celor mai recente procese geologice care au afectat bazinul de sedimentare respectiv și că în decursul timpului, capcanele au putut suferi numeroase modificări, unele din ele putînd fi chiar distruse.

În raport cu epoca formării hidrocarburilor, în condițiile preexistentei capcanelor, pot lua naștere acumulări primare singenetică și epigenetică și acumulări secundare (Gavăt, 1964).

Procesul de acumulare al hidrocarburilor într-o capcană, ca rezultat al migrației, trebuie analizat întotdeauna raportat la o anumită perioadă geologică. Modificările ulterioare ale condițiilor, care determină existența acumulării la un moment dat, pot avea ca efect distrugerea acumulării și redistribuirea ei în alte capcane, sau, dispersarea hidrocarburilor în atmosferă. Asemenea modificări sunt cel mai adesea efectul mișcărilor tectonice.

Formarea și distrugerea acumulărilor de petrol și gaze este dialectic integrată în evoluția geologică a unui sector (bazin de sedimentare) care din punct de vedere tectonic, poate fi polifazică.

### **3.2. Condițiile acumulării hidrocarburilor naturale în capcane litostratigrafice de sedimentare**

Capcanele litostratigrafice de sedimentare încep să se formeze odată cu depunerea sedimentelor bogate în materie organică ce constituie viitoa-



rele roci mamă și a sedimentelor mai grosiere, care vor deveni ulterior roci rezervor, în urma proceselor diagenetice.

Acest lucru se demonstrează în cazul tuturor tipurilor de capcane litostratigrafice de sedimentare: zone de reducere a rezervorului prin efilare sau schimbarea faciesului, zone de închidere a rezervoarelor pe suprafața unor paleoreliefuri, recifii, lentile de nisip înconjurate de roci impermeabile, sau capcanele în formă de cordon sau de şiret (cordoane litorale și paleovăi umplute cu sedimente mai noi).

Din analiza modului în care iau naștere aceste capcane (2.2., 2.3.) rezultă că în momentul în care începe depunerea cuverturii impermeabile, capcana este deja individualizată, are o formă proprie, este închisă din toate părțile, iar porozitatea și permeabilitatea rezervorului permit accesul hidrocarburilor în capcană.

Se poate spune, deci, că după depunerea unei cuverturi impermeabile, suficient de groasă ca să asigure închiderea capcanei la partea superioară, capcana este deja formată și este aptă să primească și să rețină hidrocarburile.

Vîrsta formării capcanei trebuie considerată ca fiind vîrsta rocilor care alcătuiesc cuvertura impermeabilă, diferența de timp dintre depunerea rocii rezervor și formarea capcanei reprezentând tocmai timpul necesar pentru formarea acestei cuverturi. La scara geologică putem considera că formarea capcanelor litostratigrafice de sedimentare este practic contemporană cu vîrsta rocilor mame și a rocilor magazin înconjurătoare.

Pentru a stabili vîrsta acumulărilor de hidrocarburi sau momentul cînd începe acumularea, trebuie să se determine mai întîi de unde provin hidrocarburile care încep să se acumuleze și apoi cînd s-au format aceste hidrocarburi. Considerăm că în marea majoritate a cazurilor, hidrocarburile care se acumulează în capcane litostratigrafice de sedimentare provin din rocile sursă înconjurătoare. Cu toate acestea, nu trebuie exclus faptul că, în anumite cazuri, hidrocarburile migrate din roci sursă mai vechi, pe diferite căi (falii, fisuri, suprafețe de discordanță), pot să se acumuleze în rezervoire închise prin efilare, prin schimbarea permeabilității sau prin ecranarea pe suprafețe de discordanță sau paleoreliefuri. Fenomenul ni se pare mai puțin probabil în cazul recifilor, lentilelor de nisip, sau depozitelor în formă de şiret, care sunt înconjurate din toate părțile de roci impermeabile.

Perioada de timp în care are loc transformarea materiei organice în hidrocarburi constituie o problemă încă nesoluționată. În lucrările recente (Philip, 1965; Welle, 1965; Visotki, 1966, 1973; Abelson, 1963; Hain, 1970; Mircin, 1971) se arată că formarea hidrocarburilor este funcție de adîncime și timp. Prin aceasta se înțelege necesitatea îngropării sedimentelor care conțin materia organică sub o stivă groasă de depozite, în aşa fel încît să fie asigurate condițiile de presiune și temperatură pentru formarea hidrocarburilor într-o perioadă de timp cu atît mai mică, cu cit presiunile și temperaturile sunt mai mari.

Fără a analiza în amănunt procesul transformării materiei organice în hidrocarburi, trebuie să reținem faptul că timpul necesar formării



hidrocarburilor, în cantitate suficientă pentru a fi capabile să migreze, este, de regulă, mai mare decât timpul necesar formării capcanelor litostratigrafice singenetice cu roca mamă. După cum s-a arătat mai sus, formarea acestor capcane se consideră realizată după depunerea unei cuverturi impermeabile, cu o grosime relativ mică, în raport cu stiva de sedimente sub care trebuie îngropată materia organică, pentru a putea fi transformată în hidrocarburi.

Acumularea hidrocarburilor în lentile de nisip, sau în depozitele nisipoase care vin în contact cu sedimente bituminoase începe chiar din primul moment al migrației. Sub acțiunea curentilor hidraulici de compactare și sub efectul diferenței de tensiune superficială, care există între apă și țăței, hidrocarburile vor ocupa zonele mai poroase și permeabile, adică lentilele de nisip, zonele de mare permeabilitate din recifi, din vechi proeminente de eroziune, sau din roci fine saturate cu apă, depozitele nisipoase sub formă de șiret sau stratele de nisip cu care sedimentele sură vin în contact. Procesul de acumulare al hidrocarburilor continuă concomitent cu formarea lor. Dacă hidrocarburile formate sunt în cantitate suficientă, atunci este posibil ca întregul volum al capcanei să fie saturat cu hidrocarburi, luând naștere astfel acumulări primare singenetice, lipsite de apă liberă, în lentile de nisip sau zone permeabile, delimitate litologic din toate părțile. Dacă aportul de hidrocarburi nu este suficient pentru a satura în întregime capcana, atunci iau naștere acumulări de hidrocarburi delimitate litologic de argilele din cuvertură și cu o apă de talpă inactivă (Gavăt, 1964).

În cazul în care se formează o cantitate de hidrocarburi care depășește capacitatea de acumulare a capcanelor litostratigrafice de sedimentare din cuprinsul aceluiaș complex, după saturarea acestor capcane, procesul migrației hidrocarburilor împreună cu apa asociată, continuă pînă la acumularea lor în alte capcane, sau la dispersarea în atmosferă. Această concluzie ni se pare deosebit de importantă în aprecierea șanselor formării acumulărilor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice, deoarece, după cum rezultă, acumularea hidrocarburilor în alte tipuri de capcane are loc numai după saturarea capcanelor litostratigrafice de sedimentare. Cu alte cuvinte, prima șansă pentru a conține o acumulare de hidrocarburi revine capcanelor litostratigrafice de sedimentare. Evident, făcînd această afirmație avem în vedere faptul că bazinul de sedimentare nu a fost ulterior cutat și că structura rocilor a rămas, mai mult sau mai puțin, cea inițială, lucru care este posibil în platforme pericratone marginale, sau pe versantul platformic al avanfoselor.

În situația în care regiunea a fost supusă efectului mișcărilor orogene, trebuie să considerăm că deși prima șansă să rețină o acumulare de hidrocarburi revine capcanelor litostratigrafice, șansa să păstreze această acumulare este foarte mică (3.4.).

În capcanele realizate de recifi, acumularea hidrocarburilor are loc pe seama migrației acestora din rocile adiacente recifului sau situate deasupra sa, către zonele poroase și permeabile din interiorul construcției recifale.



Own (1964) argumentează posibilitatea formării hidrocarburilor nu numai în micromediile euxinice ce se dezvoltă alături de recifi, dar chiar în interiorul recifului propriu-zis. Autorul citat consideră că este posibilă formarea unei cruste impermeabile la suprafața recifului, care să protejeze materia organică ce s-ar transforma, astfel, în absența oxigenului, în bitumine. În aceste condiții s-ar părea că ne găsim în situația unui caz foarte interesant de acumulare, în care găsim hidrocarburile chiar în locul în care s-au format, procesul de migrație nemaifiind necesar.

Perron (1971) este totuși de părere că, în numeroase cazuri, rolul rocilor mamă în provinciile recifale este jucat de intercalațiile fine de argile și marne negre, bogate în materie organică, adesea bituminoase, radioactive și sulfatare. Asemenea depozite argiloase apar de regulă la baza unui ciclu sedimentar elementar. Petersen (1966) consideră că rocă mamă pentru acumulările de hidrocarburi din zăcămintele Aneth și Ismai din bazinul Paradox (S.U.A.), intercalațiile argiloase, bituminoase, de culoare neagră, prezente în seria carbonatică pensylvaniană, care constituie roca rezervor, ceea ce vine în sprijinul ipotezei susmenționate.

După alți autori (Makovski, 1938; Gavat, 1964; Hedges, 1967) rolul de rocă mamă al unor formațiuni calcaroase e deja dovedit în cazul calcarelor de Trenton (Ordovician), calcarele de Ontario, calcarele de Luna din Venezuela etc.

Formarea zăcămintelor de hidrocarburi în rezervoarele reduse prin efilare sau închise pe suprafața unor paleoreliefuri, ori în rezervoare care își modifică lateral permeabilitatea, ca urmare a variațiilor de facies, poate avea loc atât ca efect al migrației primare, cât și ca efect al migrației secundare.

Hidrocarburile formate în rocile mamă care constituie culcușul sau acoperișul stratelor rezervor migrează către acestea, formând acumulații primare singenetice, în zonele cele mai înalte ale rezervorului, închise prin efilare printr-un ecran litologic (variații de facies), sau stratigrafic (flancurile unor ridicări preexistente).

În regiunile de cutări polifazice, este posibil ca în urma unui proces de migrație pe verticală, de-a lungul unor falii sau suprafețe de discordanță, hidrocarburi provenind din serii petrolifere subiacente să se acumuleze în capcane litostratigrafice de sedimentare de tipul celor descrise mai sus, formând astfel zăcăminte secundare.

### 3.3. Condițiile acumulării hidrocarburilor în capcane litostratigrafice post-diagenețice

Acumularea hidrocarburilor în diferite tipuri de capcane litostratigrafice postdiagenețice are loc ca efect al migrației primare sau secundare, în condiții ce variază de la un tip de capcană la altul.

Cele mai răspîndite tipuri de acumulații în capcane litostratigrafice postdiagenețice sunt acumulațiile în rezervoare ecrilate de suprafețele de discordanță. Porozitatea acestor rezervoare poate fi o porozitate primară, sau secundară, dobîndită în urma acțiunii agenților externi în perioada



de exondare a regiunii (2.2., 2.3.). Și într-un caz și în celălalt, acumularea nu poate avea loc decât după ecranarea rezervorului cu o cuvertură de roci impermeabile, discordante, care realizează închiderea capcanei. Vîrsta capcanei este deci contemporană cu vîrsta formațiunilor impermeabile din seria discordantă.

Acumularea hidrocarburilor în asemenea capcane poate avea loc — în principal — pe următoarele căi :

a) Prin migrație secundară, de-a lungul unor falii sau fisuri, a hidrocarburilor provenite din serii petrolieră mai vechi. Migrația hidrocarburilor în interiorul rezervorului începe, de regulă, după formarea capcanei, dar poate să fie și anterioară acesteia, ca proces de distrugere a unor zăcăminte mai vechi. Prin scufundarea bazinului și depunerea unor sedimente impermeabile, procesul de distrugere al zăcămintelor mai vechi se întrerupe și are loc formarea unor zăcăminte noi, de recuperare, în rezervoarele ecranate de suprafață de discordanță. În acest caz, în apropierea suprafeței de discordanță se văd urmele procesului de distrugere al zăcămintelor, sub forma unor zone de asfaltizare în porii rocii rezervor. Leversen (1954) citează iviri de asfalt în rezervorul de vîrstă ordoviciană din zăcămîntul Oklahoma City, acoperit discordant de o serie de roci impermeabile de vîrstă pensilvaniiană ;

b) Prin migrație secundară a hidrocarburilor de-a lungul suprafeței de discordanță și pătrunderea lor în rezervor pe la partea superioară a acestuia ;

c) Prin migrație primară singenetică a hidrocarburilor care se formează în rocile înamă ce vin direct în contact cu rezervorul. Ca urmare a compactării sedimentelor bituminoase, hidrocarburile sunt expulzate din porii acestora către rezervoarele înconjurate ce constituie zonele de minimă presiune. De regulă, hidrocarburile saturează zonele permeabile aflate deasupra rocilor mame, sau adiacente acestora, dar nu este de loc exclus că să fie saturate și rezervoarele ce se află sub roca mamă, așa cum de altfel se dovedește în cazul acumulațiilor din rocile eruptive sau metamorfice, care vin în contact la partea superioară cu roci bituminoase (L andes, 1960).

Acumulațiile din proeminentele erozionale constituite din roci eruptive sau cristaline pot fi explicate după Landes (1960) în felul următor :

— hidrocarburile provin din rocile organogene ce stau deasupra, de unde au fost expulzate în jos în timpul compactării ;

— hidrocarburile provin din rocile organogene situate lateral, cu o poziție batimetrică mai joasă, de unde au pătruns mai întâi într-un strat rezervor inferior prin care au migrat în sus în rocile fundamentului ;

— hidrocarburile provin din rezervoare laterale situate mai jos, din care au migrat ca urmare a unor procese de redistribuire.

Acste explicații rămân valabile și în cazul proeminentelor erozionale de natură sedimentară sau biogenă ; în plus, se poate admite că hidrocarburile pot proveni din roci sursă situate dedesubt, lucru care nu este posibil în cazul rezervoarelor constituite din roci eruptive sau cristaline.



Acumulările de hidrocarburi din zonele permeabile ale rocilor compacte pot lua naștere pe aceleași căi ca și acumulările din proeminentele erozionale.

De altfel, aceste tipuri de capcane litostratigrafice au multe caracteristici asemănătoare, ceea ce le separă, în principal, fiind, după părerea noastră, forma extrem de neregulată a capcanelor constituite în zonele permeabile din rocile compacte, precum și lipsa de uniformitate a caracteristicilor fizice ale păturii de alterație ce constituie cel mai adesea rezervorul, în cazul proeminențelor de natură erozională. Pe de altă parte, forma neregulată a capcanelor ce iau naștere prin crearea unei porozități și permeabilități secundare în rocile compacte, le apropie pe acestea de capcanele constituite de recifi (bioherme), de care se deosebesc însă prin condiții de geneză diferită.

Ceea ce ni se pare, deci, deznădând de remarcat, este faptul că în ciuda genezei sau formei diferite ale acestor tipuri de capcane (recifi, proeminente de eroziune în roci eruptive, metamorfice sau sedimentare și zone permeabile situate în roci compacte) condițiile de acumulare a hidrocarburilor în interiorul lor sunt asemănătoare.

Formarea acumulărilor de hidrocarburi în capcane realizate la închiderea prin cimentare a rezervoarelor cu dopuri de asfalt, carbonat de calciu sau argile, reprezintă de fapt o intrerupere a procesului de distrugere a hidrocarburilor prin dispersare în atmosferă.

Acumulările care iau naștere sunt acumulări secundare, de recuperare, realizate ca efect al migrației hidrocarburilor în interiorul rezervorului.

Așa cum s-a arătat mai înainte (2.5.), formarea acestor acumulări depinde în principal de compoziția chimică a țățeiului. Țățeurile grele, asfaltoase, prin oxidare, favorizează formarea dopului de asfalt ce închide rezervorul la partea superioară și protejează în acest fel hidrocarburile rămase în rezervor și care constituie acumularea propriu-zisă. Din punctul de vedere al relației care trebuie să existe între timpul de formare a capcanei și timpul de formare a acumulării, remarcăm faptul că în cazul rezervorilor ecranate cu dopuri de asfalt, capcana nu preexistă acumulării, ci dimpotrivă, succede acesteia, sau îi este contemporană.

În cazul acumulărilor în care rolul dopului de asfalt este jucat de argile (Pleasant Valley din California) capcana ar putea să ia naștere înaintea formării acumulării propriu-zise, ceea ce echivalează cu realinierea acestor tipuri de acumulări la regula cunoscută.

Acumularea hidrocarburilor în bolta anticlinalelor de tasare are loc ca efect al migrației primare, sau secundare, în raport cu poziția capcanei față de formațiunea cu roci mame. Admitând că formarea anticlinalelor de tasare se produce numai după depunerea unei stive de depozite suficient de groase, ca greutatea lor să poată deforma roca rezervor, trebuie să considerăm că intervalul de timp necesar pentru depunerea acestor sedimamente poate să fie suficient pentru transformarea materiei organice depuse contemporan, sau subcontemporan, cu roca rezervor, în hidrocarburi.

Pe de altă parte, îngroparea formațiunii cu roci mame, în care se află intercalate strate cu caracter rezervor, la o adâncime la care are loc



deformarea acestor strate, ca urmare a tasării diferențiale, plasează formațiunea cu roci mame în condiții de temperatură și presiune optime pentru formarea petrolului (Welté, 1965; Beeson, 1963).

Există, deci, suficiente argumente să considerăm că formarea capcanelor în bolta anticlinalelor de tasare poate precede în timp formarea hidrocarburilor capabile să migreze din cuprinsul aceleiași formațiuni, sau poate fi contemporană cu aceasta. În aceste condiții, acumularea hidrocarburilor în bolta anticlinalelor de tasare poate avea loc ca efect al migrației primare singenetică și epigenetică.

Hidrocarburile care se formează în roca sursă vor fi expulzate din aceasta, sub efectul — în principal — al compactării și vor pătrunde în roca rezervor, unde printr-un proces de migrare în interiorul rezervorului se vor acumula în bolta anticinalului de tasare deja format (acumularea primară singenetică). Dacă roca sursă nu se află în contact direct cu stratul rezervor care constituie capcana, ci se află mai jos, în cuprinsul aceleiași formațiuni, hidrocarburile vor satura mai întâi capcanele din imediata vecinătate, după care, printr-un proces de migrare epigenetică (Gavăt, 1964) vor satura și stratul rezervor care constituie capcana, în bolta anticlinalelor de tasare (acumulare primară epigenetică).

În condițiile în care formarea hidrocarburilor în cuprinsul aceleiași formațiuni are loc înainte ca închiderea capcanei realizată în bolta anticlinalelor de tasare să fie suficientă pentru a reține acumularea, acestea vor migra spre alte tipuri de capcane mai bine exprimate.

Cazul cel mai general nu se pare, totuși, cazul în care în anticlinalele de tasare se pot acumula hidrocarburi provenite din serii petrolifere subiacente, ca efect al migrației secundare. Acest caz îl considerăm „mai general” datorită faptului că este independent de speculațiile care se pot face referitor la timpul de formare al petrolului și al capcanei. Indiferent de intervalul de timp necesar pentru formarea ei, capcana odată formată este gata pentru a reține hidrocarburile care provin din aceeași formațiune sau din formațiuni mai vechi. Desigur, este foarte important faptul că formarea capcanei să fi avut loc înainte de începutul migrației hidrocarburilor din cuprinsul aceleiași formațiuni, deoarece, în acest fel, şansele ca această capcană să fie saturată cresc.

### **3.4. Condițiile distrugerii zăcămintelor de hidrocarburi acumulate în capcane litostratigrafice**

În cuprinsul acestui capitol (3.1.) s-a arătat că forma actuală a capcanelor este rezultatul celor mai recente mișcări geologice care au afectat bazinul de sedimentare respectiv și că între forma și închiderea inițială și cea actuală a capcanei pot să existe deosebiri importante. Același lucru poate fi spus și despre acumulările de hidrocarburi, a căror instabilitate este și mai evidentă.

Acumularea hidrocarburilor într-o capcană reprezintă numai un moment de echilibru în mișcarea fluidelor, deoarece capcana reprezintă o zonă de energie potențială minimă, în raport cu zonele adiacente, din



punctul de vedere al presiunii fluidelor care determină această mișcare (Hubert, 1953 după Levorsen, 1958). Schimbarea condițiilor înconjurătoare ca urmare a acțiunii diferenților factori, dintre care cei mai importanți nu se par factorii tectonici și hidrodinamici, aflați în strânsă interdependentă, duce la stricarea echilibrului realizat pentru moment și la repunerea fluidelor în mișcare pentru restabilirea acestuia, corespunzător condițiilor nou create.

De aici se pot desprinde două concluzii foarte importante și anume :

a) acumularea hidrocarburilor într-o capcană rămâne neschimbată numai într-o perioadă de timp geologică caracterizată prin stabilitate tectonică ;

b) cu cât regiunea considerată a fost mai stabilă din punct de vedere tectonic în decursul timpurilor, cu atât șansele păstrării acumulărilor de hidrocarburi în forma lor inițială sunt mai mari.

Factorul tectonic reprezintă, deci, factorul cel mai important, care trebuie avut în vedere în studierea condițiilor care determină distrugerea acumulărilor de hidrocarburi, deoarece ca urmare a influenței mișcărilor tectonice de cutare, sau oscilației, are loc modificarea condițiilor de echilibru hidrodinamic sau termic, deformarea și fracturarea rocilor, sau exondarea regiunii și supunerea ei acțiunii distructive a agenților externi. Dacă pentru formarea capcanelor litostratigrafice acțiunea factorului tectonic este neesențială sau poate chiar să lipsească (2.6.) pentru formarea acumulărilor de hidrocarburi în astfel de capcane și mai ales pentru distrugerea lor, rolul factorului tectonic este predominant. Iată de ce ni se pare logic să analizăm condițiile distrugerii acumulărilor de hidrocarburi din capcanele litostratigrafice în următoarele ipoteze : 1) în absență mișcărilor tectonice și, 2) în prezență acestora.

1) În absența mișcărilor tectonice, acumulările de hidrocarburi în capcane litostratigrafice sunt supuse distrugerii, sub acțiunea factorului biochimic, a difuziunii lente în intervale lungi de timp geologic, sau a activității vulcanice.

Factorul biochimic acționează la zona de contact dintre hidrocarburi și apele sulfatare de zăcămînt, în prezența bacteriilor anaerobe, care întrețin procesele de oxido-reducere în această zonă de contact, contribuind la distrugerea hidrocarburilor prin oxidare, sau prin îmbogățirea în sulf (Gavăt, 1964).

În situația în care cuvertura protectoare a unei capcane nu este perfect impermeabilă, în intervale lungi de timp geologic, este posibil ca hidrocarburile să părăsească această capcană, sub formă de gaze sau vapozi de petrol și să se acumuleze mai sus, în alte capcane, unde închiderea este mai bine realizată. Uneori această migrație continuă pînă la distrugerea totală a hidrocarburilor prin dispersarea lor în atmosferă. În sfîrșit, activitatea vulcanică duce la rîndul său, la degradarea și distrugerea acumulărilor de hidrocarburi din formațiunile sedimentare străbătute de erupțiunile vulcanice sau de intruziuni magmatice cu care vin în contact, printr-un proces de metamorfism termic (Gavăt, 1964).



Efectul celor trei factori enumerate mai sus poate fi considerat același pentru toate tipurile de acumulări în capcane litostratigrafice, indiferent de tipul capcanei.

2) Influența factorului tectonic se caracterizează prin ridicări și coboriri ale unor sectoare întinse din scoarță (mișcări oscilatorii) sau prin cutarea și fracturarea formațiunilor geologice (mișcări de cutare<sup>7</sup>).

Concomitent cu aceste mișcări are loc modificarea echilibrului hidrodinamic realizat anterior, ceea ce reprezintă unul din cele mai importante efecte ale mișcărilor tectonice, cu implicații directe în procesul de acumulare și distrugere a zăcămintelor de hidrocarburi.

Mișcările de ridicare afectează teritoriile întinse și au ca efect intensificarea proceselor de eroziune și de alterație fizică și chimică. Este posibil ca în urma unor mișcări de ridicare cuvertura unor zăcăminte să fie îndepărtată, parțial sau total, prin eroziune, iar hidrocarburile să scape din capcane ca urmare a înciderii imperfekte a acestora, sau chiar să fie puse în contact direct cu atmosfera, dacă cuvertura impermeabilă a fost complet erodată.

Acumulările de hidrocarburi în rezervoare ecranate cu dopuri de asfalt sunt cele mai susceptibile să fie distruse, ca urmare a mișcărilor de ridicare. Prin coborîrea nivelului de eroziune, dopul de asfalt se poate distruge și hidrocarburile se disperseză în atmosferă. Dacă mișcarea de ridicare se face într-un ritm lent, procesul de formare a dopului de asfalt la partea superioară a hidrocarburilor poate compensa erodarea acestuia, iar acumularea va continua să existe pînă cînd întreaga cantitate de hidrocarburi se va oxida și se va transforma în asfalt.

Prin mișcările de ridicare echilibrul hidrodinamic se strică și circulația apelor este reactivată. Ca urmare, hidrocarburile acumulate în capcane litostratigrafice cu încidere mică — bolta anticlinalelor de tasare, spre exemplu — pot fi spălate de ape și antrenate către suprafață, în zona unde rezervorul aflorează la zi, sau printr-un proces de migrație în afara rezervorului, pe faliile și fisurile deschise.

Relațiile care leagă existența acumulărilor de hidrocarburi de raporturile ce există între mărimea înciderii capcanei, natura hidrocarburilor (gaze sau tiței) și mărimea gradientului hidraulic (Hubert, 1953), ne permit să afirmăm că, din cauza înciderii mici a capcanelor litostratigrafice, acumulările din aceste capcane vor fi distruse chiar la ușoare variații ale gradientului hidraulic, acumulările de gaze fiind mai rezistente la distrugere decît cele de tiței.

Mișcările de coborîre aduc acumulările de hidrocarburi la adâncimi mai mari și le supun la presiuni și temperaturi mai ridicate. Creșterea

<sup>7</sup> Fără a intra în detaliile clasificării mișcărilor tectonice după diferiți autori, am dorit să arătăm că termenii de mișcări oscilatorii și mișcări de cutare i-am imprumutat de la Rubin (1966) și ii socotim echivalenți cu termenii mișcări epirogenice, respectiv orogenice, din literatura occidentală. În clasificarea lui Belousov (după Dumitrescu 1962) termenul de mișcări oscilatorii are aceeași semnificație, în timp ce termenul de mișcări de cutare corespunde, după acest autor, mișcărilor rupturale și mișcărilor de cutare.

temperaturii contribuie în mod direct la mărirea mobilității fluidelor, prin micșorarea viscozității, prin dilatarea diferențială a rocilor și a fluidelor conținute în porii acestora și prin creșterea conținutului de gaze dizolvate în petrol. Atunci cînd presiunea și temperatura ating valori ce depășesc punctul critic, întreaga cantitate de țăței se poate transforma în gaze, ceea ce mărește și mai mult mobilitatea acestora.

Devenind mai mobile, hidrocarburile vor putea străbate acum unele roci, care în vechile condiții erau practic impermeabile. În acest fel, o parte din hidrocarburile acumulate în lentile de nisip înconjurate de roci impermeabile, în roci fine saturate cu apă, în rezervoare sub formă de cordon sau şiret și, în general, în orice fel de capcană a cărei cuvertură nu mai este etanșă în noile condiții, vor străbate această cuvertură și se vor acumula în capeane situate la adâncimie mai mică. Procesul acesta de distrugere a acumulărilor continuă și se accentuează, pe măsura creșterii adâncimii, ajungînd în unele cazuri să conducă la distrugerea completă a acumulărilor.

În condiții în care mișcarea de coborîre continuă, acumulările de hidrocarburi pot ajunge în zona de metamorfism a rocilor, unde vor fi distruse ca urmare a unui proces de cracare naturală.

Mișcările de cutare reprezintă factorul cel mai important în procesul de formare sau de distrugere a acumulărilor de hidrocarburi. Forțele tectonice care acționează în timpul mișcărilor de cutare modifică poziția inițială a stratelor, pe care le cufează și fracturează, contribuind în acest fel, pe de o parte la formarea capcanelor tectonice, iar pe de altă parte la distrugerea unor capeane litostratigrafice.

În procesul de acumulare și de distrugere a acumulărilor în timpul mișcărilor tectonice, o contribuție foarte importantă o are factorul hidrodinamic. Forțele de cutare pun în mișcare mase mari de apă, care, în circulația lor în interiorul rezervoarelor, sau pe falii și fisuri, antrenează și hidrocarburile, deplasîndu-le din capeanele cu închidere mică, slab exprimată în capeanele în care închiderea este mai bine asigurată.

De asemenea, trebuie menționat că mișcările de cutare sunt însotite adesea de fenomene magmatice, al căror efect se traduce prin distrugerea acumulărilor în zona de contact cu masele eruptive sau efuzive.

Comportarea acumulărilor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice, sub efectul mișcărilor tectonice, variază în raport cu tipul capeanei și cu intensitatea mișcărilor de cutare.

Unele capcane litostratigrafice, ca de exemplu, cele realizate prin închiderea rezervorului în zona de efilare, prin reducerea permeabilității, sau prin închiderea rezervorului pe suprafețele de discordanță, realizează o închidere foarte mică, ca urmare a înclinării inițiale slabe a stratului rezervor. Mișcările tectonice pot conduce uneori la anularea acestei inclinări sau chiar la schimbarea sensului înclinării și ca urmare aceste capcane pot să rămână deschise, iar hidrocarburile acumulate în ele părăsesc capcana pentru a se acumula în altă parte, în cuprinsul același rezervor sau în afara lui.

Pe de altă parte, dacă prin cutarea formațiunilor stratul rezervor este deformat în aşa fel încît poate constitui o capcană de tip tectonic



(boltă anticinală de exemplu), mai bine exprimată, hidrocarburile migrate din capcana litostratigrafică pot să se acumuleze în noua capcană, în interiorul aceluiași rezervor unde vor rezista mai ușor tendinței de distrugere pe care o are circulația mare a apelor în cuprinsul rezervorului. Astfel de redistribuiri a hidrocarburilor dintr-o capcană litostratigrafică inițială într-o capcană tectonică formată ulterior în cuprinsul aceluiași rezervor, sunt citate în literatură (Weimer, 1966; Harms, 1966).

Capcanele litostratigrafice în lentile de nisip sau depozite în formă de şiret sau de cordon, fiind închise litologic din toate părțile, rezistă mult mai bine acțiunilor distructive ce se manifestă în momentul mișcărilor de cutare.

Considerăm, totuși, că este posibilă modificarea poziției acumulării în interiorul capcanei, dacă aceasta nu a fost umplută complet cu hidrocarburi, în funcție de noua poziție mai înaltă a rezervorului, dobândită în urma mișcărilor de cutare. Pe de altă parte, dacă asemenea acumulări au fost prinse în zona de fracturi, rezervorul va fi deschis prin falii, iar hidrocarburile, în contact cu exteriorul, vor putea migra din interiorul capcanei. În general, însă, acumulările de hidrocarburi în astfel de capcane litostratigrafice au o stabilitate destul de mare, motiv care ne face să credem că ele pot fi întâlnite în cele mai tectonizate zone.

Acumulările de hidrocarburi în recifi, în unele proeminente de eroziune sau în zone permeabile din roci compacte sunt, după părerea noastră destul de rezistente la distrugere, în timpul mișcărilor de cutare, deoarece, pe de o parte, rezervorul este mai puțin circulat de ape, iar pe de altă parte, capcana este închisă în cea mai mare parte printr-un ecran litologic. Considerăm că distrugerea acumulărilor conținute în astfel de capcane are loc în situația în care forțele de cutare conduc la formarea unor zone de falii ce afectează în mod direct capcana, deschizînd în acest fel drumul hidrocarburilor.

În cazurile unor capcane slab exprimate, constituite de proeminență de eroziune, este posibilă spălarea hidrocarburilor sub acțiunea factorului hidrodinamic și antrenarea lor de către ape.

Deoarece anticlinalele de tasare se caracterizează printr-o închidere relativ mică, trebuie să admitem că în condițiile creșterii gradientului hidrodinamic este posibilă deplasarea acumulărilor din boltă acestor anticlinale, în alte capcane, sau distrugerea lor prin dispersarea în atmosferă.

Acumulările de hidrocarburi în capcane litostratigrafice de tipul rezervoarelor ecranate de suprafețele de discordanță sunt susceptibile de a fi distruse în timpul mișcărilor tectonice, numai în condițiile recutării stratelor și a fracturării lor. În măsura în care mișcările de cutare nu modifică în mod esențial structura formațiunilor aflate sub suprafața de discordanță, este posibil ca acumulările în rezervoarele ecranate de această suprafață să se păstreze, suferind eventual numai unele deplasări, neesentiale, către zonele cele mai ridicate după cutare.

În ceea ce privește acumulările în rezervoare închise prin dopuri de asfalt sau de argile, considerăm că aceste acumulări sunt în general de vîrstă tînără, posterioare ultimelor mișcări tectonice care au afectat



regiunea, înainte de definitivarea structurii tectonice a acesteia. În consecință, discutarea comportării lor în eventualitatea unor noi mișcări de cutare are numai un caracter pur teoretic. Admitem totuși că susceptibilitatea lor la distrugere este mare, deoarece în urma mișcărilor de cutare urmează o fază de eroziune intensă, care poate îndepărta dopul de asfalt și distringe astfel acumularea.

### **3.5. Concluzii privind acumularea hidrocarburilor naturale în capcane litostratigrafice**

Din analiza condițiilor în care are loc acumularea hidrocarburilor în capcane litostratigrafice precum și a condițiilor în care aceste acumulări pot să se păstreze sau pot fi ulterior distruse, se pot desprinde următoarele concluzii :

1. Acumularea hidrocarburilor în majoritatea capcanelor litostratigrafice poate avea loc în același timp cu procesul de transformare a materiei organice în hidrocarburi, deoarece capcana este deja formată în momentul începerii migrației (3.2., 3.3.). Din acest punct de vedere șansele de a fi saturate cu hidrocarburi sunt mai mari pentru capcanele litostratigrafice, decât pentru capcanele tectonice.

2. Mișcările tectonice oscilatorii (de ridicare și coborâre) au un efect distructiv asupra acumulărilor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice numai în situația în care amplitudinea acestor mișcări este mare și acumulările sunt supuse la un proces de eroziune foarte activ (mișcări de ridicare) sau la condiții de presiune și temperatură foarte ridicate (mișcări de coborâre). La amplitudini mici ale mișcărilor, condițiile în care au avut loc acumulările rămân, practic, aceleași, și ca atare acumularea poate rămâne neschimbată.

3. Mișcările tectonice de cutare au, în general, ca efect distrugerea acumulărilor vechi și formarea unor acumulări noi, în capcane mai bine exprimate, capabile să reziste la noile condiții hidrodinamice create în urma cutării. Dintre acumulările de hidrocarburi în capcane litostratigrafice, cel mai bine rezistă la acțiunea distructivă a mișcărilor de cutare acumulările în lentile de nisip înconjurate de roci impermeabile, în cordoane litorale sau paleovăi umplute cu depozite permeabile, în recifi, în zonele permeabile din roci compacte sau roci fine saturate cu apă și în proeminente de eroziune acoperite de o cuvertură impermeabilă.

Deosebit de susceptibile la distrugere prin acțiunica mișcărilor de cutare sunt acumulările în rezervoare reduse prin efilare sau prin micșorarea permeabilității, acumulările în rezervoare închise pe suprafețe de discordanță și în bolta anticlinalelor de tasare. La mișcări de cutare mai slabe, hidrocarburile acumulate inițial în capcane litostratigrafice, de tipul celor descrise mai sus, pot fi redistribuite în cuprinsul aceluiași rezervor, în capcanele tectonice formate prin deformarea acestuia, ca efect al forțelor tectonice.



Acumulările de hidrocarburi în rezervoarele ecranate de suprafețe de discordanțe vor suferi numai redistribuiri neesențiale în cazul mișcărilor de cutare slabe și vor fi distruse în cazul unor mișcări tectonice foarte puternice, care, prin recutarea și falierea formațiunilor de sub suprafața de discordanță vor distrugе vechile capcane și vor deschide calea migrației hidrocarburilor în formațiuni mai noi, deasupra discordanței.

4. Admitând că acumulările actuale de hidrocarburi s-au format sub influența tuturor factorilor care au caracterizat evoluția geologică a bazinului sedimentar respectiv și că influența predominantă se datorează celor mai recente mișcări tectonice, sănsele de a descoperi acumulări de hidrocarburi în capcane litostratigrafice trebuie considerate astfel :

a) În regiunile de platformă, supuse mișcărilor oscilatorii de mică amplitudine și neafectate de mișcări tectonice de cutare, este posibil ca acumulările de hidrocarburi să se fi păstrat în capcane litostratigrafice de toate tipurile, în formațiuni geologice începînd din Paleozoic pînă astăzi.

Lucrările de explorare din Platforma nord-americană, Platforma rusă, Platforma nord sahariană dovedesc justitatea acestei concluzii ;

b) În regiunile geosinclinale, afectate de intense mișcări tectonice de cutare, pot fi găsite acumulări în capcane litostratigrafice de tipul lentilelor de nisip, cordoane litorale, paleovăi umplute cu depozite permeabile, în recifi, proeminente de eroziune sau zone poroase în roci compacte, ori rezervoare ecranate sub discordanțe. Ponderea importantă revine acumulărilor în capcane tectonice, în timp ce acumulărilor în capcane litostratigrafice le revine o pondere mult mai mică. În astfel de regiuni, prin cutarea formațiunilor și fracturarea lor, este posibilă formarea unor capcane de tip mixt, a căror închidere poate fi asigurată, parțial ca efect al factorilor litostratigrafici. De asemenea, se pot întîlni acumulări în rezervoare ecranate prin dopuri de asfalt, ca zăcăminte de recuperare care au luat naștere ulterior fazei de cutare (3.3.).

Acumulările de hidrocarburi în capcane litostratigrafice din regiuni cutate, sunt descrise în literatură în Depresiunea preapalasiană, în Depresiunea precarpatică, în Depresiunea precaucaniană etc.

c) În zonele de trecere de la platforme la geosinclinale, pe marginea externă a avanfoselor sau în bazinile intramontane, unde acțiunea mișcărilor tectonice este mai puțin resimțită, este posibil să se întâlnească acumulări de hidrocarburi în capcane litostratigrafice de toate tipurile și în special în recifi, în cordoane litorale sau paleovăi, în proeminente de eroziune sau rezervoare ecranate prin suprafețe de discordanță. Astfel de acumulări s-au întîlnit în depresiunile Alberta și Saskatchewan, de pe extremitatea vestică a Platformei nord-americane, în depresiunea West-Texas, din sudul aceleiași platforme, în partea nordică a platformei Moesice, pe marginea Platformei est-europene, în depresiunea panonică, depresiunea Vienei etc.



## II. CERCETAREA ZONELOR FAVORABILE ACUMULĂRII PETROLULUI ȘI GAZELOR ÎN REGIUNEA STUDIATĂ

### Cap. 4. STUDIUL CONDIȚIILOR GEOLOGICE ALE ACUMULĂRII HIDROCARBURILOR NATURALE ÎN CAPCANE LITOSTRATIGRAFICE, ÎN BANAT

#### 4.1. Istoricul cercetărilor

În decursul anilor, în regiunea studiată au fost executate lucrări geologice de suprafață, prospecțiuni geofizice, prospecțiuni geoșimice și foraje, în scopul identificării acumulărilor de hidrocarburi.

Deoarece întreaga regiune este acoperită cu depozite de vîrstă cuaternară, informațiile privind stratigrafia și tectonica rocilor care alcătuiesc fundamentele și cuvertura acestuia, mai vechi decât Cuaternarul, au fost obținute în special prin lucrări geofizice și prin foraje. La interpretarea acestor informații într-un cadrul geologic mai larg s-a ținut seama și de lucrările de cartare executate în perimetru studiat (S um m e g y i, 1944; F er u, 1957 fide P a p i u, G h e n e a, 1966; G h e n e a, G h e n e a, 1967 a și b; D r ă g u l e s c u et al., 1968) sau în vecinătatea acestuia (G ă r ă i a c u et al., 1968<sup>8</sup>; D o n o s, G e o r g e s c u, 1967<sup>9</sup>; S o c o l e a n u et al., 1967<sup>10</sup>).

Primele măsurători geofizice s-au făcut în anii 1906-1908 cind P e k a r F e k e t e și O l t a y au executat măsurători gravimetrice în zona Arad, iar F e k e t e măsurători magnetometrice în zona Arad-Vîrșeț (S t â n c i u l e s c u, B i ș i r, 1956<sup>11</sup>).

Pină în perioada 1942-1945 nu avem cunoștință de executarea unor alte lucrări. Între 1942-1945 vechile societăți petroliere și Institutul Geologic al României execută lucrări gravimetrice, magnetometrice și seismice ale căror rezultate sunt expuse în rapoartele și studiile întocmite de L o r e n s e r, S c h e e l e (1943<sup>12</sup>); S e b l a t i n g g (1943<sup>13</sup>); K a s e l i t z (1943<sup>14</sup>); P e r t e n, R u p r e c h t (1942<sup>15</sup>, 1943<sup>16</sup>); H lau s c h e k (1944<sup>17</sup>); V e n c o v (1946<sup>18</sup>); S o c o l e s c u (1946<sup>19</sup>) și sunt sintetizate într-un studiu întocmit de S t â n c i u l e s c u și B i ș i r (1956<sup>20</sup>).

După război, începând cu anul 1956, cercetarea geofizică în Banat este reluată într-un mod sistematic și unitar executin-du-se măsurători gravimetrice (C a l o t ă, 1956<sup>21</sup>; S u c e a v ă, 1962<sup>22</sup>, 1964<sup>23</sup>; 1965<sup>24</sup>; 1966<sup>25</sup>) aeromagnetometrice (C r i s t e s c u, S t e f a n c i u c, 1962<sup>26</sup>) electrometrice (T r ă m b i ț a ș, C ă p r ă r i n, 1956<sup>27</sup>; M i h ă i l ă, 1960<sup>28</sup> C o l b a n et al., 1961<sup>29</sup>) și seismice (T o m e s c u et al., 1956<sup>30</sup>; B l u m et al., 1958<sup>31</sup>; C o r n e a et al., 1959<sup>32</sup>; C o l b a n et al., 1962<sup>33</sup>; S t ă n c u l e s c u et al., 1963<sup>34</sup>; G h e o r g h e et al., 1964<sup>35</sup>; T u d o r et al.,

8 9 11 12 13 14 15 16 17 18 19 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 — Arh. I.P.G.G.H.

10 21 22 23 24 25 26 — Arh. I.G.P.S.M.S.

<sup>20</sup> op. cit. 11.



1965<sup>36</sup>; T a l o ş et al., 1966<sup>37</sup>; Ş t e f ă n e s c u et al., 1966<sup>38</sup>; P o p e s c u et al., 1967<sup>39</sup>; C i o b o t a r u et al., 1967<sup>40</sup>, 1968<sup>41</sup>, 1969<sup>42</sup>; D ă n ă n ă u et al., 1970<sup>43</sup>, 1971<sup>44</sup>, 1972<sup>45</sup>).

În cuprinsul regiunii studiate s-au executat de asemenea prospecțiuni geochimice, de către echipele Comitetului Geologic, între Arad și Calacea, în anul 1957 și de echipele Ministerului Petrolului, în zona Timișoara în anii 1962 și 1969 (A r d e u et al. 1970<sup>46</sup>).

Cel mai vechi foraj, cunoscut în Banat, s-a executat în anul 1892 la băile Simay din Arad. Sonda a străbătut o alternanță de nisipuri, pietrișuri și marne, pînă la adîncimea de 337,65 m și a intrat în producție cu 48 hl apă cu CO<sub>2</sub> și 22 m<sup>3</sup> gaz metan/zi.

Între 1900-1910 s-au mai săpat patru puțuri pentru apă, la Arad și o sondă la Calacea pînă la adîncimea de 515,54 m, toate cu indicații de gaze (CH<sub>4</sub> + CO<sub>2</sub>).

Primele sonde care străbat întreaga succesiune sedimentară sunt sondele 1 Concordia-Gai și 1 Romano-Americană săpate lîngă Arad în anul 1943, care interceptează fundamentul cristalin la 1105,5 m și respectiv 793,4 m.

În anul 1963, sonda 6 Teremia pune în evidență zăcămîntul cu același nume, cantonat în nisipurile de la baza Pliocenului, prima acumulare industrială de hidrocarburi descoperită în Banat.

În anii următori, se descoperă succesiv zăcămînte de la Turnu (sonda 13 în 1964), Calacea (sonda 60 în 1965), Șandra (sonda 50 în 1966), Satchinez (sondele 90 și 91 în 1967), Tomnatec (sonda 70 în 1967), Variaș (sondele 115 și 118 în 1969) și Cherestur (sonda 3 în 1972).

Cercetările geofizice, geo chimice și prin foraje executate în regiunea studiată au adus un volum important de informații privind structura geologică și perspectivele de hidrocarburi în Banat. Valoarea științifică a tuturor lucrărilor citate în text (cea mai mare parte dintre ele nepublicate) este incontestabilă, autorii acestor lucrări avind merite deosebite pentru rezolvarea unor probleme geologice de ordin regional sau local.

Mentionăm în mod special rezultatele obținute prin prospecțiunile geofizice, care au contribuit în mod direct la descifrarea structurii geologice și la dirijarea rațională a lucrărilor de prospectiune și explorare.

Informațiile geologice și geofizice obținute prin lucrările executate în Banat au fost utilizate în cadrul unor importante lucrări de sinteză (S t ă n c i u l e s c u, B i ș i r, 1956<sup>47</sup>; I c h i m et al., 1966<sup>48</sup>, 1970<sup>49</sup>; P o p e s c u, et al., 1968<sup>50</sup>; A n t o n et al., 1970<sup>51</sup>) care cuprind idei de o reală valoare științifică și practică.

Aceste lucrări, împreună cu cele menționate în lista bibliografică, au adus un important aport la elucidarea unora din problemele geologice

<sup>36</sup> <sup>37</sup> <sup>38</sup> <sup>39</sup> <sup>40</sup> <sup>41</sup> <sup>42</sup> <sup>43</sup> <sup>44</sup> <sup>45</sup> — Arh. I.P.G.G.H.

<sup>47</sup> — Op. cit. 11.

<sup>48</sup> — Op. cit. 3.

<sup>46</sup> <sup>49</sup> <sup>50</sup> <sup>51</sup> — Arh. I.C.P.P.G.



din regiunea studiată, constituind — alături de rapoartele geofizice și dosarele sondelor — principala noastră sursă de informare.

#### 4.2. Stadiul actual al cunoștințelor privind geologia regiunii studiate

**4.2.1. Stratigrafia.** Dat fiind subiectul abordat, în descrierea formațiunilor geologice existente în Banat, ne vom referi, în mod special, la caracteristicile litostratigrafice care ajută la înțelegerea condițiilor de acumulare a hidrocarburilor, insistând mai puțin asupra problemelor ridicate de separarea diferitelor etaje sau subetaje pe baza criteriilor biostratigrafice.

La atribuirea vîrstei diferitelor complexe, ne-am orientat, în special, după studiile întocmite pe baza datelor de sondă de geologii din industria petrolului, care au avut la dispoziție un bogat material de analiză. În cuprinsul lucrării s-a utilizat pentru etajele și subetajele Neogenului denumirele clasice, deoarece nu există încă un acord unanim între cercetătorii români și străini privind orizontarea depozitelor mai noi decit Paleogenul, în special, în depresiunea pannonică (G h e o r g h i a n et al., 1972; M a r i n e s c u, G h e o r g h i a n, 1973).

*Fundamentul cristalin*, întilnit în majoritatea sondelor săpate pe zonele de ridicare (pl. I), este alcătuit din roci metamorfice de tip epizonal și mezozonal (șisturi sericitoase, cloritoase, amfibolice și micașisturi), străbătute de roci eruptive (granite, grano-gneise, porfirite și mafacite), foarte asemănătoare cu rocile care apar la zi în Munții Apuseni și în Munții Banatului, ceea ce constituie o dovedă a legăturii genetice dintre aceste unități structurale. Metamorfismul rocilor care iau parte la alcătuirea fundamentului cristalin în Banat s-a produs, probabil, în timpul ultimelor faze ale orogenezei hercinice. Intruziunile magmatice care străbat rocile metamorfice sunt, probabil, de vîrstă diferite deoarece, în apropiere, pe marginea estică a depresiunii pannonice sunt semnalate eruptions de vîrstă precambriană, paleozoică, mezozoică, paleogenă și chiar cuaternară (P a p i u, G h e n e a, 1966; D r ă g u l e s c u et al., 1968).

La suprafața fundamentului, forajele au întîlnit o pătură de alterație cu grosimi de 10 pînă la 50-60 m, sub care s-a identificat prezența unor fisuri, în special în rocile eruptive predominant verticale. Pe pereții lateralii ai acestor fisuri s-a observat alterarea rocilor în primii 3-6 cm, pe un interval de 20-30 m adîncime, sub baza păturii de alterație propriu-zisă. Întreg acest complex constituie un bun rezervor pentru acumularea hidrocarburilor.

Formațiunile sedimentare care acoperă fundamentul cristalin, în regiunea studiată, aparțin mai multor cicluri de sedimentare.

Cele mai vechi depozite sedimentare întîlnite în foraje la Cărpiniș, Dudești Noi, Sinmartin, Orțisoara etc. sunt considerate Cretacic superioare (I c h i m et al., 1970<sup>52</sup>).

<sup>52</sup> Op. cit. 49.

Deoarece, în marea lor majoritate, forajele au fost amplasate pe zonele de ridicare ale fundamentalului, nu este exclus ca sub depozitele cretacice, în special în zonele depresionare, să existe și sedimente mai vechi, de vîrstă jurasică, triasică sau chiar paleozoică, aşa cum de altfel sunt semnalate în R. P. Ungară (Dank, Bodzay, 1970) și R. S. F. Jugoslavia (Filjak, Kassin, 1965). În lipsa unor argumente certe, care să permită precizarea vîrstei acestor formațiuni, în lucrare, sedimentele cuprinse între suprafața fundamentalui și baza Mezozoicului s-au considerat de vîrstă paleozoică (?) + mezozoică.

*D e p o z i t e l e p a l e o z o i c e (?) + m e z o z o i c e* se dezvoltă în Banat de-a lungul unui teritoriu care cuprinde întreaga parte de vest a regiunii studiate, cu excepția ridicării Teremia-Cherestur, unde forajele săpate au indicat lipsa acestor formațiuni. Către est, formațiunile depuse în timpul Paleozoicului (?) și Mezozoicului se efilează pe relieful fundamentalui cristalin de-a lungul unei linii cu aspect festonat, ce delimităază în partea centrală o bandă de sedimente, care pare să facă legătura cu sedimentele de aceeași vîrstă, care apar la zi în culoarul Mureșului și în Bazinul Lugoj (pl. II).

Existența acestor sedimente atestă că circulația apelor între cele două arii de sedimentare a fost asigurată încă din Paleozoic și Mezozoic, ceea ce explică asemănările dintre asociațiile faunistice și palinologice determinate din carote și din lucrările de cartare. Grosimea pachetului de strate ce corespunde acestui interval stratigrafic variază de la zero în zonele de efilare, la 1200 m (?) în zona Vizejdia-Tomnatec.

*C r e t a c i e u l* întilnit în sondele săpate în partea de vest a regiunii (40 Uivar, 45, 46 Cărpiniș, 1 Sînmartin) se dezvoltă într-un facies pelitic, reprezentat prin intercalații de marne și gresii de culoare cenușie. Inclinațiile din carote variază între 10°-40°.

În zona centrală, în sonda 52 Dudeștii Noi, a fost întilnit un complex de marne și argile cenușiu-negricioase, cu oglinzi de fricțiune și rare intercalații de argile și conglomere la partea inferioară. Sonda 58 Dudeștii Noi a deschis Cretacicul pe 916 m, grosime maximă interceptată în sonde în regiunea studiată și a rămas cu talpa într-un complex alcătuit din argile cenușii-negricioase, cu intercalații de gresii calcaroase, a căror inclinare din carote este de 20°-25°.

Către est, Cretacicul devine psamitic, în alcătuirea sa litologică predominând gresile și conglomerele și în mod subordonat argilele și marnele. Sub acest facies a fost întilnit în sondele 2, 119 și 148 Orțișoara 143 Tisa Nouă etc.

Prin paralelizare cu depozitele cretacic superioare din culuarul Mureșului, se consideră că vîrsta acestor depozite este senoniană. Sub ele, la est de Lipova, din datele de cartare se cunosc calcare de vîrstă albian-turoniană, care n-au fost încă întilnite în foraje.

*P a l e o g e n u l* este reprezentat în regiunea studiată prin sedimentele de vîrstă eocenă întilnite în forajele 10 Jebel și 14 Folia, alcătuite din marne grezoase fine cu intercalații de gresii, micro-conglomerate și sisturi argiloase negricioase. Vîrsta eocenă a acestor depozite este atestată



de elementele calcaroase cu numuliți întâlnite în sonda 10 Jebel. Aria de răspândire a acestor depozite s-a trasat pe planșa III în jurul acestor sonde deși nu este exclus ca depozite paleogene să se fi depus și păstrat și în alte zone din cuprinsul regiunii studiate, pe care la actualul grad de informare nu le putem preciza. Suprafața restrânsă în care au fost întâlnite în forajele săpate pînă acum sedimente paleogene pare să dovedească, fie depunerea unor sedimente subțiri, ușor îndepărtate prin eroziune în timpul Miocenului inferior, fie o exondare aproape totală a Banatului în timpul acestei perioade.

*Miocenul* începe în Banat cu Helvețianul, alcătuit din gresii roșietice cu intercalații de marne cenușii verzui și microconglomerate — la Foeni și Ceavoș, argile nisipoase cenușii verzui cu intercalații de gresii și pietrișuri — la Moravița și Șipet-Șoșdea și nisipuri cu intercalații marnoase la Calacea, Satchinez, Bencec și Vucova. Grosimea Helvețianului variază de la cîțiva metri, la circa 300 m în zona Foeni-Ceavoș.

*Tortonianul* se așează transgresiv peste formațiunile helvețiene, paleogene, mezozoice și, în unele locuri, direct peste fundamentalul cristalin și este reprezentat printr-un complex marnos, cu intercalații de gresii și calcare grezoase, în care s-a identificat o asociație micropaleontologică ce indică zona cu *Sphaeroidina bulloides* (Popescu et al., 1968<sup>53</sup>; Ichim et al., 1970<sup>54</sup>).

Grosimea Tortonianului variază în limite foarte largi, de la cîteva zeci de metri în sondele de la Vucova, Cărpiniș și Șandra, la 450-500 m, în sondele de la Calacea, fapt care se poate explica prin relieful accentuat al fundului mării tortoniene și tendința de nivelare a acestuia în cursul sedimentării.

Variatiile litofaciale sub care se prezintă Tortonianul vin în sprijinul ipotezei formulate mai sus, dovedind condiții diferite de sedimentare de la o zonă la alta, ca urmare a existenței unor bazine locale, cu evoluție proprie în timpul Tortonianului. Astfel, sondele săpate pe zona de ridicare Calacea-Șandra-Satchinez au interceptat Tortonianul într-un facies marno-nisipos la Calacea și Satchinez, marno-argilos cu intercalații de gresii la Șandra și marno-calcare cu intercalații de gresii și nisipuri la Variaș.

Peste graniță, în R. S. F. Jugoslavia, în sud-vestul regiunii studiate, sondele săpate la Medja, Surjan și Iașa au întâlnit Tortonianul într-un facies calcaros, asemănător cu calcarele de Leitha (Ichim et al., 1970<sup>55</sup>).

*Buglovianul* a fost separat pe criterii micropaleontologice în sondele 13 Vucova și 3 Moravița, în regiunea studiată și 123, 126 Alios, imediat la est (Popescu et al., 1968<sup>56</sup>). Buglovianului îi corespunde, în aceste sonde, un complex marnos-nisipos cu o grosime de circa 50 m, în care a fost determinată o asociație micropaleontologică caracteristică pentru zona cu *Cibicides lobatulus*.

<sup>53</sup> Op. cit. 50.

<sup>54</sup> Op. cit. 49.

<sup>55</sup> Op. cit. 49.

<sup>56</sup> Op. cit. 50.



*Sarmatianul* este reprezentat prin Volhinian (zona cu *Quinqueloculina sarmatica*), atestat micropaleontologic în probele extrase din sondele 3 Moravița, 13 Vucova, 14 Turnu, 150 Satchinez și prin Bessarabian inferior (zona cu *Sphaeridia papillata*) întâlnit în sonda 86 Sagu și în sondele săpate la Moravița, Sipet-Șoșdea, Tomnatec etc.

Litologic, Sarmatianul este alcătuit din alternanțe de marne-nisi-poase, nisipuri, argile cenușii cu intercalații de gresii calcaroase (sondele 70, 92 Tomnatec), marne calcaroase albe, tufacee și marne cenușii albăstrui (sondele 123, 150 Satchinez).

Aria de răspândire a Sarmatianului este redusă la unele petice de eroziune care apar, în special, pe zonele de ridicare. Grosimea depozitelor sarmatiene variază de la câțiva zeci de metri la 550 m în sondele de la Tomnatec.

Din cauza variațiilor litologice foarte importante și a numărului redus de analize micropaleontologice, separarea diferitelor etaje și subetaje ale Miocenului, pe secțiunile seismice, este foarte greu de realizat, în lipsa datelor de foraj, motiv pentru care, în cuprinsul lucrării, referindu-ne la sedimente mai noi decât Paleogenul și mai vechi decât Pliocenul le-am definit printr-un singur termen — Miocen, evitând astfel arbitrarul în valorificarea informațiilor seismice, fără a împiedica cu nimic asupra analizei posibilităților de hidrocarburi ale formațiunilor miocene.

Grosimea formațiunilor miocene variază, după datele seismice și de foraj, de la zero pînă la 750-800 m, în zona Sînnicolau Mare și sud Gătaia, fiind funcție de relieful bazinului de sedimentare și de configurația geomorfologică care a rezultat în urma eroziunii post-miocene.

*Plioceneul* se asterne transgresiv peste diversi termeni ai Mioce-nului, peste Cretacic și chiar peste fundamentul cristalin. Poziția discordantă a Pliocenului este dovedită prin discontinuitatea de sedimentare dintre Bessarabianul inferior și Meotianul superior, argumentată macrofaunistic de Păucă (1954, 1967 a și b), micropaleontologic de Popescu et al. (1968<sup>57</sup>) și palinologic de Balteș (după Anton et al., 1970<sup>58</sup>) și vizibilă, de altfel și pe secțiunile seismice, prin discordanța unghiulară dintre orizonturile reflectatoare ce corespund Pliocenului și formațiunilor mai vechi.

Deoarece sedimentarea Pliocenului inferior a avut loc în condițiile unui bazin de sedimentare al cărui fund prezenta importante neregularități, este greu de precizat care este cel mai vechi termen al Pliocenului, întrucît este de presupus că în zonele depresionare s-au depus sedimente mai vechi, iar pe zonele ridicate, pe măsura invadării uscatului de către ape, s-au depus termeni din ce în ce mai noi.

Analiza conținutului microfaunistic al carotelor extrase din sondă a indicat că prim termen al Pliocenului, fie Pontianul (Popescu et al., 1968<sup>59</sup>), fie Meotianul superior (Iachim et al., 1973<sup>60</sup>) fără a se fi

<sup>57</sup> Op. cit. 50.

<sup>58</sup> Op. cit. 51.

<sup>59</sup> Op. cit. 50.

<sup>60</sup> Arh. I.C.P.P.G.

stabilit deocamdată o legătură între vîrstă primului termen pliocen depus și poziția sondelor din care s-a făcut analiza, în raport cu relieful prepliocen.

Întrucit Meotianul superior a fost identificat numai la Șandra-Variaș-Calacea-Satchinez prin gresii și nisipuri marno-calcare sau chiar marne și nu este îndeajuns de bine studiat, vom considera că în cea mai mare parte a Banatului, Pliocenul începe cu Pontianul, în zonele depresionare ale reliefului prepliocen fiind posibilă prezența unor depozite mai vechi (Meotian superior).

*Pontianul* se dezvoltă cu grosimi foarte variabile, în raport cu denivelările reliefului prepliocen. Grosimea maximă a complexului atribuit Pontianului depășește 2200 m, în sondele de la Tomnatec. Litologic, Pontianul începe cu un complex psamito-psefitic, alcătuit din gresii cu bob mediu pînă la grosier, sau chiar microconglomerate, pietrișuri cu elemente remaniate din formațiunile geologice mai vechi și intercalății de marne. Deasupra, urmează un complex de marne și argile compacte, de culoare cenușiu-vineție, cu intercalății de nisipuri, a cărui grosime variază de la cîteva zeci de metri în zonele de ridicare, la peste 2000 m în zonele cobești. Din cauza denivelărilor destul de mari ale reliefului prepliocen (pl. II), unii termeni ai Pontianului inferior lipsesc pe zonele mai ridicate.

Cu toate că se remarcă, în general, o uniformitate litologică, caracteristică Pontianului — alternanța de marne și nisipuri — totuși, în detaliu, condițiile de sedimentare se dovedesc a fi destul de diferite de la o zonă la alta. Acest lucru poate să fie pus, cel puțin pentru Pontianul inferior, pe seama unor condiții locale de sedimentare, determinate de morfologia fundului bazinului și intensitatea diferită a mișcărilor de ridicare și cobești a diferențelor blocuri tectonice, distanță pînă la sursa de alimentare cu material detritic, natura acestui material și.a.m.d. Dificultățile legate de corelarea diagrameilor electrice și a orizonturilor seismice, de la o zonă la alta, sau chiar în cadrul aceleiași zone și marea diversificare a faunei (Păucea, 1967 a) sunt argumentele în sprijinul acestei ipoteze.

*Daciul* este reprezentat în Banat prin depozitele nisipoase, grezoase, cu intercalății de pietrișuri și rare intercalății de marne și argile, de la partea superioară a Pliocenului, cu grosimi variabile de la 250 m la 600 m. Între marnele și argilele vineții de la partea superioară a Dacianului se intercalează strate de lignit a căror grosime variază de la 1 la 5 metri. Separarea depozitelor daciene de cele pontiene și levantine pe criterii paleontologice este discutabilă, deoarece aceste depozite sunt lipsite în general de faună (Iachim et al., 1970<sup>61</sup>). Pe de altă parte, pe criterii palinologice nu se poate trasa o limită stratigrafică netă între Pliocenul superior și cel inferior (Ardeu et al., 1970<sup>62</sup>) iar pe înregistrările seismice nu se identifică un orizont reflectator sau refractator la acest nivel, care să poată fi corelat pe ansamblul regiunii studiate.

<sup>61</sup> Op. cit. 49.

<sup>62</sup> Op. cit. 46.

Tinind seama de aceste dificultăți legate de subîmpărțirea Pliocenului, am preferat utilizarea termenului de Pliocen (nedivizat), pentru formațiunile cuprinse între Miocen și Cuaternar, pe secțiunile seismice.

*C u a t e r n a r u l* acoperă în întregime suprafața care constituie regiunea de lucru și este reprezentat prin depozite lacustre, fluviatile și eoliene. Cuaternarul inferior (pleistocen) cuprinde argile și nisipuri fine, ca numeroase exemplare de *Melanopsis*, *Teodoxus* și *Unio pictorum* care formează terasele superioare. Cuaternarul superior (Holocen) este reprezentat prin terasele inferioare, aluvioni și soluri.

**4.2.2. Tectonica.** Structura formațiunilor ce alcătuiesc fundaștul și cuvertura depresiunii pannonicice, în sectorul studiat de noi, este cunoscută din datele de foraj și rezultatele prospectiunilor geofizice.

Gradul de cunoaștere a structurii diferitelor formațiuni geologice variază de la o zonă la alta și de la un etaj structural la altul, în raport cu gradul de investigare realizat și calitatea informațiilor obținute.

În general, putem aprecia că bine cunoscută structura formațiunilor pliocene și miocene pe zonele de ridicare (Turnu, Teremia, Șandra, Satchinez, Călacea, Variaș, Giuvăz, Ivanda, Moravița etc.) unde informațiile geofizice obținute prin lucrări de detaliu au fost verificate de numeroasele sonde care au străbătut aceste formațiuni. Mai puțin cunoscută ne apare structura acelorași formațiuni în restul suprafeței cercetate și în special la est și sud de Timișoara, unde rețeaua profilelor seismice este mai rară, iar numărul forajelor mai mic.

Structura formațiunilor geologice mai vechi decât Miocenul este destul de puțin cunoscută, dat fiind numărul mic de foraje prin care au fost cercetate aceste formațiuni, precum și rezultatele destul de puțin satisfăcătoare obținute prin lucrările geofizice.

În acest sens, menționăm că prin seismometrie nu s-au obținut reflecții corelabile de la suprafețe structurale din interiorul acestor formațiuni, ceea ce a făcut ca informațiile privind tectonica să fie deduse pornind de la orizonturile ce marchează suprafața reliefului fundamentului, a reliefului cretacic și a reliefului prepliocen. Coroborind informațiile seismice cu cele obținute prin alte metode geofizice (gravimetrie, magnetometrie, electrometrie) și prin foraje, se pot schița totuși cu suficientă certitudine principalele trăsături tectonice ce caracterizează sectorul din depresiunea pannonică de care ne ocupăm.

După M r a z e k (1932), depresiunea pannonică a luat naștere la sfîrșitul Cretacicului, ca efect al mișcărilor laramice, prin scufundarea unui vechi masiv median, masivul pannonic.

Informațiile geologice recente arată însă, pentru regiunea studiată, lipsa aproape completă a formațiunilor de vîrstă paleogenă și miocene-inferioară, fapt care vine în sprijinul ipotezei formulate de D u m i t r e s c u (1962) și P a u c ă (1967), după care depresiunea pannonică a început să funcționeze ca o zonă de subsidență, după mișcările din fază stircică, mai precis din Helvețian superior-Tortonian.

Vom separa deci în depresiunea pannonică două complexe : complexul inferior, reprezentând soclul sau fundamentul cristalin și complexul superior reprezentând cuvertura sedimentară a acestuia.



În cadrul complexului superior se pot separa trei etaje structurale și anume : — etajul structural inferior care cuprinde depozitele sedimentare mai vechi decât Cretacicul ; — mediu, care cuprinde depozite de vîrstă cretacică și paleogenă ; — superior, care cuprinde formațiunea de molasă neogenă.

Complexul inferior împreună cu primele două etaje structurale ale complexului superior constituie fundamentul depresiunii pannonice, în timp ce etajul structural superior constituie cuvertura acestei depresiuni.

*C o m p l e x u l i n f e r i o r* este reprezentat prin fundamentul cristalin, care cuprinde formațiuni de vîrstă paleozoică, metamorfozate în fazele mișcărilor hercinice și străbătute de roci eruptive. Izobatele la suprafața reliefului fundamentului (pl. I), evidențiază existența unor zone de coborîre și de ridicare, compartimentate de falii, în diferite blocuri tectonice. În general, fundamentul cristalin coboară de la est la vest și de la nord-est către sud-vest, maximul de adâncime ( $-4950$  m) la care se estimatează fundamentul în regiunea studiată, după date seismice, fiind în axul zonei depresionare Sînnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia. Adâncința minimă ( $-72$  m) a fost întîlnită în sonda 18 Sipet, la sud-est de Timișoara.

Pe harta cu izobate la relieful fundamentului cristalin sunt vizibile două tendințe majore de orientare a izolinilor și respectiv, a zonelor de ridicare și coborîre. În partea de nord-est a perimetrului, între granița cu R.P.U. și linia localităților Dudești Noi-Orțisoara-Fintinele, direcția predominantă a izobatelor este vest-est, în timp ce la sud și vest de această linie, izobatele sunt dirijate pe o direcție aproape perpendiculară, NNV-SSE. Această orientare a izobatelor sugerează că fundamentul cristalin al depresiunii pannonice, în regiunea studiată, prezintă continuarea — pe sub cuvertura sedimentară a cristalinului din Munții Apuseni, în partea de nord, și din Munții Banatului în partea de sud-vest. Contactul dintre cele două edificii cristaline are loc de-a lungul unei linii tectonice care unește localitățile Checea, Bechicherecu Mare, Pișchia, Fiscut.

Dintre elementele majore ale reliefului cristalin, cu direcția vest-est se remarcă : ridicarea Turnu, care se continuă în R. P. Ungără, la Battonya, ridicarea Sînpetru German-Felneac-nord Fintinele și ridicarea Șandra-Satchinez-Calacea, cu o prelungire spre nord-vest la Variaș.

Toate aceste zone de ridicare se afundă periclinal către vest, în zona depresionară Sînnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, care pare să reprezinte continuarea spre sud a depresiunii Mako din R. P. Ungără.

Pe flancul estic al acestei zone depresionare, se remarcă o ridicare a fundamentului la Gotlob-Tomnatec. Această ridicare, estompată pe fondul de cădere regional, pare să aibă o direcție meridiană (N-S).

În zona în care direcția principală a structurilor este nord-sud, remarcăm mai întîi prezența în sudul Banatului, a unei ridicări majore în zona Sipet-Șoșdea, din care se desprinde spre nord, ridicarea Stamora Romană-Dumbrăvița, iar spre vest-sud-vest, ridicarea Deta-Stamora Germană-Moravița, care se prelungeste către sud, pe teritoriul R. S. F. Jugoslavia.



În interiorul arcului format de ridicarea Deta-Stamora Germană-Moravița și ridicarea Șipet-Șoșdea se cuprinde o zonă depresionară, cu maximum de afundare în dreptul localității Ferendia (-2300 m).

La nord-est de Timișoara, fundamentul cristalin prezintă o creastă principală cu direcția NNV-SSE, zona cea mai ridicată fiind situată pe aliniamentul localităților Seceani-Murani-Ianova. Flancul estic al acestei ridicări este afectat de o fală importantă, falia Bencecul de Jos, cu săritura maximă de 5-600 m, care delimită în est un compartiment coborât (-2400 m), alungit pe direcția localităților Fibiș-Fiscut.

La vest de ridicarea Deta-Stamora Germană-Moravița se dezvoltă zona depresionară Tolvadia-Dinias-Beregsăul Mare, care separă o serie de ridicări ale fundamentului, ce se aliniază pe două direcții principale, nord-sud: Petroman-Peciu-Sinmihai-Utvín-Săcălaz și Giera-Giulvăz-Ivanda-Cărpiniș.

Aliniamentul ridicărilor Giera-Giulvăz-Ivanda-Cărpiniș este bordat în partea sa vestică de o zonă depresionară ce se schitează în apropierea frontierei cu R. S. F. Jugoslavia și care separă aliniamentul ridicărilor Foeni-Ceavos (pe teritoriul R.S.R.) Boka și Medja (pe teritoriul jugoslov).

La vest de zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, care se prelungeste spre sud în R. S. F. Jugoslavia pe la vest de Crna, fundamentul cristalin urează puternic de la -4950 m la -2200 m (în axul ridicării Teremia-Cherestur) după care se afundă din nou către vest.

Ridicarea Teremia-Cherestur reprezintă, ca și zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, elemente tectonice majore, care se continuă către sud, în Jugoslavia, pe linia localităților Mokrin și Kikinda, iar către nord, în Ungaria, la Ferenczállás și Algyő.

Plansa I evidențiază, pe lîngă zonele de ridicare și zonele depresionare amintite mai sus, și o serie de accidente tectonice ce împartă fundamentul în diferite blocuri. Pe această plansă, numărul cel mai mare de accidente tectonice apare evidențiat în zonele cu intensă activitate de foraj, respectiv între Timișoara și Arad și pe zonele de ridicare Șandra-Satchinez-Calacea și Turnu. Această observație, asociată cu faptul că prospecțiunea seismică nu a reușit să urmărească cu certitudine suprafața fundamentului, din cauza numeroaselor difracții ce se înregistrează la acest nivel (6.1., 6.2.), pare să conducă la concluzia că, în lipsa datelor de foraj, orizontul seismic convențional care a fost utilizat pentru construirea hărții nu poate evidenția toate accidentele tectonice care afectează fundamentul, conducind la o imagine tectonică oarecum simplificată.

Pe de altă parte, este posibil ca în urma eroziunii intense a fundamentului în perioadele lungi de exondare, săritura unor dintre falii să fi fost estompată printr-un efect de nivellare, făcând astfel dificilă identificarea lor pe secțiunile seismice. Prezența a numeroase erupțiuni ce străbat fundamentul cristalin, pe care le bănuim că s-au produs pe linii de fractură și identificarea prin măsurătorile gravimetrice și magnetometrice a diferite compartimente ale fundamentului, care se deosebesc între ele prin densitate sau susceptibilitate magnetică, sunt argumente în favoarea unei structuri mult mai complicate a fundamentului cristalin.



Faliile marcate pe planșa I reprezintă accidentele tectonice cele mai importante, care au influențat direct structura cuverturii sedimentare.

Dintre aceste accidente menționăm, pe lîngă falia Bencecu de Jos, despre care am amintit mai sus, falia Checea-Becicherecu Mare-Pișchia, cu direcția VSV-ENE, care pare să reprezinte linia de sutură dintre cristalinul Munților Apuseni și cristalinul Munților Banatului, pe sub cuvertura sedimentară a depresiunii pannonice. Restul accidentelor tectonice evidențiate în planșa I, au o importanță locală și nu considerăm necesar să le descriem în mod special.

Comparind harta cu izobate la suprafața fundamentului cristalin, cu harta anomaliei Bouguer, rezultă o bună corespondență între zonele de ridicare ale fundamentului și anomalile gravimetrice pozitive.

Falia Bencecu de Jos-Fiscut corespunde în Harta anomaliei Bouguer unui gradient foarte bine pronunțat, cu direcția NNV-SSE, iar Falia Checea-Becicherecu Mare-Pișchia-Fiscut, unei evidente schimbări de direcție a izogamelor.

Ambele fali se suprapun peste linii structurale de ordinul III pe Harta structurii geologice profunde a R.S.R., întocmită de Gavăt și colaboratorii (1963). Fractura crustală G.7, care după această hartă străbate Banatul între Sinnicolau Mare și Lipova, nu apare evidențiată cu această direcție și în această poziție pe planșa I.

După autorii mai sus menționați, fractura crustală G.7 separă în zona de lucru un compartiment nordic ridicat reprezentat prin Cristalinul Highișului, cu direcții vest-est, de un compartiment sudic scufundat, cu direcții aproape perpendiculare. Pe harta cu izobate la suprafața fundamentului întocmită de noi, linia tectonică care separă cele două compartimente cu direcții diferite ale fundamentului se dirijează pe direcția faliei Checea-Becicherecu Mare-Pișchia-Fiscut, eeea ce ne face să considerăm această fali ca reprezentând efectul fracturii crustale G.7 la nivelul suprafeței fundamentului cristalin.

În această ipoteză este posibil ca traseul fracturii G.7 să fie deplasat, de la localitatea Fiscut către sud pînă la paralela localității Pișchia, de unde să se continue către vest pe direcția faliei Checea-Becicherecu Mare-Pișchia. În aceste condiții, atîț falia Bencecu de Jos-Fiscut, de-a lungul cărții pare să se producă deplasarea fracturii crustale G.7, cît și falia Checea-Becicherecu Mare-Pișchia capătă o importanță majoră.

*C o m p l e x u l s u p e r i o r* este reprezentat prin cuvertura sedimentară de pe fundamentul cristalin.

*E t a j u l s t r u c t u r a l i n f e r i o r* cuprinde depozitele sedimentare mai vechi decit Cretacicul, depozite care nu au fost întîlnite pînă acum în sondele săpate, dar care s-ar putea să existe în zonele depresio-nare cele mai adinții ale reliefului fundamentului cristalin. Prin analogie cu zonele învecinate și ținînd seama de aspectul secțiunilor seismice, se admite că tectonica acestor formațiuni este destul de complicată.

*E t a j u l s t r u c t u r a l m e d i u* cuprinde depozitele de vîrstă cretacică și paleogenă. Planșa II arată că în cuprinsul ariei în care se dezvoltă formațiuni cretacice și eventual mai vechi se regăsesc același ele-

mente geomorfologice majore evidențiate la suprafața fundamentului cristalin.

Pe de altă parte, înclinările destul de mari, determinate din carote ( $10^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ), lipsa unor orizonturi seismice corelabile și prezența a numeroase difracții pe secțiunile seismice, la nivelul formațiunilor paleozoice (?) + mezozoice, ne îndreptățește să considerăm că aceste formațiuni au fost supuse unei intense tectonizări. Cutarea acestor formațiuni a putut avea loc ca efect al mișcărilor paroxismale austrice, subhercinice și laramice, care au afectat atât fundamentul cristalin cât și învelișul său sedimentar, aşa cum se constată în zonele adiacente, în Munții Apuseni și în Carpații Meridionali.

În ceea ce privește depozitele de vîrstă paleogenă, dată fiind aria lor restrinsă de dezvoltare, nu putem face prea multe considerații. Apreciem, însă, că tectonica acestor formațiuni trebuie să fie ceva mai simplă decit a formațiunilor cretacice sau mai vechi, efectul mișcărilor din Paleogen și Neogen fiind slab resimțit în acest sector al depresiunii pannonice.

*Etajul structural superior* cuprinde formațiunea de molasă neogenă. În această perioadă are loc scufundarea masivului pannonic și formarea depresiunii pannonice (Dumitrescu, 1962). Etajul structural superior corespunde perioadei de depunere a formațiunilor care alcătuiesc cuvertura depresiunii pannonice, formațiuni a căror vîrstă — după informațiile obținute din foraje — este cuprinsă între Helvețianul superior-Cuaternar, inclusiv.

Structura formațiunilor sedimentare care constituie cuvertura depresiunii pannonice se deosebește de structura fundamentului acestei depresiuni, care încorporează complexul inferior (fundamentul cristalin sau soelul) și etajele structurale inferior și mediu din complexul superior, prin gradul diferit de tectonizare. În timp ce formațiunile care alcătuiesc fundamental depresiunii pannonice au fost cutate și faliate în diferite faze tectonice, structura formațiunilor din cuvertura acestei depresiuni a fost influențată, în special, de oscilațiile pe verticală ale diferitelor blocuri tectonice.

După cum se știe, în urma mișcărilor laramice, structura sectorului care corespunde Munților Apuseni, Carpaților Meridionali și vechiului masiv pannonic poate fi considerată ca definitivă (Onicescu, 1959; Dumitrescu, 1962). După faza laramică, întregul sector s-a comportat ca o masă rigidă, efectul fazelor orogenice din tertiar resimțindu-se mai mult sub forma unor oscilații pe verticală, care au contribuit la reactivarea unor linii de fractură și la modificarea raporturilor dintre compartinente.

Din informațiile obținute pe profilele seismice și din foraje, rezultă că înclinările formațiunilor miocene și pliocene variază de la  $2^{\circ}$  la  $16^{\circ}$ , cele mai mari înclinări fiind determinate pe flancul anticlinalelor de tasare formate deasupra unor reliefuri ai căror versanți au înclinări ce merg pînă la  $20^{\circ}$ - $25^{\circ}$ . În restul perimetrlului, înclinările formațiunilor variază de la  $2^{\circ}$ - $6^{\circ}$ , pentru Pliocen și de la  $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$ , pentru Miocen. Structura formațiunilor miocene și pliocene este, deci, în general simplă, stratele fiind

ușor ondulate deasupra reliefului preexistent (anticlinale de tasare), afectate de falii formate prin reactivarea unor vechi linii de fractură ale fundalmentului, sau rămase în poziție inițială.

Rezultă de aici că tectonica acestor formațiuni poate fi discutată pornind de la forma reliefului preexistent, de care este influențată în mod direct.

Această observație permite utilizarea hărților cu izobate la suprafața reliefului cretacic și la suprafața reliefului fundamentului cristalin, acolo unde Miocenul se aşează direct peste fundalment, pentru descrierea tectonicii formațiunilor miocene (pl. I, II) și respectiv utilizarea hărții cu izobate la relieful prepliocen (pl. III) pentru descrierea tectonicii formațiunilor pliocene.

Hărțile susmenționate, împreună cu secțiunile seismice de timp și adîncinme, dovedesc că formațiunile miocene îmbracă parțial relieful rezultat în urma eroziunii premiocene, dind naștere la o serie de anticlinale de tasare formate peste ridicările Gotlob, Tomnatec, Satchinez, Calacea, Cârpiniș, Giera și Sînmartin. Miocenul lipsește de pe părțile cele mai înalte și se efilează pe flancurile ridicărilor Turnu, Teremia, Cherestur, Șandra, Giuvăz, Ivanda, Deta, Moravița, Șipet, Stamora Romană, Dumbrăvița.

Formațiunile pliocene, formează anticlinale de tasare, deasupra tuturor formelor pozitive ale reliefului prepliocen. Harta cu izobate la suprafața acestui relief evidențiază următoarele zone de ridicare, cărora le corespund anticlinale de tasare în Pliocen: Turnu, Teremia-Cherestur, Sînpetru German-Tisa Nouă, Gotlob-Tomnatec, Șandra-Satchinez-Calacea, Cârpiniș, Giuvăz-Ivanda, Giera; Foeni, Șipet-Șoșdea, Deta-Stamora Germană, Dumbrăvița-Seceani-Ianova (pl. III).

Cea mai mare parte a accidentelor tectonice, puse în evidență pe hărțile cu izobate la suprafața fundalmentului și la suprafața reliefului cretacic, le regăsim și în harta la relieful prepliocen, ceea ce dovedește reactivarea acestor falii în fazele finale ale orogenezei alpine.

**4.2.3. Considerații paleogeografice.** După cutarea și metamorfozarea sedimentelor paleozoice, evoluția geosinclinală se încheie cu exondarea întregii regiuni, în faza finală a orogenezei hercinice, în urma căreia se formează unele brațe de mare în care sedimentarea a continuat în Permo-triasic, Triasic, Jurasic și Cretacic inferior. Un asemenea braț de mare a existat probabil în vestul regiunii, în zona depresionară Sînnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia realizând legătura între depresiunea Makö din R. P. Ungaria și apele mării paleozoice și mezozoice instalată pe teritoriul R. S. F. Jugoslavia.

La sfîrșitul Cretacicului inferior are loc o mișcare de coborîre a regiunii, astfel încît apele mării ocupau în Cretacicul mediu și superior întreaga parte de vest a Banatului, cu excepția zonei de ridicare Teremia-Cherestur care era exondată. Către est, marea cretacică comunica cu Depresiunea Transilvaniei prin corridorul Mureșului, legătura cu acesta făcindu-se printr-o strîmtoare îngustă de circa 10-20 km, pe linia localităților Becicherecul Mare-Jadani-Seceani-Fiscut.



Caracterele petrografice ale rocilor din Cretacic, întâlnite în sonde, arată o trecere gradată de la facies cu caracter predominant pelitic în vest, la un facies pelito-psamitic în zona centrală și psamitic în zona estică (4.2.1.), fapt care dovedește existența unor condiții diferite de sedimentare.

În partea vestică, sedimentarea s-a produs în condițiile unei mari deschise și adânci, în care a fost posibilă o sortare mai bună a materialului detritic, spre deosebire de partea estică, unde marea începe să se îngusteze foarte mult.

După exondarea aproape totală a regiunii, ca efect al mișcărilor laramice, rețeaua hidrografică se reinstalează de-a lungul zonelor deprezisare, astfel încit formele de relief care iau naștere în urma eroziunii post-cretacice se suprapun destul de bine cu cele existente la sfîrșitul Paleozoicului. Unele abateri de la această regulă se datorează rezistenței diferite la eroziune a formațiunilor de vîrstă cretacic superioară, sau unor oscilații pe verticală a diferențelor compartimente ale fundamentului deprezisunii pannonice.

În timpul Paleogenului au existat probabil numai bazin locale de sedimentare, formațiunile paleogene păstrându-se numai în anumite zone (așa cum o arată forajele 10 Jcbel și 14 Folia), sau au fost ușor îndepărtați prin eroziune în timpul Miocenului inferior, datorită grosimii lor reduse.

Începînd din Helvețianul superior-Tortonian, regiunea de care ne ocupăm, începe să se scufunde în mod progresiv, începînd de la vest către est, astfel încit la sfîrșitul Tortonianului mediu întreaga suprafață era acoperită de apă, cu excepția unor insule ce corespundeau cotelor celor mai înalte ale ridicărilor Turnu, Teremia-Cherestur, Șandra-Satchinez-Calacea, Seceani-Ianova-Dumbrăvița, Simihai, Giulvăz-Ivanda, Deta-Stamora Germană, Șipet-Șoșdea etc.

Este posibil ca mișcarea generală de coborîre să fi fost întreruptă la sfîrșitul Helvețianului superior printr-o scurtă perioadă de exondare, în timpul Tortonianului inferior, cînd cea mai mare parte a depozitelor helvețiene, în special pe zonele de ridicare, au fost probabil distruse prin eroziune, deoarece Tortonianul mediu se dispune transgresiv peste depozitele helvețiene rămase neerodate și peste formațiuni mai vechi, paleogene, mezozoice, paleozoice și chiar peste cristalin.

Sedimentarea în Miocen s-a produs în condițiile unui bazin marin, care, prin îndulcire treptată în Buglovian, devine salmastru în timpul Sarmatianului inferior și mediu. Balteș (fide Anton et al., 1970<sup>63</sup>) consideră că asociațiile palinologice ce caracterizează formațiunile miocen-superioare indică o sedimentare în condiții de apă dulce și puțin adâncă, la o distanță mică de sursa generatoare, sau chiar *in situ*, datorită probabil unei rețele hidrografice (fluviolacustre) cu tendință de înmlăștinare.

Puteam considera, deci, pe baza acestor argumente și pe baza caracterelor petrografice că sedimentele miocene s-au depus în bazin cu fundul puțin adânc, separate de creste submerse, sau emerse. Adâncimea mică

<sup>63</sup> Op. cit. 51.

a apei, variațiile importante de facies pe verticală și pe orizontală, trecrea de la faciesul marin la faciesul deltaic, fluvio-lacustru, indică existența unor condiții de sedimentare ce caracterizează șelfurile continentale.

După Bessarabianul inferior, se produce exondarea întregii regiuni, exondare care durează tot timpul Bessarabianului mediu și superior, Kersonianului și Meotianului inferior și mediu.

În timpul acestei perioade de emersiune, sub acțiunea agenților externi, are loc formarea unui nou relief, care la începutul Pliocenului se prezinta aşa cum ni-l înfățișează Harta cu izobate la suprafața reliefului prepliocen (pl. III).

Începînd din Meotianul superior, regiunea de care ne ocupăm suferă o nouă mișcare de coborîre, depozitele pliocene fiind așezate transgresiv peste relieful prepliocen. Lipsa unei orizontări stratigrafice mai detaliate a Pliocenului nu ne permite să stabilim cu certitudine momentul în care ultimele porțiuni de uscat au fost acoperite de apă. Apreciem că acest lucru s-a produs probabil către sfîrșitul Pontianului, deoarece depozitele întinute în zonele cele mai ridicate ale fundamentalui sunt de vîrstă daciană.

Ca și în cazul transgresiunii miocene, în Pliocen, invazia apelor mării s-a făcut de la vest la est. Pliocenul bazal din zona Satchinez cuprinde unele orizonturi care lipsesc în zona Calacea, deoarece în perioada respectivă această ridicare era încă emersă.

Asociațiile microfaunistice indică existența unor condiții de sedimentare de apă mult îndulcită în Pontianul inferior, revenirea la o salinitate mai accentuată în Pontianul superior și trecerea la un regim continental în Pliocenul superior (Popescu et al., 1968<sup>64</sup>).

Studiile palinologice conduc la aceleași concluzii, deoarece depozitele Pliocenului inferior se caracterizează printr-un facies cu fitoplancton salmastru, iar cele ale Pliocenului superior printr-un fitoplancton continental (Baltès, fide Anton et al., 1970<sup>65</sup>).

Harta cu izobate la suprafața reliefului prepliocen (pl. III) dovedește existența în timpul Pliocenului a numeroase bazine locale de sedimentare. În cuprinsul acestor bazine, sedimentele depuse se prezintă sub un facies care diferă foarte mult în detaliu de la un bazin la altul, sau chiar în cadrul aceluiași bazin, ca efect al condițiilor paleogeografice locale.

Faciesul pelitic ce caracterizează, în principal, Pontianul mediu și superior trădează un regim de sedimentare în ape adânci și liniștite, în timp ce faciesul psamito-psefitic de la sfîrșitul Pliocenului indică micșorarea adâncinii apelor și intensificarea proceselor de eroziune și transport. Tipul de sedimentație, ce caracterizează această perioadă, este sedimentația încrucisată.

În Pliocenul superior, viteza de sedimentare devine mai mare și compensează efectul mișcărilor de subsidență, astfel încît întreaga regiune este colmatată.

La începutul Cuaternarului relieful pliocen se prezinta probabil ca o cîmpie, în care apele au săpat rețeaua hidrografică actuală.

<sup>64</sup> Op. cit. 50.

<sup>65</sup> Op. cit. 51.

Sintetizând în cîteva fraze evoluția geologică a regiunii de lueru, se poate afirma că în timpul perioadelor geologice se pot deosebi două etape importante și anume :

— etapa formării structurii geologice a fundamentului depresiunii pannonice, care se termină, în mod practic, la sfîrșitul Cretacicului și se caracterizează printr-o intensă tectonizare a formațiunilor, în special în faza laramică ;

— etapa formării cuverturii sedimentare a acestei depresiuni care începe în Helvetianul superior și se termină în Cuaternar, caracterizată printr-o slabă influență a mișcărilor tectonice. Efectul acestor mișcări s-a făcut simțit, în special, prin mișcări pe verticală, care au condus la reactivarea unor accidente tectonice vechi și la formarea unor accidente noi.

Definitivarea structurii geologice a fundamentului depresiunii pannonice se termină odată cu mișcările savice, mai puțin resimțite în perimetru tezei.

Perioadele de exondare (Paleogen, Helvetian mediu, Tortonian inferior, Bessarabian mediu-Meoțian inferior) și de imersiune (Helvetian superior, Tortonian mediu-Bessarabian inferior, Meoțian superior-Levantin), existente în decursul evoluției geologice a regiunii, au avut o contribuție deosebită de importanță la definitivarea structurii geologice actuale a acestui sector din Depresiunea pannonică.

#### **4.3. Condițiile formării acumulațiilor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice**

**4.3.1. Tipuri de capcane litostratigrafice saturate cu hidrocarburi.** Considerații privind formarea acestor capcane. Lucrările geofizice și de foraj executate au condus la identificarea unor zăcăminte de hidrocarburi, în rezervoare de vîrstă pliocenă și miocenă și în zona de alterație și fisurătate la suprafața fundamentului cristalin. În mareea lor majoritate, zăcăminte de hidrocarburi descoperite în Banat sunt condiționate de existența capcanelor litostratigrafice de diferite tipuri.

Tipul cel mai reprezentativ de capcană litostratigrafică în Banat îl constituie, desigur, capcanele formate în zona alterată și fisurată a proeminențelor reliefului îngropat al fundamentului cristalin, prin acoperirea acestuia cu o cuvertură protectoare de roci sedimentare impermeabile. Zăcăminte de hidrocarburi în astfel de capcane au fost identificate pînă în prezent la Turnu, Variaș, Șandra și Satchinez pe teritoriul R.S.R. și la Mokrin-Kikinda pe teritoriul Jugoslav, în prelungirea sudică a zonei de ridicare Teremia-Cherestur.

Caracteristica principală a rezervoarelor constituite în zona de alterație a fundamentului cristalin și în zona de fisurătate a acestuia este grosimea variabilă și lipsa de uniformitate a proprietăților fizice (porozitate, permeabilitate) în cuprinsul rezervorului. În general, în zona de alterație, proprietățile fizice sunt ceva mai bune decît în zona fisurată propriu-zisă care prezintă capacitați mult mai reduse de înmagazinare. La Variaș, sondele au arătat existența și a unor zone cu porozitate și permeabilitate



nulă, ceea ce se explică prin gradul diferit de alterare al fundamentului cristalin, care a determinat formarea unui rezervor foarte heterogen.

Închiderea rezervorului și formarea capcanei s-a produs prin acoperirea acestuia cu o cuvertură de roci sedimentare impermeabile de vîrstă miocenă (Variaș, Șandra, Satchinez) sau pliocenă (Variaș, Șandra, Satchinez, Turnu, Mokrin).

Flancurile capcanelor constituite în zona alterată a proeminențelor reliefului îngropat al fundamentului cristalin au de regulă înclinări între  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$  și ating  $20^{\circ}$ - $25^{\circ}$  la Șandra și Variaș.

Închiderea capcanei variază de la cîțiva zeci de metri, la 300-400 m (pl. I) dar înălțimea pe verticală a zonei saturate cu hidrocarburi (închidere efectivă = închiderea zăcămîntului) este de ordinul a 100-150 m.

În tabelul 3 au fost prezentate în mod schematic cîteva din tipurile de capcane formate în proeminențele reliefului îngropat al fundamentului cristalin și principalele lor caracteristici. Remarcăm conturul în plan destul de neregulat al capcanei, în cazul zăcămîntului de la Variaș și tipul de zăcămînt masiv, cu apă tabulară, caracteristic tuturor acumulărilor în astfel de capcane. Faliile sunt neetanșe, ca în cazul zăcămîntului Variaș, sau separă compartimente în care limita apă-țiței este diferită, ca în cazul zăcămîntului de la Turnu, sau în blocurile I și II de la Șandra. În blocurile IV, V și VII de pe ridicarea Șandra-Satchinez-Calacea, închiderea capcanei se realizează parțial prin reducerea permeabilității rezervorului, ca urmare a modificării proprietăților litologice.

Un alt tip de capcană litostratigrafică, în care forajele au identificat acumulări industriale de hidrocarburi în perimetru tezei, îl constituie anticlinale de tasare.

Zăcăminte de hidrocarburi în anticlinale de tasare au fost evidențiate la Turnu, Teremia, Șandra, Satchinez, Calacea, Tomnatec, Variaș și Cherestur pe teritoriul românesc, precum și în apropierea de granița noastră la Battonya, Ferenczállás și Algyő în R. R. Ungară, Mokrin, Medja, Surian și Iașa în R. S. F. Jugoslavia.

Capcanele formate în anticlinale de tasare, în rezervoare de vîrstă miocenă sau pliocenă, prezintă unele deosebiri și anume:

— Flancurile capcanelor din Pliocen prezintă înclinări mai mici ( $2^{\circ}$ - $6^{\circ}$ ) în raport cu înclinările formațiunilor miocene ( $5^{\circ}$ - $16^{\circ}$ ). Acest lucru se explică prin aceea că relieful prepliocen este mai puțin abrupt decât relieful premiocen (pl. I, II, III), înclinarea flancurilor anticlinalelor de tasare fiind direct legată de înclinarea versantilor reliefului îngropat, deasupra căruia au luat naștere aceste structuri.

— În cazul formațiunilor pliocene, stratele sunt mai subțiri în zona de apex și mai groase pe flancuri, în timp ce pentru formațiunile miocene există și situații inverse.

Considerăm că diferențele de grosime ale Miocenului pe zonele de ridicare și pe flancurile ridicărilor reliefului premiocen trebuie judecate în raport cu evoluția geologică a regiunii. În acest sens, trebuie să ținem seama de faptul că sedimentele miocene s-au depus într-un bazin al cărui fund prezenta importante neregularități, iar ulterior au fost supuse unei



intense eroziuni, care a dat naștere unui relief nou, în timpul perioadei de exondare post-miocene (Bessarabian mediu-Meoțian mediu). Mișcările tectonice din fazele styrică, moldavică și attică au jucat de asemenea un rol important în stabilirea actualei grosimi a formațiunilor miocene (4.2.3).

În zonele în care Miocenul se dispune numai pe flancurile ridicărilor reliefului fundamentalui cristalin, formarea anticlinalelor de tasare are loc numai pentru depozitele pliocene care acoperă în întregime acest relief (Turnu, Teremia, Cherestur, Battonya, Ferenczällás, Mokrin) sau numai pe zonele de apex Șandra, Satchinez și Calacea. În aceste zone, în formațiunile miocene iau naștere alte tipuri de capcane litostratigrafice aşa cum vom vedea mai departe.

În ceea ce priveşte anticlinalul de tasare de la Tomnatec, din datele pe care le avem la dispoziţie, rezultă că formarea lui s-a produs deasupra unui relief alcătuit din formațiuni de vîrstă cretacică (pl. II), ceea ce nu face decît să dovedească că natura reliefului îngropat nu joacă nici un rol în formarea acestui tip de capcană.

În legătură cu tipul stratului rezervor în care s-au format prin tasare diferențiată capcane litostratigrafice, în cea mai mare parte a cazurilor, stratele rezervor sint de tip granular, reduse ca grosime, constituie din gresii și nisipuri cu porozitate și permeabilitate variabilă și numeroase intercalatii marnoase discontinue (tab. 3). Stratele rezervor formate imediat deasupra suprafețelor de discordanță au un caracter mai heterogen, fiind alcătuite din gresii și nisipuri și uneori chiar microconglomerate. Forma granulelor variază de la angulară, la subrotunjită, fapt care trădează o distanță mică de transport.

Faliile care afectează anticlinalele de tasare sint în unele cazuri etanșe, iar în altele lasă liberă circulația fluidelor (tab. 3). Acest lucru se poate explica, în primul rînd, prin raportul care există între valoarea săriturii faliei și grosimea colectorului, iar în al doilea rînd, prin gradul diferit de cimentare al materialului detritic din zona planului de falie.

În stratele rezervor din Miocenul și Pliocenul bazal, acolo unde aceste formațiuni se așează direct peste fundamentul cristalin au fost identificate zăcăminte de hidrocarburi în rezervoare depuse și închise (ecranate) pe suprafața reliefului fundamentalui, la Turnu – complexul III din Pliocen și la Teremia – complexele „a” și „c” din Pliocen. Rezervoarele în care au luat naștere asemenea capcane litostratigrafice sint neomogene și au o grosime variabilă, condiționată de configurația reliefului peste care s-a produs sedimentarea. În unele cazuri, închiderea rezervorului s-a făcut parțial prin ecranarea lui pe suprafața paleoreliefului îngropat și parțial prin modificări litologice (marnizare), cum se întimplă de exemplu la Teremia și la Turnu. În alte cazuri, ca spre exemplu în Pliocenul bazal din blocul V, din zona Satchinez-Calacea, închiderea capcanei este realizată parțial prin închiderea rezervorului pe suprafața de discordanță Pliocen-Miocen (capcană mixtă).

Suprafața de discordanță Pliocen-Miocen închide de asemenea o serie de rezervoare de vîrstă miocenă, dind naștere la capcane litostratigrafice de tipul celor în care au fost identificate zăcăminte la Șandra-Sat-



chinez, în orizontul „a” din blocurile IV și V și în orizontul „Miocen 2” din blocul VIII (tab. 3).

În afara zăcămintelor de hidrocarburi în capcane litostratigrafice de tipul celor descrise mai sus, în perimetru tezei au mai fost identificate zăcăminte în rezervoare reduse prin efilare sau prin modificarea permeabilității. La Șandra-Satchinez, rezervorul care constituie orizontul „Miocen 3” se efilează în cuprinsul blocului V și își modifică permeabilitatea prin marnizare în blocul VIII formând în acest fel două tipuri diferite de capcane litostratigrafice (tab. 3), ceea ce ilustrează foarte bine faptul că din cauza diversității foarte mari a condițiilor de depunere, în rezervoare de aceeași vîrstă se formează tipuri diferite de capcane litostratigrafice, iar în cuprinsul aceluiași rezervor formarea capcanei este condiționată de diversi factori litostratigrafici, în aşa fel încât încadrarea capcanei într-unul din tipurile de bază este greu de realizat.

În tabelul 3 se prezintă acumularea identificată în Miocen, complexul „Miocen mediu”, în blocul III de pe structura Șandra-Satchinez, care este formată într-o capcană realizată parțial prin modificarea permeabilității rezervorului, parțial prin efilarea acestuia. Din poziția limitelor apă-tiței și gaze-tiței rezultă că falia care delimită capcana în partea nordică nu condiționează existența acumulării.

Observind imaginea în plan, a diferențelor tipuri de acumulări în capcane litostratigrafice prezentate în tabelul 3, se remarcă numeroase cazuri în care formarea capcanei se realizează prin contribuția a cel puțin două cauze (capcane mixte).

În unele situații, pe lîngă factorii litostratigrafici, la formarea capcanelor intervin și factori tectonici, închiderea rezervorului fiind asigurată parțial prin ecranarea lui pe falii. Acumulări în astfel de capcane — pe care le considerăm capcane mixte — au fost identificate la Șandra-Satchinez-Miocenul „0” din blocurile IV și V, Pliocenul din blocul V, la Calacea-Pliocenul din blocurile I, II și III și la Turnu-complexul III din blocul central.

Pînă în prezent, în perimetru tezei nu au fost identificate zăcăminte de hidrocarburi în capcane realizate în lentile de roci poroase înconjurate de roci impermeabile. De asemenea, atît în Banat, cit și în zonele limitrofe din R. P. Ungară și R. F. S. Jugoslavia nu s-au identificat zăcăminte în recifi, în paleovăi umplute cu sedimente permeabile, în cordoane litorale sau praguri deltaice sau în rezervoare ecranate prin dopuri de asfalt sau de argilă.

Considerăm că formarea capcanelor litostratigrafice în Banat este rezultatul evoluției geologice a regiunii, în special, în intervalul Cretacic superior-Cuaternar, cînd efectul mișcărilor tectonice s-a făcut resimțit mai ales, prin oscilații pe verticală, ce au determinat instalarea unor perioade de exondare sau imersiune de durată diferită.

În tot acest interval de timp, sedimentarea s-a produs în condițiile caracteristice domeniului șelfurilor continentale, o trăsătură aparte fiind imprimată de neregularitățile importante ale fundului bazinului de sedimentare și de aspectul de arhipelag care a existat probabil pînă la sfîrșitul



Pontianului superior. Numeroase insule și peninsule au delimitat bazine locale de sedimentare, în care există o mare varietate de faciesuri, atât pe orizontală cât și pe verticală. Ca urmare a acestor condiții de sedimentare s-au putut forma capcane de tip litostratigrafic, în rezervoare de vîrstă miocenă și pliocenă, reduse prin efilare sau închise pe suprafața paleoreliefurilor îngropate, în rezervoare închise prin modificarea permeabilității, precum și în lentile de nisip, înconjurate de roci impermeabile, în paleovăi umplute cu sedimente permeabile și în cordoane litorale sau praguri deltaice.

Faptul că nu au fost încă identificate zăcăminte de hidrocarburi în toate aceste tipuri de capcane litostratigrafice nu reprezintă un argument împotriva existenței lor. Lucrările viitoare de foraj vor descoperi, fără îndoială, zăcăminte și în alte tipuri de capcane, a căror formare o considerăm posibilă, ca urmare a evoluției geologice a regiunii.

Formarea păturii de alterație și fisurație la partea superioară a proemințelor reliefului fundamentalui cristalin reprezintă efectul cumulat al acțiunii agenților externi în perioadele de exondare și al destinderii prin răcire a rocilor magmatice. Prin scufundarea fundamentalui cristalin și îngroparea lui sub depozite sedimentare impermeabile, a fost posibilă formarea unor capcane litostratigrafice în zona alterată și fisurată a proemințelor reliefului acestuia. În acum, forajele au identificat zăcăminte de hidrocarburi în astfel de capcane, în zonele în care relieful fundamentalui cristalin este acoperit de sedimente miocene sau pliocene, dar este posibil ca asemenea capcane să se fi format și acolo unde relieful fundamentalui cristalin este acoperit de depozite sedimentare de vîrstă cretacică, sau chiar mai vechi (pl. I).

De asemenea, ni se pare logic ca în proemințele reliefului cretacic sau miocen, acoperite discordant de sedimente mai noi, impermeabile, să se fi putut forma capcane litostratigrafice fie în zona de alterație formată la suprafața acestor reliefuri în perioadele de exondare post-cretacică și respectiv post-miocenă, fie în rezervoare deja existente, ecrinate de suprafață de discordanță.

Formarea anticlinialelor de tasare în Pliocen este rezultatul sedimentării peste proemințele unui paleorelief îngropat și al creșterii vitezei de sedimentare către sfîrșitul Pliocenului cînd are loc colmatarea regiunii. Creșterea ritmului de sedimentare a condus la acumularea unor depozite groase, într-un timp relativ scurt, care au exercitat o presiune litologică importantă asupra sedimentelor mai vechi, încă neconsolidate, pe care le-au îndoit sub acțiunea greutății lor, deasupra proemințelor paleoreliefurilor îngropate, dînd naștere la anticlinialele de tasare.

Mișcările tectonice din Pliocenul superior au produs, în principal, numai reactivarea unor falii și fracturi mai vechi, care au afectat și sedimamentele miocene și pliocene, compartimentind anticlinialele de tasare deja formate, în diferite blocuri.

În ceea ce privește tipurile de capcane litostratigrafice formate în rezervoare de vîrstă cretacică sau mai vechi, informațiile pe care le avem la dispoziție nu ne permit să facem considerații la fel de argumentate ca



în cazul capcanelor formate în rezervoarele de vîrstă miocenă și pliocenă. Considerăm totuși că dată fiind asemănarea condițiilor de sedimentare din Cretacic — despre care avem mai multe informații din foraje — cu cele din Miocenul superior, sau Pliocen, putem admite că a fost posibilă formarea acelorași tipuri de capcane litostratigrafice de sedimentare. Efectul mișcărilor tectonice din Cretacic și în special din faza laramică, fiind însă destul de puternic resimțit în perimetru tezei, este posibil ca, sub acțiunea acestor mișcări, o parte din capcanele litostratigrafice de sedimentare să fi fost distruse, păstrindu-se numai acele capcane formate în lentile de roci poroase, inconjurate de roci impermeabile, în paleovăi sau cordoane litorale, în rezervore inchise prin modificarea permeabilității sau prin trunchierea pe suprafața paleoreliefurilor mai vechi.

După exondarea regiunii în timpul Paleogenului și Miocenului inferior și formarea reliefului cretacic are loc o nouă perioadă de imersiune, în care depozitele cretacice sunt acoperite transgresiv de sedimente miocene superioare și pliocene (4.2.3.). În această perioadă a fost posibilă formarea în rezervoarele de vîrstă cretacică, a unor capcane litostratigrafice post diagenetice, în rezervore ecranate de suprafața de discordanță Miocen-Cretacic sau Pliocen-Cretacic și în proeminentele îngropate ale reliefului cretacic.

Asupra existenței capcanelor litostratigrafice în formațiuni mai vechi decât Cretacicul, în măsura în care astfel de formațiuni s-au păstrat, nu putem face nici un fel de considerații, din lipsă de informații certe.

**4.3.2. Condițiile formării acumulărilor de hidrocarburi naturale în capcane litostratigrafice în Banat.** În capitolul precedent (4.3.1.) s-au arătat tipurile de capcane litostratigrafice, deja dovedite a fi saturate cu hidrocarburi, precum și acelea a căror existență poate fi presupusă pe baza evoluției geologice a regiunii studiate. Cu această ocazie s-au făcut și unele considerații privind caracteristicile rezervoarelor (formă, natură, proprietăți fizice) aşa încât, în cele ce urmează se vor discuta, în special, condițiile de geneză a hidrocarburilor și de formare a acumulărilor în capcane litostratigrafice.

În ceea ce privește geneza hidrocarburilor identificate pînă acum în formațiuni de vîrstă miocenă și pliocenă și în zona de alterație și fisurătate a reliefului fundamentalui cristalin, acoperită de sedimente neogene, toți antecercetătorii admit că formarea hidrocarburilor trebuie pusă pe seama rocilor sursă din Miocen și Pliocen (Anton et al., 1970<sup>66</sup>; Ichim et al., 1970<sup>67</sup>; Filipescu, Istoescu, 1972; Giuclea et al., 1973<sup>68</sup> etc.).

Argumente importante în favoarea acestei ipoteze au adus cercetările executate în comun de Institutul de Cercetări și proiectări pentru petrol și gaze din Cîmpina și Institutul Francez al Petrolului (Anton et al., 1970<sup>69</sup>).

<sup>66</sup> <sup>69</sup> Op. cit. 51.

<sup>67</sup> Op. cit. 49.

<sup>68</sup> Arh. I.C.P.P.G.

Acestea sint :

— Studiile sedimentologice au dovedit existența mediului reducător caracterizat prin minerale cu fier bivalent (pirită siderit, leptoclorit, glauconit), care a favorizat, în fazele de sedimentogeneză și diageneză a, depozitelor miocene și pliocene, transformarea materiei organice în hidrocarburi.

— Studiile de geochimie a materiei organice au indicat ca roci generatoare de hidrocarburi marnele din Miocen și marnele și marno-calcarele din Pliocen. În general, s-a constatat că depozitele pliocene sunt mai bogate în materie organică decât cele miocene.

— Studiile foarte amănunțite de geochimie organică, executate de cercetătorii francezi pe extracte de materie organică solubilă din carote și pe tăieri, au arătat că toate tăierurile sunt identice în compoziția lor detaliată iar extractele de roci conțin hidrocarburi saturate, de compoziție absolut similară între ele și cu a tăierilor, ceea ce trădează originea comună a materiei organice.

Deoarece măsurările geotermice au arătat o temperatură de 78°-90° la 2000 m, respectiv un gradient geotermic de 3,35°-4,30°, pentru regiunea Cherestur-Tomnatec-Terești-Variaș-Satchinez, iar reprezentarea grafică a rapoartelor extract (carbon organic și hidrocarburi)—carbon organic în procente ponderale, în funcție de adâncimea actuală, nu arată o corelație frecventă a unei creșteri a productivității în funcție de adâncime, se ajunge la concluzia că geneza hidrocarburilor în perimetru tezei este influențată, în mod special, de temperatură, factorul timp jucând numai un rol secundar. Autorii citați consideră că influența termică se manifestă nu prin îngroparea maximă a probelor ci prin distanța lor față de soclu.

Filipescu, Istoescu, (1972) pornind de la analiza probelor de gaze obținute de la diferite sonde — distribuite pe întreaga depresiune pannonică, în teritoriul R.S.R. — care au străbătut Pliocenul, Miocenul, Paleogenul, Cretacicul superior și s-au oprit cu talpa în fundalul cristalin, ajung la concluzia că atât gazele libere cât și cele asociate tăierilor sunt acumulate în zăcăminte primare, deoarece, acolo unde bioxidul de carbon se găsește în gazele din Pliocen, lipsește din formațiunile mai vechi, iar în sondele în care el se găsește în formațiuni mai vechi (Miocen-Cretacic), lipsește din formațiunile mai noi sau se găsește în cantități foarte mici.

În ceea ce privește hidrocarburile acumulate în zona alterată a fundalului cristalin toți cercetătorii mai sus citați admit că aceste hidrocarburi sunt migrații din formațiunile sedimentare adiacente, în zona poroasă și permeabilă de la suprafața fundalului.

Concluziile antecercetătorilor noștri privind existența — deja dovedită — a rocilor surși în formațiunile de vîrstă miocenă și pliocenă și posibilitatea existenței unor roci generatoare și în Cretacic (Ichi et al., 1970<sup>70</sup>) sau în formațiuni mai vechi, ni se par suficient argumentate și ni le insușim în totalitate.

<sup>70</sup> Op. cit. 49.

În legătură cu geneza hidrocarburilor, însă, părerea noastră este că în afara factorului temperatură și timp, la determinarea condițiilor în care s-a produs transformarea materiei organice în hidrocarburi, trebuie avută în vedere și adincimea de îngropare a rocii sursă, adincime care influențează direct atât temperatura, cît și presiunea la care este supusă roca generatoare de hidrocarburi. De asemenea, considerăm că în perioadele de exondare procesul de transformare a materiei organice în hidrocarburi s-a întrerupt, în anumite zone, ca urmare a condițiilor nou create și că o parte din hidrocarburile deja formate au fost distruse.

Din aceste considerente, socotim că cele mai bune condiții pentru acumularea materiei organice și transformarea ei în hidrocarburi le oferă zonele depresionare, în care a existat o subsidență aproape continuă, deoarece în aceste zone s-au acumulat, într-un timp relativ scurt, sedimente groase, care au fost îngropate la adâncimi mari, unde au existat condițiile cele mai favorabile pentru formarea hidrocarburilor.

În perimetru tezei, aceste condiții sunt cel mai bine îndeplinite în zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, care se continuă către nord cu Depresiunea Makö din R. P. Ungară, iar către sud, cu o zonă depresionară ce trece pe la vest de Crnja, în R. S. F. Jugoslavia. În cuprinsul acestei zone depresionare, subsidență a fost aproape continuă, astfel încit s-a depus o stivă groasă de sedimente — în special miocene și pliocene — (sonda Had-1 săpată în R. P. Ungară a intrat la 5150 m în Miocen, rămînind cu talpa în această formațiune la adâncimea de 5842 m). Carotele extrase din sondele săpate în această zonă au arătat, pe de altă parte, existența unui facies mult mai pelitic decât în restul Banatului, iar măsurările de termometrie executate în sonda Had-1, în intervalul 5400-5842,5 m, au indicat temperaturi foarte ridicate (+220°C).

Rezultă, deci, că în cuprinsul acestei zone depresionare au existat condiții optime de temperatură și presiune pentru transformarea materiei organice în hidrocarburi, transformare care s-a produs într-un timp relativ scurt, ca urmare a gradientului geotermic ridicat ce caracterizează această regiune (3,35°C-4,30°C).

Repartizarea acumulațiilor industriale de hidrocarburi pe flancurile zonei depresionare Makö-Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia-Crnja reprezintă un argument important în sprijinul afirmației că această zonă depresionară reprezintă principala zonă de alimentare cu hidrocarburi pentru acest sector al Depresiunii panonice. Într-adevăr, zăcămintele de hidrocarburi de la Algyö, Ferenczállás (R. P. Ungară), Cherestur, Teremia, (R.S.R.), Mokrin, Kikinda, Kumare, Elemir (R. S. F. Jugoslavia) se situează pe flancul vestic al zonei depresionare susamintite, iar zăcămintele de la Pusztaföldvár, Totkomlós, Battonya (R. P. Ungară), Turnu, Variaș, Tomnatec, Șandra, Satchinez, Calacea (R.S.R.) Boka, Velika-Greda, Konak etc. (R. S. F. Jugoslavia) se situează pe flancul de est al aceleiași zone.

O altă regiune, pe care grosimea depozitelor sedimentare și adâncimea de îngropare a acestora o indică ca o posibilă zonă de alimentare cu hidrocarburi, este zona depresionară Tolvadia-Diniș-Beregsău Mare, în



axul căreia-după date seismice-fundamentul cristalin poate fi întlnit la 3500-4000 m (pl. I).

Cu toate că forajele săpate pînă acum pe apexul ridicărilor ce mărgineste această zonă depresionară au avut rezultate negative, considerăm că această zonă poate fi avută în vedere ca o potențială zonă de alimentare cu hidrocarburi deoarece :

- condițiile de acumulare a materiei organice și de transformare a ei în hidrocarburi au fost probabil aceleași ca și în zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia ;

- indicațiile de gaze obținute în unele sonde (1 Ivanda, 2 și 4 Giuvăz, 1 Peciu, 4 Moravița) deși sint slabe, dovedesc că procesul de formare a hidrocarburilor a putut avea loc ;

- studiul apelor de zăcămînt arată același tip de ape ca în zonele productive Șandra-Satchinez și anume ape de tip  $\text{CaCl}_2$ , cu indici direcți pentru ape asociate zăcămintelor de hidrocarburi (I c h i m et al., 1970<sup>71</sup>).

În estul perimetrului tezei, condițiile de formare a hidrocarburilor au fost mai puțin favorabile decit în zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia. Sedimentele depuse au un facies mult mai psamitic iar grosimea totală a depozitelor nu depășește 2500 m, cel mai adesea fiind de ordinul a 500-1500 m (pl. I).

Cu toate că în aceste zone apropierea sedimentelor miocene și pliocene de sursa termică (Fundamentul cristalin) este mai mare decit în zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, condițiile la care au fost supuse rocile bituminoase au fost mai puțin favorabile pentru transformarea materiei organice în hidrocarburi, ca urmare a adincimii reduse la care au fost îngropate sedimentele. Acest fapt ar putea constitui o explicație pentru lipsa acumulărilor de hidrocarburi în zonele în care fundamentul se află la mică adincime (Șipet-Soșdea, Deta-Stamora Germană, Dumbrăvița, Seceani-Ianova etc.). În condițiile de temperatură și presiune la care au fost supuse sedimentele miocene și pliocene situate la mică adincime (pînă la 1000-1500 m) procesul de transformare a materiei organice în hidrocarburi nu a depășit probabil stadiul formării hidrocarburilor gazoase. Din informațiile obținute prin sonde rezultă că pînă acum, în astfel de zone, nu au fost identificate hidrocarburi lichide, iar slabele urme de gaze dovedesc că formarea acestora s-a produs în cantități relativ mici. Studiul apelor de zăcămînt arată pentru această zonă prezența în formațiunile miocene a unor ape neasociate zăcămintelor de hidrocarburi, de tip  $\text{CaCl}_2$ , în condiții închise hidrogeologic, iar pentru Pliocen și fundamentul cristalin, ape vadoase de tip  $\text{CO}_3\text{HNa}$ , în fază de transformare chimică a apelor.

Formarea hidrocarburilor pe ţesama rocilor sursă din Cretacic sau din formațiuni mai vechi este un proces pe care-l considerăm din punct de vedere teoretic, posibil, dar asupra căruia nu putem face prea multe considerații, din cauza gradului insuficient de cercetare al acestor formațiuni. Grosimea destul de mare a depozitelor cretacice (peste 900 m în sonda 58 Dudeștii Noi) și faciesul argilelor și marnelor pelitice de culoare

<sup>71</sup> Op. cit. 49.

negocioasă întâlnite în aceste formațiuni par să fie argumente importante pentru a considera depozitele cretacice ca o sursă potențială de hidrocarburi.

Zona principală de formare a hidrocarburilor pe seama rocilor sursă din Cretacic sau din formațiuni mai vechi nu poate fi alta decât tot zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia unde aceste formațiuni au o grosime destul de mare (900-1000 m) și sunt acoperite de o stivă de sedimente miocene și pliocene groasă de 3000-4000 m.

Acumulaările de hidrocarburi reținute în capcanele litostratigrafice formate în rezervoare de vîrstă miocenă și pliocenă și în zona de alterație și fisurărie a fundamentului cristalin, acolo unde acesta vine în contact direct cu aceste formațiuni, s-au produs în urma unui proces de migrație primară singenetică și epigenetică.

Hidrocarburile formate într-un timp relativ scurt, ca urmare a gradientului geotermic ridicat, au putut migra numai după depunerea unei grosimi de sedimentelor acoperitoare, suficientă, pentru ca sub acțiunea presiunii litostatice să înceapă procesul de migrație. Această grosime, Weite (1965) o apreciază la minimum 500-600 m, pentru ca să poată avea loc deformarea mecanică a mineralelor argiloase și expulzarea hidrocarburilor din roca sursă. Deoarece grosimea maximă a depozitelor miocene atinge 750-800 m, numai în zona Sinnicolau Mare și Sud Ianova, ni se pare mult mai logic să admitem că procesul de migrare al hidrocarburilor formate pe seama rocilor sursă din Miocen a putut avea loc în mod practic de abia după depunerea depozitelor pliocene, deși formarea hidrocarburilor a incepuse probabil ceva mai înainte.

Vom considera deci că procesul de migrare al hidrocarburilor care a condus la acumularea zăcămintelor din Miocen și Pliocen și din zona alterată a fundamentului cristalin, acolo unde fundamentul este acoperit direct de aceste formațiuni, a inceput după depunerea Pliocenului. Migrația hidrocarburilor a continuat concomitent cu formarea hidrocarburilor, mai întâi în rocile sursă miocene și apoi în cele pliocene, după supunerea acestora în condiții optime de temperatură, presiune și adincime pentru transformarea materiei organice în hidrocarburi în cantitate suficientă pentru a putea migra.

Hidrocarburile generate de rocile sursă miocene și pliocene au putut migra din roca sursă în rocile rezervor adiacente, acumulându-se mai întâi în capcanele litostratigrafice deja formate în momentul începerii migrației. În acest fel se explică formarea acumulațiilor de hidrocarburi cunoscute în Banat, în rezervoare reduse prin efilare sau depuse și închise pe suprafața paleoreliefurilor îngropate, în rezervoare închise ca urmare a modificării permeabilității, sau ecranate de suprafața de discordanță Pliocen-Miocen, în zona de alterație formată la suprafața reliefului fundamentului cristalin și chiar în anticlinalele de tasare.

Saturarea cu hidrocarburi a capcanelor s-a făcut în raport de apropierea față de zona de alimentare, de cantitatea hidrocarburilor capabile să migreze și de poziția structurală a acestora. După saturarea capcanelor cele mai apropiate de roca sursă, printr-un proces de migrație primară



singenetică, în măsura în care s-au format hidrocarburi în cantitate suficientă, a fost posibilă saturarea și a altor capcane din cuprinsul formațiunii cu roci mame (migrație primară epigenetică) aflate la o distanță mai mare. Lipsa acumulărilor de hidrocarburi în zona alterată a fundamentului cristalin la Calaceea, s-ar putea explica prin aceea că hidrocarburile formate pe seama rocilor miocene nu au fost în cantitate suficientă pentru a satura și această capcană, situată mai departe de zona de alimentare, cu toate că poziția sa structurală este mai ridicată decât la Satchinez-Şandra sau Variaș, unde atât Miocenul cît și zona alterată a fundamentului cristalin pe care se sprijină săturate cu hidrocarburi.

Acumularea hidrocarburilor în zona alterată a fundamentului cristalin s-a făcut în unele cazuri printr-un proces de migrație laterală, sau verticală, din roca sursă, direct în rezervorul constituit de zona de alterație – atunci cind aceste roci vin în contact (Turnu). În alte cazuri, migrația hidrocarburilor s-a produs mai întâi din roca sursă în stratul rezervor acoperitor, iar apoi printr-o migrație laterală, în interiorul rezervorului, hidrocarburile au ajuns în contact direct cu zona alterată a fundamentului în care s-au acumulat (Variaș Vest, Şandra, Satchinez).

Căile de migrație pentru hidrocarburile formate în rocile sursă miocene și pliocene din Banat au fost constituite, în principal, de porii rocilor și de falii și fisuri acolo unde acestea există. Deoarece falierea formațiunilor miocene și pliocene s-a produs, probabil, în urma mișcărilor tectonice din Pliocenul superior, la o dată cind acumulările de hidrocarburi în capcane litostratigrafice erau probabil formate, prin acțiunea acestor mișcări tectonice a avut loc numai o redistribuire a fluidelor în interiorul capcanelor, unele din falii devenind etanșe (4.3.1.).

Din lucrările întocmite de Anton et al., (1970<sup>72</sup>), Filipescu, Istoceșcu (1972) rezultă că acumulările din Miocen, Pliocen și zona alterată a fundamentului cristalin, identificate în Banat sunt acumulări primare și au o origine comună, ceea ce ne face să considerăm că aceste acumulări nu pot fi puse pe seama unor roci sursă mai vechi decât Miocenul, respectiv pe seama rocilor sursă din Cretacic. Va trebui, deci, să admitem că hidrocarburile care s-ar fi putut forma pe seama rocilor sursă din Cretacic, sau din formațiuni mai vechi, s-au acumulat în capcane existente în cuprinsul acelorași formațiuni, sau au fost distruse, în perioadele de exondare post-cretacice.

Considerăm că posibilitatea formării unor acumulări de hidrocarburi în Cretacic, sau în formațiuni mai vechi, nu trebuie exclusă, în stadiul actual de cunoaștere al acestor formațiuni. În mod teoretic, este posibil ca o parte din capcanele litostratigrafice, sau de alte tipuri, formate în cuprinsul formațiunilor cretacice, să fi fost saturate cu hidrocarburi și să se fi păstrat ca atare. Cel mai probabil ni se pare că aceste acumulări să existe în capcane formate în zona de efilare a rezervoarelor, în rezervoare închise prin modificarea permeabilităților, în lentile de nisip înconjurate de roci impermeabile, în paleovăi sau cordoane litorale și în capcane tecto-

<sup>72</sup> Op. cit. 51.

nice, care au rezistat mai bine acțiunii de distrugere a mișcărilor de cutare și a agenților externi, în fazele de exondare. Informațiile geologice pe care le vor aduce forajele ce se vor săpa în viitor, în perimetru tezei, vor contribui fără îndoială la aprecierea cu mai multă certitudine a potențialului petro-gazeifer al formațiunilor mai vechi decât Miocenul.

#### **4.4. Zone favorabile acumulărilor. Delimitarea suprafețelor cu perspective în perimetru tezei de doctorat**

Analiza condițiilor formării hidrocarburilor și a posibilităților de acumulare a acestora în capcane de diferite tipuri, conduce la următoarele concluzii :

— Datele obținute din analizele geochemice dovedesc că principalele formațiuni cu roci sursă sunt formațiunile miocene și pliocene, pe seama cărora sunt puse toate zăcămintele de hidrocarburi din Banat. Lipsa de informații suficiente nu permite deocamdată aprecierea posibilităților de formare a hidrocarburilor pe seama rocilor sursă mai vechi decât Mioce-nul, dar această ipoteză nu trebuie exclusă.

— Zonele principale de alimentare cu hidrocarburi trebuie considerate zonele depresionare adânci, care au cunoscut o subsidență accentuată în timpul perioadelor geologice și în care au fost asigurate condițiile optime de transformare a materiei organice în hidrocarburi.

Din acest punct de vedere, cele mai bune condiții au fost îndeplinite în zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, pe care o considerăm ca principala zonă de alimentare cu hidrocarburi a tuturor zăcămintelor.

— Capcanele în care au fost descoperite pînă acum acumulări industriale de hidrocarburi naturale, în Banat și în regiunile limitrofe perimetru lui tezei de doctorat din R. P. Ungară și R. S. F. Jugoslavia, sunt în marea lor majoritate capcane de tip litostratigrafic sau mixt. Evoluția geologică a regiunii ne îndreptățește să considerăm că perspectivele de a identifica noi acumulări de hidrocarburi vor trebui legate de același tip de capcane, cel puțin pentru formațiunile miocene și pliocene și pentru zona alterată a fundamentului cristalin. Pentru formațiunile premiocene aceste perspective pot fi legate și de capcane tectonice, de diferite tipuri, care au putut lăua naștere ca efect al mișcărilor de cutare ce au afectat aceste formațiuni.

— Zonele cele mai favorabile acumulărilor de hidrocarburi s-au dovedit a fi pînă în prezent zonele de ridicare ale fundamentului cristalin situate de o parte și de alta a zonei depresionare Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia. Zonele de ridicare ale fundamentului cristalin condiționează existența unor capcane litostratigrafice în zona alterată și fisurată a proemințelor reliefului îngropat și în rezervoare de tip granular, închise. (ecranate) pe suprafața reliefului, sau deformate, ca urmare a tasării diferențiale deasupra acestor proeminențe (anticlinale de tasare). La aceste tipuri de capcane litostratigrafice, în legătură directă cu proemințele reliefului fundamentului cristalin, se mai adaugă și capcanele realizate prin închiderea stratului rezervor în zona de efilare, sau închise ca urmare a modificării permeabilității, care sunt asociate zonelor de ridicare a fun-



damentului. În numeroase cazuri (4.3.) închiderea capcanelor se realizează prin contribuția a două sau trei cauze, uneori acestea fiind și cauze tectonice (capeane mixte).

— Datele geofizice, geochemice și de foraj susțin existența unor capcane încă neidentificate, care ar putea fi saturate cu hidrocarburi, în primul rînd în extinderea zonelor deja productive, pe flancurile unor ridicări ale fundamentului, insuficient explorate prin foraje. De asemenea, este posibilă identificarea unor proeminente de mai mică amploare ale fundamentului, care au scăpat pînă acum observațiilor noastre din cauza informațiilor seismice insuficiente de precise și a numărului mic de foraje.

— Orientarea pe viitor a lucrărilor de prospectiuni și explorare pentru hidrocarburi în Banat trebuie făcută avîndu-se în vedere zonele cu cele mai bune perspective de generare a hidrocarburilor mai sus menționate, tipurile de capcane, a căror existență o considerăm posibilă ca urmare a evoluției geologice a regiunii, condițiile de acumulare a hidrocarburilor în aceste capcane (4.3.2.) și posibilitățile pe care tehnologiile moderne utilizate în prospectiunea seismică și în investigarea geologică și geofizică a găurilor de sondă le oferă pentru identificarea unor noi zăcăminte de petrol sau gaze (6.1., 6.2), în primul rînd, în formațiunile pliocene și mioceene și în zona alterată și fisurată a fundamentului cristalin.

### III. POSIBILITĂȚILE SEISMOMETRIEI LA IDENTIFICAREA CAPCANELOR LITOSTRATIGRAFICE ȘI LA DETECTAREA DIRECTĂ A ZACĂMINTELOR DE HIDROCARBURI

#### Cap. 5. PERSPECTIVELE SEISMOMETRIEI LA IDENTIFICAREA CAPCANELOR LITOSTRATIGRAFICE ȘI LA DETECTAREA DIRECTĂ A ZACĂMINTELOR DE HIDROCARBURI

##### 5.1. C apeanele litostratigrafice ca obiect de cercetare al prospectiunii seismice

Succesele obținute în ultimele patru decenii în cercetarea capcanelor de tip tectonic au făcut din prospectiunea seismică metoda geofizică cea mai utilizată în industria de hidrocarburi, majoritatea forajelor de prospectiune și explorare și în unele cazuri, chiar forajele de exploatare fiind proiectate pe baza rezultatelor prospectiunii seismice, în poziții structurale optime.

Utilizarea seismometriei pentru cercetarea capcanelor litostratigrafice, începută de abia în ultimii 10-15 ani a cunoscut o dezvoltare mai lentă, pe de o parte, datorită orientării lucrărilor de prospectiune și explorare, în special, pentru identificarea capcanelor tectonice, dar mai ales, datorită dificultății problemelor puse spre rezolvare, care nu au putut fi abordate decît într-un anumit stadiu de dezvoltare a tehniciilor de înregistrare, prelucrare și interpretare a datelor seismice.

În aprecierea posibilităților seismometriei la detectarea capcanelor litostratigrafice, deosebit de importantă este cunoașterea modelului seismogeologic pe care-l reprezintă fiecare tip de capcană. Prin confrunta-



rea acestui model cu posibilitățile și limitările metodei seismice se pot analiza succesele, sau insuccesele obținute pînă acum, se pot aprecia în mod obiectiv șansele de reușită și se pot identifica problemele care trebuie rezolvate în viitor.

Pornind de la această idee, vom analiza, în continuare, diferitele tipuri de capcane litostratigrafice, ca obiect de cercetare a prospecțiunii seismice, urmînd ca pe baza acestei analize să interpretăm rezultatele obținute de noi și de alți cercetători și să schităm direcțiile către care vor trebui orientate lucrările în viitor.

Din literatura consultată, rezultă că o asemenea analiză seismogeologică, care să cuprindă toate tipurile de capcane litostratigrafice, nu s-a făcut pînă acum de antecercetători.

Majoritatea acestora (Parker, Black, 1957; Iurcenko, 1957; 1960; Busch, 1959; Carrissimo, D'Agostino, 1960; Savit, 1960; Voskresenski, Sult, 1961; Sengbusch, 1962; Abdulaev, 1962; Chapman, 1963; Kanarcikin, 1963; Tarasov, 1965; Mathieu, Rice, 1969; Dicea et al., 1971; Sivkov, Tolstolitkin, 1971; Mateker, Chansheng, 1971) prezintă în articolele publicate rezultatele obținute în cazuri izolate, sau pe regiuni restrinse, pe baza cărora propun metode de studiu ce ar putea fi aplicate în situații similare.

Unele lucrări (Agnich, 1955; Pinatova, 1956; Dobrin, Rimmer, 1964; Boulware, 1967; Lyons, Dobrin, 1972) se ocupă de probleme teoretice și practice cu caracter mai general și ajung la concluzii care pot servi ca ghid în proiectarea lucrărilor, pentru studiul unui anumit tip de capcane litostratigrafice, sau la interpretarea rezultatelor obținute.

Intr-un articol anterior (Ionescu, 1967) am încercat să cuprindem, pe scurt, problemele legate de identificarea principalelor tipuri de capcane litostratigrafice prin seismometrie și să prezintăm unele rezultate obținute prin lucrările executate în țara noastră. Problema a fost reluată ulterior, într-un cadru ceva mai larg, în referatul întocmit în cadrul programului de pregătire pentru doctorat (Ionescu, 1967<sup>74</sup>).

Considerind capcana ca o formă tridimensională (2.1.) problema prospecțiunii seismice este de a determina poziția în spațiu a suprafețelor care delimitizează capcana. (Intersecția acestor suprafețe reprezintă limitele de extindere ale capcanei, iar volumul corpului mărginit de aceste suprafețe, volumul capcanei.)

În mod teoretic, prospecțiunea seismică este capabilă să răspundă la această problemă în mod direct, în măsura în care identificarea și corelația undelor care provin de la suprafețele ce delimitizează capcana este posibilă. Posibilitățile și limitările metodei seismice sunt legate, în mod direct, de gradul de precizie cu care se realizează determinarea parametrilor principali ai măsurătorilor (timp, viteza) și estimarea legilor de propagare a undelor seismice în subsol. Acest lucru este deosebit de important,

<sup>74</sup> Arh. Univ. București.



deoarece în cercetarea capcanelor litostratigrafice prin metode seismice idealizarea mediului nu este cel mai adesea posibilă, dat fiind faptul că „anomalile seismice” căutate pot fi uneori de același ordin de mărime cu erorile care apar prin aproximările făcute, sau prin imprecizia determinării parametrilor susmenționați.

Sintem deci obligați să considerăm ca o primă condiție pentru abordarea problemei identificării capcanelor litostratigrafice prin seismometrie, ridicarea gradului de precizie a măsurătorilor seismice și aplicarea unor procedee tehnice de înregistrare și prelucrare, capabile să conducă la realizarea unui raport semnal-zgomot favorabil undelor utile și la o aproximare a mediului cît mai aproape de realitate.

O a doua condiție se referă la caracterul de limită reflectatoare sau refractatoare (F a v r e , 1958 ; B o t e z a t u , 1964 ; C o n s t a n t i n e s c u et al., 1965) pe care trebuie să-l îndeplinească suprafețele care delimitizează capcana.

O a treia condiție, cu caracter mult mai general, este aceea că domeniul din subsol ce corespunde unei capcane trebuie să se manifeste în aşa fel pe înregistrările seismice, încit să poată fi diferențiat și evidențiat ca atare. Îndeplinirea acestei condiții conduce la stabilirea unor criterii calitative cu caracter general, sau local, care permit delimitarea unor capcane litostratigrafice (3.3.).

În cele ce urmează, vom analiza modul în care aceste condiții de bază pot fi realizate în cazul capcanelor litostratigrafice, pentru determinarea perspectivelor pe care prospecțiunea seismică le are în prospectarea acestui tip de capcane.

Din punctul de vedere al prospecțiunii seismice, capcanele litostratigrafice pot fi grupate într-o primă etapă a studiului, în raport cu formator, deci utilizând criteriul morfologic (2.1.). În detaliu, aşa cum se va vedea mai departe, în cadrul aceleiași clase apar unele particularități, care vor fi discutate pentru fiecare caz în parte.

## 5.2. Posibilitățile seismometriei la detectarea capcanelor litostratigrafice stratiforme

Capcanele stratiforme prezintă următoarele trăsături caracteristice comune : — extinderea rezervorului pe orizontală este mult mai mare decit pe verticală ; — capcana este limitată la partea superioară sau inferioară prin suprafețe aproape plane sau cu o rază de curbură destul de mare.

Este de așteptat, deci, ca în majoritatea cazurilor, suprafețele care separă capcana să îndeplinească condiția de limită reflectatoare deoarece limitele de separație dintre marne sau argile (cuvertura protectoare) și gresii sau nisipuri consolidate (rezervorul) prezintă coeficienți de reflecție ce pot varia de la 0,05 la 0,3 iar între rezervorul grezos și formațiunile ce alcătuiesc culcușul stratului valoarea coeficienților de reflecție poate să fie de același ordin de mărime, sau chiar mai mari, în raport cu natura geologică a acestor formațiuni (calcare, sîsturi cristaline etc.).



În situația în care această condiție nu este îndeplinită, informații geologice foarte prețioase se obțin, totuși, prin utilizarea în interpretarea secțiunilor seismice a „orizonturilor convenționale”, care suplinesc, într-o oarecare măsură, lipsa orizonturilor seismice fizice ce marchează limitele stratului urmărit.

O remarcă deosebit de importantă este legată de raporturile dintre grosimea stratului rezervor și posibilitatea separării pe înregistrările seismice a reflecțiilor care sosesc de la limita superioară și cea inferioară a stratului.

Studii teoretice, pe modele (Jacoski, 1950; Gurvici, 1952 din Constantinescu et al., 1965), au arătat că energia undelor seismice care sosesc de la fețele unui strat a cărui grosime este mai mică decât jumătatea lungimii de undă, descrește foarte mult. Alechin et al. (1971) consideră că pentru grosimi ale stratului mai mici de 30 m, se obține reflecția de la acoperișul stratului, între 50-70 m, reflecțiile de la cele două fețe ale stratului interferează între ele și nu se pot urmări, iar peste 70 m cele două reflecții se pot urmări separat. Grosimea minimă a stratului pentru care reflecțiile de la acoperiș și culcuș pot fi urmărite în mod separat, fiind funcție de lungimea de undă, este implicit funcție de frecvența undelor seismice, o rezoluție mult mai bună obținându-se prin utilizarea frecvențelor înalte. În practica curentă, prospecțiunea seismică nu permite delimitarea capcanelor stratiforme prin reflecții separate de la culcușul și acoperișul rezervorului, în zonele în care grosimea acestuia scade sub 50-70 m; prin aplicarea unor procedee speciale se ajunge la grosimi de ordinul a 15-25 m.

Această concluzie este, după părerea noastră, de o importanță majoră în definirea domeniului de aplicabilitate al prospecțiunii seismice pentru studiul capcanelor, în general și al capcanelor litostratigrafice, în special, dat fiind că închiderea acestora se realizează — pentru foarte multe tipuri — prin reducerea treptată a grosimii rezervorului, pînă la dispariția totală.

Cresterea puterii de rezoluție a prospecțiunii seismice pentru stratele subțiri se realizează la ora actuală pe următoarele două căi principale:

a) în faza de înregistrare, prin introducerea în subsol a unor unde longitudinale cu frecvențe înalte (peste 50-70 Hz) lucru care este posibil prin utilizarea surselor de energie vibroseis, sau prin producerea exploziilor în roci dure (calcare, gresii etc.), procedeul fiind limitat de amortizarea puternică a frecvențelor înalte cu adîncimea;

b) în faza de prelucrare, prin aplicarea unor filtre inverse care să conducă la contractarea semnalelor (deconvoluție de contractie), în aşa fel încît să permită separarea reflecțiilor care vin de la acoperișul și de la culcușul stratului. Procedeul este destul de eficient și poate permite urmărirea unor strate cu grosimi de minimum 40-50 m, în situațiile cele mai favorabile. De notat că încercările de a folosi undele transversale în același scop nu au dus pînă acum la rezultate convingătoare.

În estimările făcute mai sus, se consideră că înregistrările seismice sunt complet „curățate” de undele perturbatoare, lucru care, în mod



evidenț, nu este întotdeauna posibil în practică. Din aceste motive, trebuie să considerăm că în cazurile reale, obișnuite, din cauza prezenței unui fond de unde perturbatoare pe înregistrările seismice, urmărirea reflectiilor care delimitizează un strat subțire devine mai dificilă și puterea de rezoluție a metodei seismice se reduce astfel la grosimi ceva mai mari decât cele amintite mai sus.

*Anticlinale de tasare.* În măsura în care grosimea rezervorului se situează în limitele puterii de rezoluție a metodei seismice, prospectarea unor asemenea capcane nu pune probleme deosebite. Rezultate bune în prospectarea acestui tip de capcane s-au obținut și la noi în țară, fără aplicarea unor procedee speciale de teren sau prelucrare, în depresiunea pannonică, în zona scufundată a Promontoriului nord-dobrogean și în partea estică a Platformei moesice. Pentru evidențierea înclinărilor relativ mici ale flancurilor și a îngroșării formațiunilor dinspre apex spre flancuri, este necesară asigurarea unei bune corelabilități a undelor reflectate, lucru care se realizează prin aplicarea în teren a metodei acoperirii multiple și a unor procedee uzuale de îmbunătățire a raportului semnal-zgomot.

*Capcane formate în rezervoare reduse prin efilare.* Problemele puse seismometriei de cercetarea acestui tip de capcane sunt legate, în special, de zona de efilare, respectiv zona de închidere a capcanei. În această zonă, ca urmare a reducerii grosimii stratului rezervor, undele reflectate care sosesc de la fețele stratului interferează și nu mai pot fi înregistrate separat. Pe de altă parte, zona de dispariție totală a rezervorului reprezintă o limită de discontinuitate acustică și dă naștere la unde difractate, care complica și mai mult secțiunea seismică. În sfîrșit, în cazul capcanelor de acest tip, aflate la adâncină, din cauza atenuării frevențelor înaltă durată impulsului seismic crește și separarea celor două reflectii care provin de la limitele capcanei devine greoală, începând de la o grosime mai mare a stratului rezervor.

Pentru prospectiunea seismică, problema se pune, deci, să se reducă la minim grosimea stratului pentru care cele două unde reflectate, sau refractate, care-l delimitizează, pot fi separate.

Acest lucru este posibil — așa cum s-a arătat mai sus — utilizând surse de înaltă frevență și reducând distanța între trase în faza de înregistrare și aplicând un filtru invers (deconvoluție) la prelucrarea datelor, care să reducă cât mai mult durata semnalului seismic.

În studiul zonelor de efilare, pentru delimitarea cât mai exactă a capcanei, un rol important îl poate juca și studiul pe modele. Construirea unor seismograme sintetice, utilizând informațiile de la sondele săcate în zonă, care să indice aspectul trasei seismicice pentru grosimi variabile ale stratului rezervor de la 80-100 m pînă la zero, poate permite, prin comparație cu trasele reale înregistrate, să se delimitizeze zona de închidere a capcanei, cu o precizie destul de bună.

Aplicarea acestui procedeu implică o estimare foarte exactă a mediului seismogeologic, ceea ce înseamnă, în primul rînd, executarea de măsurători continue de viteză și densitate în sondele săcate în zonă. În al doilea rînd, înregistrările din teren trebuie să prezinte un raport semnal-zgomot



foarte ridicat la nivelul limitelor reflectatoare ce constituie suprafețele care delimită capcane. Metoda propusă nu exclude aplicarea deconvoluției, utilizarea frecvențelor înalte sau reducerea distanței între trase pentru înregistrările seismice ci dinpotrivă, le reclamă, informațiile obținute completindu-se reciproc.

În țara noastră, în aproape toate unitățile structurale s-au putut delimita prin seismometrie zone de reducere a stratelor, prin efilare. Limita de dispariție a stratului pe secțiunile de timp s-a considerat zona în care reflecțiile de la acoperișul și culcul strătului încep să interfereze și nu mai pot fi înregistrate separat. Cu toate că această zonă nu reprezintă zona de dispariție totală a stratului ci zona în care grosimea rezervorului devine mai mică de 40-50 m, considerăm că evidențierea tendinței de subțiere pînă la dispariție a stratului rezervor, prin seismometrie, este o indicație foarte prețioasă pentru geologul de petrol, care cunoșcind posibilitățile metodei și avînd la dispoziție și datele obținute prin foraje poate estima linia de închidere a capcanei cu precizie (pl. IV și V).

În cazul cînd suprafețele ce delimită capcana nu sunt suprafețe reflectatoare sau refractatoare, cercetarea zonelor de efilare prin seismometrie nu-și găsește, în mod practic, rezolvarea directă. Informațiile indirecte, privind existența posibilă a acestui tip de capcane, rezultă din tendința de subțiere a complexului de strate mai gros ce cuprinde și stratul cercetat și care este bine definit prin orizonturi seismice. Pe baza datelor din foraje și a poziției limitelor reflectatoare de pe secțiunile seismice, se pot trasa orizonturi seismice convenționale, care pot ajuta destul de mult la identificarea și delimitarea capcanelor.

*Capcane litostratigrifice formate în rezervoare ecranate de suprafețe de discordanță.* Capcanele litostratigrifice formate în rezervoarele reținute de suprafețe de discordanță sau trunchiate pe o astfel de suprafață au drept caracteristică comună faptul că, în ambele cazuri, capcana este limitată pe una din fețe, de suprafața de discordanță.

Din punctul de vedere al prospectiunii seismice, cele două tipuri de capcane pot fi tratate împreună, problemele care se pun fiind legate de posibilitatea evidențierii suprafețelor de discordanță și a structurii pachetelor de strate separate de acestea. Evidențierea suprafețelor de discordanță prin prospectiunea seismică este posibilă în mod direct, atunci cînd aceste suprafețe sunt limite reflectatoare sau refractatoare și se pot urmări ca atare, sau indirect, cînd suprafața de discordanță apare ca o limită de separație între două pachete de strate între care există o discordanță unghiulară.

În ipoteza în care suprafața de discordanță care închide capcana este o suprafață reflectatoare, identificarea capcanei este posibilă, cu aceleași limitări legate de urmărirea stratului rezervor, în zona în care grosimea sa se reduce pînă la dispariție, ca în cazul zonelor de efilare. Menționăm, totuși, că aceste suprafețe separă de regulă medii cu impedanță acustică destul de diferită și că apariția difracțiilor în zona de închidere a capcanei este mult mai frecventă, decît în cazul zonelor de efilare.



Deoarece, în unele cazuri, suprafețele de discordanță nu sunt limite reflectatoare, ca urmare a neregularităților pe care le prezintă (reliefuri îngropate) sau a trecerii gradate (zona de tranziție) de la această limită la mediul acoperitor sau subjacent, problema delimitării capcanelor închise de aceste suprafețe, prin seismometrie, devine mult mai dificilă.

Trebuie menționat de asemenea faptul că, adesea pantele reliefurilor îngropate sunt foarte puternice, ceea ce conduce la o limitare și mai mare a posibilităților seismometriei în cazul prospectării acestor reliefuri (5.3.). Prezența neregularităților (colțuri și muchii) duce la apariția a numeroase unde difractate, care interferează cu undele reflectate, făcindu-le greu de separat pe secțiunile de timp obișnuite. Pentru a scăpa de efectul nedorit al undelor difractate pe secțiunea de timp se poate apela la construcția automată în adâncime a secțiunilor seismice printr-un procedeu de migrare (H e m o n , 1971; B a r b u , 1972) care are avantajul că restrinje foarte mult domeniul ocupat de undele difractate.

Existența unui strat de conglomerate la baza seriei de deasupra discordanței, sau prezența unui strat de alterație cu o grosime mare în pachetul de dedesubt, conduce la o absorbție mare a energiei seismice și la rezultate seismice nesatisfăcătoare.

În cazurile în care suprafața de discordanță nu poate fi urmărită ca limită reflectatoare sau refractatoare, prospectiunea seismică poate totuși să contribuie la cartarea acestei suprafețe, dacă ea reprezintă limită de separație între două pachete de strate cu înclinări diferite (discordanță unghiulară) cu condiția ca diferența dintre inclinări să fie sensibilă. Rezultatele foarte bune în acest sens se obțin prin aplicarea metodei R.D.R (R.N.P.) sau printr-un procedeu de filtraj în viteză aparentă realizat prin utilizarea unei surse de lumină monochromatică (laser-scan) sau a calculatorelor analogice sau digitale.

În cazul în care suprafața de discordanță nu este o limită reflectatoare dar constituie în schimb o limită refractatoare se poate încerca o prospectiune combinată — refracție și reflecție — pe același profil. Din păcate, refracția nu dă rezultate suficiente de precise, mai ales, în condițiile unei zone de alterație cu grosimea variabilă și a pantelor accentuate.

În concluzie, se poate considera că prospectiunea seismică poate contribui la identificarea și conturarea capcanelor formate în rezervoare închise de suprafețele de discordanță, mai ales în cazul cînd acestea sunt suprafețe reflectatoare.

În cazul structurilor monoclinale, închise pe astfel de suprafețe suprafața stratului rezervor și a ecranului nu se pot, practic, urmări în zona de subiere a rezervorului, linia de închidere putând fi totuși trasată cu suficientă precizie pe baza orizonturilor convenționale.

Pentru capcanele formate în rezervoare închise prin efilare pe suprafața unor paleoreliefuri, sănsele prospectiunii seismice sunt mai reduse, ca urmare a neregularității suprafeței acestor reliefuri, care, cel mai adesea, nu este o limită reflectatoare. Indicațiile privind forma reliefurilor îngropate se pot obține prin utilizarea combinată a mai multor metode de prospectiune geofizică și interpretarea complexă a rezultatelor (G a v ă t



et al., 1973). Aceste indicații pot fi valorificate, în mod fructuos, de către geologul petrolist, în special, atunci cînd suprafața reliefului separă două pachete de formațiuni între care există o discordanță unghiulară importantă.

*Capcane stratiforme, ecranate prin modificarea permeabilității.* Principala caracteristică a acestor capcane, deosebit de importantă pentru seismometrie, este faptul că stratul rezervor își păstrează, practic, grosimea dar își modifică compoziția, trecind de la o rocă permeabilă la o rocă impermeabilă, ceea ce atrage după sine modificarea densității, a vitezei de propagare a undelor seismice în stratul rezervor și deci a impedanței acustice, precum și modificarea absorbției energiei seismice în acest strat. În măsura în care aceste modificări sunt măsurabile, cercetarea capcanelor de acest tip prin seismometrie poate fi posibilă, cu unele limitări pe care le vom discuta mai departe.

Una din căile de urmat o constituie determinarea modificării energiei undelor reflectate ca urmare a modificărilor litologice ce au loc în cadrul rezervoarelor.

Această modificare, sesizată și măsurată de C a r i s s i m o, D'A g o s t i n o (1960) este relativ ușor de pus în evidență prin utilizarea echipamentelor moderne de înregistrare și prelucrare numerică (cîstig binar, virgulă mobilă). M a t e l e r și C h a n g s h e n g W u (1971) au propus un procedeu de determinare a factorului de atenuare efectivă a energiei undelor seismice, în condițiile în care stratul urmărit este bine definit prin reflectii relativ continue în acoperiș și culcuș, are o grosime minimă de circa 300 m și viteză de interval este cunoscută anterior. Procedeul, aplicabil în condițiile unor secvențe de roci clastice este limitat, în special, de restricția impusă grosimii stratului rezervor.

O altă cale pentru delimitarea zonelor de închidere a capcanelor în rezervoire stratiforme, prin modificarea permeabilității, este măsurarea variației vitezei undelor seismice în stratul rezervor, cunoșcînd că modificările de litologie pot conduce la modificări ale vitezei de strat. Zona în care are loc modificarea vitezei, corespunde de regulă cu modificarea litologiei și constituie limita de închidere a capcanei. Rezultate bune se obțin în condițiile unor strate rezervor groase (peste 100 m) delimitate prin importante suprafete de contrast de viteză. Deși s-au obținut determinări de viteză din ce în ce mai bune, precizia acestora nu este încă pe deplin satisfăcătoare pentru detaliu litostratigrafice. După S c h n e i d e r (1971) în condițiile unui strat de 120 m grosime, aflat la circa 3000 m adâncime, erorile de determinare a vitezelor nu trebuie să depășească 0,1% pentru viteză r.m.s. și respectiv 3% pentru viteză de interval, dacă se urmărește utilizarea acestora pentru delimitări litostratigrafice.

M a t h i e u și R i c e (1969) propun analiza discriminatorie a semnalelor seismice, utilizînd cît mai multe variabile (formă, amplitudine, frecvență etc.) pentru a indica dacă semnalele înregistrate în zona în care stratul considerat are o anumită litologie se pot diferenția de semnalele înregistrate într-o altă zonă, în care litologia stratului s-a schimbat și pe ce criterii. După părerea noastră, această metodă poate fi eficientă dacă sunt îndeplinite următoarele condiții : existența unor foraje, carotate



sonic care servesc drept mijloace de control, în prima fază a analizei discriminatorii și aplicarea unor tehnici de înregistrare și prelucrare, în aşa fel încât modificările semnalelor seismice să se datoreze în exclusivitate modificărilor litologice.

Rezumind, în cîteva cuvinte, posibilitățile seismometriei la detectarea capcanelor formate în rezervoare stratiforme, închise prin reducerea permeabilității, rezultă că în toate cazurile seismometria oferă informații calitative și cantitative privind modificarea unor parametri (amplitudine, frecvență, viteze de strat, forma de inscriere etc.), modificare ce poate fi pusă în legătură cu schimbările litologice. Aceste informații, coroborate cu datele de foraj, pot contribui la delimitarea capcanelor de acest tip.

*Capcane litostratigrafice stratiforme formate în rezervoare ecranate cu dopuri de asfalt sau de argilă.* Cercetarea rezervoarelor ecranate prin dopuri de asfalt prezintă două aspecte: determinarea structurii rezervorului și delimitarea zonei impregnate cu asfalt care condiționează capcana.

Determinarea structurii rezervorului se poate face prin seismometrie, utilizând cel mai adesea metoda undelor refractate. (Ecranarea prin dopuri de asfalt se produce în apropiere de suprafață, la o adâncime la care metoda undelor reflectate nu este eficientă.) În cazul în care suprafețele care delimită capcana nu sunt suprafețe refractatoare, se poate totuși stabili evoluția acestora, prin urmărirea altor limite refractatoare și stabilirea prin sonde a raporturilor dintre aceste limite și limitele stratului rezervor, utilizând orizonturi seismice convenționale.

În ceea ce privește delimitarea zonei impregnate cu asfalt, respectiv precizarea liniei de închidere a capcanei, aceasta se realizează numai cu ajutorul forajelor.

### 5.3. Posibilitățile seismometriei la detectarea capcanelor litostratigrafice cu formă neregulată

În aprecierea perspectivelor seismometriei la detectarea capcanelor litostratigrafice cu o formă neregulată trebuie avute în vedere în principal următoarele două condiții: gradul de neregularitate al suprafețelor ce delimită capcana, dimensiunile capcanei. În măsura în care aceste două caracteristici ale unei capcane de acest tip se inseră în limitele de aplicabilitate a prospecțiunii seismice, este posibilă identificarea în mod direct a capcanei prin această metodă. În cazul în care suprafața capcanei este foarte neregulată și nu reprezintă o limită refractatoare sau reflectatoare, ori în cazul în care dimensiunile capcanei sunt mici, obținerea unor informații seismice despre existența acestor capcane nu este posibilă, dar, se pot obține totuși informații indirecte care pot conduce la delimitarea capcanei cu oarecare certitudine.

*Capcanele formate în lentile de roci poroase, permeabile înconjurate de roci impermeabile.* Exceptând cazurile în care lentila de rocă permeabilă s-a format într-un microrelief de eroziune, se poate admite că suprafețele care delimită lentila sunt suprafețe curbe, cu o rază de curbură mare și destul de netedă pentru a putea constitui limite reflectatoare. Identifica-



rea prin seismometrie a suprafețelor care delimită o capcană lentili-formă este deci, în ultimă instanță, în funcție de dimensiunea lentilei. Pentru grosimi mai mari de 50-70 m, este posibilă urmărirea separată pe înregistrări ale reflectiilor care marchează cele două fețe ale lentilei, utilizând procedee moderne de înregistrare și prelucrare a datelor, cel puțin în zona centrală a capcanei. Marginile lentilelor sunt zone în care grosimea stratului rezervor se reduce pînă la dispariție iar identificarea lor prin seismometrie pune aceleași probleme ca în cazul zonelor de efilare (5.2.).

Cunoscind că rocile poroase și permeabile absorb o cantitate mai mare din energia undelor seismice decît rocile impermeabile, este posibil ca prezența lentilelor de nisip să fie trădată pe înregistrările seismice printr-o modificare a formei semnalului și printr-o atenuare a amplitudinii. Menționăm însă că asemenea fenomene pot fi legate și de alte cauze (condiții superficiale, interferențe etc.), astfel încît aceste modificări nu pot fi considerate ca un criteriu absolut de recunoaștere a existenței acestor capcane. În măsura în care observațiile privind schimbarea formei de înscrîere, întreruperea continuității reflectiilor sau atenuarea lor, sunt corelate cu datele de sondă și conduc la o anumită legitate, verificată pe zone restrînse, aceste date pot constitui indicații privind dezvoltarea în suprafață a lentilei și delimitarea ei.

Ca și în cazul zonelor de efilare, considerăm că utilizarea seismogramelor sintetice construite pe baza datelor furnizate de primele sonde pe structură și studiul pe modele pot contribui la detectarea prin seismometrie a acestui tip de capcane.

*Capcanele litostratigrafice în formă de cordon sau şiret.* În cadrul capcanelor cu formă de cordon sau şiret (shoestring sands) se includ capcanele formate în paleovăi umplute cu sedimente poroase și permeabile (channel-fillings) în pragurile deltaice sau în coridoanele de nisip depuse paralel cu țărmul vechilor mări (offshore-bars).

Aceste tipuri de capcane au următoarele trăsături comune : 1) suprafețe destul de neregulate la partea inferioară și mai ales la partea superioară ; 2) lățimea capcanei este relativ mică în raport cu lungimea acesteia ; 3) dimensiuni reduse pe verticală (30-50 m). În același timp, trecerea de la rezervorul propriu-zis la rocile impermeabile înconjурătoare nu se face transvant, în special pentru paleovăile umplute cu sedimente mai noi.

Toate aceste caracteristici fac ca perspectivele seismometriei la detectarea acestor capcane să fie reduse.

În cazuri foarte favorabile, în care albia vechilor râuri sau fluviilor reprezintă un contrast de impedanță acustică important, este posibilă obținerea unor informații seismice, prin metoda undelor refractate, care să ajute la cercetarea acestor capcane (Parkes, Blaak, 1957).

Prin utilizarea metodei undelor reflectate este de asemenea posibilă obținerea unor informații privind poziția acestor paleovăi, în măsura în care suprafețele ce delimită capcana la partea inferioară și partea superioară sunt suprafețe de reflectie ce se pot urmări cu ușurință pe înregistrări.

În același timp, atât pentru paleovăi umplute cu sedimente poroase și permeabile cât și pentru coridoanele litorale, este posibilă obținerea



unor indicații indirecțe despre existența lor, prin măsurarea atenuării undelor seismice la trecerea prin aceste zone sau prin modificarea formei de însciere și a vitezelor de propagare a semnalelor seismice. Măsurarea variațiilor acestor parametri care sosesc la timpi ce corespund adincimii la care se află acest tip de capcană și construirea unor hărți de izoparametri pot conduce (după eliminarea influenței condițiilor superficiale) la separarea domeniului de existență a acestor capcane, sub forma unor zone anomale. Interpretarea complexă a acestor hărți împreună cu datele obținute prin foraje poate să contribuie la dirijarea activității de explorare-exploatare.

*Capcane litostratigrafice în formă de proeminență de natură erozională (reliefuri îngropate) sau bioherme (recifi).* Caracteristica comună a acestor capcane, care interesează în mod direct prospectiunea seismică o constituie, desigur, suprafața neregulată care închide aceste capcane. Reliefurile îngropate condiționează capcane litostratigrafice de două tipuri și anume: în rezervoire trunchiate (efilate) pe suprafața reliefului preexistent și în proeminențele reliefului, cind acestea constituie rezervorul, acoperit discordant de o rocă impermeabilă. Problema esențială, în ambele cazuri, este determinarea suprafeței reliefului îngropat, deoarece ea constituie suprafața de închidere a capcanei.

Pe suprafețe restrinse, suprafața reliefului îngropat s-a urmărit ca suprafață reflectatoare sau refractatoare (A g n i c h, 1955; I o n e s c u, 1967) dar aceasta nu constituie o regulă (5.2.). Mai mult decât atât, corelația cu datele de foraj a arătat că limita urmărită se situează adesea la suprafața unui strat acoperitor, aflat imediat deasupra reliefului, sau la baza zonei de alterație a reliefului propriu-zis. Asemenea situații se întâlnesc frecvent în condițiile depresiunii pannonice, la suprafața reliefului fundamentalului, (pl. IV, V) și în condițiile Platformei moesice, la suprafața reliefului cretacic sau la suprafața reliefului fundamentalului.

În concluzie, putem considera că determinarea suprafeței reliefurilor îngropate prin prospecțiuni seismice se face, cel mai adesea, indirect.

Din practica lucrărilor de prospecțiuni seismice se pot deduce următoarele criterii care pot servi la detectarea existenței reliefurilor îngropate:

a) cutarea stratelor deasupra reliefului, datorită tasării diferențiale;  
b) discordanța care există între structura formațiunilor adiacente reliefului și structura acestuia. În rare cazuri atât stratele erodate cît și cele înconjurătoare au aceeași structură — spre exemplu — orizontală și în această situație criteriul de față nu mai corespunde;

c) lipsa reflecțiilor în zona corespunzătoare reliefului îngropat, sau aspectul dezordonat al înscierii în cazul cind relieful este alcătuit din recifi, din roci eruptive sau cristaline sau din roci sedimentare cu o tectonică foarte complicată, în raport cu formațiunile adiacente;

d) existența unei zone de interferență, vizibilă pe secțiunile de timp, care corespunde destul de bine cu suprafața reliefului. Interferențele apar datorită suprapunerii undelor reflectate cu cele difractate, care iau naștere ca urmare a numeroaselor colțuri și muchii ce caracterizează aceste suprafețe.

e) apariția unei structuri false, marcată pe secțiunile de timp la nivelul orizonturilor reflectatoare situate sub relief, în situația în care relieful prezintă un contrast mare de viteză în raport cu rocile adiacente.

Aceste două ultime criterii pot fi verificate utilizând un procedeu de construcție automată a secțiunilor seismice de adâncime plecind de la secțiuni de timp migrat automat. Comparând secțiunile de adâncime obținute, cu secțiunile de timp, se observă că zona de interferență se reduce foarte mult, ca urmare a atenuării difracțiilor, iar pseudostructurile de sub relieful îngropat dispar, cu condiția cunoașterii cu suficientă precizie a vitezelor de propagare.

Criteriile de mai sus sunt pe deplin aplicabile și proeminențelor de natură recifală (bioherme). A g n i c h (1955) a conturat pe baza acestor criterii suprafața unor proeminențe recifale din zona Seurry-County-Texas și din zona Leduc (S.U.A.).

Pornind de la constatarea că recifii și reliefurile îngropate din Devonianul mediu și din Mississippianul din Alberta (S.U.A.) se dezvoltă ca ridicări izolate, grefate pe un fond de înclinare generală, regională, a formățiunilor geologice, D o b r i n și R i m m e r (1964) au propus o metodă de determinarea poziției în plan a acestora, folosind „hărți cu anomalii reziduale seismice”.

Menționăm că metoda propusă de D o b r i n și R i m m e r pentru identificarea recifilor sau reliefurilor îngropate are un caracter calitativ și se încadrează tot în categoria metodelor seismice „indirecte”. Imaginea hărții anomaliei reziduale depinde mult de metoda aleasă pentru separarea efectelor.

Pe baza rezultatelor obținute se poate considera, deci, că prospecția seismică poate să contribuie la detectarea capcanelor litostratigrafice formate în proeminențe recifale sau erozionale, în mod indirect, dar destul de eficient.

Dată fiind faptul că cercetarea capcanelor de tipul reliefurilor îngropate sau a recifilor reprezintă una din cele mai complicate probleme puse prospecțiunii geofizice, pentru obținerea unei eficiențe optime este necesară folosirea combinată a mai multor metode de prospecție (gravimetrie, electrometrie, magnetometrie, seismometrie) și interpretarea complexă a rezultatelor, în paralel cu executarea unor lucrări de foraj, pentru verificare (G a v ă t et al., 1973).

*Capcane litostratigrafice care iau naștere în rezervoare cu o formă foarte diferită.* Detectarea prin seismometrie în mod direct a acestui tip de capcane nu ni se pare practic realizabilă datorită dimensiunilor mici și a formelor extrem de neregulate a suprafețelor care delimită capeane.

Utilizarea atenuării energiei undelor seismice la trecerea prin zonele permeabile create nu este posibilă, atât pentru faptul că aceste zone au dimensiuni reduse, cit și pentru faptul că energia seismică se canalizează cu multă ușurință prin matricea rezervorului, ca urmare a compactivității acestuia. În aceste condiții, atenuarea energiei undelor seismice, chiar dacă există, este extrem de mică și anomaliiile rezultate din măsurători

sînt de același ordin de mărime cu erorile admise. Același lucru poate fi spus și despre micșorarea vitezelor undelor seismice la trecerea printr-o rocă compactă în care există zone permeabile.

#### **5.4. Posibilitățile seismometriei la detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi acumulate în capcane litostratigrafice**

Detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi cu ajutorul seismometriei constituie o preocupare relativ recentă și este destul de puțin reprezentată în literatura de specialitate (Balâh, 1960; Mircink et al., 1961; Mircink, Balâh et al., 1961; Brundage, 1961; Zemtsova, Zemtsov, 1966; Balâh et al., 1971; Popescu, 1972; Craft, 1973; Lindsey, Craft, 1973 a și b).

În unanimitate, autorii citați admit că prezența acumulărilor de hidrocarburi în subsol conduce la modificări ale parametrilor fizici ai rocilor (viteză de propagare a undelor seismice, densitate, absorbție a undelor elastice) care pot fi utilizate pentru detectarea directă, cu ajutorul prospectiunii seismice, a acestor acumulări.

În ceea ce privește modul de utilizare, punctele de vedere sunt însă diferite, așa încît se pot menționa următoarele căi de folosire a seismometriei pentru detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi:

a) identificarea undelor seismice reflectate de suprafața de contact țieți-apă, gaze-apă sau gaze-țieți (Balâh, 1960; Mircink et al., 1961; Mircink Balâk et al., 1961; Zemtsova, Zemtsov, 1966; Balâh et al., 1970);

b) determinarea zonelor în care are loc micșorarea vitezei de propagare a undelor seismice și modificarea amplitudinilor acestora, ca urmare a existenței acumulărilor de hidrocarburi, în special gazoase, prin măsurarea acestor parametri (Popescu, De Bremaeker, 1970; Craft, 1973; Lindsey, Craft, 1973; Savit, 1973 a și b);

c) determinarea modificărilor pe care le prezintă o trasă seismică, înregistrată în zona în care există o acumulare de hidrocarburi, în raport cu zonele adiacente (Popescu, 1972<sup>75</sup>);

d) utilizarea undelor radio, reflectate de la suprafața de contact apă-hidrocarburi (Brundage, 1961).

După Mircink (1961) numai prima și ultima cale pot fi considerate ca metode seismice „directe” de detectare a acumulărilor de hidrocarburi, măsurarea atenuării undelor seismice, a micșorării vitezelor de propagare și în general a modificărilor vizibile pe trasele seismice, deasupra acumulărilor de hidrocarburi, fiind considerate de acest autor ca metode seismice „indirecte”, calitative.

După noi, noțiunea de „metodă directă de detectare a acumulărilor de hidrocarburi” trebuie înțeleasă în sensul ei larg, de indicare a prezenței hidrocarburilor în subsol pentru un anumit interval de adâncime, indiferent

<sup>75</sup> Arh. I.P.G.G.H.



de natura măsurătorilor care se fac. Din acest punct de vedere, toate căile de abordare a acestei probleme prin seismometrie constituie metode directe și le vom considera ca atare.

În cele ce urmează ne propunem să analizăm, foarte pe scurt, metodele de utilizare a seismometriei pentru detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi, propuse de diferiți autori, insistind asupra rezultatelor practice obținute și asupra perspectivelor acestor metode în cazul acumulărilor de hidrocarburi reținute în capcane litostratigrafice.

a) Identificarea undelor seismice reflectate de suprafața de contact țăței-apă, gaze-apă sau gaze-țăței constituie principiul de bază al metodei propuse de cercetătorii sovietici (Balaș, 1960; Mircink et al., 1961; Zemtsova, Zemtsov, 1966), care demonstrează teoretic posibilitatea obținerii de reflectii de la contactul apă-țăței, datorită diferenței existente între proprietățile elastice ale zonei saturate cu apă și zonei saturate cu țăței, din stratul productiv. Cunoscind poziția spațială a limitelor geologice inclinate și a suprafeței orizontale a contactului apă-țăței, se poate determina conturul zăcământului.

Pentru verificarea acestei ipoteze s-au făcut determinări în laborator privind viteza de propagare a undelor seismice în zonele saturate cu apă și cu hidrocarburi, mărimea coeficienților de reflecție la limita de contact dintre apă, țăței și gaze, „netezimea” acestei suprafețe și asupra condițiilor de aplicare ale acestei metode.

Pentru simplificarea calculelor, autorii au considerat un model idealizat de zăcămînt, de forma unei lentile plan-convexe, în care baza lentilei reprezintă contactul apă-țăței, orizontal.

Pe baza determinărilor făcute, Mircink et al., (1961) au ajuns la următoarele concluzii :

— Coeficienții de reflecție la limita apă-țăței, în cazul unui rezervor omogen, au valori cuprinse între 0,1 și 0,3 pentru amplitudine, respectiv 0,01-0,017 pentru energie. Remarcăm că valoarea coeficienților de reflecție la limita de contact apă-țăței este de același ordin de mărime ca în cazul limitelor geologice, justificând astfel obținerea reflectiilor de la această suprafață.

— Valoarea coeficienților de reflecție rămîne neschimbată dacă grosimea zonei de tranziție dintre portiunea din rezervor saturată cu țăței este mai mică de 8,4 m.

— Separarea reflectiilor de la partea superioară și inferioară a zăcământului nu este posibilă decât în condițiile în care „stratul de țăței” este suficient de gros, pentru ca cele două reflectii să se înregistreze separat. În portiunile marginale ale zăcământului, în care „stratul de țăței se efilează”, urmărirea limitelor reflectatoare devine dificilă.

— La trecerea dinspre partea nesaturată cu țăței, la partea saturată, în funcție de grosimea părților saturate cu apă și țăței, impulsul reflectat poate prezenta o serie de particularități și anume : variația amplitudinii pentru undele de o anumită frecvență, scăderea calității semnalului etc. Variația amplitudinilor și a frecvențelor undelor reflectate, precum și apariția unei slabe coreabilități a înregistrărilor impulsului seismic reflect-

tat, provocată de interferență undelor în zonele marginale ale zăcământului, pot fi folosite ca un criteriu suplimentar la conturarea acestuia.

Zemtsov, Zemtsov (1966) aduce unele precizări și anume:

— Cazul lentilei de țieți izolate ca un corp alogen în masa apei înconjurătoare reprezintă un caz ideal, în realitate structura stratelor productive poate să fie complicată și să se deosebească considerabil de modelul ideal.

— Mărimea coeficienților de reflectie de la contactul apă-țieți și apă-gaze determinată în cazul unui nisip, de autorii citați, este de 0,025-0,06 și respectiv 0,2-0,45. În cazul rezervoarelor saturate cu gaze, grosimea zonei de tranziție crește foarte mult și variația impedanțelor acustice la limita apă-gaze se distribuie pe această zonă, ceea ce va conduce la micșorarea coeficienților de reflectie de circa 10 ori, ajungind la 0,03-0,04.

— În practică se întâlnesc numeroase cazuri în care trecerea de la zona saturată cu țieți la cea saturată cu apă se face printr-o zonă de tranziție a cărei grosime este variabilă. Autorii citați arată că pentru un raport  $h/\lambda = 1/3$  (în care  $h$  = grosimea zonei de tranziție și  $\lambda$  = lungimea de undă) mărimea coeficienților de reflexie se micșorează la jumătate iar pentru  $h/\lambda = 1$ , limita devine transparentă pentru undele seismice.

— Omogenitatea stratului rezervor joacă un rol important, din care cauză în analiza condițiilor de aplicabilitate ale metodei trebuie diferențiate zăcăminte acumulate în rezervore groase, lipsite de intercalări impermeabile, de cele acumulate în rezervore subțiri sau cu multe intercalări.

Verificarea experimentală, respectiv încercarea de a identifica undele reflectate care sosesc de la suprafetele de contact gaze-țieți, țieți-apă sau gaze-apă s-a făcut în cazul structurilor Muhanovo (Mireink et al., 1961) Anastasievo-Trotkoe și Maikop (Zemtsov, Zemtsov, 1966) și respectiv Uzen-Mangışlak (Balash et al., 1970).

Rezultatele practice au dovedit că în anumite cazuri (structurile Muhanovo, Anastasievo-Trotkoe și Uzen-Mangışlak), s-au putut separa pe înregistrările seismice unde reflectate de la suprafetele de contact gaze-țieți, țieți-apă și gaze-apă, care pot contribui la conturarea acumulărilor de hidrocarburi, în timp ce în cazul zăcământului Maikop acest lucru nu a fost posibil.

Pentru a explica aceste rezultate trebuie să avem în vedere în afara datelor de laborator și a celor obținute în practică, în condițiile unor zăcăminte deja cunoscute, cu anumite caracteristici bine determinate (dimensiuni, porozitate, saturatie, adincime medie etc.) și tehnica de înregistrare și prelucrare a înregistrărilor seismice utilizate de cercetătorii sovietici mai susmenționați. Spunând acest lucru avem în vedere că metoda „flat spots”<sup>76</sup> propusă de cercetătorii americani (Craft, 1973) pleacă de la aceleasi premize teoretice ca și cea propusă de cercetătorii sovietici, rezultatele obținute în practică fiind însă influențate în mod esențial de pro-

<sup>76</sup> În l. română „punkte orizontale”.

gresele remarcabile înregistrate în domeniul tehnicilor de înregistrare și prelucrare a datelor seismice în ultimul deceniu.

Rezultatele obținute dovedesc că identificarea cu certitudine a reflectoarelor ce sosesc de la suprafețele de contact gaz-țiței, țiței-apă sau gaze-apă se realizează numai în cazul unor zăcăminte ideale, ce prezintă următoarele caracteristici : 1) zăcămînt masiv sau pseudo-masiv, cu o suprafață de contact apă-hidrocarburi orizontală, tranșantă și continuă ; 2) dimensiunile zonei saturate mai mari de 2-3 km în lungime și lățime ; 3) colector gros (peste 40-50 m), lipsit de intercalări și omogen din punct de vedere al proprietăților fizice ; 4) inclinarea limitelor geologice care închid capcane de cel puțin  $4^{\circ}$ - $5^{\circ}$  ; 5) lipsa accidentelor tectonice.

Considerăm că, în marea majoritate a cazurilor, zăcămintele de hidrocarburi nu prezintă asemenea caracteristici.

Pe de altă parte, înregistrările de teren trebuie să prezinte un raport semnal/zgomot foarte ridicat, deoarece prezența undelor perturbatoare îngreunează mult, sau face chiar imposibilă separarea axelor de sinfaze ce corespund suprafețelor de contact dintre hidrocarburi și apă.

Metoda nu este aplicabilă în cazul zăcămintelor cu limită apă-hidrocarburi înclinată și înclinări mici ale suprafețelor ce delimită la partea superioară capcana.

Dintre acumulările în capcane litostratigrafice, care ar putea să prezinte caracteristicile ideale mai sus menționate, considerăm zăcămintele acumulate în anticlinale de tasare sau în rezervoare masive, ecranate de suprafețe de discordanță, deși, după părerea noastră, frecvența unor astfel de zăcăminte este extrem de redusă. Pentru restul acumulărilor, reținute în alte tipuri de capcane litostratigrafice, date fiind dimensiunile mici ale zonei saturate, suprafață neregulată, inclinarea mică a limitelor care delimită capcane, neuniformitatea rezervorului etc. (2.1., 2.2.), considerarea suprafeței de contact apă-țiței ca o limită reflectatoare seismică este greu de argumentat.

b) Determinarea variației vitezei de propagare și a modificării amplitudinii undelor seismice reflectate, în portiunile de rezervor saturate cu hidrocarburi, reprezintă punctul de plecare al metodei propusă de cercetătorii P o h H s i P a n, D e B r e m a e c k e r (1970) și C r a f t (1978).

Raționamentul care stă la baza metodei propusă de P o h H s i P a n și B r e m a e c k e r (1970) este următorul : dacă singura diferență între două puncte ale rezervorului este natura fluidului conținut în pori, coeficienții de reflectivitate ai stratului rezervor în aceste două puncte determină natura fluidului. Raportul coeficienților de reflectivitate este egal cu raportul amplitudinilor în aceste puncte. Măsurând acest raport este posibilă conturarea zonei saturate cu hidrocarburi.

Autorii metodei afirmă că metoda poate fi aplicată în cazul unei capcane oarecare, în absența oricărora sonde productive, întrucât toate datele necesare pot fi determinate din înregistrările seismice. Desigur, deoarece calitatea informațiilor de care se dispune este mai redusă, metoda este mai puțin eficientă în acest caz, decit în cazul în care există, deja, una sau mai multe sonde, în care s-au putut face măsurători mai precise privind caracteristicile rezervorului și ale fluidelor saturate.

Metoda propusă a fost verificată de autori, cu rezultate bune, în cazul zăcământului Gurley Oil Field din Nebraska, cercetat seismic în detaliu și aflat la data experimentării, în faza de exploatare.

În concluziile și recomandările pe care le fac, autori consideră că pentru aplicarea metodei trebuie luate următoarele măsuri :

- Condițiile de înregistrare și prelucrare să rămână constante pentru toată suprafața cercetată. Filtrarea freevențelor înalte în faza de înregistrare este de dorit ;

- Executarea cel puțin a unui carotaj de densitate și a unui carotaj acustic precum și analizarea carotelor mecanice după fiecare sondă forată, pentru a controla relația dintre viteze, densități și porozități ;

- În cazul structurilor cu închidere mare, la determinarea raportului reflectivităților și al amplitudinilor trebuie să se țină seama de atenuarea energiei cu adincimea și de curbura orizontului reflector.

Deoarece măsurătorile privind raportul reflectivităților sunt independente de configurația structurală, autori afirmă că metoda poate fi aplicată la orice tip de structură geologică complicată, ca de exemplu capcanele stratigrafice (Pohl Hsi Pan, De Bremaecker 1970).

În discuția pe care dorim să-o facem privind perspectivele aplicării metodei seismice propuse de cei doi autori, pentru detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi acumulate în capcane litostatigrafice, vom începe cu afirmația de mai sus.

Este adevărat că raportul reflectivităților în fiecare punct de pe limită este independent de evoluția în spațiu a limitei, dar pentru a ști care anume impuls de pe trasa seismică corespunde reflecției care sosesc de la acel punct, este necesar ca impulsurile să conțină informații de la puncte discrete de pe aceeași limită să se ordoneze pe înregistrările seismice, cu alte cuvinte să fie corelabile. Aceasta înseamnă, de fapt, că prima condiție pentru aplicarea metodei este ca limita de la partea superioară a capcanei să fie o limită reflectatoare continuă, ușor coreabilă pe toată dimensiunea structurii.

Privită din acest punct de vedere, afirmația că metoda este aplicabilă structurilor geologice complicate, ca de exemplu capcanele stratigrafice, nu ni se pare corectă, deoarece din analiza făcută anterior (5.1., 5.2., 5.3) a relesit că în aceste condiții limita superioară a capcanei nu este cel mai adesea o limită reflectatoare.

Mai mult decât atât, în cazul capcanelor formate în rezervoare reduse prin efilare, sau prin trunchierea lor pe vechi suprafete de discordanță, grosimea stratului rezervor nu este uniformă, ceea ce conduce la modificări în forma trasei seismice, independente de prezența hidrocarburilor în partea superioară a capcanei.

Pe altă parte, omogenitatea stratului rezervor este, de cele mai multe ori, destul de slabă în cazul capcanelor litostatigrafice (2.2.) aşa încit, condiția de bază impusă ca singurele modificări între două puncte să fie datorate schimbării naturii fluidului conținut în pori, nu mai este îndeplinită.



O măsură destul de restrictivă în aplicarea metodei o constituie și dificultatea asigurării unor condiții de generare constante pe întreaga suprafață cercetată, dat fiind variația destul de rapidă a condițiilor geologice superficiale.

În sfîrșit, metoda presupune că întreaga stivă de formațiuni ce se află deasupra limitei superioare a zăcămîntului nu suferă modificări de la un punct la altul al măsurătorilor, lucru care este greu de presupus, în special, în zonele în care este de așteptat existența unor acumulări în capcane litostratigrifice. Menționăm că orice schimbare de facies, grosime, conținut în fluide, cimentare etc. a formațiunilor acoperitoare atrage modificări ale trasei seismice care pot crea serioase dificultăți în interpretarea rezultatelor.

În concluzie, considerăm că metoda este aplicabilă numai în cazul unor zăcăminte aflate în faza de explorare de conturare, pentru precizarea ariei de dezvoltare a zonei saturate, dacă este posibil să se dovedească în prealabil îndeplinirea condiției de bază pentru întreaga zonă cercetată. Pentru determinarea corectă a raportului amplitudinilor reflecțiilor înregistrate se impune utilizarea unui sistem de înregistrare care să permită regăsirea adevăratei amplitudini în faza de prelucrare (înregistrare cu cîstig binar sau virgulă mobilă).

În ultimii ani, în literatura occidentală au apărut unele articole privind metoda „bright spots” sau „hot-spots”<sup>77</sup> care permite localizarea zăcămîntelor de hidrocarburi, în special gazoase, pe baza informațiilor furnizate de înregistrările seismice (Savitt, 1973 a și b; Lindsey, Craft, 1973, Craft, 1973).

Prin „bright spots”, se înțelege o porțiune a unei reflecții seismice sau a unui orizont reflectator care se înscrie pe secțiunea de timp mult mai puternic decît restul reflecției sau orizontului considerat și decît orizonturile învecinate, care prezintă o schimbare de polaritate și este orizontal (Savitt, 1973 b).

Aceste particularități ale unei unde seismice reflectate sau ale unui orizont reflectator pot fi asociate cu existența unei acumulări de hidrocarburi, în special gazoase, deoarece :

- coeficientul de reflecție ce caracterizează limita reflectatoare dintre cuvertura impermeabilă și roca rezervor este mai mare în porțiunile în care rezervorul este saturat cu hidrocarburi, în raport cu cele saturate cu apă și deci amplitudinea undelor reflectate crește în aceste porțiuni;

- datorită proprietăților fizice diferite ale hidrocarburilor și ale apei, de-a lungul aceleiași limite, la trecerea de la porțiunea saturată cu hidrocarburi la cea saturată cu apă, are loc, în unele cazuri, o schimbare a polarității undei reflectate;

- limita apă-țiței, apă-gaze sau gaze-țiței este o limită reflectatoare și în condițiile în care poziția acestor limite este orizontală, se pot identifica unde reflectate provenind de la aceste limite pe înregistrările seismice („flat spots”). Savitt, (1973 b) consideră că aceste limite trebuie să fie

<sup>77</sup> În l. română, „punkte luminoase” sau „punkte fierbinți”.

perfect orizontale pentru a permite identificarea „punctelor fierbinți” și implicit a acumulărilor de hidrocarburi.

Metoda „bright spots” nu reprezintă o metodă nouă deoarece ea are la bază pe de o parte modificarea amplitudinii semnalelor seismice în zona saturată cu hidrocarburi, în raport cu zona saturată cu apă, iar pe de altă parte evidențierea reflecțiilor ce sosesc de la limita apă-țigăei, apă-gaze sau gaze-țigăei considerate orizontale. Noutatea o constituie condițiile în care sunt înregistrate și prelucrate datele seismice, cu ajutorul tehnicilor numerice, astfel încât să se scoată în evidență particularitățile mai sus menționate.

Admitând că în momentul de față este posibilă realizarea acestor condiții cu procedeele tehnice pe care seismometria le are astăzi la îndemâna, în special, în zona de offshore, considerăm că asocierea punctelor fierbinți cu prezența acumulărilor de hidrocarburi, trebuie să aibă în vedere următoarele aspecte importante :

1. Creșterea amplitudinii undelor reflectate poate avea și alte cauze (focalizarea energiei, modificări litologice, modificarea funcției coeficienților de reflecție până la limita considerată, însumarea reflecțiilor reale cu cele multiple, modificarea condițiilor de generare și recepție etc.) și nu neapărat prezența hidrocarburilor.

2. Limita apă-țigăei sau apă-gaze nu este întotdeauna o limită reflectatoare și nici nu este întotdeauna orizontală.

3. Pentru ca prezența unei acumulări de hidrocarburi să se manifeste pe secțiunile seismice prin existența unor „puncte fierbinți” este necesară îndeplinirea următoarelor condiții seismogeologice :

- suprafețele care delimită capcana în care s-a produs acumularea să fie suprafață reflectatoare ;

- suprafața apă-țigăei, gaze-țigăei sau apă-gaze să reprezinte o limită de reflecție și să fie suficient de extinsă pentru ca unda reflectată de la ea să fie corelată pe secțiunile seismice cu certitudine. Condiția de orizontalitate a acestei limite este cu atât mai necesară a fi îndeplinită cu cit inclinarea suprafețelor care delimită capcana este mai mică ;

- rezervorul în care s-a produs acumularea de hidrocarburi să fie suficient de gros (peste 15-25 m) pentru ca să existe posibilitatea urmăririi reflecțiilor de la partea superioară și inferioară a sa, să fie omogen din punctul de vedere al constituiției litologice și al porozității efective ;

- limitele reflectatoare aflate deasupra orizontului care marchează limita superioară a rezervorului care conține acumularea să nu difere ca număr și ca valoare a coeficienților de reflexie de la un punct la altul, în zona corespunzătoare existenței acumulării, înțelegind prin aceasta nu numai porțiunea saturată cu hidrocarburi, dar și cea saturată cu apă sărată ;

- structura geologică să nu fie complicată de prezența falilor deoarece undele difractate care provin de la aceste falii interferează cu undele reflectate și schimbă raportul real al amplitudinilor ;

- dimensiunile acumulării să fie suficient de mari pentru ca „punctele fierbinți” să poată fi evidențiate de interpretator pe secțiunile de timp.

Modul cum aceste condiții sunt îndeplinite în cazul diferitelor tipuri de capcane s-a discutat mai înainte (5.1, 5.2, 5.3) și nu vom reveni asupra lor.

În afara acestor condiții, aşa cum s-a mai arătat mai sus, sunt necesare unele condiții tehnice de înregistrare și prelucrare, — nu totdeauna ușor de realizat — dintre care am dori să menționăm numai asigurarea uniformității condițiilor de generare și receptie la înregistrarea datelor cu aparatură cu ciștig binar sau virgulă mobilă și eliminarea efectului mediului acoperitor (de deasupra acumulării) în etapa de prelucrare a datelor.

Rezultatele obținute prin aplicarea metodei „bright spots” au condus la identificarea unor zăcăminte de hidrocarburi pe coasta Golfului Mexic, în zona Sacramento Valley din California, în Nigeria și Indonezia, în unele zone din Marea Nordului, Canada și Venezuela (L i n d s e y, C r a f t, 1973) ceea ce dovedește că există situații în care condițiile amintite mai sus sunt îndeplinite. Aceasta este și motivul pentru care se recomandă reprelucrarea și reinterpretarea înregistrărilor realizate anterior cu ciștig binar și virgulă mobilă, în vederea identificării unor „puncte fierbinți”.

c) Identificarea intervalor din subsol, saturate cu hidrocarburi, pornind de la determinarea modificărilor pe care le prezintă o trasă seismică înregistrată pe aceste zone, reprezentă ideea de bază a unei lucrări prezentate de P o p e s c u, la Simpozionul de geofizică aplicată din 1972 <sup>78</sup>.

Cunoscând că o trasă seismică este rezultatul unei convoluții între funcția de reflectivitate, care conține informații despre alcătuirea formațiunilor geologice și semnalul seismic generat, care îndeplinește rolul de mijloc de transport al acestor informații, autorul și-a propus să determine un procedeu prin care este posibilă separarea celor informații care se referă la natura fluidului conținut în porii rocilor dintr-un anumit interval (secvență). Pe baza unor considerente teoretice, pornind de la ecuația trasei seismice, autorul a reușit să determine un parametru caracteristic,  $K$ , pentru o anumită secvență din secțiunea geologică, invariant față de orice formă de undă și constant, atât timp cât caracteristicile fizico-geologice ale stratelor dintr-o anumită secvență analizată nu se modifică. Acest parametru caracteristic este funcție de viteză, densitate, coeficientul de absorbție și grosimea stratelor din secvență respectivă.

Cunoscând că porțiunea din rezervor saturată cu hidrocarburi diferă prin viteză, densitate și coeficient de absorbție de porțiunea saturată cu apă (în condițiile menținerii unei grosimi constante) rezultă că înscriind pe o curbă  $K = f(x)$  valoarea parametrului  $K$  determinată prin înregistrări făcute de-a lungul unor profile, forma curbei în zona saturată cu apă va fi diferită de forma curbei în zona saturată cu hidrocarburi, permitând astfel delimitarea lor.

Autorul sugerează ca metoda să fie încercată pe o structură petrolieră sau gazeiferă bine cunoscută, fără complicații tectonice, în vederea urmăririi modalităților de sesizare a prezenței hidrocarburilor într-o sec-

<sup>78</sup> Op. cit. 75.

vență din zona favorabilă acumulării în curbele reprezentative ale parametrului invariant.

Metoda propusă reprezintă o cale mai generală de abordare a problemei detectării directe a zăcămintelor de hidrocarburi, deoarece în raport cu alți cercetători (M i r c i n k et al., 1961; P o h H s i P a n, D e B r e m a e c k e r, 1970) autorul nu-și propune măsurarea unui parametru (inclinarea axei de sifază, amplitudinea reflecțiilor sau viteza de propagare) ci determinarea în totalitatea lor a modificărilor pe care le suferă trasa seismică la trecerea prin zona saturată cu țiței, modificări care reprezintă suportul teoretic și în cazul celorlalte metode expuse anterior.

Condiția principală impusă de celelalte metode, ca modificările trasei seismice să se datoreze numai schimbării naturii fluidului conținut în porii rocii, se aplică desigur și în cazul acestei metode. Analizîndu-se numai o anumită secvență din secțiunea geologică, condiția de mai sus poate fi mai ușor îndeplinită.

Pe de altă parte, metoda propusă de P o p e s c u (1972) nu presupune ca o condiție obligatorie ca limita apă-țiței să fie reflectatoare sau ca limita superioară a capcanei să poată fi bine definită prin reflecții pe înregistrările seismice, ceea ce ni se pare un avantaj în cazul zăcămintelor accumulate în capcane litostratigrafice.

Rămîne însă de văzut în ce măsură modificările de grosime și de porozitate sau constituție petrografică a rezervorului, foarte frecvente în cazul zăcămintelor de acest tip, influențează valoarea parametrului  $K$  și cum poate fi ținut seamă de acest lucru.

Autorul metodei consideră că este posibil ca, în urma experimentării metodei, să rezulte anumite curbe caracteristice ale valorii parametrului  $K$  îdeașupra zonelor saturate cu hidrocarburi, care să permită, prin comparație, identificarea secvențelor posibil petrolifere din secțiunea geologică, în absența forajelor.

În această privință noi păstrăm anumite rezerve, dată fiind diversitatea, tea foarte mare a condițiilor seismogeologice și a condițiilor de acumulare a hidrocarburilor. Totuși, pentru unele zone de acumulare, deja cunoscute, unde aceste condiții variază mai puțin, speranțele autorului pot fi îndreptățite.

Mult mai posibil ni se pare ca metoda propusă să-și găsească aplicabilitatea în cazul structurilor dovedite deja productive printr-o sondă sau două, pentru conturarea zonei saturate cu hidrocarburi.

Fără a intra în detaliile legate de aplicarea metodei în teren, pe care le considerăm susceptibile de îmbunătățiri, considerăm că ideea lui P o p e s c u, poate să constituie punctul de plecare pentru punerea la punct a unei metode de identificare directă a acumulărilor de hidrocarburi, cu rezultate promițătoare chiar pentru zăcămintele accumulate în capcane litostratigrafice.

Verificarea ipotezelor făcute la stabilirea parametrului invariant  $K$ , pe modele teoretice, cu ajutorul calculatorului electronic și experimentarea metodei în cazul unor structuri cunoscute, ni se par două etape care trebuie



în mod obligatoriu să fie realizate înainte de a aprecia perspectivele de ordin practic ale acestei metode.

d) Utilizarea undelor radio reflectate de la suprafața de contact apă-hidrocarburi reprezintă principiul de bază al unei metode directe de identificare a acumulărilor de hidrocarburi prezentată în revista *World Oil*, vol. 152, 4, 1961, de către B r u n d a g e.

Energia oscilațiilor de frecvență radio este reflectată de suprafetele de contact apă-ție sau apă-gaze. Explicația fenomenului se bazează pe diferența electrochimică dintre apă și hidrocarburi; energia undelor de frecvență radio contribuie la formarea unei pături de electroni liberi la suprafața acumulării de hidrocarburi care reflectă energia undelor de aceeași frecvență, ce sosește ulterior producerei acestui fenomen. Efectul este mai pronunțat la extremitățile acumulării, decit în centrul ei.

Din publicația citată rezultă că posibilitățile metodei sunt următoarele :

- stabilirea cu precizie a conturului zăcămintelor de hidrocarburi;
- determinarea adâncimii cu o precizie ce variază de la 300 m, pentru lucrări cu caracter general, la 30 m pentru lucrări de detaliu, în cazul unei adâncimi a zăcămîntului de circa 2000 m și 150 m pentru zăcăminte mai adinci (4000 m);
- metoda depinde exclusiv de contrastul hidrocarburi-apă sărată, fiind independentă de condițiile structurale, stratigrafice sau litologice. Rezultă deci posibilitatea utilizării ei pentru identificarea zăcămîntelor de hidrocarburi acumulate în capcane litostratigrafice.
- separarea contactelor apă-ție de apă-gaze după caracteristicile de înregistrare, diferite, pentru fiecare caz;
- metoda nu este afectată de influența reliefului;
- metoda este foarte expediativă putîndu-se acoperi 100 ha/zi, în condiții de uscat și 10 ha/zi, în mlaștini. În scopul recunoașterii, metoda poate fi adaptată pentru lucrări aeropurtate, la înălțime mică.

Limitările metodei sunt legate, în special, de prezența formațiunilor impregnate cu hidrocarburi aflate deasupra zăcămîntului prospectat.

Acumulările de hidrocarburi de la adâncimi mici și argile bituminoase situate deasupra zăcămîntelor mai adinci au tendință să acopere zonă cercetată, făcînd imposibilă identificarea vreunui contact între fluide. Dezvoltarea regională a unor argile bituminoase poate conduce la fenomenul de refracție a undelor radio.

În cazul zăcămîntelor suprapuse adâncimiea contactelor apă hidrocarburi nu poate fi precizată dar conturul zăcămîntelor poate fi determinat suficient de exact.

La data cînd a apărut articolul, B r u n d a g e (1961) arăta că metoda este la început și nu a beneficiat de datele geologice și de foraj pentru interpretarea rezultatelor, sau cu alte cuvinte, nu a fost verificat în practică.

În ciuda avantajelor incontestabile pe care parea că le prezintă această metodă în 1961, astăzi, la mai bine de un deceniu de la publicarea acestui articol, metoda nu s-a introdus încă în practică, ceea ce pare să



indice că ipotezele teoretice nu au fost verificate pe cale experimentală. Menționăm, totuși, că în revistele americane *Geophysics*, *World Oil* și *Oil and Gas Journal*, firma William Barret Inc. din Louisiana a făcut reclama unei metode de detectare directă a hidrocarburilor denumită „Radoil” care nu ar fi exclus să reprezinte tocmai metoda prezentată de B r u n d a g e (1961). Cum în comunicările prezentate cu ocazia Congreselor Mondiale ale Petrolului din Mexic, 1967 și Moscova 1971 nu se face nici o referire la metoda „Radoil”, pînă la apariția unei lucrări fundamentate științific despre această metodă, orice apreciere privind perspectivele utilizării ei ni se pare hazardată.

Analiza metodelor propuse pentru utilizarea seismometriei la detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi conduce la următoarele concluzii :

1. Nici una din metodele propuse, exceptând metoda „punctelor fierbinți” nu a fost introdusă în practica curentă. Cercetările nu au depășit faza unor ipoteze teoretice (P o p e s c u, 1972<sup>79</sup>) sau a verificării pe structuri cunoscute (M i r c i n k et al., 1961; Z e m t ő v a și Z e m t ő v, 1966; B a l a h et al., 1970; P o h H s i P a n, D e B r e m a e c k e r, 1970).

2. Considerații de ordin teoretic și practic ne permit să afirmăm că detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi prin seismometrie, prin utilizarea separată a fiecărei metode propuse, nu este posibilă decât în cazuri ideale, deoarece în restul cazurilor, mărimea „anomaliiilor” seismice introduse de prezența hidrocarburilor în zona saturată este de același ordin de mărime cu al zgomotului și nu se pot separa.

3. Perspectivele seismometriei la rezolvarea acestei probleme sunt legate — după părerea noastră, de utilizarea combinată, în cazul același structuri, a metodelor propuse de diversi autori, care se pot completa astfel reciproc. Urmărind în același timp variația amplitudinilor undelor reflectate de la limita superioară a capcanei, variația vitezelor de propagare a undelor seismice în stratul rezervor, modificările pe care le suferă trasa la trecerea printre o zonă saturată cu hidrocarburi și încercind corelarea axelor de sînfază scurte și a reflecților lipsite de energie care corespund limitelor de separație apă-hidrocarburi, determinarea unor elemente care să permită conturarea zonelor saturate cu hidrocarburi pare mult mai probabilă.

4. Dată fiind marea varietate a condițiilor seismogeologice și a condițiilor de acumulare a hidrocarburilor, în special, în capcane litostratigrafice, perspectivele utilizării seismometriei pentru detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi, în absența informațiilor din foraje, ni se par justificate, numai în cazuri izolate, în anumite situații favorabile.

Metoda „bright spots” se recomandă ca o metodă care ajută pe geologul explorator la alegerea acelor capcane care, după înregistrările seismice, au cea mai mare sănsă de a conține o acumulare de hidrocarburi și deci trebuie cercetate cu prioritate, prin luerări de foraj. În nici un caz nu se

<sup>79</sup> Op. cit. 75.



poate renunța la explorarea prin foraje a unor structuri, numai pe baza rezultatelor acestei metode, deoarece, așa cum s-a arătat mai înainte, existența „punctelor fierbinți” pe înregistrările seismice nu permite totdeauna o interpretare univocă.

Utilizarea tuturor informațiilor furnizate de primele sonde săpate pe o structură în interpretarea rezultatelor seismometriei și în proiectarea lucrărilor poate să contribuie la creșterea rolului pe care această metodă poate să-l joace la conturarea zonelor cu hidrocarburi.

5. Aplicarea seismometriei pentru detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi, sau mai precis, pentru conturarea acestor acumulări, impune utilizarea unei aparaturi de înregistrare extrem de sensibilă, cu cîștig binar sau virgulă mobilă, capabilă să măsoare variațiile mici ale parametrilor care urmează a fi determinați, precum și executarea unei investigații geologice și geofizice foarte minuțioase și completă a sondelor forate. Respectarea unor restricții foarte severe, privind asigurarea unor condiții constante de lucru în faza de înregistrare a datelor seismice din teren și prelucrarea acestor date în aşa fel încît să se asigure un raport semnal-zgomot foarte bun, este de asemenea necesară.

#### Cap. 6. STUDIUL POSIBILITĂȚILOR SEISMOMETRIEI LA IDENTIFICAREA CAPCANELOR LITOSTRATIGRAFICE ȘI LA DETECTAREA DIRECTĂ A ACUMULĂRILOR DE HIDROCARBURI ÎN BANAT

##### 6.1. Istoricul lucrărilor seismice executate în Banat

Primele lucrări de prospecții seismice în Banat au fost executate în perioada anilor 1942-1944 pentru verificarea anomaliei gravimetrice și magnetometrice din zonele Arad și Timișoara și au constat din profile de seismosondaj centrale și profile de refacție prin metoda hodografilor reciproci. Rezultatele obținute pe aceste profile de recunoaștere au fost sintetizate mai întâi de H a u s c h e k (1945<sup>80</sup>) și ulterior de S t ā n c i u l e s c u și B i s i r (1956<sup>81</sup>).

Lucrările seismice pentru hidrocarburi în Banat au fost reluate după război, în anii 1956, 1958, 1959 și au continuat apoi începând cu anul 1962, fără întrerupere. Autorii lucrărilor citate în text (4.1.) au aplicat în teren în această perioadă metoda undelor reflectate, pe profile de corelație continuă și metoda undelor refractate în diverse variante (metoda primelor sosiri, KMPV, corelare cu distanță constantă).

Dat fiind intervalul destul de mare între cele mai vechi lucrări și cele mai recente, precum și evoluția extrem de rapidă a tehnologiei lucrărilor de prospecții seismice, atât în faza de teren cât și în cea de prelucrare a datelor primare, în această perioadă, aportul seismometriei la detectarea capcanelor litostatigrafice trebuie judecat în raport cu posibilitățile pe care această metodă le oferea, la etapa respectivă.

<sup>80</sup> Op. cit. 17.

<sup>81</sup> Op. cit. 11.

Din acest punct de vedere considerăm că toate lucrările seismice anterioare, au o valoare deosebită și au adus o contribuție importantă la descifrarea structurii geologice a Banatului.

În analiza acestor lucrări vom avea în vedere, în special, rezultatele care au contribuit la identificarea diferitelor tipuri de capcane litostratigrafice și la precizarea condițiilor seismogeologice din zonă considerind că aceasta servește la aprecierea perspectivelor seismometriei la detectarea acestui tip de capcană în etapa actuală și în viitor.

Datele privind tehnica de înregistrare și parametrii utilizați în lucrările seismometrice din Banat, în perioada 1942-1972 au fost sintetizate în tabelul 4.

Lucrările seismice cu caracter regional, executate în perioada 1942-1944, au confirmat existența ridicărilor de fundament de la Arad, Giulvăz-Ivanda, Iecea-Cărpiniș-Bobda, au arătat că grosimea sedimentarului variază de la 1000 m în zonele ridicate la peste 3000 m în zonele depresio-nare, au pus în evidență, în unele zone, efilarea sedimentelor pe flancurile reliefului fundamentalui, precum și discordanța ce există între formați-unile superficiale ( $1^{\circ}$ - $3^{\circ}$ ) și cele adânci ( $7^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ).

Rezultatele seismice au condus pe unii dintre autorii acestor lucrări la concluzia că înclinarea formațiunilor sarmatiene și pliocene este rezultatul depunerii inițiale a sedimentelor pe o suprafață înclinată sau procesului de tasare diferențială peste paleorelieful fundamentalui. Primele prospecții seismice din Banat au meritul să fi furnizat și primele informații asupra condițiilor de aplicabilitate ale acestei metode, asupra vitezelor de propagare a undelor seismice și chiar asupra existenței reflecțiilor multiple (Stănciulescu, Bîsir<sup>82</sup>).

Tomescu et al., (1956<sup>83</sup>) și Blum et al. (1958<sup>84</sup>) execută lucrări de proiecționi seismice în zona Moravița-Giulvăz, utilizând pentru prima dată metoda profilelor de corelație continuă. Cu această ocazie sunt identificate, seismic, ridicările Moravița, Giulvăz, Șipet-Șoșdea, Voiteni și Ciacova, se justifică teoretic și practic existența reflecțiilor multiple între suprafața fundamentalului și limita sol-aer, sunt identificate reflecții caracteristice de la limita Pliocen-fundament, pe zonele de ridicare și de la limita de discordanță dintre Pliocen și Prepliocen pe flancurile ridicărilor. Menționăm de asemenea, corespondența foarte bună dintre rezultatele lucrărilor de refracție (hodografi reciproci) și reflecție, pe apexul zonelor de ridicare.

Cornea et al. (1959<sup>85</sup>) au executat două profile de refracție în zona Deta-Moravița, în scopul verificării metodei de corelare a undelor refractate (K.M.P.V) în condițiile unei structuri cunoscute, reușind să urmărească cu certitudine un orizont refractator situat la limita dintre sedimentar și fundament și mai puțin sigur un orizont din Pliocen. Autorii

<sup>82</sup> Op. cit. 11.

<sup>83</sup> Op. cit. 30.

<sup>84</sup> Op. cit. 31.

<sup>85</sup> O . cit. 32



TABELUL 4

Parametri de lucru utilizati in lucrările seismometrice din Buzău în perioada 1941—1972

Autorii	Anul	Metodica	Tipul de aparat	Punctul de explozie				Dispozitivul de înregistrare				Observații
				Adâncime (m)	Cantitate (kg)	Grupări sonde (nr/bază)	Distanță între trase succesive (m)	Distanță între PE (km)	Lungimea unui hodograf (km)	Grupări receptori nr./bază (m)		
Praglăg	1942—1944	Refrație	Oscilografică	30—50	?	—	—	200	11	11	—	Modografia reciprocă
Astro Română	1942—1944	Reflectie	Oscilografică	17—30	?	—	—	30	1,0	?	—	seismosondaje
Romano-Americană	1943—1944	Reflectie	Oscilografică	—	50	—	—	100	5,9	5,9	—	hodografia reciprocă
Tonescu și Săjetti	1956	Refrație	Oscilografică	30—73	0,1—0,5	—	—	30	0,5	0,210	—	seismosondaje
Blum et al.	1958	Refrație	Oscilografică	20—40	1—5	—	—	60	0,5—1	0,300	—	seismosondaje
Cornea și Tomescu	1959	Refrație	Oscilografică	16—30	5—15	—	—	20	2	7	—	sosiri primare
Colban St. și Colban L.	1962	Reflecție	Oscilografică	16—30	5—15	—	—	20	0,5	1	—	corelație continuă
				15—25	4	—	—	20	1,0	6	—	sosiri primare
				15—25	4	—	—	10—20	0,5—1	1—2	—	corelație continuă
				30—60	15—50	—	—	50	3—5,5	17—20	—	K.M.P.V.
				18—46	12—200	—	—	25	1,0	16	—	K.M.P.V.
				18—20	7—9	—	—	20	0,500	1,0	—	corelație continuă



Stănculescu I. și Georgeescu P.	1963	Reflectie	oscilografică	18—20	5—7	—	20	0,520	1,040	—	corelație continuă
Gheorghie Al. și Tudor Gh.	1964	Reflectie	oscilografică	12—10	1—5	—	10—25	0,12—0,3	0,24 0,6	—	corelație continuă
Tudor Gh. și Geles H.	1965	Reflectie	oscilografică	12—20	1—5	—	15—30	0,165— 0,330	0,330 0,660	—	corelație continuă
Ștefănescu Fl. et al.	1966	Reflectie	oscilografică	17	2,5—10	—	10—25	0,110— 0,275	0,220 0,550	—	corelație continuă
Talioș D. și Popescu G.	1966	Refracție	oscilografică	16—26	12—180	2—8/ punct	100	1,5— 2,0	16—28	—	K.M.P.V.
Popescu G. și Zăianu I.	1967	Refracție	oscilografică	16—26	15—150	2—4/ punct	100	1,0	18—26	—	corelație cu dis- tanță constantă
Ciumătaru St. și Alexandrescu M.	1967	Reflectie	magnetică	18—26	3—7	—	30	0,360	0,720	12/33	corelație continuă
Ciumătaru St. și Alexandrescu M.	1968	Reflectie	magnetică	18—26	3	—	30	0,360	0,720	12/33	corelație continuă
Ciumătaru St. și Alexandrescu M.	1969	Reflectie	magnetică	17—26	3	—	50	0,1	1,2	12/33	corelație continuă
Dănașnău E. și Alexandrescu M.	1970	Reflectie	magnetică	17—26	3	—	30	0,360	0,720	12/33	corelație continuă
Dănașnău E. și Alexandrescu M.	1971	Reflectie	magnetică	20—25	2—6	4—7/ punct	30	0,360	0,720	12/33	corelație continuă
Dănașnău E. și Alexandrescu M.	1972	Reflectie	magnetică	25—30	3—6	1—2/ punct	30	0,360	0,720	12/33	corelație continuă

remarcă existența unor interferențe pe care le pun pe scama neregularitatea-  
țiior fundaumentului și a grosimii variabile a păturii de alterație.

Prin lucrările seismice executate în zona Sânnicolau Mare-Arad, Colban et al. (1962<sup>86</sup>), au evidențiat ridicările Cheglevici Nord-Teremia Mică, Teremia Mare-Nereu, Turnu și Arad. Autorii au trasat limita sedimentar-fundaument ca o limită de separație între un regim de inserție cu reflecții corelabile și un altul, cu inserție dezordonată, în care pot fi corelate numai fragmente de reflecție, cu excepția zonei Turnu, unde această limită corespunde unei reflecții caracteristice. Detectarea zonelor de efilare nu a fost posibilă — după acești autori — din cauza contrastului litologic mic între formațiuni, precum și imposibilității aparaturii de a separa undele.

Stănculescu et al. (1963<sup>87</sup>) continuă lucrările seismice în zona Turnu și aduc o serie de precizări privind ridicările de la Turnu și Sederhat.

Prin lucrările executate în regiunea Timișoara, Gheorghie et al. (1964<sup>88</sup>) conturază în detaliu ridicările Seceani-Janova, Dumbrăvița-Ghiroda și Dudeștii Noi-Săcalaz-Simnăhai și pun în evidență existența unor fracturi majore, pe direcția Seceani-Herneacova. Autorii construiesc o hartă cu izopahite, pentru complexul de strate cuprins între suprafața fundaumentului și baza Pliocenului superior, pe baza rezultatelor seismice, evidențierind corespondența dintre zonele de subțiere a complexului considerat și zonele de ridicare a fundaumentului.

Tudor et al. (1965<sup>89</sup>) continuă spre nord, pînă în valea Mureșului, lucrările din 1964 și aduc precizări privind relațiile dintre ridicările Seceani-Cruceni, Seceani-Fiscut, Jadani-Calacea-Satchinez-Sandra-Buigăruș și ridicarea Janova, dintre ridicarea Bechicerec-Beregsaru Mare-Cărpiniș-Grabăț-Gotlob-Tomnatec și ridicarea Dudeștii Noi-Săcalaz-Simnăhai Român, dintre ridicările Uivar și Giulvăz-Ivanda și pun în evidență ridicarea Fintinele-Felnac-Sîmpetru German.

În 1966, Stănculescu et al.<sup>90</sup> execută lucrări în colțul de NE al perimetrelui studiat de noi, aduc precizări privind ridicările Turnu, Zădăreni-Felnac, Seceani și confirmă existența unei linii de fractură, dirijată N—S, la vest de localitatea Peregul Mare. Din punctul de vedere al condițiilor de aplicabilitate ale metodei refleției utilizarea grupărilor combine de sonde și geofoni pentru îmbunătățirea raportului seminal/zgomot.

În legătură cu urmărirea suprafeței fundaumentului, autorii mai sus citați consideră că ea poate fi identificată cu suprafața care înfășoară nivelul ultimelor reflecții corelabile, avind o valoare mai mult calitativă.

În vederea unei mai bune determinări a suprafeței fundaumentului prin seismometrie, în 1966 și 1967 s-au executat în Banat lucrări de refrac-

<sup>86</sup> Op. cit. 33.

<sup>87</sup> Op. cit. 34.

<sup>88</sup> Op. cit. 35.

<sup>89</sup> Op. cit. 36.

<sup>90</sup> Op. cit. 38.

tie, utilizindu-se atit metoda K.M.P.V. (Talos et al., 1966<sup>91</sup>) cît și metoda corelării la distanță constantă (Popescu et al., 1967<sup>92</sup>).

Rezultatele obținute prin seismică de refracție au condus la următoarele concluzii :

— Suprafața de contrast între sedimentar și fundiment s-a urmărit cu suficiență certitudine acolo unde formațiuniile pliocene stau direct peste fundiment, deși autorii păstrează unele rezerve privind precizia determinării adâncinii, din cauza informațiilor reduse privind regimul de viteză și a limitărilor proprii acestei metode.

— În zonele în care se dezvoltă formațiuni mai vechi decât Pliocenul, caracterizate prin indice acustice apropiată de cei ai fundimentului (zonele Sînnicolau Mare, Tomnatec, Beregsân, Utvin, Dumbrăvița, Sînandrei), urmărirea suprafeței fundimentului prin lucrări de refracție este dificilă sau chiar imposibilă.

— Pe anumite zone a fost posibilă și urmărirea unor unde situate la suprafața Cretacicului (Dudești Noi-Cărpiniș) sau la suprafața Sarmatianului și Eocenului (zona Orțisoara-Carani-Murani).

— Formele de relief ale fundimentului, identificate prin lucrări de refracție, coïncid destul de bine cu rezultatele lucrărilor de reflecție, existând, totuși, în unele cazuri, amplitudini diferite sau anumite decalaje în suprafață.

Anul 1967 marchează introducerea sistemului de înregistrare și prelucrare magnetic-analogică în lucrările seismice din Banat. În perioada 1967–1972 s-au executat lucrări pe profile de corelație continuă, mai întâi peste profilele anterioare (oscilografice) și apoi într-o rețea proprie, destul de strinsă (cca. 0,5 km/km<sup>2</sup>).

Deoarece aceste lucrări (Ciobotaru et al., 1967<sup>93</sup>; 1968<sup>94</sup>; 1969<sup>95</sup>; Dănnănu et al., 1970<sup>96</sup>, 1971<sup>97</sup>, 1972<sup>98</sup>) nu s-au executat pe o zonă anumită ci au fost răspândite pe întreg perimetru tezei, având ca scop obținerea unor informații suplimentare față de rezultatele anterioare, iar pe de altă parte, s-a utilizat în general aceeași metodică, analizarea fiecărei lucrări, în mod separat, nu îi se pare indicată.

Rezultatele geologice ale acestor lucrări au fost sintetizate pe hărți la diferite nivele și la diverse scări (Ichi et al., 1970<sup>99</sup>; 1973<sup>100</sup>) și au fost descrise în capitolul 4, așa încit nì se pare important să scoatem în relief numai faptul că, în raport cu gradul de cunoaștere existent la sfîrșitul anului 1966, fiecare din lucrările citate mai sus a adus unele precizări, unele detalii, fără a modifica însă în mod esențial imaginea geologică deja cunoscută.

<sup>91</sup> Op. cit. 37.

<sup>92</sup> Op. cit. 39.

<sup>93</sup> <sup>94</sup> <sup>95</sup> Op. cit. 40, 41, 42.

<sup>96</sup> <sup>97</sup> <sup>98</sup> Op. cit. 43, 44, 45.

<sup>99</sup> Op. cit. 49.

<sup>100</sup> Op. cit. 60.

În ceea ce privește creșterea capacitatei de rezoluție a metodei seismice de reflecție în Banat, prin introducerea sistemului de înregistrare magnetic-analogic, se pot face următoarele observații.

— Corelabilitatea undelor reflectate este mai bună, în comparație cu înregistrarea oscilografică, datorită performanțelor superioare ale aparatului cu înregistrare magnetică (filtre, amplificare, gamă dinamică) dar și datorită introducerii grupărilor de geofoni și sonde și mai ales, sistemului de prezentare a rezultatelor, sub formă de secțiuni de timp.

— Pe înregistrări se urmărește destul de bine o reflecție, uneori cu aspect de înscriere caracteristică, atribuită limitei Pliocen-pre-Pliocen și numeroase unde reflectate din Pliocen (pl. IV).

— Undele reflectate din pre-Pliocen se urmăresc cu mai multă certitudine decât pe înregistrările oscilografice.

— Suprafața fundimentului nu se urmărește cu suficientă precizie decât în zonele de ridicare, unde depozitele pliocene sunt așezate direct pe fundament. Acolo unde între Pliocen și fundament se interpun depozite mai vechi decât Pliocenul (Miocen, Cretacic) urmărirea suprafeței fundimentului se face cu foarte multă dificultate, sau este adesea imposibilă.

— Sistemul de înregistrare magnetică analogică a permis identificarea cu mai multă precizie a undelor difractate și a undelor reflectate multiplu.

După cum se vede și din tabelul nr. 4, în perioada 1967—1972 s-au executat lucrări seismice pe profile de corelație continuă numai cu acoperire simplă, exceptând o încercare de utilizare a acoperirii multiple de ordinul VI, făcută între sondele 59 Sandra și 46 Cârpiniș în 1969, pentru „îmbunătățirea informațiilor din prepanonian, în zonele cu sedimentar gros”. Autorii lucrării (C i o b o t a r u et. al., 1969<sup>101</sup>) consideră rezultatele obținute nesatisfăcătoare și subliniază, în concluzie, ineficacitatea complicării metodicii pentru precizarea informațiilor de la fundiment.

Asupra acestei concluzii, ca de altfel și asupra altor afirmații făcute de antecuceretători, privind posibilitățile seismometriei la descifrarea structurii geologice în perimetrul tezei, vom reveni în cele ce urmează.

Înainte de a încheia însă această trecere în revistă a lucrărilor seismice, am dori să menționăm, încă odată, contribuția importantă a fiecărei lucrări și a autorilor respectivi la îmbogățirea cantității informațiilor privind alcătuirea geologică a acestui sector al depresiunii pannonice.

## 6.2. Gradul actual de rezolvare prin seismometrie a problemelor legate de identificarea capanelor litostratigrafice și detectarea directă a acumulațiilor de hidrocarburi

În capitolul 4 s-au arătat principalele tipuri de capcane litostratigrafice identificate pînă acum în Banat și s-au făcut ipoteze privind existența și a altor tipuri, încă neidentificate, dar care au putut să se formeze, ca urmare a evoluției geologice specifice acestei zone. La stabilirea acestor

<sup>101</sup> Op. cit. 42.

ipoteze, un rol însemnat l-au jucat rezultatele prospecțiunii seismice, care au avut o contribuție deosebită la descifrarea structurii geologice a acestui sector al depresiunii pannonice.

Pentru elaborarea acestei lucrări am considerat necesar să pornim de la analiza materialului seismic înregistrat pe profile de corelație continuă, cu stații magnetice analogice, în perioada 1967-1972, făcind apel numai în cazuri deosebite la rezultatele obținute cu ajutorul stațiilor oscilografice, sau prin refracție, deoarece modul de prezentare a rezultatelor obținute în această perioadă (secțiuni de timp) corespunde mult mai bine scopului urmărit de noi, rezultatele sint superioare celor obținute anterior iar rețeaua de profile înregistrate analogic se suprapune, în mare măsură, peste cea executată cu stații oscilografice.

Deoarece secțiunile seismice de adâncime, existente în rapoartele întocmite de autorii lucrărilor executate în această perioadă, sau în lucrările de sinteză mai susamintite, prezintă numai o parte din informațiile seismice conținute pe secțiunea de timp, informații care nu pot fi separate de subiectivismul interpretatorului și de gradul de informare al acestuia la data întocmirii lucrării respective, pentru a ne putea forma un punct de vedere propriu, unitar pentru întreaga zonă, în analiza noastră am reluat studiul secțiunilor de timp ca material primar de observație.

În acest fel au fost analizate secțiunile de timp a peste 2 500 km profil seismic, înregistrare în perioada 1967—1972, pe care s-au corelat în general trei orizonturi seismice, care au fost atribuite suprafetei reliefului prepliocen, suprafetei Cretacicului și suprafetei reliefului fundamentalului cristalin.

Identificarea apartenenței stratigrafice a orizonturilor seismice corelate pe secțiunile de timp s-a făcut prin comparație cu datele de sondă, utilizând pentru relația de transformare timp-adâncime curba de variație a vitezei medii cu adâncimea rezultată din seismocarotajul sondei 52 Dudeștii Noi, pentru depozitele de vîrstă pliocenă și viteză constante de pachet, pentru formațiunile miocene (3 400 m/s) și premiocene (4 300 m/s). Argumentarea acestei decizii se bazează pe analiza rezultatelor a 14 seismocarotaje convenționale, executate în sonde relativ uniform distribuite pe tot perimetrul tezei (pl. I, II, III) și a 8 carotaje acustice, executate în general numai pentru partea inferioară a Pliocenului, în sonde situate în zona structurilor productive Calacea, Șandra, Satchinez, Variaș și Turnu.

Orizonturile seismice corelate de noi, într-o concepție de interpretare unică pentru întreaga zonă, au fost construite pe secțiuni de adâncime, scara 1 : 10 000 și au stat la baza întocmirii hărților cu izobate și izopahite prezentate în teză.

Gradul de certitudine cu care s-au construit aceste hărți depinde, în principal, de calitatea orizonturilor seismice corelate pe secțiunile de timp, de densitatea de observație (lărgimea rețelei profilelor seismice) de gradul de cunoaștere a vitezelor de propagare a undelor seismice și de numărul punctelor geologice de control (foraje).

Harta cu izobate la suprafața reliefului prepliocen (pl. III) are astfel un caracter mai sigur decât hărțile cu izobate la suprafața reliefului creta-

cic (pl. II) și a reliefului fundamentalului (pl. I) din cauza dificultăților de urmărire a unor orizonturi seismice, fizice, care să corespundă suprafeței Cretacicului și suprafeței fundamentului. În lipsa lor s-a recurs — pentru o mare parte din profilele seismice — la trasarea unor orizonturi convenționale, pe întreaga secțiune de adâncime a profilului respectiv, sau numai pe anumite porțiuni ale acestora.

Pe de altă parte, regimul de viteze din Pliocen fiind mai bine cunoscut decât pentru formațiunile prepliocene, la transformarea secțiunilor de timp în secțiuni de adâncime, precizia cu care trebuie considerate cele trei repere seismice crește, de asemenea, în favoarea reperului seismic de la baza Pliocenului.

Diferența dintre adâncimea reperelor seismice și adâncimea limitelor geologice corespunzătoare acestor repere, din datele de foraj, nu a depășit  $\pm 30$  m.

Toate hărțile întocmite au un grad de certitudine mai redus în zona de la est de Timișoara și Arad, în raport cu restul perimetrlui, ca urmare a numărului redus de profile seismice, executate în această zonă.

Hărțile cu izolinii (izobate, izopahite) au fost construite în faza de elaborare a tezei la seara 1 : 100 000, pentru echidistanță de 100 metri, luindu-se în considerație toate profilele seismice și toate forajele.

În faza de redactare finală a hărții, date fiind dimensiunile mari ale zonei de lucru ( $5\ 600$  km $^2$ ) și scara anexelor grafice, am considerat utilă marcarea pe hărți numai a forajelor cu profilele litologice cele mai caracteristice, a traseelor profilelor seismice cele mai reprezentative și a detaliilor topografice strict necesare pentru înțelegerea textului.

Hărțile cu izolinii, rezultate din coroborarea datelor seismice cu cele din foraje, au fost completate și cu alte date geologice semnificative (linia de efilare a diferenților formațiuni geologice, conturul suprafețelor productive) în vederea interpretării complexe a tuturor acestor informații.

Analiza tuturor informațiilor obținute prin seismometrie în Banat, pînă la începutul anului 1973, ne-a permis să facem următoarele observații privind eficiența metodei seismice la identificarea capcanelor litostatografice, în această zonă :

1. Pe toate secțiunile de timp și adâncime se observă o diferență netă între informațiile obținute de la formațiunile de vîrstă pliocenă și de la formațiunile mai vechi decât Pliocenul. Limitele reflectatoare din Pliocen se urmăresc cu destulă siguranță, în timp ce limitele reflectatoare din formațiunile mai vechi decât Pliocenul apar interferate și se coreleză cu greu, chiar pe distanțe scurte (pl. IV).

Explicația acestui fapt poate fi legată, în primul rînd, de condițiile diferite de sedimentare pentru fiecare formațiune. În Pliocenul superior, ca urmare a uniformizării condițiilor de sedimentare, stratele își mențin caracteristicile petrofizice pe arii mai extinse și ca atare, limitele reflectatoare se inseră pe secțiunile de timp ca niște orizonturi seismice destul de continue. Pentru formațiunile pliocene inferioare și prepliocene, existența unor bazine locale de sedimentare, cu o dezvoltare mult mai restrinsă în



suprafață, asociată cu efectul eroziunii în fazele de exondare, pare să explice lipsa de continuitate a limitelor reflectatoare (4.2.3.).

Mentionăm că încercările noastre de a corela pe întreaga suprafață a perimetruului diferite limite reflectatoare din prepliocen, au arătat că acest lucru nu este posibil, fapt care pledează în favoarea explicației date mai sus.

Corelarea diagrafiilor electrice a sondelor săpate în Banat arată, pe de altă parte, variații mari de facies de la o zonă la alta, chiar pentru Pliocen, ceea ce pare să dovedească justețea ipotezei formulate de noi în legătură cu continuitatea limitelor reflectatoare.

Lipsa de continuitate a orizonturilor seismice din pre-Pliocen și caracterul interferat al reflectoarelor par să fie legate și de prezența reflectoarelor multiple care iau naștere între diferențele limite de contrast din Pliocen și care sosesc la dispozitivul de înregistrare în același timp cu cele reale. O altă explicație o constituie gradul pronunțat de tectonizare a formațiunilor prepliocene în raport cu formațiunile de vîrstă pliocenă. Înclinările măsurate în carote ajung la valori de  $10^{\circ}$ – $40^{\circ}$  pentru Cretacic și numai  $5^{\circ}$ – $16^{\circ}$  pentru Mioceen (4.2.2.).

2. Singura limită reflectatoare coreabilă pe întreaga zonă, cu suficientă certitudine, este limita dintre Pliocen și pre-Pliocen. Valoarea coeficienților de reflexie ce caracterizează această limită variază în raport cu impedanțele acustice ale pachetelor de roci ce vin în contact pe această limită de la 0,1 în Sonda 52 Dudeștii Noi, la 0,22 în Sonda 95 Variaș, pentru limita Pliocen-Miocen și de la 0,11 în Sonda 6 Teremia la 0,3 în Sonda 15 Turnu, pentru limita Pliocen-fundament.

În zonele în care valoarea coeficiențului de reflexie de la limita Pliocen-pre-Pliocen este mare, reflectoarea corespunzătoare se înscrie pe înregistrări cu un aspect caracteristic, fiind ușor de recunoscut, de unde rezultă că pierderea caracterelor dinamice ale acestei reflectoare, în zonele de coborire, trădează o nicioare a coeficiențului de reflexie, datorată unei slabe diferențieri litologice ale formațiunilor puse în contact. Diagrafiile electrice ale sondelor 70 și 72 Tomnatec corelate cu secțiunile de timp, confirmă ipoteza formulată mai sus.

3. Suprafața reliefului cretacic, respectiv limita Miocen-Cretacic și Pliocen-Cretacic, se identifică pe secțiunile de timp sub forma unei reflectoare puternice, ușor coreabile, numai în zona Tomnatec—Gotlob—Cârpiuș—Vest Moravița (pl. IV). În restul zonei, pe întreaga suprafață pe care a fost presupusă existența depozitelor cretacice (pl. II), reflectoarele ce provin de la această limită reflectatoare sunt sporadice, foarte interferante și greu de corelat. Această observație, făcută pe secțiunile de timp obținute prin metoda undelor reflectate, este verificată și de lucrările seismice de refracție, care au reușit să urmărească în zona Tomnatec—Gotlob—Cârpiuș o limită refractatoare situată la suprafața Cretacicului.

Datele de viteză obținute din seismocarotaje conduc la valori ale coeficienților de reflexie asociati acestei limite relativ mari (0,18 în sonda 52 Dudeștii Noi și 0,20 în sonda 119 Orțișoara).

Valoarea coeficienților de reflecție și contrastul litologic puternic, la limita dintre Cretacic și formațiunile acoperitoare, vizibil pe diagrafile electrice ale sondelor în care nu s-au executat măsurători de viteză, reprezintă argumente pentru a considera suprafața reliefului cretacic ca o bună suprafață reflectatoare. Întrucât lipsa de continuitate a reflecțiilor de la această suprafață pe secțiunile de timp înregistrate, pentru cea mai mare parte a zonei de lucru, pare să dovedească contrariul (pl. IV), sintem nevoiți să acceptăm următoarele ipoteze :

a) reflecțiile provenite de la suprafața Cretacicului sunt interferante și uneori complet măscate de unde perturbatoare (reflexii multiple, unde difractate), ceea ce face dificilă sau chiar imposibilă identificarea lor ;

b) suprafața reliefului cretacic nu este peste tot o limită reflectatoare, ca urmare a neregularităților pe care le prezintă acest relief și a variației coeficienților de reflecție de-a lungul limitei. În acest caz, extrapolarea informațiilor asupra coeficienților de reflecție din sondele care au investigat formațiunile de vîrstă cretacică, la întreaga zonă, este hazardată.

4. Suprafața reliefului fundamentalui se carteză cu suficientă precizie prin prospectiunea seismică numai pe zonele de ridicare, acolo unde Pliocenul se aşează direct peste acest relief. Acolo unde între baza Pliocenului și relieful fundamentalui se interpun formațiuni de vîrstă miocenă sau premiocenă, corelarea undelor reflectate sau refractate care sosesc de la suprafața fundamentului devine dificilă sau chiar imposibil de realizat. Această observație este valabilă atât pe zonele de ridicare cât și pe zonele de flanc sau depresionare (pl. IV, V, VI).

Unii cercetători (T a l o s et al., 1966<sup>102</sup>; P o p e s c u et al., 1967<sup>103</sup>; C i o b o t a r u et al., 1969<sup>104</sup>) consideră că lipsa de corelabilitate a reflecțiilor provenite de la suprafața reliefului fundamentalui — acolo unde între Pliocen și fundament se interpun depozite mai vechi — se datorează proprietăților acustice slab diferențiate ale acestora din urmă, sau cu alte cuvinte, unor valori mici ale coeficienților de reflecție. Datele obținute din seismocarotaje vin să infirme acest lucru, deoarece, deși în zona Șandra-Satchinez s-au determinat valori ale acestor coeficienți de 0,22 (59 Șandra) și 0,24 (104 Satchinez), destul de apropiate de valoarea determinată în sonda 15 Turnu (0,3), calitatea reflecției de la limita sedimentar-fundament este net superioară în zona Turnu, atât sub raportul energetic cât și al corelabilității.

După părerea noastră, caracterul de limită reflectatoare sau refractatoare a suprafeței fundamentalui este legat în primul rînd de neregularitățile acestei suprafețe și de grosimea variabilă a zonei de alterație a fundamentului, care se comportă ca un strat de tranziție.

Zonele de ridicare Turnu, Teremia, Cherestur, Giuvăz, Moravița, Șipet, Șoșdea, unde Pliocenul se aşează direct pe fundament și suprafața acestuia se manifestă ca bună limită de reflecție, sint zone care au fost

<sup>102</sup> Op. cit. 37.

<sup>103</sup> Op. cit. 39.

<sup>104</sup> Op. cit. 42.

emerse o lungă perioadă geologică, în care timp relieful a fost „netezit” sub acțiunea agenților externi și bine spălat, după imersiune.

Dimpotrivă, în zonele în care peste fundament s-au întîlnit depozite de vîrstă miocenă sau mai vechi, relieful fundimentului prezintă numeroase neregularități (pl. I) ca urmare a faptului că inersiunea a avut loc într-o fază de accentuare a reliefului de eroziune.

Neregularitățile reliefului fundimentului sunt complicate și de prezența a numeroase falii, cum este spre exemplu în zona Șandra-Satchinez, falii care creează denivelări destul de importante (pl. I). Prezența undelor difractate provocate de neregularitățile reliefului fundimentului (colțuri, muchii, planuri de falie), pe secțiunile de timp, sunt argumente în favoarea ipotezelor formulate mai sus (pl. IV).

Lipsa de coreabilitate a undelor reflectate sau refractate de la suprafața fundimentului — în zonele în care între Pliocen și fundament s-au întîlnit depozite mai vechi — se datorește și faptului că pînă la limita sedimentar-fundament undele seismice pierd o mare cantitate de energie prin dispersie, în momentul traversării suprafeteelor de eroziune reprezentate de limita Pliocen-Miocen, sau Miocen-pre-Miocen, ca urmare a neregularităților acestor limite.

Urmărirea suprafetei fundimentului prin lucrări de refracție este îngreunată de alunecarea undelor seismice de pe o limită pe alta, în zonele în care pe flancurile ridicărilor de fundament se adaugă formațiuni sedimentare cu viteza mare (Miocen, Cretacic), sau de fenomenul de „pătrundere” a undelor, în zone în care fundimentul prezintă o zonă de alterație groasă sau neregularități cu rază de curbură mică.

Dificultățile mari legate de urmărirea limitei sedimentar-fundament prin seismometrie au făcut ca interpretările geologice concretizate pe secțiuni de adâncime, sau pe hărți, să fie numai parțial verificate de foraje, lucru remarcat de altfel și de antecercetători (I c h i m et al., 1970<sup>105</sup>; 1973<sup>106</sup>). Precizia corelării orizontului seismic atribuit limitei sedimentar-fundament crește, așa cum am mai spus, pe zonele de ridicare și scade în restul zonei, unde valoarea informațiilor geologice asupra adâncimii și formei acestei limite are un pronunțat caracter orientativ.

5. Prezența reflecțiilor multiple de tipul I pe înregistrările seismice executate, în special, în zona Moravița-Stamora Română este un fenomen remarcat și de antecercetătorii noștri, pe seismograme, dar în mod evident, el este, mai ales, vizibil pe secțiunile de timp (pl. IV). Caracterul de reflecții multiple se demonstrează atât după criteriul viteza de propagare cât și după criteriul timp.

În restul perimetrlui tezei, pe înregistrările seismice apar de asemenea unele impulsuri corelabile, care sosesc la timpi mai mari decît timpul corespunzător reflecției de la limita sedimentar-fundament, verificată prin foraje (pl. IV).

<sup>105</sup> Op. cit. 49.

<sup>106</sup> Op. cit. 60.



După părerea noastră, aceste impulsuri reprezintă, cel mai probabil, unde multiplu-reflectate de diferite tipuri, principalele limite de contrast acustic care favorizează formarea acestor unde fiind baza zonei de viteze mici (coeficient de reflecție 0,6), limita Pliocen-pre-Pliocen (0,1-0,3) limită Miocen-pre-Miocen (0,18-0,24) și suprafața reliefului fundamentalului (0,11-0,3). Suprafața reliefului fundamentalului fiind caracterizată prin coeficienți de reflecție mari, trebuie considerată cea mai importantă limită de contrast acustic, care favorizează formarea reflecțiilor multiple, în special, în zonele în care această suprafață se comportă ca o limită reflectatoare.

Calculul hodografilor teoretici, pe baza funcției de distribuție a coeficienților de reflecție în subsol, determinată din seismocarotajele executate în Banat, conduce la concluzia că formarea reflecțiilor multiple este un fenomen ce nu poate fi pus la îndoială și că sub raport energetic undele multiplu-reflectate sosesc la dispozitivul de înregistrare la fel de puternice ca și undele utile. Pe secțiunile de timp prezentate în planșa IV, se observă nivelul energetic al undelor reflectate multiplu, chiar pentru un ordin ridicat de multiplicitate.

Existența reflexiilor multiple pe înregistrările seismice crează mari dificultăți în corelarea undelor utile, ca urmare a interferențelor care se produc atunci cînd aceste două tipuri de unde sosesc în același timp la dispozitivul de înregistrare.

Plecînd de la funcția de distribuție a coeficienților de reflecție în zona sondei 52 Dudeștii Noi, se demonstrează că prima reflecție multiplă de la limita Miocen-Cretacic (coeficient de reflecție  $K = 0,178$ ) se înregistrează în același timp cu o reflecție reală, de la un orizont „R” din Cretacic ( $K = 0,05$ ), cu o energie egală cu jumătate din energia acesteia, ceea ce conduce la o interferență, practic, de nerezolvat.

Dacă ținem seama de faptul că valoarea coeficiențului de reflecție asociat limitei R este destul de mare și corespunde – pentru vitezele din Cretacic – la un salt de viteză de cca 1 %, putem considera că pentru limitele reflectatoare caracterizate prin coeficienți de reflecție mai mici, raportul semnal/zgomot va fi și mai defavorabil, ceea ce constituie o explicație pentru dificultățile care apar la corelarea undelor reflectate ce provin de la limite mai adînci decât suprafața Cretacicului în această zonă.

Unii cercetători (Seblatîngg, 1943<sup>107</sup>; Ştefănescu et al., 1966<sup>108</sup>) consideră că impulsurile care sosesc la tempi mai mari decât timpul corespunzător reflecției de la limita sedimentar-cristalin ar putea reprezenta reflecții reale de la suprafețele de contrast acustic din interiorul fundamentului cristalin.

După părerea noastră, exprimată de altfel și anterior (Ionescu, 1967 b), această ipoteză nu trebuie exclusă, dar pentru argumentarea ei vor trebui efectuate studii speciale de viteză (6.3.).

Modul în care prospecțiunea seismică a reușit pînă acum să rezolve problemele legate de urmărirea în suprafață a diferitelor limite reflecta-

<sup>107</sup> Op. cit. 13.

<sup>108</sup> Op. cit. 38.

toare sau refractatoare sau de atenuarea principalelor unde perturbatoare (reflecții multiple) are consecințe directe asupra eficienței geologice a lucrărilor executate pentru identificarea capcanelor litostratigrafice.

În acest sens, putem aprecia că rezultatele prospectiunii seismice permit să se evidențieze existența următoarelor tipuri de capcane litostratigrafice, în perimetru tezei :

a) *Anticlinale de tasare.* Anticlinalele de tasare sunt evidențiate foarte bine atât pe profilele seismice înregistrate cu stații oscilografice, cât mai ales, pe profilele înregistrate cu stații magnetice (pl. IV, V, VI). Acest tip de capcană este caracteristic pentru formațiunile pliocene dar se evidențiază și pentru formațiuni mai vechi (Miocen).

În măsura în care continuitatea limitelor reflectatoare există, identificarea și delimitarea acestui tip de capcană prin seismometrie nu pune probleme deosebite.

b) *Capcane formate în rezervoare reduse prin efilare* se pot identifica pe secțiunile seismice, în special pentru formațiunile pliocene (pl. IV, V, VI). Pentru formațiunile prepliocene, dificultățile legate de corelarea undelor reflectate nu permit cu certitudine evidențierea unor asemenea capcane, deși după evoluția geologică a zonei (4.2.3.) existența acestui tip de capcană este destul de probabilă.

Urmărirea în plan a capcanelor formate în rezervoare reduse prin efilare nu este posibilă în stadiul actual de cercetare prin seismometrie a perimetru tezei. Pe de o parte, pe secțiunile de timp durată semnalului este destul de mare ceea ce face ca, în zona de dispariție totală a rezervorului, undele reflectate care sosesc de la suprafețele care delimită capcane să interfereze în așa fel, încât limita de închidere a capcanei se determină cu o precizie redusă, iar pe de altă parte, distanța destul de mare între profilele executate cu stații magnetice creează dificultăți la urmărirea în plan a evoluției limitelor reflectatoare.

Apreciem, totuși, că prin folosirea în interpretare a datelor de sondă, în zonele în care aceste date sunt suficiente, rezultatele prospectiunii seismice executate pînă acum pot fi utilizate pentru delimitarea în plan a acestui tip de capcană, cel puțin pentru complexe mai mari, bine delimitate prin reflexii pe înregistrările seismice.

c) *Capcane formate în rezervoare trunchiate pe suprafețele de discordanță sau rezlete de aceste suprafețe.* Acest tip de capcane se formează în Banat, în special, în legătură cu irunghicarea rezervorului pe suprafața reliefului fundamentalui (4.3). Detectarea prin seismometrie a acestui tip de capcană este numai parțial rezolvată, date fiind dificultățile legate de cartarea reliefului fundamentalui, amintite mai sus. Cu toate acestea, în zonele de ridicare, unde suprafața reliefului se urmărește ca o limită reflectatoare sau refractatoare, ea și în zonele în care această suprafață este interpretată sub formă unui orizont seismic convențional, prospectiunea seismică oferă indicații asupra existenței acestui tip de capcană (pl. IV, V, VI).

Delimitarea în plan și precizarea limitei de închidere a capcanei pe suprafața de eroziune a paleoreliefului fundamentalui, elemente indispensabile



sabile proiectării forajelor, nu se pot face însă cu suficientă precizie la ora actuală, ca urmare a incertitudinii cu care se trasează pe profilele seismice suprafața fundamentului și a distanțelor mari dintre aceste profile.

Rezultatele lucrărilor seismice executate în perimetru tezei oferă destul de puține indicații pentru evidențierea capcanelor formate în rezervoare retezate de suprafețele de discordanță. Acest fapt se datorește, în primul rînd, dificultăților legate de urmărirea limitelor reflectatoare din formațiunile de vîrstă prepliocenă și în al doilea rînd, incertitudinii cu care se poate trasa pe înregistrările seismice suprafața de discordanță dintre Miocen și formațiunile subjacente.

Pe unele secțiuni seismice se observă totuși zone în care formațiunile miocene sunt retezate de suprafață de discordanță Pliocen-Miocen (pl. IV).

În Pliocen, pe unele profile seismice executate în partea de est a perimetrului tezei, în zona Ianova, este vizibilă retezarea formațiunilor de vîrstă pliocen inferioară de o suprafață de discordanță care se situează undeva în Pliocenul superior (pl. IV). Același aspect al secțiunilor seismice se observă, mai puțin evident, pe unele profile înregistrate în zona Turnu. Deoarece aceste situații reprezintă efectul unor condiții locale de sedimentare, le semnalăm ca atare, dar considerăm neoportună generalizarea lor pentru tot cuprinsul perimetrului.

d) *Capcane formate în proeminente de eroziune* sunt legate în mod direct de precizia cu care seismometria reușește să urmărească suprafața reliefului îngropat. Pe zonele de ridicare de la Turnu, Calacea, Șandra, Satchinez, Tereemia, Giuvăz, Moravița etc. seismometria oferă indicații destul de precise, atât asupra existenței acestor capcane cît și asupra delimitării lor în plan (pl. I-VI).

În zonele cobeorite, identificarea reliefurilor îngropate pe baza rezultatelor obținute pînă acum prin seismometrie este incertă, ca urmare a dificultăților care apar în legătură cu corelarea undelor reflectate sau refractate care provin de la suprafața acestor reliefuri, sau, pur și simplu, datorită faptului că aceste suprafețe nu reprezintă limite reflectatoare sau refractatoare.

Prezența reflectiilor multiple pe înregistrările seismice din Banat face practic imposibilă utilizarea unor criterii „indirecte” de localizare a reliefurilor îngropate (5.3.).

e) *Capcane formate în rezervoare lenticulare* sau sub formă de cordon sau şiret au fost evidențiate numai pe unele secțiuni seismice fără a putea fi conturate în plan, datorită distanței mari între profilele seismice executate cu stații magnetice în zonă. Rezultatele obținute prin seismometrie în ceea ce privește continuitatea limitelor din Pliocen și uneori chiar din Miocen, ne fac să credem că în măsura în care asemenea tip de capcane există, identificarea lor este posibilă, cu condiția ca dimensiunile să se situeze în limitele impuse de precizia lucrărilor (5.3.).

Prospecțiunile seismice executate în perimetru tezei nu oferă indicații directe privind existența unor capcane litostratigrafice de alt tip decit cele enumerate mai sus.



Indicații indirecte privind schimbările de litologie ale rezervorului și formarea unor capcane prin modificarea permeabilității sunt sugerate de secțiunile de timp. Lipsa unor înregistrări care să permită determinarea cu precizie a vitezelor de strat sau a modificărilor de amplitudine a reflecțiilor de la un punct la altul, fac imposibilă valorificarea acestor indicații, pentru delimitarea acestui tip de capcane.

În ceea ce privește utilizarea rezultatelor obținute prin prospectiunea seismică pentru detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi din Banat, considerăm că atât caracteristicile zăcămintelor cunoscute din perimetru tezei (4.3.), cât și metodica de teren și prelucrarea utilizată pînă în prezent în lucrările de seismometrie (6.1.), sunt factori care situează condițiile concrete din Banat în afara condițiilor limită impuse de toate metodele cunoscute din literatură (5.4.).

### **6.3. Perspectivalele prospetiunii seismice la identificarea capcanelor litostratigrafice și la detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi în Banat**

Lucrările de prospecțiuni seismice executate în Banat pînă la 1 ianuarie 1973 au dovedit posibilitățile metodei la identificarea capcanelor litostratigrafice, în condițiile tehnicilor de teren și prelucrare utilizate pînă la această dată, toate acumulările de hidrocarburi puse în evidență în perimetru tezei fiind descoperite pe baza informațiilor obținute prin seismometrie.

În același timp, lucrările seismice executate au contribuit la cunoașterea caracteristicilor seismogeologice ale zonei ce constituie perimetru tezei și la precizarea problemelor rămase încă nerezolvate (6.1., 6.2.).

Acstea succese, pe care le considerăm foarte importante, caracterizează numai o etapă a cunoașterii și ele nu pot fi considerate limitative pentru eficiența geologică a metodei de prospecțiune seismică în perimetru studiat. Aprecierea posibilităților seismometriei la identificarea capcanelor litostratigrafice și la detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi în Banat, nu poate fi făcută decit ținând seama de rezultatele care considerăm că se vor obține prin aplicarea unor procedee moderne de înregistrare, analiză și interpretare a datelor.

În cele ce urmează, vom prezenta modul în care trebuie, după părere noastră, continue cercetările seismice în perimetru tezei, argumentînd pentru fiecare procedeu de teren, prelucrare sau interpretare propus, scopul urmărit și şansele de reușită, estimate pe baza experienței acumulate pe plan mondial.

*În faza de teren a lucrărilor de prospecțiuni seismice, considerăm ca o primă necesitate introducerea aparaturii de înregistrare magnetică numerică, cu ciștiș binar sau virgulă mobilă. Utilizarea acestui sistem de înregistrare va conduce la posibilitatea evidențierii pe înregistrări a semnalelor slabă (din Miocen sau pre-Miocen), ca urmare a creșterii gamei dinamice de aproape două ori, în raport cu aparatura analogică și, ceea ce este cel mai important, va permite măsurarea amplitudinii reale a semnalului. Modificarea amplitudinii semnalului util de-a lungul profilului seismic,*



sau în plan, poate fi asociată cu modificări litologice (5.2., 5.3.) sau cu schimbarea naturii fluidului conținut în pori (5.4.).

Un alt avantaj al înregistrării magnetice numerice este utilizarea directă a înregistrărilor din teren în procesul de prelucrare, fără a mai fi nevoie de operațiunea de convertire analog-digital.

Pentru îmbunătățirea raportului semnal-zgomot și pentru atenuarea undelor reflectate multiplu încă din faza de înregistrare a datelor se impune utilizarea tehnicii acoperirii multiple de ordin superior (XII sau XXIV). Rezultatele profilului seismic experimental executat în 1969 între Șandra și Cârpiniș cu acoperire multiplă de ordinul VI, nu le considerăm concluziente iar concluzia autorilor (Ciobotaru et al., 1969) privind posibilitățile acoperirii multiple în Banat (6.1.) nu ni se pare suficient de argumentată.

Din considerente teoretice, se demonstrează (Drăghiceanu, Ceapoiu, 1972<sup>10)</sup> că pentru frecvențele obișnuite de lueru ale amplificatorilor seismicici ( $f_{inf} \approx 20$  Hz,  $f_{sup.} \approx 80$  Hz), gruparea realizată prin utilizarea acoperirii multiple de ordinul VI nu este eficientă decât pentru atenuarea reflecțiilor multiple caracterizate printr-o anumită valoare a vitezei aparente reziduale ( $V_{max.} = V_{min.}$ ). Această concluzie explică în mare măsură lipsa de atenuare a reflecțiilor multiple pe profilul experimental executat în 1969.

Deoarece în cuprinsul perimetrlui tezei suprafețele reflectatoare caracterizate printr-un contrast acustic puternic, care determină formarea reflexiilor multiple, se situează la adâncimi foarte diferite (pl. I-VI), pentru atenuarea acestor reflexii este necesară amplasarea dispozitivului de receptori la o distanță optimă, variabilă în raport cu punctul de explozie. Aplicarea procedeului de acoperire multiplă, cu împușcătură centrală, în zonele în care limitele de contrast se află la adâncimi mari (2000-3000 m) aşa cum s-a făcut în 1969, nu conduce la rezultatele dorite.

Pentru o mai bună coreabilitate a undelor se impune utilizarea unor distanțe relativ mici între trase (25-50 m).

Cu toate că în perimetru tezei, condițiile de generare și receptie nu pun probleme deosebite, totuși, aplicarea grupărilor de geofoni în linie și a grupărilor punctuale de sonde au dovedit creșterea raportului semnal/zgomot prin atenuarea undelor perturbatoare cu viteză relativ mică (360 m/s-600 m/s) încă din faza de înregistrare. Din aceste motive, dat fiind gradul înalt de precizie a măsurătorilor, necesar pentru identificarea detaliilor structurale și litostratigrafice, se impune asigurarea unor condiții optime de generare și receptie și realizarea unei uniformități a acestor condiții pe ansamblul perimetrlui prospectat.

Deoarece una din căile prin care se poate realiza urmărirea stratelor în zona în care grosimea lor se reduce sub 50-70 m este utilizarea unor surse de energie capabile să introducă în subsol frecvențe înalte, conside-

<sup>10</sup> Op. cit. 42.

<sup>11</sup> Arh. I.P.G.G.H.

răm ca indicată utilizarea metodei Vibroseis. Frecvența impulsurilor introduse în subsol fiind controlată, se poate determina frecvența optimă care asigură cel mai bine corelarea orizontului urmărit.

Atenuarea frecvențelor înalte cu adincimea poate fi compensată printr-o lungime mai mare a impulsului, un număr mai mare de impulsuri pe trasă și utilizarea simultană a mai multor unități vibratoare. Condițiile bune de generare și receptie ce caracterizează perimetru tezei, ca și adâncimea relativ mică (1 000-2 500 m) la care s-au descoperit acumulările de hidrocarburi, sunt factori care garantează obținerea informațiilor utile, prin folosirea ca sursă de energie a echipamentului Vibroseis.

În favoarea aplicării metodei Vibroseis pledează și faptul că utilizarea acestui echipament permite lucrul în zone puternic industrializate (schele de extracție, aglomerări de populație) ceea ce este practic irealizabil prin folosirea celorlalte surse de energie. Aceasta va da posibilitatea extinderii informațiilor obținute din sonde, prin seismometrie, în perimetrele ce corespund zăcămintelor aflate într-o fază de explorare avansată sau chiar de exploatare.

În concluzie, tehnica de teren pe care o considerăm adecvată rezolvării problemelor geologice din perimetru tezei constă din aplicarea acoperirii multiple de ordinul XII sau XXIV, cu distanță mică între trase, grupări de surse de energie și receptori și utilizarea înregistrării magnetice numerice cu cîștig binar sau cu virgulă mobilă.

Utilizarea ca sursă de energie a echipamentului Vibroseis ni se pare indicată, datorită avantajelor menționate mai sus.

*În fața de prelucrare și analiză a datelor seismice*, considerăm necesară efectuarea unor analize de viteze foarte detaliate, mergînd, în unele cazuri, pînă la analiză continuă de viteză. Analizele de viteze sunt necesare atît pentru procesul de însunare cît și pentru studiul modificărilor acestor viteze în raport cu modificările litologice sau cu modificarea naturii fluidului care saturează rezervorul (5.3., 5.4.).

Seismica modernă, „litoseismică”, așa cum începe să fie denumită în ultimul timp, nu poate fi concepută fără un studiu aprofundat al vitezelor. Pentru rezolvarea unor detalii de ordin litostratigrafic, determinările de viteză trebuie să fie extrem de precise, erorile maxime admise pentru viteză r.m.s. fiind de 0,1-0,7%, iar pentru viteză de interval de 3-10% (Schneider, 1971).

Datele de viteză, măsurate în sonde, de care dispunem la ora actuală în perimetru tezei – un carotaj seismic convențional la  $400 \text{ km}^2$  și un carotaj acustic la  $600 \text{ km}^2$  sunt departe de a asigura această precizie. Pe de altă parte, lungimea redusă a hodografilor pe profilele executate cu stații magnetice (tab. 4) nu permite determinarea cu suficientă precizie a vitezelor efective din înregistrările seismice.

În ceea ce privește carotajele acustice, trebuie să menționăm că, exceptând sonda 638 Calacea, toate celelalte sunt executate numai în zona complexului productiv al Miocenului și Pliocenului, deci pe un interval redus al găurii de sondă. Studiul modificărilor formei semnalului seismic, ca urmare a variațiilor litologice, impune însă cunoașterea funcției de



distribuție a coeficienților de reflexie pentru întregul interval de la suprafață pînă la limita considerată, deoarece forma semnalului este rezultatul unui proces de convoluție între această funcție și funcția semnalului introdus în subsol.

Menționăm de asemenea faptul că toate carotajele acustice au fost executate numai în zonele productive (Calacea, Șandra, Teremia, Tîrnău) ceea ce reprezintă o distribuție foarte neuniformă a acestor informații pe întreaga suprafață a perimetrlui tezei.

Concluzia care se impune este că pentru realizarea unor studii litostratigrafice bazate pe rezultatele seismometriei și pe datele din sonde, care să conducă la identificarea unor capcane de acest tip, este absolut necesară executarea de carotaje acustice în toate sondele ce urmează a fi forate și pe toată lungimea găurii de sondă.

Vitezele medii și de interval determinate pornind de la înregistrările seismice, corelate cu datele obținute din carotajele seismice convenționale sau din carotajele acustice executate în sonde, vor permite stabilirea unei corespondențe cât mai precise între limitele litologice, limitele de contrast acustic și impulsurile înregistrate pe secțiunile seismice.

Reprezentarea tridimensională (litologie, amplitudinea semnalului seismic, viteză de interval) a informațiilor obținute din foraje și din măsurătorile seismice ce caracterizează un anumit strat, este principala cale care poate conduce la identificarea unor capcane litostratigrafice legate de modificarea permeabilității rezervorului sau la detectarea directă a unor acumulații de hidrocarburi.

Procedeele de filtraj moderne, mono și multicanal, permit o atenuare eficientă a undelor perturbatoare în vederea îmbunătățirii raportului semnal/zgomot.

În condițiile concrete din perimetru tezei, înafara analizei de frecvență pentru determinarea filtrului cel mai adecvat, care este la ora actuală o operație de rutină, o atenție deosebită va trebui acordată aplicării unor filtre inverse (deconvoluție), prin care se urmărește pe de o parte contracarea semnalului seismic, iar pe de altă parte atenuarea undelor perturbatoare de tipul reflectiilor multiple.

Contractarea semnalului seismic facilitează foarte mult separarea reflectiilor și asigurarea unei corespondențe cât mai precise între orizonturile seismice și limitele de contrast determinate din carotajele acustice, pentru urmărirea evoluției în suprafață a limitelor reflectatoare. Durata mare a semnalului (40-80 milisecunde) pe înregistrările actuale face imposibilă separarea orizonturilor cu o grosime mai mică de 50-60 m, ceea ce reduce mult din posibilitățile seismometriei la identificarea capcanelor litostratigrafice de tipul rezervoarelor reduse prin efilare sau retezate pe suprafață paleoreliefurile îngropate. Micșorarea duratei semnalului, prin deconvoluarea traselor, va ajuta astfel la rezolvarea uneia dintre cele mai importante probleme legate de identificarea zonelor de efilare în perimetru tezei.

În legătură cu atenuarea undelor perturbatoare, trebuie amintit că în cazul undelor multiple interne, tehnica acoperirii multiple fiind inefi-



cientă, vor trebui aplicate filtre multicanal. Pentru calculul acestor filtre este necesară analiza datelor pe secțiuni de autocorelograme și retrocorelograme (Anstey, 1966), precum și utilizarea informațiilor furnizate de carotajele sonice.

În perimetrul tezei, asemenea tipuri de unde sint suspectate în special în zona depresionară Sînnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia și pe zona de ridicare Teremia-Cherestur. Prezența acestor unde pe înregistrări îngreunăză foarte mult urmărirea limitei sedimentar-fundament, în primul rînd, precum și a limitelor Pliocen-pre-Pliocen și Miocen-pre-Miocen. Atenuarea acestor unde perturbatoare prin aplicarea unor filtre multicanal, sau chiar numai recunoașterea lor pe secțiunile de retrocorelograme, reprezintă o problemă de a cărei rezolvare este legată în mod direct determinarea zonelor de efilare a formațiunilor cretacice, miocene și pliocene pe relieful fundamentalului.

Pe aproape toate secțiunile de timp înregistrate în Banat, se remarcă prezența undelor difractate care iau naștere în puncte de discontinuitate acustică (falii, zone de efilare, neregularități ale paleoreliefului îngropat). Pentru atenuarea acestor unde, considerăm utilă migrarea automată a secțiunilor seismice. Prin aplicarea acestui procedeu, estimăm că se va putea urmări cu mai multă ușurință suprafața reliefurilor îngropate (5.3.) și se vor putea delimita cu mai multă precizie accidentele tectonice. În acest fel, identificarea capcanelor litostratigrafice care iau naștere în legătură cu reliefurile îngropate, a căror importanță a fost deja dovedită prin descoperirea acumulărilor de hidrocarburi din perimetrul tezei, poate fi abordată cu mai mult succes de prospectiunea seismică.

Considerăm necesar să subliniem faptul că succesul aplicării programului de prelucrare și analiză este condiționat în primul rînd de realizarea în faza de teren a unor înregistrări de foarte bună calitate și de respectarea întocmai a tehnicii de teren recomandată.

Profilele seismice realizate cu aparatură magnetică analogică și cu acoperire simplă, nu sint adecvate aplicării acestui program de prelucrare, din cauza fondului mare de zgromot conținut de înregistrări și a metodicii aplicate în teren.

*Faza de interpretare geologică* a rezultatelor prelucrării datelor seismice o considerăm de o importanță majoră în asigurarea succesului lucrărilor de prospecțiuni.

Complexitatea problemelor care apar în legătură cu identificarea capcanelor litostratigrafice prin seismometrie, impun, din ce în ce mai mult, lucru în echipă (geolog-geofizician) sau aprofundarea cunoștințelor geologice de către geofizicieni (Robinson, 1971; Alexian et al., King, 1971).

Pînă în prezent s-au acumulat numeroase informații privind alcătuirea geologică a Banatului (4.2.), informații care trebuie valorificate de geofizicieni.

Trebuie să menționăm că încercările de a corela informațiile obținute în sonde, făcute de noi, pe baza diagrafiilor și a carotajelor mecanice au întîmpinat serioase dificultăți, chiar în zonele în care există un număr

mare de sonde (Sandra-Satchinez-Variaș), ca urmare a importantelor variații de facies. Utilizarea orizonturilor seismice în sprijinul acestor corelări nu poate fi deocamdată făcută cu suficientă certitudine, din cauza duratei mari a reflecțiilor pe înregistrările seismice și a lipsei unor informații precise asupra vitezelor de propagare a undelor seismice. În momentul în care aceste probleme vor fi rezolvate, ca urmare a aplicării programului sus menționat, interpretarea geologică a rezultatelor seismice va trebui să înceapă cu stabilirea corespondenței dintre limitele litologice și orizonturile seismice.

Pentru studii geologice cu caracter regional, cum este cazul și studiului de față, folosirea orizonturilor seismice convenționale permite construirea, cu un anumit grad de certitudine, a unor hărți, care demonstrează efilarea unor complexe groase sau existența unor proeminente de natură erozională ale paleoreliefului îngropat (pl. I-VI). Pentru studiile de detaliu necesare activității de explorare, studii în care se cere urmărirea efilării unor complexe mai subțiri, precizia realizată prin trasarea orizonturilor convenționale nu mai este suficientă.

Pentru identificarea zonelor de efilare a orizonturilor de interes se recomandă executarea unor hărți de egală grosime, care împreună cu hărțile structurale la acoperisul stratului rezervor vor trebui comparate cu hărțile de egală amplitudine a reflexiei ce corespunde orizontului la care s-a construit harta structurală și cu hărțile vitezelor de interval, în vederea determinării modificărilor litologice sau schimbării naturii fluidului ce satură rezervorul.

Pentru realizarea acestor hărți, la o scară care să permită figurarea detaliilor litostratigrafice (1 : 10 000 ; 1 : 20 000), actuala densitate de profile seismice nu este satisfăcătoare, atât ca omogenitate cît și din punct de vedere al cantității informațiilor. Din această cauză, pentru conturarea zonelor favorabile acumulării (4.4.) și delimitarea eventualelor capcane litostratigrafice, va trebui proiectată o rețea de profile, judicios amplasate în raport cu tipul capcanei (Ionescu, 1967)<sup>111</sup>.

În ceea ce privește folosirea în interpretare a formei semnalului seismic, drept criteriu principal de recunoaștere a undei în faza de corelare, precum și asocierea modificărilor formei semnalului cu modificări de natură litologică a orizontului corelat, păstrăm o anumită rezervă. Rezerva noastră este justificată de faptul că forma semnalului înregistrat pe seismogramme depinde de evoluția în suprafață a tuturor limitelor reflectatoare aflate deasupra orizontului urmărit. Cu alte cuvinte, modificarea litologiei unui orizont superficial poate conduce la modificarea formei reflectiei ce corespunde unei limite din profunzime, cu toate că această limită își păstrează caracterele constante.

Desigur, interpretarea complexă a tuturor măsurătorilor geofizice rămîne un principiu de bază, de care interpretatorul — geolog sau geofizician — va trebui să țină seama (Gavăt et al., 1972). În stadiul actual al cunoștințelor, ținind seama de precizia care trebuie realizată pentru

<sup>111</sup> Op. cit. 74.

identificarea capcanelor litostratigrafice (5.2., 5.3) sau pentru detectarea directă a acumulărilor de hidrocarburi, prin seismometrie (5.4.), în perimetrul studiat, informațiile obținute prin gravimetrie, magnetometrie sau electrometrie vor trebui reconsiderate pe baza noilor procedee de prelucrare.

Direcția principală către care vor trebui orientate lucrările de interpretare, în afara construirii hărților de care am amintit mai sus și urmării modificărilor diferenților parametri pe profile, o constituie, după părerea noastră, studiul pe modele.

În acest sens, vor trebui construite modele structurale sau stratigrafice, pe baza tuturor informațiilor de natură geologică sau geofizică avute la dispoziție, modele care vor trebui apoi comparate cu rezultatele obținute în teren. În ipoteza în care secțiunile de timp sau adincime obținute cu ajutorul calculatorului electronie, pe baza modelelor teoretice construite, nu coincid cu secțiunile de timp sau adincime obținute prin înregistrări reale, modelele trebuie modificate, pînă cînd se ajunge la o asemănare destul de bună între cele două tipuri de secțiuni.

Pentru construirea unor asemenea modele este nevoie, în primul rînd, de date suficient de precise privind litologia rocilor, funcția de distribuție a coeficienților de reflecție, densitatea formațiunilor și funcția de atenuare a energiei undelor seismice. În al doilea rînd, sunt necesare programe speciale care să utilizeze date în aşa fel încît simularea fenomenului de reflecție cu ajutorul calculatorului să fie cît mai aproape de realitate.

Eficiența maximă în procesul de modelare se obține atunci cînd există un schimb de informații continue și rapid între om și mașină, în aşa fel ca interpretatorul să vadă, într-un timp foarte scurt, sau chiar instantaneu, efectul modificărilor aduse modelului anterior, sistemul de calcul cu memoria sa vastă și viteza rapidă a operațiilor devenind astfel o extensie a creierului operatorului.

În încheierea acestui subcapitol, am dori să subliniem caracterul realist cu care trebuie judecate şansele de reușită ale procedeelor de înregistrare, prelucrare și interpretare a măsurătorilor seismice pentru identificarea capcanelor litostratigrafice în Banat.

Aplicarea sistemului de înregistrare și prelucrare numerică a datelor seismice în condițiile ţării noastre este abia la început, aşa încît alcătuirea programului de cercetare sus-menționat s-a făcut pornind de la condițiile seismo-geologice concrete din Banat și de la posibilitățile teoretice ale procedeelor propuse. Nu este deci exclus ca, în practică, speranțele noastre să fie numai parțial confirmate de rezultatele obținute, programul alcătuit urmînd să fie adaptat pe parcus.

De asemenea, în aprecierea rezultatelor obținute prin prospectiunea seismică pentru identificarea capcanelor litostratigrafice, trebuie să se aibă în vedere diversitatea și complexitatea problemelor, precum și faptul că anomaliiile căutate sănt foarte apropiate ca ordin de mărime cu erorile, fiind deci greu de separat.

Inventivitatea, imaginația și cunoștințele complexe ale geofizicienilor și geologilor trebuie să joace un rol determinant în rezolvarea problemelor legate de identificarea capcanelor litostratigrafice.



În ce privește rezultatele obținute prin prospecțiunea seismică în Banat și perspectivele acestei metode la identificarea capcanelor litostratigrafice, se pot formula următoarele concluzii:

1. Prospecțiunile seismice executate în perioada 1942-1972, au dovedit că există posibilitatea identificării unor capcane litostratigrafice prin utilizarea acestei metode. Dintre aceste capcane, cele mai răspândite tipuri sunt capcanele care se formează în rezervore reduse prin efilare, în rezervore trunchiate pe suprafața reliefurilor îngropate, în anticlinale de tasare și în proeminența paleoreliefului îngropat, acoperit de o cuvertură impermeabilă (6.2.).

2. Delimitarea și conturarea cu suficientă certitudine a acestor capcane, prin seismometrie, nu este posibilă în etapa actuală, datorită densității insuficiente a profilelor seismice, înregistrărilor seismice improprii pentru aplicarea unor procedee de analiză, prelucrare și interpretare avansate (6.3.) și insuficienței investigării geologice și mai ales geofizice a găurilor de sondă, pentru gradul de precizie impus de cercetarea capcanelor litostratigrafice. În mod special, se remarcă lipsa carotajelor acustice continue și a carotajelor de densitate.

3. Condițiile seismogeologice din zonă, rezultatele obținute anterior prin prospecțiuni seismice ca și experiența acumulată prin lucrări executate în alte zone similare din țară sau din străinătate ne îndreptățesc să considerăm că seismometria poate să aducă o contribuție mai eficientă la identificarea capcanelor litostratigrafice în Banat. În această idee, în cuprinsul capitolului 6.3. s-au făcut o serie de propuneri privind modul în care trebuie abordate problemele care se pun în legătură cu cercetarea capcanelor litostratigrafice, în perimetrul tezei.

4. Aprecierea mai exactă a posibilităților seismometriei la identificarea și delimitarea unor capcane de tip litostratigrafic în Banat nu poate fi făcută decât în urma primelor rezultate ce se vor obține prin aplicarea programului de cercetare stabilit și confruntarea lor cu datele de foraj. Generalizarea experienței altor cercetători în condițiile concrete din Banat, are numai un caracter orientativ, dată fiind diversitatea și complexitatea problemelor care apar în legătură cu cercetarea capcanelor litostratigrafice prin seismometrie.

În orice caz se poate estima, încă de pe acum, că rezolvarea acestor probleme este direct conditionată de respectarea recomandărilor privind modul de dirijare a lucrărilor de prospecțiuni seismice și asigurarea unei investigări geologice și geofizice complexă a găurilor de sondă. În absența informațiilor geologice și geofizice care se obțin prin carotajul sonic sau carotajul de densitate, sansele de reușită se reduc foarte mult.

5. În ceea ce privește posibilitatea detectării directe cu ajutorul seismometriei a acumulărilor de hidrocarburi din Banat, trebuie păstrată o anumită rezervă, deoarece caracteristicile zăcămintelor de hidrocarburi, deja cunoscute, în perimetrul tezei (4.3.) situează aceste acumulări la limita condițiilor impuse de metodele cunoscute din literatură (5.4.).

La elaborarea acestei lucrări, s-au dovedit extrem de prețioase îndrumările conducătorului științific prof. ing. Iulia Gavăt membră



bru corespondent al Academiei R. S. România, căruia autorul îi exprimă întreaga sa recunoștință.

Mulțumirile mele se îndreaptă, de asemenea, către conducerea Întreprinderii de Prospecțiuni Geologice și Geofizice pentru Hidrocarburi, pentru sprijinul moral și material acordat și către toți colegii — geologi și geofizicieni — care au executat lucrările de teren sau de birou, utilizate la întocmirea acestui studiu.

Sint recunoscător părinților mei pentru că au sădit în mine dragostea pentru învățătură, dorința de cunoaștere și de autodepășire și celor mai dragi mie — soției și fetiței mele — pentru dragostea cu care m-au înconjurat și m-au ajutat la elaborarea acestei lucrări.

## BIBLIOGRAFIE

- A b d u l a e v R. A. (1962) Cu privire la esilarea complexului productiv în cuprinsul regiunii Kurine de Jos, pe baza datelor prospecțiunii seismice. *Nefți i Gaza 10*, Moscova.
- A b e l s o n R. II. (1963) Geochimia organică și formarea petrolierului, 6<sup>th</sup> W.P.C. (World Petroleum Congress), Frankfurt am Main.
- A g n i c h J. F. (1955) Aplicarea metodelor geofizice în prospecțiunea recifilor. 4<sup>th</sup> W.P.C., Roma, 1955.
- A l e x i n A. G. et al. (1971) Lithologic and stratigraphic traps for petroleum and methods of exploring for them. 8<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.
- A m m o s o v I. I. (1962) Stadiile de transformare a rocilor sedimentare și raporturile paragenetice ale caustobiolitelor. *An. Rom. Sov. Geol. Geogr.*, 1 București.
- A n e s t e y N. A. (1966) Secțiunea de autocorelograme și retrocorelograme. *Geoph. Prosp.* IV, 4, Haga.
- A n t o n S. (1973) Condițiile de geneză a hidrocarburilor din Pliocenul subcarpatice al Munteniei. *Petrol și Gaze*, 24, București.
- A t w a t e r G. I. (1953) Geology and petroleum development of the continental shelf of Mexico. 5<sup>th</sup> W.P.C. New York.
- A z a d J. et al. (1971) Hydrocarbon accumulation in the Nahorkatiya Field (Assam.) 8<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.
- B a l l a h I. I. (1960) Verificarea posibilităților de folosire a prospecțiunii seismice la detectarea directă a zăcămintelor de petrol. *Dokl. Acad. Nauk* 5, 137, Moscova.
- B a l l a h I. I. et al. (1970) Posibilitățile prospecțiunii directe cu ajutorul metodei seismice a zăcămintelor petro-gazeifere ecranate. *Gheol. Nefți i Gaza*, 9, Moscova.
- B a n k s L. M. (1966) Geologic aspects of origin of petroleum. *BAA PG*, 2, Tulsa, Oklahoma S.U.A.
- B a r l o w J. A., H a u n J. D. (1966) Regional stratigraphy of postier formation and relation to Salt Creek field, Wyoming. *BAA PG*, vol. 50, 10 Tulsa.
- B e c a C., V i s o t k i I. (1968) Geologia zăcămintelor de petrol și gaze Ed. Tehn. București.
- B l e a h u M., D i m i t r e s c u R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni, cu privire specială asupra Cristalinului și Mezozoicului. *An Rom. Sov.* 2, București.
- B o r t f e l d R. (1971) Seismica modernă tinde spre investigarea adâncimilor mari. *Erdöl und Kohle*, vol. 24, 5, Berlin.



- Boullware R. A. (1967) Seismic exploration for stratigraphic traps in Canada. 7<sup>th</sup> W.P.C., Mexico.
- Botezatu R. (1964) Metode geofizice de cercetarea subsolului. Ed. did. și ped. București.
- Brandt G. (1962) Metoda seismică a recepției dirijate reglabilă. *Geophysik und Geologie*, 4, Berlin.
- Brod J. C. (1953) Geologia zăcămintelor de petrol și gaze. Ed. tehn. București, 1953.
- (1959) Tipurile principale de bazine petroliifere și gazeifere de pe globul pământesc. *An. Rom. Sov. Geol. Geogr.*, 4, București.
- Brundage H. T. (1961) O nouă metodă de radio-reflecție pentru detectarea directă a petrolului și a gazelor. *World Oil*, vol. 152, 4, Houston, Texas, U.S.A.
- (1967) Progrese în tehnologia prospecțiunilor. Trecerea în revistă și perspective. *World Oil*, vol. 1964, 3, Houston.
- Busch D. A. (1959) Prospectarea capanelor stratigrafice. *BAAP G.* vol. 43, 12, Tulsa.
- (1961) Necesitatea efectuării unui număr mare de carotaje electrice în vederea descoperirii capanelor stratigrafice. *O.G.J. (Oil and Gas Journal)* 26, 12, Tulsa.
- Carissimo L., D'Agostino O. (1960) Aplicarea unei metode noi, tehnice la descoperirea capanelor stratigrafice. *Geoph. Prospr.* vol. III, 3, Haga.
- Chapman C. I. (1963) Cercetări seismice pentru recifi în Canada de vest. 6<sup>th</sup> W.P.C. Frankfurt am Main.
- De Charpal O. (1971) Application des méthodes sédimentologiques et géomorphologiques à l'étude d'un piège stratigraphique. 8<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.
- Chenoweth P. H. A. (1972) Unconformity Traps. Stratigraphic Oil and Gas Fields Tulsa, 1972.
- Christie H. (1971) Mitsue Oil Field, a rich stratigraphic trap. 8<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.
- Constantinescu I. et al. (1964) Prospețiiuni geofizice. Ed. tehn. București.
- Cock E. E., Taner M. J. (1969) Spectrele de viteză și utilizarea lor la diferențierea stratigrafică și litologică. *Geoph. Prospr.* XVII, 4 Haga.
- Graft C. (1973) Detecting hydrocarbons for years the goal of exploration geophysics. *O.G.J. Febr.* Tulsa.
- Dank V., Bodzay I. (1970) Geohistorical background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. Budapest, 1970.
- Dicea O. et al. (1971) Posibilități de cercetare a capanelor stratigrafice prin prospecția seismică, cu referire la zona Suța Seacă–Finta–Bilciurești. *Petrol și Gaze*, vol. XXII, 11, București.
- Dobrin M. B., Rimmer V. G. (1964) Anomalii regionale și reziduale în prospecția seismică a structurilor stratigrafice. *Geophysics*, vol. XXIX, 1, Tulsa.
- Dobrin M. B. (1965) Filtrarea de viteză și de freevență a datelor seismice, cu ajutorul luminii Laser. *Geophysics*, vol. XXX, 6, Tulsa.
- Douglas Elmame (1971) What giants and their basins have in common. *O.G.J. March*, Tulsa.
- Drăgulescu A. et al. (1968) Harta geologică scara 1:200.000 foaia Timișoara (Notă explicativă) — București.
- Dumitrescu I. (1962) Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. Ed. did. și ped. București.
- Edelman H. (1966) Metode noi în filtrarea cu Vibroseis *Geoph. Prospr.* vol. XIV, 4, Haga.
- Emery K. O. (1963) Rolul factorilor oceanografici în acumularea petrolului. 6<sup>th</sup> W.P.C. Frankfurt am Main.



- Emery K. O. (1965) Caracteristicile șelfurilor și pantelor continentale. *BAA PG vol. 49, 9*, Tulsa.
- Epinatova A. M. (1956) Particularitățile cinematice ale undelor refractate în cazul mediilor cu esilări de strate. *Dokl. Akad. Nauk. 10*, Moscova.
- Fairbridge R. W. (1964) Scufundarea submarină și localizarea structurilor de ținte. *BAA PG vol. 30, 1*, Tulsa.
- Favre B. (1958) Cours de Géophysique. *Sociétés Technip*. Paris, 1958.
- Feodorov S. F. (1961) Prințipiiile formării zăcămintelor de petrol și gaze. *Dokl. Akad. Nauk, 141, 1*, Moscova.
- Filipescu M. N., Istocescu D. (1972) Cercetări în legătură cu originea și compoziția chimică a gazelor naturale din depresiunea pannonică. *Petrol și Gaze 23, nr. 8*, București.
- Filjak R., Aksin V. (1965) Explorările pentru petrol în R. S. F. Jugoslavia (trad. din I. srbă). *Noutăți în geologie și geofizică (N.G.G.)*, 1, București.
- Flandrin J. (1955) Géologie de pétrole. Lyon — 1955.
- Gabrielleani G. A. (1970) Clasificarea capanelor nestructurale de petrol și gaze. *Gheol. Nefti și Gaza*, 1, Moscova.
- Gavăt I. et al., (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale (gravimetrice și magnetice). *St. Cerc. Geoph. 1, 1*, București.
- Gavăt I. (1964) Geologia petrolului și gazelor naturale. *Ed. did. și ped.* București.
- Gavăt I. et al. (1973) Interpretarea geologică a prospectiunilor geofizice. *Ed. Acad. R.S.R.* București.
- Gheneca C., Ghenea A. (1967a) Harta geologică scara 1:200.000 foaia Jimbolia (Nota explicativă). București.
- (1967 b) Harta geologică scara 1: 200.000 foaia Sinnicolau Mare (Nota explicativă). București.
- Gheorghian M. et al. (1972) Aperçu général sur le Néogène de Roumanie. *Guide de l'Excursion de la Vème réunion du groupe de travail pour la Paratethys*. Bucarest.
- Grassl S. t. et al. (1970) Despre prelucrarea numerică a datelor seismice (seismică digitală). *Zeitschrift für Angewandte Geologie. Band. 16, Neft 4*, 1970. Berlin.
- Grau G. (1967) Progrese în metodele de tratare a înregistrărilor seismice. *7<sup>th</sup> W.P.C.* Mexico, 1967.
- Griffith E. G. (1966) Geology of Saber bar Logan and Wetol Counties. Colorado. *BAA PG, vol. 50, 10*, Tulsa.
- Grigoraș N. (1961) Geologia zăcămintelor de ținte și gaze din R.P.R. București.
- Gurvici I. (1967) Stadiul și problemele actuale ale prospectiunii seismice. *Gheologhia i Razvedka 10*, Moscova.
- Hain V. E. (1970) Principalele zone de formare a petrolului și gazelor de pe glob. *Moskovskaiia Universiteta Gheologhia Nr. 1*, Moscova.
- Harms J. C. (1966) Stratigraphic traps in a Valley fill-Western Nebraska. *BAA PG vol. 50, 10*, Tulsa.
- Hedberg H. D. (1965) Aspecte geologice ale originii petrolului. *BAA PG vol. 49, 1*, Tulsa.
- (1967) Geologic control in petroleum genesis. *7<sup>th</sup> W.P.C.* Mexico.
- (1970) Continental margins from viewpoint of the Petroleum Geologist. *BAA PG, vol. 54, 1*, Tulsa.
- Hemon Ch. (1971) Trasarea automată a secțiunii seismice. *8<sup>th</sup> W.P.C.* Moscova.
- Hintze W. H. (1971) Reprezentarea faliilor pe hărțile stratigrafice cu izopahite. *BAA PG, vol. 55, 6*, Tulsa.

- Hortig F. J. (1959) Petroleum Exploration of California offshore. 5<sup>th</sup> W.P.C. New-York.
- Hubbert M. R. (1953) Entrapement of Petroleum under hydrodynamic Conditions. BAAPG, vol. 37, Tulsa.
- Ionescu N. (1967 a) Unele observații în legătură cu cercetarea capcanelor stratigrafice prin metode seismice. *Petrol și Gaze*, 9, 1967.
- (1967 b) Considérations concernant la recherche de la Dépression Pannonienne sur le territoire de la R.S.R. par prospection séismique. *Association Géologique Carpato-Balcanique, VIII Congress*, Tom III, Belgrad.
  - (1968) Tipuri de capcane caracteristice șelfurilor continentale. *Petrol și Gaze* vol. XIX, 4, București.
- Iurencenco B. I. (1957) Cu privire la metodica de prospecție seismică a structurilor cu inclinare mică. *Prikladnaya geofizika*, 17, Moscova.
- (1960) Corelarea reflexiilor în zona de eroziune și de esilare a stratelor. *Geofiziceskaia Razvedka*, 2, Moscova.
- Johnston S. E. (1959) The petroleum potential of the emerged and submerged coastal plain of the United States. 5<sup>th</sup> W.P.C. New-York.
- Iordan G. F. (1959) Continental slope off south-west Florida, BAAPG vol. 43, 3, Tulsa.
- Kanarcikin B. A. (1963) Experiența aplicării prospecției seismice de înaltă frecvență prin M.U.R., pentru studierea zonelor de esilare din partea sudică a Depresiunii Siberiei de Vest. *Gheol. i Gheof.*, 9, Moscova.
- Karapetrov A. M. (1968) Clasificarea zăcămintelor de petrol și gaze Neft. *Gheol. i Gheofiz.*, 11, Moscova.
- Kasimov A. H. (1964) Migrațiunea primară a hidrocarburilor din seria petrolului. N.G.G., 3, București.
- King R. E. (1971) Prospects for large increases in world hydrocarbon reserves from stratigraphic traps. 5<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.
- (1972) Exploration for Stratigraphic Traps Present Status and Future Out-Look, in vol. *Stratigraphic Oil and Gas Fields*, Tulsa.
- Kosighin I. A. (1962) Tectonica generală. Ed. tehn., București.
- Kudravtsev N. A. (1963) În legătură cu raportul cantitativ dintre hidrocarburile din rocile sedimentare și petrol. *Gheol. Neft. i Gaza*, 9, Moscova.
- Kuendig E. (1959) Eugeosinclines as potential oil habitats. 5<sup>th</sup> W.P.C. New-York.
- Landes K. K. (1960 a) Ubicuitatea petrolului. BAAPG, 8, Tulsa.
- (1960 b) Resurse de petrol în fundamentalul eruptiv și cristalin. BAAPG, 10, Tulsa.
- Lesenco V. E., Matvienko A. I. (1962) Formarea zăcămintelor de petrol și gaze ecranate și limitate litologic. *Gheol. Nefti i Gaza*, 9, Moscova.
- Levorsen A. I. (1958) Geology of Petroleum. Ed. II, San Francisco.
- (1966) The obscure and subtle trap. BAAPG vol. 50, 10, Tulsa.
- Lindsey J. P., Craft C. I. (1973) How hydrocarbon reserves are estimated from seismic data. *World Oil*, vol. 177, august. Houston.
- Lyons P. L. (1968) Rolul geofizicii în prospectarea capcanelor stratigrafice. O.G.J. vol. 66, 10, Tulsa.
- Lyons P. L., Dobrin M. B. (1972) Seismic exploration for stratigraphic Traps. In vol. *Stratigraphic Oil and Gas Fields*-Tulsa.
- Macarović N., et al. (1965) Asupra neogenului superior și pionianului stricto-sensu din Bazinul Dacic. *St. și Cerc. Seria Geologie*, Tom. 10, 2, București.

- Mackenzie D. B. (1972) Primary stratigraphic Traps in Sandstones. In vol. *Stratigraphic Oil and Gas Fields*-Tulsa.
- Macovei G. (1938) Les gisements de pétrole. Paris, 1938.
- Maslov R. S. (1965) Principile de întocmire și destinația hărților istorico-geologice. *Gheol. Nefti i Gaza*, 12.
- Martin R. (1964) Ridicări îngropate. *O.G.J. vol. 62, 42*, Tulsa.
- (1966) Paleomorphology and its application to exploration for oil and gas (with examples from Western Canada). *B.AAPG, vol. 50, 10*, Tulsa.
- Mateker E. J., Chansheng Wu. (1971) True amplitude data can indicate lithology. *World Oil*, 4, Houston.
- Mathieu P. G., Rice G. M. (1969) Analiza complexă aplicată pentru determinarea anomaliei stratigrafice pe baza datelor seismice. *Geophysics, vol. 34, 4*, Tulsa.
- Meinholt R. (1964) Legile acumulării petrolului în bazinile sedimentare. *Zeitschrift für Angewandte Geologie nr. 3* Berlin.
- Melik-Pasayev V. S. (1964) Mecanismul transmiterii presiunii litostatice zăcămintelor de petrol și gaze. *Neflegazovaya Gheol. i Gheof. i Gaza*, 6, Moscova.
- (1967) Zăcămintele de petrol și gaze din stratele esilitate, importanța lor industrială și locul lor în clasificare. *Gheol. Nefti i Gaza*, 7, Moscova.
- Mireink M. F. et al. (1961) Prospectarea directă a zăcămintelor de petrol cu ajutorul metodei seismice a undelor reflectate. *Sastoinie i perspectivi razvitiia rezvedocinoe gheofizika*, Moscova.
- (1962) Aprecierea posibilităților de folosire a proiecțiunii seismice pentru explorările direcțee ale zăcămintelor de țălei. *I.D.T.* București.
- Mireink M. F. (1971) Principalele concepții ale teoriei originii petrolului și gazelor în lumina celor mai recente cercetări. *8<sup>th</sup> W.P.C.* Moscova.
- Mraze L. (1932) Considerations sur l'origine des depressions internes des Carpathes Roumains. *Bul. Soc. Roumaine de Géologie vol. I*, 1932.
- Murray G. E. (1965 a) Petrol indigen precambrian? *B.AAP G, vol. 49, 1*, Tulsa.
- (1965 b) Studiile stratigrafice pot constitui secretul viitoarelor descoperiri de petrol. *O.G.J. vol. 63, 14*, Tulsa.
- Musenko S. P. (1968) Unele mecanisme ale migrației petrolului și gazelor. *Nefti i Gaza*, 9, Moscova.
- Onicescu N. (1959) Geologia R.P.R. Ed. tehn., București.
- Osadko M. II. (1968) Unele principii ale clasificării zăcămintelor de hidrocarburi pe baza criteriilor morfologice ale capanelor. *Neflegazovaya Gheol. Gheof. nr. 11*, Moscova.
- Owen E. W. (1964) Petrolul în rocile carbonatice. *B.AAP G, vol. 48, 10*, Tulsa.
- Papiu V. C. (1957) Sedimentele marine actuale. Ed. șt., București.
- Ghenea C. (1966) Harta geologică scara 1:200.000 foia Arad (Notă explicativă) București.
- Papp A. (1948) Pannonianul Bazinului Vienei. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 39–41, vol. 1946*.
- Parkiser L. C., Black R. A. (1957) Explorarea vechilor albii prin dispozitive de refracție. *Geophysics XXII, nr. 1*, Tulsa.
- Paucă M. (1936) Sur la nature de la mer pontiene de l'intérieur et de l'extérieur des Carpates. *Comptes Rendus des Séances de l'Academie des Sciences de Roumanie. Tom. 1, vol. 2*, București.

- Păucea M. (1959) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, vol. XXVII, București.
- (1964) Marea Pannonică. *Natura, seria Biologie*, 6, București.
  - (1967 a) Problems of Pliocene, Pannonian facies, Rumania. *BAAPG vol. 51*, 5, Tulsa.
  - (1967 b) Structura bazinelor neogene externe ale Munților Apuseni. *Bul. Geol. al Ministerului Minelor*, 4, București.
- Pavelescu L. (1966) Petrografia rocilor sedimentare. *Ed. did. și ped.* București.
- Perrondon A. I. (1961) Cu privire la noțiunea de provincie petroliferă. *Revue de l'I.F.P.* 6, Paris.
- (1971) Les provinces pétrolières du type paralique et récifal. *Revue de l'I.F.P.* 5, 6, Paris.
- Peterson J. A. (1966) Stratigraphic v.s. structural controls on carbonate — mound hydrocarbon accumulation. Aneth area, Paradox basin. *BAAPG*, vol. 50, 10, Tulsa.
- Philipi P. W. et al. (1963) Istoricul migrației hidrocarburilor în Cuveta Gifhorn (Germania de vest). *6<sup>th</sup> W.P.C.* Frankfurt am Main.
- Philipi G. T. (1965) Mecanismul formării petrolierului în funcție de adâncime și timp. *Geochemistry et Cosmochimica Acta* vol. 29, 9.
- Pohl Hsi Pan, De Bremaecker J. Cl. (1970) Direct location of oil and gas by the seismic reflection method. *Géoph. Prosp. vol. XXVIII Supplement*, Dec. 1970, Haag.
- Pouillet M. (1968) Probleme legate de migrația secundară a petrolului și punerea lui în zăcăminte. *Revue de l'I.F.P.* 2, Paris.
- Pratt W. E. (1965) Petrolul pe șelurile continentale. *BAAPG*, 10, Tulsa.
- Răileanu Gr. (1959) Geologia generală. *Ed. Did. și Ped.* București.
- Rees F. B. (1972) Methods of Mapping and Illustrating stratigraphic traps. *In vol. Stratigraphic Oil and Fields*-Tulsa.
- Reihman I. R. (1966) Unele precizări în legătură cu noțiunea de structură de petrol și gaze. *Nefli i Gaza nr. 7*, Moscova.
- Bittenhouse G. (1972) Stratigraphic Traps Classification. *In vol. Stratigraphic Oil and Gas Fields*, Tulsa.
- Robert M. (1959) Géologie des pétroles, Bruxelles, 1959.
- Robinson W. B. (1971) Geophysics is here to stay. *BAAPG vol. 55*, 12, Tulsa.
- Rudakov G. (1961) Cu privire la formarea zăcămintelor de petrol din Bazinul Vienei. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, nr. 11, Berlin.
- Ruhin L. B. (1966) Bazele litologici. *Ed. tehn.*, București.
- Russell C. W. (1955) Structural Geology for petroleum geologist. New York - Toronto - London.
- Savitt C. H. (1960) Posibilitatea aplicării datelor seismice pentru descoperirea capanelor stratigrafice. *O.G.J.*, 15 - Tulsa.
- (1973 a) Exploration changes radically. *O.G.J.* vol. 71, Tulsa.
  - (1973 b) Do bright spots have limits? *vol. 71*, Tulsa.
- Schneider W. A. (1971) Dezvoltări în prelucrarea și analiza datelor seismice. *Geophysics*, vol. 36, 6, Tulsa.
- Sengebusch R. L. (1962) Studierea capanelor stratigrafice ale zăcămintelor din Cottonwood-Creek, bazinul Big Horn Wyoming. *Geophysics*, 4, Tulsa.
- Shepard F. P. (1967) The Earth beneath the sea. Baltimore.
- Silverman D. (1967) Prelucrarea digitală a datelor seismice. *Geophysics* vol. XXXII, 6, Tulsa.
- Simion D. I. (1963) Activitatea pentru petrol în Serbia, *Nafta (Zagreb)* 1, anul XIV.

- Sivkov N. R. et al. (1971) Punerea în evidență a zonelor de efilare a depozitelor petrolierice pe baza datelor seismice folosindu-se calculatoare electronice (pe baza exemplului regiunii Saim). *Neftegazovaya Gheol. i Gheof.*, nr. 4, Moscova.
- Sinarski A. N. (1961) Distribuția gazelor naturale a petrolului și a apei în profil. *Zeitschrift für Angewandte Geologie* nr. 1, Berlin.
- (1962) Migratiunea primară a petrolului. *Gheol. Nefti i Gaza*, 11, Moscova.
  - (1970) Natura migrării primare a petrolului. *Nefti i Gaza*, 8, Moscova.
- Stănescu V., Salică L., (1969) Unele probleme ale formării și răspândirii diferențiale a hidrocarburilor gazoase și lichide în molasă avanfosei carpaticice externe din Moldova. *Bul. Inst. Petrol Gaze și Geologie*, vol. XXVII, București
- Svisec M. F. (1962) Problema perioadei de formare a zăcămintelor de petrol și gaze. *Gheol. Nefti i Gaza*, 11, 1962.
- Swanson D. C. (1972) Integrated Approach to Search for stratigraphic Traps, în *vol. „Stratigraphic Oil and Gas Fields”* Tulsa.
- Tarasov I. A. (1965) Primele rezultate ale experimentării metodelor de focalizare a undelor reflectate pentru studierea zonelor de efilare. *Nefti i Gaza*, 12, Moscova.
- Taylor I. C. M. (1956) Tendențe recente în geologia și tehnica Explorarea prispelor continentale. *BAA PG*, 8, Tulsa.
- (1962) Posibilitățile petrolierice ale formațiunilor nemarine. *World Oil*, 9, Houston.
- Traves J. M. (1971) Stratigraphic traps in the Roma Area. Queensland, Australia, part. II, <sup>8<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.</sup>
- Trofimuk A. A., Kontorovič A. P. (1966) Unele probleme ale teoriei organice a petrolului și problemele determinării complexelor producătoare de petrol. *N.G.G.*, 4, București
- Uspenskaja N. I. (1967) Principiile subîmpărțirii teritoriilor petrogazeifere și clasificarea acumulărilor de petrol și gaze, <sup>7<sup>th</sup> W.P.C. Mexico, 1967.</sup>
- Vărodin V. et al. (1968) Unele aspecte teoretice și practice ale acoperirii multiple. *Petrol și Gaze*, 10, București.
- Vatan A. (1967) Manuel de sédimentologie. *Edition Technip*, Paris.
- Visotki I. V. (1973) Model teoretic al distribuției verticale a acumulărilor de hidrocarburi în stratosferă. *Akad. Nauk. CCCP Otdelenie Gheologhiie. Gheofiziki i Gheohimii*, Moscova.
- Voskresenski N. I. (1961) Privitor la aplicarea metodei R.D.R. la prospeectarea masivelor recifale din Baškiria. *Gheol. Nefti i Gaza*, 9, Moscova.
- Weimer R. J. (1966) Time stratigraphic analysis and petroleum accumulations Patrick Draw field, Sweet water County, Wyoming. *BAA PG*, vol. 50, 10, Tulsa.
- Weamer P. (1962) Se conturează mai clar mediul sursă al petrolului. *BAA PG*, vol. 11, 4, Tulsa.
- Weeks L. G. (1965 a) Resursele mondiale de petrol din largul mării. *BAA PG*, vol. 49, 10, Tulsa.
- (1965 b) Industria trebuie să-și îndrepte privirea asupra șelfurilor continentale. *O.G.J.*, vol. 63, 25, Tulsa.
  - (1971) Marine geology and petroleum resources. <sup>8<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.</sup>
- Welté D. H. (1965) Relația dintre petrol și roca mamă. *BAA PG*, vol. 49, 12, Tulsa.
- Young G. A. (1971) Exploring for stratigraphic traps in the oficina area. *Venezuela*. <sup>8<sup>th</sup> W.P.C. Moscova.</sup>
- Zemtsova D. P., Zemtsov E. E. (1966) Posibilitatea folosirii metodei seismice pentru urmărirea contactului între apă-țiței și gaze-fluide în zăcăminte. *Razvedocinaia Gheofizika*, 15, Moscova.



**LES CONDITIONS DE L'ACCUMULATION DES HYDROCARBURES  
DANS LES PIÈGES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET LES  
POSSIBILITÉS DE LA SÉISMOMÉTRIE POUR LA PROSPECTION  
DES GISEMENTS DE CE TYPE, SUR LES SHELVES,  
CONCERNANT SURTOUT LE BANAT**

(Résumé)

**AVANT-PROPOS**

L'orientation des recherches vers les pièges lithostratigraphiques représente aujourd'hui l'une des directions principales de l'activité de prospection et d'exploration pour les hydrocarbures, surtout dans les pays anciens producteurs de pétrole et gaz, notre pays y compris.

Bien qu'on connaît beaucoup d'accumulations d'hydrocarbures de type lithostratigraphique, tant dans notre pays que sur le plan mondial, la bibliographie de spécialité est encore assez pauvre en ce qui concerne les ouvrages au caractère théorique ou applicatif qui conduisent à mieux connaître la formation de ces accumulations et implicitement, à l'établissement d'une méthodologie pour les découvrir.

Cet ouvrage a comme but le traitement unitaire des divers aspects de l'accumulation des hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques, en commençant par la définition de ces pièges, la classification génétique et morphologique et la formation de celles-ci et ensuite les conditions déterminantes pour l'accumulation et la destruction des gisements.

Quant aux possibilités de la séismométrie d'identifier les pièges lithostratigraphiques, dans cet ouvrage elles sont analysées pour les principaux types de tels pièges, en tenant compte des réalisations obtenues et de la capacité de résolution de cette méthode, à présent ou dans le proche avenir.

Le domaine d'application de la thèse de doctorat correspond au secteur méridional de la dépression pannonique sur le territoire de la République Socialiste de Roumanie, où pendant les dernières dix années on a découvert une série de gisements d'hydrocarbures accumulés dans des pièges lithostratigraphiques, tectoniques ou mixtes, mis en évidence par des travaux géophysiques et surtout par la séismométrie (Teremia, Turnu, Calacea, Șandra, Satchinez, Tonitatec, Variaș, Cherestur).

**I. L'ÉTUDE THÉORIQUE DES CONDITIONS DE  
L'ACCUMULATION DES HYDROCARBURES NATURELS  
DANS DES PIÈGES LITHOSTRATIGRAPHIQUES**

**Chap. 1. Pièges lithostratigraphiques (définitions, classifications)**

Le piège est une zone de l'écorce où les roches poreuses et perméables (des roches réservoir) se trouvent dans un tel rapport avec les roches imperméables et avec l'eau en mouvement, qu'il est possible de rétenir une accumulation d'hydrocarbures.

L'étude des pièges a été directement abordée par les chercheurs antérieurs (Clapp, 1929; Gubkin, 1932, 1937; Abramovici, 1954; Wilson, 1931; Heald, 1940; Heroy, 1941; Kornfeld, 1941; Monell, 1941; Levorsek, 1936, 1951, 1966; Martin, 1966; Gabrielean, 1970; Alexein et al., 1971; King, 1971; Mackenzie, 1972; Swanson, 1972; Rittenhouse, 1972; Chennoweth, 1972; Rees, 1972) ou indirectement en relation avec l'étude des gisements de pétrole et gaz (Brook, 1953;



Flandrin, 1955; Gavăt, 1964; Uspenskaia, 1967; Osadko, 1968; Perrodon, 1971 etc.).

Les auteurs mentionnés ci-dessus s'occupent dans leurs ouvrages de différents aspects de l'étude des pièges et particulièrement des problèmes concernant leur classification. La première classification a été attribuée à Clapp en 1910 (d'après Brod, 1953). Les ouvrages de Brod (1955) et Levorsen (1954) dont les classifications sont acceptées par la plupart des chercheurs des pays socialistes et occidentaux sont remarquables surtout pour leur importance et pour leur large circulation.

Le critère fondamental pour la classification des pièges est pour la plupart des chercheurs, le critère génétique : Abramovici (1953, d'après Brod, 1953) Maslov, 1968 (d'après Gabrielean, 1970) groupent pourtant les pièges d'après leur forme (critère morphologique).

A partir du critère génétique tous les chercheurs acceptent en unanimité l'existence d'un groupe de pièges dont la formation a été déterminée par la contribution essentielle des facteurs tectoniques (anticlinaux, monoclines faillées et plis diapirs) qui sont appelés pièges structuraux ou tectoniques.

Les autres types de pièges à la formation desquels les facteurs tectoniques ont eu une contribution restreinte ou nulle, sont classifiés et dénommés différemment par les chercheurs antérieurs, bien que, en essence, tous sont d'accord que la génèse de ces pièges doit être attribuée surtout aux facteurs lithologiques et stratigraphiques.

L'étroite interdépendance entre l'action des facteurs lithologique et stratigraphique à la formation de ces pièges et l'impossibilité de l'établissement de la contribution de chacun séparément, nous semblent, pour la plupart des cas, des arguments importants pour réunir ces pièges sous un seul terme, „pièges lithostratigraphiques”, ce qui crée la possibilité de l'association simultanée de ce groupe de pièges, au groupe des „pièges stratigraphiques” de la littérature occidentale et aux groupes des pièges „lithologiques” et „stratigraphiques” ou leurs combinaisons, de la littérature soviétique.

Les pièges lithostratigraphiques sont donc les pièges formés surtout ou entièrement sous l'influence des facteurs stratigraphiques et lithologiques qui agissent soit pendant la phase de la formation de la roche réservoir — „pièges lithostratigraphiques de sédimentation” —, soit dans une phase ultérieure — „pièges lithostratigraphiques post-diagénétiques”.

La séparation des pièges lithostratigraphiques en pièges lithostratigraphiques de sédimentation et post-diagénétiques a une grande importance pour la détermination de la période de mise en place des accumulations d'hydrocarbures, par rapport à la période de la génèse de celles-ci et du piège, et implicitement, pour l'appréciation de la chance qu'un piège de ce type soit ou pas saturé d'hydrocarbures.

Les pièges lithostratigraphiques de sédimentation sont représentés par les pièges formés dans des réservoirs réduits par effilement (biscautages) ou fermés sur les surfaces d'érosion, dans des réservoirs fermés par des modifications lithologiques, dans les lentilles de sable entourées d'argiles, dans les barrières de sable (offshore bars), dans les paléo-vallées remplies de dépôts perméables (channel fillings) et dans les dépôts récifaux (biostromes et biohermes).

Les pièges lithostratigraphiques post-diagénétiques sont représentés par les pièges formés dans des réservoirs écrans par les surfaces de discordance, dans des anticlinaux de tassemant dans les reliefs d'érosion enfouis ou dans les roches compactes, dans les réservoirs écrans par des bouchons d'asphalte ou d'argile.

Du point de vue morphologique, les pièges lithostratigraphiques peuvent être paragés en deux grandes classes : pièges dans les réservoirs stratiformes ou massifs (voûtés ou écrans)



et pièges à forme irrégulière (lenticulaires, à forme de ceinture ou de lacet, à forme d'une proéminence, à contour très irrégulier).

Le mode de classification — génétique et morphologique -- des plus connus types de pièges lithostratigraphiques est présenté dans deux tableaux schématiques (1 et 2).

### Chap. 2. Les conditions de la genèse de différents types de pièges lithostratigraphiques

En partant de l'analyse de différentes accumulations d'hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques identifiés jusqu'à présent, des conditions de sédimentation dans le domaine marin et continental et tenant compte de l'évolution des unités géotectoniques majeures (géosynclinales, plate-formes anciennes ou nouvelles, avant-fosses, dépressions intramontanes et intermontaines) on arrive aux conclusions suivantes, à caractère général, en ce qui concerne la genèse des pièges lithostratigraphiques :

a) La genèse des pièges lithostratigraphiques est possible dans les régions caractérisées par une grande variété de faciès et une interénétration de ceux-ci en temps et espace. L'existence de ces conditions favorise surtout la formation des pièges lithostratigraphiques de sédimentation, dans les réservoirs réduits par effillement, dans les réservoirs déposés et fermés sur des surfaces de discordance, dans les réservoirs fermés par des modifications lithologiques, dans les récifs, dans les lentilles de sable entourées de roches imperméables, dans les ceintures littorales, deltaïques ou fluviatiles ou dans les paléo-vallées remplies de dépôts perméables.

b) L'alternance répétée des périodes d'exondation et d'immersion, associées ou pas aux mouvements tectoniques plicatifs, favorise la formation des pièges lithostratigraphiques post-dégénétiques, d'une part par la création d'une porosité secondaire, à la suite de l'action des agents externes pendant les périodes d'exondation et d'autre part, par le recouvrement des roches réservoir d'une couverture imperméable discordante, pendant les périodes d'immersion. Ainsi apparaissent les pièges lithostratigraphiques dans les réservoirs écrasés par les surfaces de discordance, dans les proéminences d'érosion ou dans les zones poreuses formées dans les roches compactes à la suite de leurs processus de lavage, récrystallisation et dolomitisation.

c) Les anticlinaux de tassement sont formés dans les régions avec une sédimentation intense à la suite de la subsidence accentuée. Les roches réservoir, encore incomplètement lithifiées, sont couvertes d'une pile épaisse de sédiments dont le poids produit leur tassage et leur compactisation. Cet effet est différencié au-dessus des proéminences pré-existantes et sur les flancs, ce qui conduit au voûtement des roches réservoir et à la formation des anticlinaux de tassement.

d) L'action de destruction des gisements d'hydrocarbures pendant les périodes d'exondation est interrompue parfois par la formation d'un bouchon d'asphalte qui empêche la dispersion des hydrocarbures et détermine ainsi la fermeture du piège. Ce phénomène se produit localement ou régionalement étant déterminé, surtout, par la composition chimique du pétrole contenu dans les pores de la roche, les pétroles lourds favorisant ce processus.

e) La formation des pièges lithostratigraphiques ne caractérise pas une certaine unité géotectonique majeure (plate-forme, géosynclinal, avant-fosse, etc.), mais certains milieux de sédimentation ou régions existant à l'intérieur de ces unités.

L'analyse des conditions de sédimentation dans de divers bassins ramène à la conclusion que le domaine idéal qui favorise la formation des pièges lithostratigraphiques, est celui correspondant aux shelves continentaux, ou autrement dit, la périphérie de ces bassins.

L'existence des shelves continentaux se rapporte à l'existence de tous les bassins de sédimentation dans le domaine géosynclinal ou plate-formique, ce qui atteste l'ubiquité des pièges lithostratigraphiques.



La formation des pièges lithostratigraphiques dans le domaine marin sur les shelves continentaux est faite dans les conditions des changements continus entre le continent et la mer, ce qui conduit à l'interpénétration des faciès marins, lagunaires et paraliques en temps et espace.

A la suite des variations importantes de faciès, dans ce domaine apparaissent des pièges lithostratigraphiques dans les lentilles de sable entourées de roches imperméables, dans les réservoirs réduits par effilement ou par la modification de la perméabilité. Aussi, sur les shelves continentaux se développent d'importants dépôts récifaux qui peuvent former des pièges lithostratigraphiques par leur recouvrement avec des dépôts argileux imperméables par des modifications chimiques qui conduisent à la formation d'une zone imperméable à la surface du récif.

Près du bord de la mer a lieu la formation des ceintures littorales ou des seuils deltaïques, et aussi le remplissage des anciennes paléo-vallées par des dépôts perméables qui, par le recouvrement d'une roche protectrice, deviennent des pièges lithostratigraphiques de sédimentation.

Le changement du sens des mouvements oscillatoires, pendant les périodes d'immersion, a comme résultat le recouvrement discordant des roches plus anciennes avec des sédiments plus nouveaux de provenance détritique ou de précipitation chimique. Si les roches perméables au-dessous de la surface de discordance sont couvertes d'une couche constituée de roches imperméables, il est possible qu'on forme de certains pièges lithostratigraphiques post-diagénétiques dans les réservoirs écrans par la surface de discordance, dans les reliefs anciens qui disposent d'une porosité primaire ou secondaire ou dans les zones poreuses formées à l'intérieur des roches compactes pendant la période d'exondation.

Dans le domaine marin, au-delà de la zone correspondante au shelf continental est possible la formation des pièges lithostratigraphiques dans les lentilles de sable entourées de roches imperméables, ou dans les réservoirs réduits par effilement (biseautages) ou par la modification de la perméabilité, surtout dans les sédiments déposés à la base des pentes continentales. Pour le reste, la présence des réservoirs est rare et implicitement, la possibilité de la formation des pièges lithostratigraphiques ou d'autres types est discutable.

Dans le domaine continental, la formation des pièges lithostratigraphiques est illustrée surtout par la fermeture des réservoirs par des bouchons d'asphalte ou d'argile. Pourtant il ne faut pas oublier que les épisodes continentaux de l'évolution géologique de certains bassins de sédimentation sont responsables pour la formation d'un relief d'érosion dont les dénivellations facilitent la formation des roches au caractère de réservoir (sables, grès), qui ensuite sont recouvertes par des roches imperméables et deviennent des pièges lithostratigraphiques. Ces pièges sont le plus souvent le résultat de l'action d'érosion des rivières et des fleuves, mais parfois ils peuvent aussi se former comme suite de l'action des glaciers (Chapal, 1971).

Quant aux relations entre les mouvements tectoniques et les pièges lithostratigraphiques on peut dire que l'influence des mouvements tectoniques est ressentie surtout par les oscillations qui déterminent la variation en temps des faciès et l'alternance des périodes d'exondation et d'immersion, de régression et de transgression ou de réduction et d'extension de la sédimentation.

La formation des pièges lithostratigraphiques dans les lentilles de sable entourées d'argiles, dans les dépôts de sable qui forment les ceintures littorales, les seuils deltaïques ou le remplissage des anciennes paléo-vallées et même la formation des pièges dans les récifs, en certaines conditions, peut se produire en absence des mouvements tectoniques, la fermeture des pièges étant liée exclusivement à la limitation de la roche réservoir par des roches imperméables.

Dans le cas des pièges formés comme suite de la fermeture de la couche réservoir par biseautage ou par la modification de la perméabilité, il est nécessaire que le réservoir possède



un pendage ou qu'il soit courbé pour pouvoir constituer un piège. Ces conditions peuvent être assurées soit dans la phase de déposition sur les pentes ou sur les formes positives du relief préexistant, soit ultérieurement, comme résultait des mouvements tectoniques. Les mouvements tectoniques peuvent conduire soit à l'accentuation de l'inclinaison et de la déformation initiale des roches réservoir, soit à leur réduction.

Si après la formation des pièges lithostratigraphiques, la région a été soumise aux mouvements tectoniques pliaitifs, y peuvent apparaître des pièges de type mixte dont la fermeture est assurée tant par la déformation des roches, que par leur limitation par des écrans de nature lithostratigraphique ou tectonique. De même, si une région plissée est soumise aux transgressions et régressions répétées, il est possible que certains pièges structuraux soient détruits par l'érosion de leur couverture imperméable pendant l'exondation et que des pièges mixtes soient formés pendant l'immersion, coexistant ainsi avec les pièges structuraux déjà existants et les pièges lithostratigraphiques nouvellement formés.

### Chap. 3. L'accumulation des hydrocarbures naturels dans des pièges lithostratigraphiques

Puisque entre le moment de la formation du piège, la période de la formation des hydrocarbures dans les roches adjacentes et la mise en place de l'accumulation s'établissent des relations différentes dans le cas des pièges lithostratigraphiques de sédimentation et respectivement post-diagénétiques, les conditions de l'accumulation des hydrocarbures dans ces types de pièges doivent être discutées séparément.

Les pièges lithostratigraphiques de sédimentation commencent à se former en même temps avec la déposition des sédiments riches en matière organique qui constituent les futures roches-mère et des sédiments plus grossiers qui deviendront ultérieurement des roches réservoirs, à la suite des processus diagénétiques.

L'analyse du mode de formation de ces pièges montre qu'au début de la déposition de la couverture imperméable, le piège est déjà individualisé, à une forme propre, est fermé de toutes les côtés et la perméabilité du réservoir permettent l'accès des hydrocarbures dans le piège. Après la déposition d'une couverture imperméable, assez épaisse pour assurer la fermeture du piège à la partie supérieure, celui-ci est prêt à recevoir et à retenir les hydrocarbures.

À l'échelle géologique, on peut affirmer que la formation des pièges lithostratigraphiques de sédimentation, est pratiquement contemporaine avec les roches-mère et les roches réservoir qui les entourent.

En ce qui concerne la transformation de la substance organique contenue dans les roches-source, en hydrocarbures capables de migration, on considère qu'elle a lieu après l'enterrement des sédiments sous une pile de dépôts épais (plus de 300 m) et dans un intervalle de temps de l'ordre des millions d'années. (Philippi, 1965; Welle, 1966; Visotki, 1966, 1973; Mireink, 1971, etc.) ce qui conduit à la conclusion qu'au moment de la formation des hydrocarbures dans les roches-source voisines, les pièges lithostratigraphiques de sédimentation étaient déjà formés et ont pu être saturés avec des hydrocarbures, ayant ainsi la première chance de retenir une accumulation, à condition que le bassin de sédimentation ne soit pas plissé ultérieurement, la position des roches restant -- plus ou moins -- celle initiale. Cela est possible pour les plate-formes péricratonales marginales ou sur le versant plate-formique des avant-fosses.

Les accumulations d'hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques de sédimentation proviennent, pour la plupart, des roches-source voisines, de même âge que le piège (accumulations primaires). En faisant cette affirmation on a eu en vue que dans certains cas les hydrocarbures provenant des roches-source plus anciennes par des voies différentes (failles, fissures, surfaces de discordance) peuvent s'accumuler dans des réservoirs fermés par effillement, par



le changement de la perméabilité ou par l'écranage sur des surfaces de discordance (accumulations secondaires). Ce phénomène nous semble moins probable au cas des récifs, des lentilles de sable ou des dépôts en forme de lacet qui sont entourés de toutes les côtés par des roches imperméables.

L'accumulation des hydrocarbures dans les différents types de pièges lithostratigraphiques post-diagénétiques a lieu comme résultat de la migration primaire ou secondaire, dans des conditions qui varient d'un type de piége à l'autre.

Dans le cas des réservoirs écrans par les surfaces de discordance, l'accumulation des hydrocarbures peut avoir lieu dans les modes suivants : par la migration secondaire au long des failles ou des fissures, des hydrocarbures provenant des séries pétrolifères plus anciennes, par la migration secondaire des hydrocarbures au long de la surface de discordance et leur pénétration dans le réservoir par la partie supérieure de celui-ci, par la migration primaire syngénétique des hydrocarbures générés dans les roches-source qui se trouvent en contact direct avec le réservoir.

Les accumulations des hydrocarbures dans les proéminences d'érosion de provenance sédimentaire ou eruptive sont expliquées par la migration des hydrocarbures des roches voisines ou des roches-source plus anciennes subjacentes (excepté le cas où les proéminences appartiennent au fondement cristallin).

La formation des accumulations d'hydrocarbures dans les pièges réalisés par la cimentation des réservoirs aux bouchons d'asphalte ou d'argile, représente en réalité une interruption du processus de destruction des hydrocarbures par la dispersion dans l'atmosphère. Les accumulations qui se forment ainsi sont des accumulations secondaires, de récupération, réalisées comme résultat de la migration des hydrocarbures à l'intérieur du réservoir.

L'accumulation des hydrocarbures dans la voûte des anticlinaux de tassement, a lieu comme résultat de la migration primaire ou secondaire, en considérant la position du piége par rapport à la formation qui contient des roches-source.

L'analyse du phénomène de la destruction des accumulations des hydrocarbures contenus dans les pièges lithostratigraphiques de différents types, sous l'effet des mouvements tectoniques, nous conduit aux conclusions suivantes :

- Les mouvements tectoniques oscillatoires (de soulèvement et de descente) ont un effet destructif sur les accumulations des hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques, seulement dans le cas où l'amplitude de ces mouvements est grande et les accumulations sont soumises à un processus d'érosion très actif (mouvements de soulèvement) ou aux conditions de pression et de température très élevées (mouvements de descente). Si les amplitudes des mouvements sont petites, les conditions de la formation des accumulations restent, pratiquement, les mêmes et comme suite l'accumulation peut rester invariable.

- Les mouvements tectoniques de plissement ont généralement comme résultat la destruction des accumulations anciennes et la formation des accumulations nouvelles dans des pièges mieux exprimés, capables de résister aux nouvelles conditions hydrodynamiques d'après le plissement. Parmi les accumulations d'hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques qui résistent mieux à l'action destructive des mouvements plicatifs, on considère les accumulations dans les lentilles de sable entourées de roches imperméables, dans les ceintures littorales ou paléo-vallées remplies de dépôts perméables, dans les récifs, dans les zones perméables des roches compactes ou des roches fines saturées d'eau et dans le proéminence d'érosion couvertes d'une couche imperméable.

Très susceptibles à la destruction par l'action des mouvements de plissement, sont les accumulations dans des réservoirs fermés sur les surfaces de discordance et dans la voûte des

anticlinaux de tassement. Les hydrocarbures accumulés initialement dans des pièges lithostratigraphiques de ce type peuvent être redistribués dans le même réservoir dans les pièges tectoniques formés par la déformation de celui-ci, comme résultat des forces orogéniques.

Les accumulations d'hydrocarbures dans les réservoirs écranés par les surfaces de discordance vont souffrir seulement des redistributions mineures dans le cas de faibles mouvements de plissement et seront détruites au cas des mouvements tectoniques très forts qui, par le replissement et la dislocation des formations situées sous la surface de discordance vont détruire les anciens pièges en ouvrant les voies de migration des hydrocarbures vers les formations plus nouvelles, au dessus de la discordance.

Si on admet que les accumulations d'hydrocarbures sont formées comme résultat de l'influence de tous les facteurs qui ont caractérisé l'évolution géologique d'un certain bassin sédimentaire et que l'influence la plus importante a été celle des plus récents mouvements tectoniques, les chances de découvrir des accumulations dans les pièges lithostratigraphiques doivent être considérées comme suite :

a) Dans les régions de plate-forme, soumises aux mouvements oscillatoires de petite amplitude et non affectées par des mouvements tectoniques de plissement, les accumulations d'hydrocarbures pouvaient être retenues dans des pièges lithostratigraphiques de tous les types, dans des formations géologiques, en commençant par le Paléozoïque et jusqu'aujourd'hui. Les travaux d'exploration de la plate-forme Nord-Américaine, de la plate-forme Russe et de la plate-forme Nord-Saharienne, prouvent la vérité de cette conclusion ;

b) Dans les régions géosynclinales affectées par des intenses mouvements tectoniques de plissement, on peut trouver des accumulations dans des pièges lithostratigraphiques dans les lentilles de sable, dans les ceintures littorales et dans les paléo-vallées remplies de dépôts perméables et en situations favorables, aussi dans les récifs, dans les proéminences d'érosion, dans les zones poreuses des roches compactes ou dans les réservoirs écranés sous les discordances. Y sont prédominantes les accumulations dans les pièges tectoniques, tandis que les accumulations dans les pièges lithostratigraphiques ont une importance de beaucoup plus petite. Dans telles régions, est possible la formation des pièges de type mixte dont la fermeture peut être assurée partiellement comme résultat des facteurs lithostratigraphiques. On peut rencontrer aussi des accumulations dans des réservoirs écranés par des bouchons d'asphalte, comme gisements de récupération qui se sont formés après la phase de plissement.

Des accumulations d'hydrocarbures dans des pièges lithostratigraphiques des régions plissées sont citées dans la littérature de spécialité dans la dépression pré-Apalachienne, dans la dépression pré-Carpatique, dans la dépression pré-Caucasienne etc.

c) Dans les zones de passage entre les plate-formes et les géosynclinaux, sur la bordure extérieure des avant-fosses ou dans les bassins intramontagnes où l'action des mouvements tectoniques est moins ressentie, on peut rencontrer des accumulations d'hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques de tous les types et particulièrement dans les récifs, dans les ceintures littorales ou dans les paléo-vallées, dans les proéminences d'érosion ou dans les réservoirs écranés par des surfaces de discordance. On a rencontré de telles accumulations dans les dépressions Alberta et Saskatchewan de l'extrême occidentale de la plate-forme Nord Américaine, dans la dépression West Texas, au sud de la même plate-forme, à la partie septentrionale de la plate-forme Moesique, sur la bordure de la plate-forme Est-Européenne, dans la dépression pannonique, dans la dépression de Vienne etc.



## II. LA RECHERCHE DES ZONES FAVORABLES POUR L'ACCUMULATION DU PÉTROLE ET DES GAZ DANS LA RÉGION ÉTUDIÉE

### **Chap. 4. L'étude des conditions géologiques de l'accumulation des hydrocarbures naturels dans les pièges lithostratigraphiques en Banat**

Les informations concernant la structure géologique du territoire qui forme le domaine de la thèse de doctorat, en Banat ont été obtenues par : des travaux géologiques de surface, des prospections géophysiques (gravimétrique, magnétométrique, électrométrique et sismique), des prospections géochimiques et des travaux de forage.

Au long des années, on a rédigé des ouvrages de synthèse, des mémoires géologiques, des rapports, des études, etc., concernant les problèmes géologiques et géophysiques du domaine de la thèse. Ceux-ci ont été publiés ou ils sont restés dans les archives de différentes entreprises ou institutions du Ministère des Mines, du Pétrole et de la Géologie.

L'étude de ceux-ci, l'analyse des résultats des sondes forées et de l'interprétation géologique des résultats géophysiques et surtout des profils sismiques, nous ont conduit aux conclusions suivantes concernant la stratigraphie et la tectonique de la zone dont on s'occupe, son évolution géologique, les conditions de la formation des accumulations d'hydrocarbures et la délimitation des surfaces de perspective.

*Stratigraphie.* Les plus anciennes formations rencontrées au domaine de la thèse appartiennent au soubassement cristallin.

Le soubassement cristallin est formé de roches métamorphiques de type épizonal et mésozonal, traversées par des roches éruptives, très semblables aux roches qui apparaissent au jour dans les Monts Apuseni et les Monts du Banat, ce qui constitue une preuve de la relation génétique entre ces unités structurales.

Les formations sédimentaires qui couvrent le soubassement cristallin au domaine de la thèse appartiennent à plusieurs cycles de sédimentation.

Les plus anciens dépôts sédimentaires rencontrés dans les forages à Cărpiniș, Dudeștii Noi, Sînmartin, Orjișoara etc. sont considérés d'âge crétacé supérieur.

Pour la plupart, les forages ont été emplacés dans les zones de soulèvement du soubassement et ce n'est pas impossible que sous les dépôts crétacés, surtout dans les zones de dépression il y ait aussi des sédiments plus anciens, comme ceux signalés en R. P. Hongrie et R. S. F. Yougoslavie (Filjak et Askin, 1965). Les sédiments déposés entre la surface du soubassement et la base du Néozoïque ont été considérés d'âge Paléozoïque (?) + Mésozoïque.

Les dépôts paléozoïques (?) + mésozoïques se développent en Banat au long d'un territoire qui renferme toute la partie occidentale du domaine de la thèse à l'exception du soulèvement Teremia-Cherestur, et un couloir d'une largeur de 10-20 km environ situé dans la partie orientale, à l'axe sur la ligne des localités Beccicherecu Mare-Jadani-Seceani-Fiscut.

Le Crétacé rencontré dans les sondes se développe dans un faciès pélitique à l'ouest, pélitopsainmitique dans la zone centrale et psammitique dans la zone orientale. Par corrélation avec les dépôts crétacés supérieurs du couloir du Mureș, les dépôts crétacés rencontrés dans les sondes ont été considérés d'âge sénonien.

Le Paléogène est représenté au domaine de la thèse par les sédiments d'âge éocène rencontrés dans les forages 10 Jebel et 14 Folia, formés de marues gréseuses fines grises aux intercalations de grès, microconglomérats et selistes argileux noirâtres. Certainement, ce n'est pas impossible que des sédiments d'âge paléogène soient déposés et conservés aussi dans autres zones de la surface étudiée, mais en absence des preuves, l'aire d'occurrence des formations d'âge paléogène est considérée seulement autour des sondes citées.

Le Miocène commence au Banat par le Helvétien, formé de grès rougeâtres aux intercalations de marnes gris-verdâtre et de microconglomérats — à Foeni et Ceavăș, des argiles sablonneuses gris-verdâtre aux intercalations de grès et de graviers — à Moravița et Șipet-Șoșdea et des sables aux intercalations marneuses — à Calacea, Satchinez, Bencec et Vucova.

Le Tortonien est déposé transgressivement sur les formations helvétienennes, paléogènes, mésozoïques et parfois directement sur le soubassement cristallin et il est formé de marnes aux intercalations de grès, sables et calcaires gréseux.

Au Buglovien correspond un complexe marneux-sablonneux d'une épaisseur de 50 m environ, rencontré dans les sondes 13 Vucova et 3 Moravița où on a déterminé une association micropaléontologique qui représente „la zone à *Cibicides lobatus*”.

Le Sarmatiens est représenté par le Volhinien, attesté du point de vue micropaléontologique dans les carottes extraites des sondes 3 Moravița, 13 Vucova, 11 Turnu, 150 Satchinez et par le Bessarabien inférieur (zone à *Sphaeridium papillata*) rencontré dans la sonde 86 Sagu tout comme dans les sondes de Moravița, Șipet, Șoșdea, Tomnalec etc.

A cause des variations lithologiques très importantes et de l'insuffisance des analyses micropaléontologiques, la séparation des divers étages du Miocène est très difficile, et à cause de cela, dans cet ouvrage nous avons englobé dans un seul terme „Miocène” tous les sédiments plus nouveaux que le Paléogène et plus anciens que le Pliocène. Ainsi on croit créer les conditions nécessaires pour la valorisation objective des informations sismiques — qui ne permettent pas la séparation du Miocène dans des étages et sous-étages — sans influencer l'analyse des perspectives des hydrocarbures des formations miocènes.

L'épaisseur des formations miocènes varie, d'après les dates sismiques et de forage, de zéro et jusqu'à 750-800 m dans les zones Sinnicolau Mare et sud Gălăția, en fonction de relief du bassin de sédimentation et de la configuration géomorphologique qui a résulté après l'érosion post-miocène.

Le Pliocène est déposé transgressivement sur des différents termes du Miocène, sur le Crétacé et même sur le soubassement cristallin. La position discordante du Pliocène est prouvée par la discontinuité de sédimentation entre le Bessarabien inférieur et le Méotien supérieur argumentée du point de vue macrofaunique, micropaléontologique et palynologique et visible aussi sur les sections sismiques, sous la forme d'une discordance angulaire entre les horizons réflecteurs qui correspondent au Pliocène et ceux appartenant aux formations plus anciennes.

Presque dans tout le territoire de la thèse, le Pliocène commence par le Pontien, dans les zones dépressionnaires du relief pré-pliocène étant possible la présence des dépôts plus anciens (Méotien supérieur).

Le Pontien se développe à d'épaisseurs variables, de quelques dizaines de mètres dans les zones élevées et jusqu'à plus de 2200 m dans la zone dépressionnaire Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, à la suite des dénivellations du relief pré-pliocène. Du point de vue lithologique, le Pontien commence par un complexe psammique-pséphitique formé de grès à granule moyenne jusqu'à grande ou même de microconglomérats aux intercalations de marnes suivies d'un complexe de marnes et d'argiles compactes aux intercalations de sables.

Le Dacien est représenté au Banat par les dépôts sablonneux, gréseux, aux intercalations de graviers et de rares intercalations de marnes et argiles de la partie supérieure du Pliocène aux épaisseurs variables de 250 m et jusqu'à 600 m.

La séparation des dépôts daciens et des dépôts pontiens par des critères paléontologiques ou palynologiques reste encore incertaine et c'est pour cela que nous avons préféré dans cet ouvrage l'utilisation du terme de Pliocène (non-divisé), pour les formations contenues entre le Miocène et le Quaternaire.

La sédimentation finit en Banat, par des dépôts alluvionnaires d'âge lévantin et quaternaire.

*Tectonique.* Les informations géologiques démontrent, pour le secteur que nous avons étudié, le manque presque complet des formations géologiques d'âge paléogène et miocène inférieur, ce qui soutient l'hypothèse formulée par Dumitrescu (1962) et Paucă (1967 a), en prouvant qu'on ne peut pas parler de la dépression pannonique comme unité structurale que seulement après le Paléogène, c'est-à-dire à partir de l'Helvétien-Tortoniens inférieur.

Nous allons séparer donc dans la dépression pannonique deux complexes : le complexe inférieur, qui représente le socle ou le soubassement cristallin et le complexe supérieur, qui représente la couverture sédimentaire de celui-ci. Au domaine du complexe supérieur on peut séparer trois étages structuraux, à savoir : l'étage structural inférieur - qui renferme les dépôts sédimentaires plus anciens que le Crétacé, l'étage structural moyen - qui comporte les dépôts d'âge crétacé et paléogène et l'étage structural supérieur -- qui contient la formation de molasse néogène. Le complexe inférieur, avec les premiers deux étages structuraux du complexe supérieur forme le soubassement de la dépression pannonique, pendant que l'étage structural supérieur représente la couverture de cette dépression.

La carte aux isobathes au relief du soubassement cristallin indique l'existente des zones de descente et de soulèvement, compartimentées par des failles de l'est à l'ouest et du nord au sud (planche I).

Dans la partie nord-est du périmètre, entre la frontière avec l'Hongrie et la ligne des localités Dudești Noi-Orțisoara-Fintinele la direction principale des isobathes est ouest-est, pendant que au sud et à l'ouest de cette ligne les isobathes sont dirigées sur une direction presque perpendiculaire, NNO-SSE. Cette orientation des isobathes suggère le fait que le soubassement cristallin de la dépression pannonique, au domaine de la thèse, représente la continuation — sous la couverture sédimentaire — du cristallin des Monts Apuseni, à la partie septentrionale et des Monts du Banat, à la partie méridionale et de sud-ouest. Le contact entre les deux massifs cristallins a lieu, peut-être au long d'une ligne tectonique qui unit les localités Checea-Becicherecu Mare-Pișchia-Fiscut.

Des éléments majeurs du relief du soubassement cristallin à direction ouest-est, on remarque les suivantes zones de soulèvement : Turnu, qui se prolonge en Hongrie à Battanya, Sinpetru German-Felneac-Fintinele, Șandra-Satchinez-Calacea-Variaș. Tous ces soulèvements s'enfoncent périclinalement dans la zone dépressionnaire Sinnicolau Mare-Vizejdja-Jimbolia qui semble représenter la continuation vers le sud de la dépression Makö de l'Hongrie. Au flanc oriental de cette zone dépressionnaire on remarque un soulèvement du soubassement à Gollob-Tomnatec, à direction méridiane.

Parmi les éléments structuraux du soubassement à direction préférentielle nord-sud on mentionne les soulèvements : Șipet-Soșdea-Stamora Română-Dumbrăvița, Deta-Stamora Germană-Moravița, qui continuent sur le territoire de l'Yougoslavie, la zone dépressionnaire Ferendia, dans la partie orientale et de sud-est du domaine de la thèse et les alignements des soulèvements Petromani-Peciș-Simihai-Utvíñ-Săcălaz et Giera-Giulvăz-Ivanda-Cărpiniș, séparés par la zone dépressionnaire Tolvadia-Diniaș-Beregsăul Mare, dans la zone centrale et de sud-ouest de l'aire étudiée.

Dans la partie occidentale du Banat, le soulèvement Teremia-Cherestur représente, tout comme la zone dépressionnaire Sinnicolau Mare-Vizejdja-Jimbolia qui la limite vers l'est, un élément tectonique majeur qui est continué vers le sud, en Yougoslavie, sur l'alignement des localités Mokrin et Kikinda et vers le nord, en Hongrie, à Ferenczállás et Algyő.

La carte aux isobathes à la surface du soubassement cristallin indique, outre les zones de soulèvement et les zones dépressionnaires citées, une série d'accidents tectoniques qui divisent

le soubassement en différents blocs. Parmi les failles marquées sur la carte, qui affectent également le soubassement cristallin et la couverture sédimentaire, on cite pour leur importance la Faille Beneecu de Jos, à direction N-S et la Faille Checea-Becicherecu Marc-Pișchia, à direction O-E qui semble représenter la ligne de suture entre le cristallin des Monts Apuseni et le cristallin des Monts du Banat, sous la couverture sédimentaire de la dépression pannonique. Ainsi, il est possible que la fracture de la croûte G, marquée sur la Carte de la structure géologique profonde de Roumanie (Gavăt et al., 1963) soit déplacée de la localité de Fiscut, vers le sud, jusqu'à la parallèle de la localité de Pișchia d'où elle continue vers l'ouest, à direction de la faille Checea-Becicherecu-Pișchia.

L'étage structural inférieur comporte les dépôts sédimentaires plus anciens que le Crétacé, qui n'ont pas été rencontrés jusqu'à présent dans les sondes forées, mais qui peuvent exister dans les zones dépressionnaires les plus profondes du relief du soubassement cristallin. Par analogie aux zones voisines et en tenant compte de l'aspect des sections sismiques on peut affirmer que la tectonique de ces formations est assez compliquée.

La tectonique des formations crétacées apparaît dans la Carte paléogéologique du pré-Néozoïque, aux isobathes à la surface du Crétacé (planche II), étroitement liée de la tectonique du soubassement cristallin, parce qu'on retrouve les mêmes éléments majeurs évidenciés au niveau de la surface de celui-ci. Les inclinations assez grandes déterminées par des carottes ( $10^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ) et l'aspect des sections sismiques justifient l'opinion que ces formations ont été intensément tectonisées, comme résultat des mouvements paroxysmaux autrichiens, sous-herciniennes et laramiques qui ont affecté tant le soubassement cristallin que sa couverture sédimentaire.

Quant aux dépôts d'âge paléogène, on croit qu'ils doivent être moins tectonisés, car l'effet des mouvements du Paléogène et du Néogène a été faiblement ressenti en Banat.

La structure des formations sédimentaires qui forment la couverture de la dépression pannonique (l'étage structural supérieur) diffère de la structure du soubassement de cette dépression par la tectonisation différente. Pendant que les formations qui composent le soubassement de la dépression pannonique ont été plissées et faillées pendant les diverses phases tectoniques, la structure des formations de la couverture a été influencée surtout par les oscillations verticales de différents blocs tectoniques. La structure des formations miocènes et pliocènes est généralement simple, les couches sont légèrement ondulées sur le relief préexistant (anticlinaux de tassement), affectées par des failles formées par la réactivation des anciennes lignes de fracture du soubassement ou, tout simplement, sont restées en position initiale.

En dessus de tous les soulèvements du soubassement mentionnés il y a des anticlinaux de tassement dans le Miocène—là où celui-ci est déposé et est resté après l'érosion post-miocène—et dans le Pliocène. La plupart des accidents tectoniques mis en évidence à la surface du soubassement cristallin et à la surface du Crétacé peuvent être retrouvés sur la Carte aux isobathes à la surface du pré-Pliocène (planche III) ce qui prouve qu'à la suite de leur réactivation pendant les phases finales de l'orogénèse alpine, ces failles ont affecté le Miocène et le Pliocène basal.

L'analyse de toutes les informations géologiques et géophysiques mène aux suivantes conclusions concernant l'évolution paléogéographique de la région étudiée.

Après la consolidation du soubassement cristallin la région a été exondée, à l'exception des certaines zones où la sédimentation a été continuée pendant le Permo-Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur. Une telle zone a existé probablement dans la partie occidentale de la région, dans la zone dépressionnaire Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimboria. Ce bras de mer faisait la liaison entre la dépression Makó de l'Hongrie et la mer paléozoïque et mésozoïque, installée sur le territoire de la Yougoslavie.

A la fin du Crétacé inférieur s'est produit un mouvement de descente de la région, et comme suite les eaux de la mer occupaient pendant le Crétacé moyen et supérieur toute la partie occidentale du domaine de la thèse, à l'exception de la zone de soulèvement Teremia-Cherestur qui était exondée. Vers l'est, la mer crétacée était en communication avec la dépression Transilvaine par le couloir du Mureș.

Après les plissements jaramiques, un mouvement général de soulèvement s'est produit, et comme suite pendant le Paléogène et le Miocène inférieur il y avait probablement que des bassins locaux de sédimentation.

A partir du Helvétien supérieur-Tortonien, la région qui forme le domaine de la thèse de doctorat commence à submerger progressivement, de l'ouest à l'est. Comme suite, à la fin du Tortonien, toute la surface de la région était submergée, à l'exception de quelques îles qui correspondaient aux zones plus élevées des soulèvements Turnu, Teremia, Cherestur, Șandra, Satchinez Calacea, Seceani-Ianova, Dumbrăvița, Simihai, Giuvăz, Ivanda, Deta-Stamora Germană, Șipet-Șoșdea etc. Les caractères pétrographiques des roches et les arguments d'ordre palynologique permettent l'affirmation que pendant le Miocène la sédimentation a eu lieu dans les conditions des bassins locaux, au fond peu profond, séparés par des crêtes émergées ou sous-mergées. La profondeur petite de l'eau, les variations importantes de faciès à verticale et à horizontale, le passage du faciès marin au faciès deltaïque, fleuve-lacustre, indique l'existence des conditions de sédimentation caractéristiques aux shelves continentaux.

Après le Bessarabien inférieur a lieu l'exondation de toute la région, exondation qui dure pendant tout le Bessarabien moyen et supérieur, le Kersonien et le Méotien inférieur et moyen. A partir du Méotien supérieur, la région étudiée est soumise à un mouvement de descente, les dépôts pliocènes étant déposés transgressivement sur le relief pré-pliocène.

Les dépôts pliocènes sont formés dans les conditions d'un bassin de sédimentation dont le fond présentait des irrégularités importantes. Le faciès psammo-to-pséphytique de la fin du Pliocène indique la diminution de la profondeur des eaux et l'intensification des processus d'érosion et de transport.

### *Les conditions de la formation des accumulations d'hydrocarbures dans les pièges lithostratigraphiques de Banat*

Les résultats des travaux d'exploration prouvent que la plupart des accumulations d'hydrocarbures découvertes en Banat sont conditionnées par l'existence des pièges lithostratigraphiques de divers types.

Le type le plus représentatif de piège lithostratigraphique de Banat est celui des pièges formés dans la zone altérée et fissurée des proéminences du relief enterré du soubassement cristallin, par le recouvrement de celui-ci d'une couverture protectrice de roches sédimentaires imperméables (Turnu, Variaș, Șandra, Satchinez, Cherestur). En relation avec les proéminences du relief enterré du soubassement cristallin, on a découvert des accumulations industrielles d'hydrocarbures aussi dans autres types de pièges lithostratigraphiques comme par exemple dans les anticlinaux de tassement formés au dessus de ces proéminences (Turnu, Teremia, Șandra, Satchinez, Tomnatec, Variaș, Cherestur) et dans les réservoirs déposés et fermés sur la surface du soubassement (Turnu — complexe III du Pliocène et Teremia — les complexes „a” et „c” du Pliocène).

Outre ces types de pièges lithostratigraphiques on a identifié aussi, en Banat, des gisements d'hydrocarbures dans les réservoirs fermés par la surface de discordance Pliocène — Miocène (Șandra, Satchinez — horizon „a” des blocs IV et V) dans les réservoirs fermés par biseautage (Șandra Satchinez — l'horizon „Miocène 3” du bloc III).



Une partie des gisements découverts au domaine de la thèse sont conditionnés par l'existence des pièges mixtes dont la fermeture du réservoir est faite tant par les facteurs lithostratigraphiques que par les facteurs tectoniques (failles). Tels gisements ont été identifiés à Șandru-Satchinez, le Miocène „6” des blocs IV et V et le Pliocène du bloc V, à Calacea — le Pliocène des blocs I, II, III etc.

La formation des pièges lithostratigraphiques en Banat est le résultat de l'évolution géologique de la région, surtout pendant l'intervalle Crétacé supérieur-Quaternaire, quand l'effet des mouvements tectoniques est ressenti particulièrement par des oscillations à verticale qui ont déterminé l'installation des périodes d'exondation ou d'immersion de durée différente. Pendant tout cet intervalle, la sédimentation s'est produite dans les conditions caractéristiques des shelves continentaux, un trait intéressant étant les irrégularités importantes du fond du bassin de sédimentation et l'aspect d'archipel qui a existé probablement jusqu'à la fin du Pontien supérieur. De nombreuses îles et presqu'îles ont délimité les bassins locaux de sédimentation où il y a une grande variété de faciès, tant à horizontale qu'à verticale. Le fait qu'on n'a pas identifié d'autres types de pièges lithostratigraphiques, caractéristiques aux shelves continentaux, n'est pas un argument contre leur existence, étant donné le degré réduit d'étude par des forages dans cette région.

En ce qui concerne les anticlinaux de lassement notre opinion est que leur formation est le résultat de la déposition des sédiments plus épais, dans un intervalle relativement court, au-dessus des proéminences du relief pré-existent, surtout pendant le Miocène et le Pliocène.

Etant donné la ressemblance des conditions de sédimentation du Crétacé à celles du Miocène, on croit qu'initialement il y avait la formation des mêmes types de pièges lithostratigraphiques, mais à la suite des mouvements laramiques la plupart de ces pièges ont été détruits, en restant seulement les pièges lithostratigraphiques résistants à l'action des mouvements tectoniques.

Outre les facteurs température et temps, un rôle important dans la formations des hydrocarbures est joué par la profondeur d'enfouissement de la roche-source, profondeur qui influence directement tant la température que la pression auxquelles la roche-source est soumise. En conséquent, notre avis est que les meilleures conditions pour l'accumulation de la matière organique et sa transformation en hydrocarbures sont offertes par les zones dépressionnaires où il y avait une subsidence presque continue, comme par exemple la zone dépressionnaire Sinnicolau Mare-Vizejdja-Jimbolia qui se continue vers le nord avec la dépression Makö et vers le sud avec une zone dépressionnaire qui passe à l'ouest de Crnja (R. S. F. Yougoslavie).

La répartition des gisements d'hydrocarbures sur les flancs de la zone dépressionnaire Makö-Sinnicolau Mare-Vizejdja-Jimbolia-Crnja, tant sur le territoire roumain que sur le territoire hongrois ou yougoslave, représente un argument important en faveur de notre affirmation.

Les accumulations d'hydrocarbures retenues dans les pièges lithostratigraphiques formés dans les réservoirs d'âge miocène et pliocène et dans la zone d'altération et fissuration du sous-sol cristallin, là où le sous-sol est en contact direct avec ces formations, ont été mises en place à la suite d'un processus de migration primaire, syngénétique et épigénétique. La saturation des pièges aux hydrocarbures est faite par rapport à leur position structurale, à l'approchement par rapport à la zone d'alimentation et à la quantité des hydrocarbures capables de migration. Les voies de migration pour les hydrocarbures formées dans les roches-source miocènes et pliocènes ont été constituées surtout par les pores des roches et par les failles et les fissures, là où il y en a. La dislocation de formations miocènes et pliocènes a eu lieu à la suite des mouvements tectoniques du Pliocène supérieur qui ont réactivé une série de failles et fractures plus anciennes au moment où les accumulations d'hydrocarbures des pièges lithostratigraphiques

phiques étaient probablement formées. Il y avait seulement une rédistribution des fluides à l'intérieur des pièges, quelques failles en devenant étanches.

En ce qui concerne la possibilité de la formation des accumulations d'hydrocarbures pendant le Crétacé ou dans les formations plus anciennes, notre opinion est que cette hypothèse ne peut pas être exclue au niveau actuel d'exploration par des forages de ces formations, car les dates à notre disposition sont insuffisantes pour l'argumenter ou pour la repousser.

### III. LES POSSIBILITÉS DE LA PROSPECTION SISMIQUE À L'IDENTIFICATION DES PIÈGES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET À LA DÉTECTION DIRECTE DES GISEMENTS D'HYDROCARBURES

#### Chap. 5. Les perspectives de la sismique à l'étude des pièges lithostratigraphiques et pour la détection des gisements d'hydrocarbures

L'utilisation de la prospection sismique pour l'étude des pièges lithostratigraphiques n'a pas commencé que pendant les dernières 10-15 années, premièrement à la suite de l'orientation préférentielle des travaux pour l'étude des pièges tectoniques et surtout, à cause de la difficulté des problèmes qui doivent être solutionnés au cas des pièges lithostratigraphiques.

L'analyse du modèle séismo-géologique représenté par chacun des types de pièges, a une grande importance pour apprécier les possibilités de la prospection sismique pour détecter les pièges lithostratigraphiques.

De la bibliographie consultée, on conclut qu'une telle analyse qui contienne tous les types de pièges lithostratigraphiques, n'a pas été faite par les chercheurs antérieurs pour la plupart, ils ont publié dans leurs ouvrages seulement les résultats pratiques obtenus, isolément ou sur des régions restreintes. Quelques ouvrages (Agnich, 1955; Epinatova, 1956; Dobrin, Rimmer, 1964; Boulware, 1967; Lyons, Dobrin, 1972) traitent des problèmes théoriques et pratiques au caractère plus général et peuvent servir comme guide pour la projection des travaux sismiques, pour l'étude de certains types de pièges lithostratigraphiques.

Notre avis est que l'analyse du modèle séismo-géologique représenté par un piège lithostratigraphique doit tenir compte des dimensions du piège, si les surfaces qui délimitent le piège sont des surfaces de réflexion ou réfraction et, en quelle mesure le domaine du sous-sol qui correspond à un piège influence les enregistrements sismiques pour pouvoir le mettre en évidence et le délimiter par conséquent.

La première condition pour aborder le problème de l'identification des pièges lithostratigraphiques à l'aide de la prospection sismique est l'amélioration de la précision des enregistrements et du traitement des informations sismiques, une meilleure approximation du milieu sismique et des lois de propagation de la vitesse des ondes sismiques dans le sous-sol, car les erreurs admises dans le cas des techniques usuelles sont souvent de même valeur que les anomalies sismiques correspondant aux pièges lithostratigraphiques.

Pour la plupart des pièges lithostratigraphiques, les surfaces qui délimitent le piège pourraient être des surfaces de réflexion ou réfraction.

Dans ces conditions, la délimitation des pièges à l'aide de la sismique dans les zones où la couche réservoir a une épaisseur plus grande que la moitié de la longueur d'onde (40-50 m), est réalisée sans aucune difficulté. Pour des épaisseurs plus petites, les ondes qui proviennent de la base et du toit de la couche interfèrent et ne peuvent plus être séparés. La résolution de la prospection sismique au cas des couches minces peut arriver à 25-30 m ou même moins, dans des situations favorables par l'utilisation d'hautes fréquences, par l'application du pro-



cédé de déconvolution et par des études sur les modèles. Ainsi, on élargit considérablement le domaine où la prospection sismique peut offrir des informations utiles pour l'activité d'exploration des pièges lithostratigraphiques réalisés dans les anticlinaux de tassement, dans les zones de biseautage ou dans les réservoirs écranés par les surfaces de discordance.

L'identification des surfaces de discordance par la prospection sismique peut être réalisée directement — si cette surface se comporte comme une limite de réflexion ou de réfraction et indirectement — si cette surface sépare deux séquences stratigraphiques entre lesquelles il y a une discordance angulaire ou des différences visibles d'inscription sur les enregistrements sismiques. Pour atténuer les ondes diffractées qui accompagnent d'habitude les surfaces de discordance, on recommande la migration des sections de temps.

La principale caractéristique des pièges stratiformes fermés par la diminution de la perméabilité, très importante pour la sismique, est le fait que la couche réservoir garde pratiquement la même épaisseur mais change sa composition lithologique, ce qui provoque la modification de la densité, de la vitesse de propagation des ondes sismiques et donc de l'impédance acoustique, tout comme la modification de l'absorption de l'énergie sismique dans cette couche.

Les méthodes proposées dans la littérature de spécialité pour l'étude de ces pièges (C a r i s s i m o et D'A g o s t i n o, 1960 ; M a t h i e u, R i c e, 1969 ; M a t e k e r, C h a n g s h e n g, 1971) sont basées sur la variation des amplitudes réelles des ondes sismiques et des vitesses d'intervalle et aussi sur l'observation attentive des modifications de la forme d'inscription des réflexions, toutes étant en relation — plus ou moins directe — avec les modifications lithologiques de la couche étudiée.

Pour l'application de ces procédés il faut utiliser des équipements sismiques qui permettent la détermination de l'amplitude réelle du signal (équipement d'enregistrement à gain binaire ou virgule mobile). Dans ces conditions, la prospection sismique peut conduire à la délimitation des pièges formés dans les réservoirs stratiformes par la diminution de la perméabilité dans des circonstances favorables, à savoir : couche réservoir bien définie par des réflexions relativement continues et d'une épaisseur plus grande que 100 m, enregistrements d'un bruit très réduit, l'uniformité des conditions de génération et de réception et des déterminations très précises des vitesses de couche (vitesses d'intervalle).

La recherche des réservoirs écranés par des bouchons d'asphalte ou d'argile présente deux aspects : la détermination de la structure du réservoir, réalisable dans certaines situations favorables à l'aide des profils de réfraction et la délimitation de la zone imprégnée à l'asphalte ou à l'argile, réalisable seulement à l'aide des forages.

L'appréciation des perspectives de la prospection sismique pour la détection des pièges lithostratigraphiques d'une forme irrégulière doit être faite ayant en vue particulièrement les dimensions du piège et le degré d'irrégularité des surfaces qui délimitent le piège.

A mesure que ces deux conditions s'inscrivent dans les limites d'applicabilité de la prospection sismique, on peut identifier le piège, directement. Au contraire, l'identification de ce type de pièges sur les sections sismiques est possible, seulement dans certaines situations favorables, par l'utilisation des informations indirectes sur l'existence du piège.

Quant aux lentilles des roches poreuses entourées de roches imperméables, il faut s'attendre que la prospection sismique fournit surtout des informations indirectes sur leur existence par la modification de la forme des réflexions, l'interruption de la continuité des horizons, la modification de l'amplitude des ondes etc. Quand les dimensions de la lentille sont grandes et les surfaces qui les délimitent sont des limites de réflexion ou de réfraction, on peut obtenir des informations directes de la partie supérieure et inférieure de la lentille, dans sa zone centrale c'est-à-dire là, où l'épaisseur du réservoir dépasse 30-50 m. L'étude de la zone périphérique de la lentille pose les mêmes problèmes que les zones de biseautage.



La prospection des pièges réalisés dans les ceintures littorales, dans les seuils deltaïques ou alluvionnaires ou dans les paléo-vallées remplies de sédiments poreux et perméables, par la prospection sismique se pose différemment par rapport à la prospection des lentilles à cause de la longueur de ces pièges (quelques kilomètres) et de la limite de contraste acoustique qui est créée parfois entre le réservoir et les formations sous-jacentes.

Dans des situations favorables, on peut obtenir des informations directes sur l'existence de ce type de pièges sur des profils transversaux. Pourtant pour la plupart des cas, sur des profils sismiques on peut obtenir des informations indirectes, corrélables d'un profil à l'autre, qui permettent la détermination de la position des pièges en plan, avec une précision acceptable.

La caractéristique commune des pièges lithostratigraphiques sous forme de proéminences, d'origine érosionale (reliefs enfouis) ou construites (récifs) qui intéressent directement la prospection sismique, c'est la surface extrêmement irrégulière qui délimite ces pièges.

Sur des aires restreintes, les surfaces des reliefs enfouis et parfois même des récifs, sont considérées comme des surfaces de réflexion ou de réfraction. Etant donné que d'habitude, ces surfaces se comportent comme „limites non-miroir” (Voskresenski, Sulț, 1961) on peut les identifier par l'utilisation des critères indirects, à savoir : la courbure des couches au-dessus de la proéminence à la suite du tassement différentiel ; la discordance qui existe entre la structure des formations adjacentes et la structure du relief ou du récif ; l'absence des réflexions dans la zone correspondante au récif ou l'aspect „désordonné” de l'inscription des réflexions dans cette zone ; l'existence d'une zone d'interférence entre les ondes reflétées et les ondes diffractées qui proviennent de la surface de la proéminence ou du relief et l'apparition d'une fausse „structure” sur les coupes — temps au niveau des horizons reflecteurs situés au-dessous de relief ou de récif, quand ceux-ci présentent un contrast évident de vitesse par rapport aux roches adjacentes. En conséquence, pour la prospection des pièges de ce type il faut transformer les coupes-temps en coupes-profondeur.

En ce qui concerne l'identification à l'aide de la prospection sismique, des pièges lithostratigraphiques d'une forme très irrégulière qui se constituent dans les zones poreuses à l'intérieur des roches compactes, on considère pratiquement que c'est difficile à réaliser à cause de la dimension trop petite des pièges, de l'irrégularité des surfaces qui les délimitent et du fait que l'énergie sismique est canalisée très facilement dans la matrice du réservoir.

En guise de conclusion, nous pouvons considérer que l'étude des pièges lithostratigraphiques de différents types à l'aide de la prospection sismique est possible dans certains cas, directement, et dans les autres par l'utilisation des critères indirects. Cependant, la recherche de ces pièges doit être faite, dans tous les cas, en tenant compte des résultats de toutes les autres méthodes de prospection et surtout des dates de forage. La confrontation continue des résultats sismiques avec les forages conduit à une explication logique pour certaines informations sismiques qui apparaissent être insignifiantes mais en réalité constituent des arguments quelquefois décisifs en faveur de l'existence des pièges.

La détection directe des gisements d'hydrocarbures à l'aide de la prospection sismique constitue une préoccupation relativement nouvelle qui est assez peu représentée dans la littérature de spécialité.

Dans tous les ouvrages consultés, les auteurs admettent que la présence des accumulations d'hydrocarbures au sous-sol conduit aux modifications des paramètres physiques des roches (vitesse de propagation des ondes sismiques, densité, absorption des ondes élastiques) qui peuvent être utilisés pour la détection directe, à l'aide de la prospection sismique de ces accumulations.



En ce qui concerne le mode d'utilisation, les opinions diffèrent et comme suite on peut mentionner les suivants moyens d'utiliser la prospection sismique pour la détection directe des accumulations d'hydrocarbures :

a) l'identification des ondes sismiques reflétées par la surface de contacte pétrole-eau, gas-eau ou gaz-pétrole (Balla h, 1960; Mirecink et al., 1961; Zemlova et Zemtsov, 1966; Ballah et al., 1970; Mirecink et al., 1971);

b) la détermination des zones où il y a une diminution de la vitesse de propagation des ondes sismiques et la modification de leur amplitude, comme résultat de l'existence des accumulations d'hydrocarbures surtout gazeux, par le mesurage de ces paramètres (Pohl Ilisipan, Bremaecker, 1970; Craft, 1963; Lindsey, Craft, 1973; Savit, 1973 a et b);

c) la détermination des modifications présentées par une trace sismique, enregistrée dans la zone où il y a une accumulation d'hydrocarbures par rapport aux zones adjacentes (Popescu, 1972);

d) l'utilisation des ondes radio reflétées par la surface de contacte eau-hydrocarbures (Brundage, 1961).

L'analyse des arguments théoriques et des résultats obtenus par chaque méthode conduit aux conclusions suivantes :

1) Aucune des méthodes proposées, à l'exception de la méthode „bright spots” ou „hot spots” n'a été introduite dans la pratique courante. Les recherches n'ont pas dépassé la phase des hypothèses théoriques ou de la vérification sur des structures connues.

2) Des considérations d'ordre théorique et pratique nous permettent d'affirmer que la détection directe des accumulations d'hydrocarbures à l'aide de la prospection sismique utilisant indépendamment chaque méthode proposée dans la littérature, n'est possible que dans des cas idéaux car pour le reste, la valeur des „anomalies sismiques” introduites par la présence des hydrocarbures dans la zone saturée, est de même ordre que celle du bruit et en conséquence on ne peut pas les séparer.

3) Les perspectives de la prospection sismique pour la résolution de ce problème sont étroitement liées à l'utilisation complexe – dans le cas de la même structure – des méthodes proposées par les différents auteurs qui peuvent ainsi se confronter et compléter réciproquement.

4) Étant donnée la grande variété des conditions sismo-géologiques et d'accumulation des hydrocarbures, surtout dans les pièges lithostratigraphiques, les perspectives de l'utilisation de la prospection sismique pour la détection directe des gisements d'hydrocarbures, en absence des informations des forages, nous semblent assez peu argumentées dans l'état actuel de développement technologique.

Cette méthode est recommandable pour le géologue d'exploration pour l'aider à choisir les pièges qui ont la meilleure chance de contenir une accumulation d'hydrocarbures et par conséquent ils doivent être essayés premièrement par le forage. Pour aucune raison il ne faut renoncer à l'exploration par forages des certaines structures en considérant seulement les résultats de cette méthode car l'interprétations des ceux-ci n'est pas toujours univoque.

Dans le cas d'une certaine structure l'utilisation de toutes les informations fournies par les premiers forages à l'interprétation des résultats sismiques et à l'orientation des futurs travaux d'exploration contribuera à l'augmentation du rôle que cette méthode peut avoir pour contourer les zones saturées aux hydrocarbures.

5) L'application de la prospection sismiques pour la détection directe des accumulations d'hydrocarbures ou plus précisément pour la contournement de celles-ci impose l'utilisation d'une appareil d'enregistrement à gamme dynamique large, à gain binaire ou virgule mobile, capable à mesurer les petits variations des paramètres qui vont être déterminés, tout comme l'exécution d'une investigation géologique et géophysique très minutieuse et complète des sondes forées.



Des restrictions sévères concernant l'uniformité des conditions d'enregistrement dans les travaux sismiques de terrain et le traitement d'information sismique de telle manière que le rapport signal-bruit soit le plus élevé, sont également nécessaires.

#### **Chap. 6. L'étude des possibilités de la prospection sismique pour l'identification des pièges lithostratigraphiques et pour la détection directe des accumulations d'hydrocarbures en Banat**

En Banat les travaux sismiques ont été exécutés en étapes différentes, à savoir : 1942-1944, les premiers travaux faits par la méthode des ondes réfléchies (sismo-sondages centraux) et la méthode des ondes réfractées (premières arrivées), 1956-1958, travaux sismiques sur des profils de corrélation continue des ondes réfléchies et sur des profils longs de réfraction (premières arrivées) ; 1959-1966, on continue les travaux de réflexion sur des profils de corrélation continue, et dans la sismique de réfraction on utilise la méthode KMPV ; 1967-1972, les enregistrements sismiques sont faits en utilisant des laboratoires magnétiques analogues et dans la sismique de réfraction on introduit la méthode de la corrélation à distance constante ; en commençant de 1973 on a introduit la méthode de la couverture multiple.

Chacun des travaux sismiques exécutés en Banat a eu sa contribution importante à la recherche de la structure géologique de ce secteur de la dépression pannonique.

L'analyse des résultats obtenus jusqu'à présent nous a permis les observations suivantes concernant l'efficience de la méthode sismique à l'identification dans le secteur étudié de diverses limites de réflexion ou de réfraction et à l'atténuation des ondes perturbatrices aux conséquences directes pour l'identification des pièges lithostratigraphiques.

1) Les limites de réflexion appartenant au Pliocène peuvent être suivies avec certitude tandis que les limites de réflexion des formations plus anciennes que le Pliocène, apparaissent interférées et sont difficilement corrélables même sur des distances courtes. L'explication de ce fait est probablement en relation, premièrement, avec les conditions de sédimentation de chaque formation, qui ont déterminé la continuité même des limites de réflexion sur des aires plus restreintes ou plus étendues, par rapport à la configuration du bassin de sédimentation. Le manque de continuité des horizons sismiques du pré-Pliocène et le caractère interféré des réflexions est expliqué aussi par un degré plus intense de tectonisation de ces formations, par rapport au Pliocène et par la présence des réflexions multiples qui arrivent au dispositif d'enregistrement en même temps que les réflexions réelles.

2) La seule limite de réflexion corrélable dans toute la région avec certitude correspond à la surface du relief pré-pliocène.

3) La surface du relief crétacé est identifiée sur les coupes-temps sous la forme d'une réflexion, corrélable seulement dans la zone Tomnatec-Gotlob-Cărpiniș-Vest Moravița. Pour le reste de la région étudiée, les réflexions qui proviennent de cette surface de réflexion sont sporadiques, très interférées et difficilement à corrélérer. On explique cela premièrement par le fait que la surface du relief crétacé n'est pas partout une limite de réflexion, à la suite des irrégularités présentées par ce relief et des variations du coefficient de réflexion au long de la limite.

D'autre part, les réflexions qui proviennent de la surface du Crétacé sont interférées et parfois complètement masquées par les ondes perturbatrices (réflexions multiples, ondes diffractées), ce qui rend difficile ou même impossible leur identification.

4) La surface du relief de socle est suivie par la prospection sismique assez précisément seulement dans les zones de soulèvement où le Pliocène est déposé directement sur ce relief. Notre opinion est que le caractère de limite de réflexion ou de réfraction de la surface du socle étant en relation directe avec les irrégularités de cette surface et de l'épaisseur de la zone d'alté-



ration de celui-ci, il faut admettre que dans ces zones qui ont été émergées pendant une longue période géologique, le relief du socle a été bien nivélé sous l'action des agents externes.

D'autre part, les irrégularités du relief du socle, dans les zones où entre le Pliocène et celui-ci il y a des sédiments plus anciens, tout comme la présence de nombreuses failles qui créent des dénivellations importantes, sont la principale cause de l'apparition des ondes diffractées qui interfèrent aux ondes réfléchies de la surface du soubassement cristallin et rendent impossible leur corrélation dans ces zones. Le manque de corrélabilité des ondes réfléchies ou réfractées de la surface du soubassement cristallin — dans ces zones — est provoqué aussi par le fait que jusqu'à cette limite les ondes sismiques perdent une grande quantité d'énergie, au moment de la traversée de différentes limites de discordance dans les dépôts sédimentaires qui se caractérisent par des grands coefficients de réflexion et par des irrégularités importantes.

5) Les grandes difficultés rencontrées à la corrélation des ondes réfléchies ou réfractées provenant de la surface du relief crétacé ou de la surface du socle, tout comme les informations réduites concernant la vitesse des ondes sismiques dans les formations pré-pliocènes, rendent la détermination de la profondeur de ces limites assez imprécise ce qui est d'ailleurs confirmé par les forages.

6) Sur les coupes-temps, apparaissent de nombreuses ondes qui d'après des critères cinétiques et dynamiques, représentent des réflexions multiples qui se forment entre les principales limites de contraste acoustique. Leur énergie est de la même valeur que celle des ondes réfléchies, ce qui explique en bonne partie, les résultats obtenus jusqu'à présent, car la méthode utilisée jusqu'en 1973 n'a pas pu assurer l'atténuation des réflexions multiples.

7) En ce qui concerne l'identification des différents types de pièges lithostratigraphiques à l'aide de la prospection sismique dans la région étudiée, on peut tirer les conclusions suivantes :

- Les anticlinaux de tassement sont très bien évidenciés dans les formations néogènes, tant sur les enregistrements oscillographiques que surtout sur les enregistrements magnétiques.

- Les pièges formés dans les réservoirs réduits par effilement (biseautages) peuvent s'identifier sur les sections sismiques, surtout dans les formations pliocènes.

- Les pièges formés dans les proéminences d'érosion de la surface du soubassement cristallin ou dans les réservoirs déposés et fermés sur cette surface sont identifiés en Banat seulement dans les zones où la surface du soubassement cristallin peut être tracée assez précisément sur les sections sismiques. On considère que la détection de ces types de pièges est encore partiellement solutionnée par la prospection sismique à cause des difficultés mentionnées concernant la cartographie de la surface du soubassement cristallin.

- Sur les sections sismiques on observe l'existence des pièges formés dans les réservoirs écranés par des surfaces de discordance, surtout quand il s'agit de la surface du Pliocène-pré-Pliocène. Aussi il y a quelques évidences sismiques sur l'existence des pièges dans les réservoirs enticulaires ou en forme de lacet.

Les prospections sismiques en Banat n'offrent pas d'indications directes sur l'existence des pièges lithostratigraphiques d'un autre type que ceux cités dessus. Les indications indirectes concernant les changements lithologiques des réservoirs et la formation des pièges par des modifications de la perméabilité, sont suggérées sur les coupes-temps, mais elles ne peuvent pas être valorifiées à cause des enregistrements de terrain qui ne permettent pas la détermination des vitesses d'intervalle ou de la valeur réelle de l'amplitude des réflexions.

8) En ce qui concerne l'utilisation des résultats obtenus par la prospection sismique pour la détection directe des gisements d'hydrocarbures, en Banat, on considère que non seulement les caractéristiques des gisements connus au domaine de la thèse, mais aussi la méthode

de terrain et le traitement utilisé dans les travaux jusqu'à présent, sont des facteurs qui situent les conditions concrètes de Banat à la limite des conditions imposées par toutes les méthodes connues dans la littérature de spécialité.

Les prospections sismiques entreprises entre 1942-1973 au domaine de la thèse, ont prouvé l'existence de la possibilité d'identifier les pièges lithostratigraphiques à l'aide de cette méthode, ce qu'on a déjà souligné. Leur délimitation avec beaucoup de certitude et l'identification des autres types n'est pas possible à présent à cause de la densité réduite du réseau de profils sismiques, des enregistrements de terrain — impropre pour l'utilisation des procédés, d'analyse, traitement et interprétation modernes — et de l'insuffisante investigation géologique et surtout géophysique des forages, par rapport à la précision imposée de la recherche des pièges lithostratigraphiques.

Les conditions sisimo-géologiques de la zone, les résultats déjà obtenus en Banat et dans les autres zones pareilles du pays et de l'étranger, tout comme l'analyse des perspectives de la prospection sismique pour l'identification des pièges lithostratigraphiques et pour la détection directe des hydrocarbures nous font croire que cette méthode peut apporter une contribution plus efficiente pour résoudre ces problèmes.

Dans ce sens, notre opinion est que la technique de terrain adéquate pour solutionner ces problèmes consiste dans l'application de la couverture multiple d'ordre supérieur (XII ou XXIV) avec l'offset variable, distance réduite entre les traces, groupages de sources d'énergie et récepteurs et l'utilisation de l'enregistrement magnétique numérique au gain binaire ou à virgule mobile. L'utilisation de l'équipement Vibroseis comme source d'énergie est préférable.

Dans la phase de traitement et analyse des données sismiques, est nécessaire la réalisation d'une étude minutieuse des vitesses, en utilisant les enregistrements sismiques et les carottages acoustiques faits dans les sondes, la réduction de la durée des signaux par l'application de la déconvolution et l'atténuation des ondes perturbatrices par de diverses procédures, pour assurer la meilleure corrélabilité des ondes utiles. Pour pouvoir déterminer la variation de l'amplitude réelle de ces ondes, il faut appliquer un programme de traitement adéquat.

L'interprétation géologique des résultats sismiques doit être basée sur l'étude complexe de toutes les informations géologiques et géophysiques existentes. Pour cela, le travail en équipe — géologue et géophysicien — nous semble le plus adéquat. On recommande l'élaboration des cartes aux isobathes, cartes aux isopaques, cartes lithologo-faciales, cartes de vitesses et n'importe quelles autres représentations qui sont utiles pour ce but, en connaissant le fait que pour l'étude des pièges lithostratigraphiques il n'y a pas de recettes ou de solutions établies d'avantage. Très utile nous semble l'étude sur des modèles itératifs.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

„Worm's eye map” ou la carte géologique vue en haut de la surface du soubassement cristallin. 1, forage d'exploration ; 2, forage structural de petite profondeur ; 3, séismo-carottage conventionnel ; 4, séismo-carottage acoustique ; 5, isobathes d'après les données sismiques ; 6, sections sismiques représentatives, interprétées géologiquement ; 7, limite d'extension des formations géologiques ; 8, dépôts sédimentaires qui se sont déposés directement sur le soubassement cristallin : a, Pliocène ; b, Miochrome ; c, Paléogène ; d, Mésozoïque + Paléozoïque.



## Planche II

Carte paléo-géologique découverte sous le Néozoïque, à isobathes à la surface du Crétacé : 1, forage d'exploration ; 2, forage structural de petite profondeur ; 3, séismo-carottage conventionnel ; 4, séismo-carottage acoustique ; 5, isobathes d'après les données sismiques ; 6, sections sismiques représentatives, interprétées géologiquement ; 7, limite d'extension des formations géologiques ; 8, Crétacé ; 9, soubassement cristallin.

## Planche III

Carte paléo-géologique découverte sous le Pliocène à isobathes à la surface du relief pré-pliocène. 1, forage d'exploration ; 2, forage structural de petite profondeur ; 3, séismo-carottage conventionnel ; 4, seismo-carottage acoustique ; 5, isobathes, d'après les données sismiques ; 6, sections sismiques représentatives, interprétées géologiquement ; 7, limite d'extension des formations géologiques ; 8, formations sur lesquelles on trouve les dépôts d'âge plio-cène ; a, Miocène ; b, Paléogène ; c, Crétacé ; d, soubassement cristallin.

## Planche IV

Sections sismiques de temps en Banat. 1, coupe-temps profil sismique III-40/68, zone Stamora Română ; 2, coupe-temps profil sismique I-42/67, zone Moravița ; 3, coupe-temps profil sismique II-40/68, zone Moravița ; 4, coupe-temps profil sismique VI-38/68, zone Calacea-Dudeștii Noi ; 5, coupe-temps profil sismique XVIII-38/69, zone Giulvăz ; 6, coupe-temps profil sismique XXII-31/71, zone NE Timișoara. N<sub>2</sub> — Pliocène ; N<sub>1</sub> — Miocène ; Mz + Pz — Mésozoïque + Paléozoïque (?) ; Crs — soubassement cristallin.

## Planche V

Coupes-profondeur (V-E) de Banat. 1, Section I-I, Teremia-Calacea-Fiscut ; 2, Section II-II, Ivanda-Benceu de Sus ; 3, Section III-III, S. Tolvadia-Deta-N. Gătaia. 1, Pliocène ; 2, Miocène ; 3, Mésozoïque + Paléozoïque (?) ; 4, soubassement cristallin ; 5, orientation approximative au bout du profil ; 6, changement de direction ; 7, horizon réflecteur certain ; 8, horizon réflecteur incertain ; 9, horizon réflecteur correlé sur toute la surface à l'aspect d'inscription caractéristique ; 10, horizon conventionnel ; 11, sonde projetée sur le profil ; 12, zone de faille.

## Planche VI

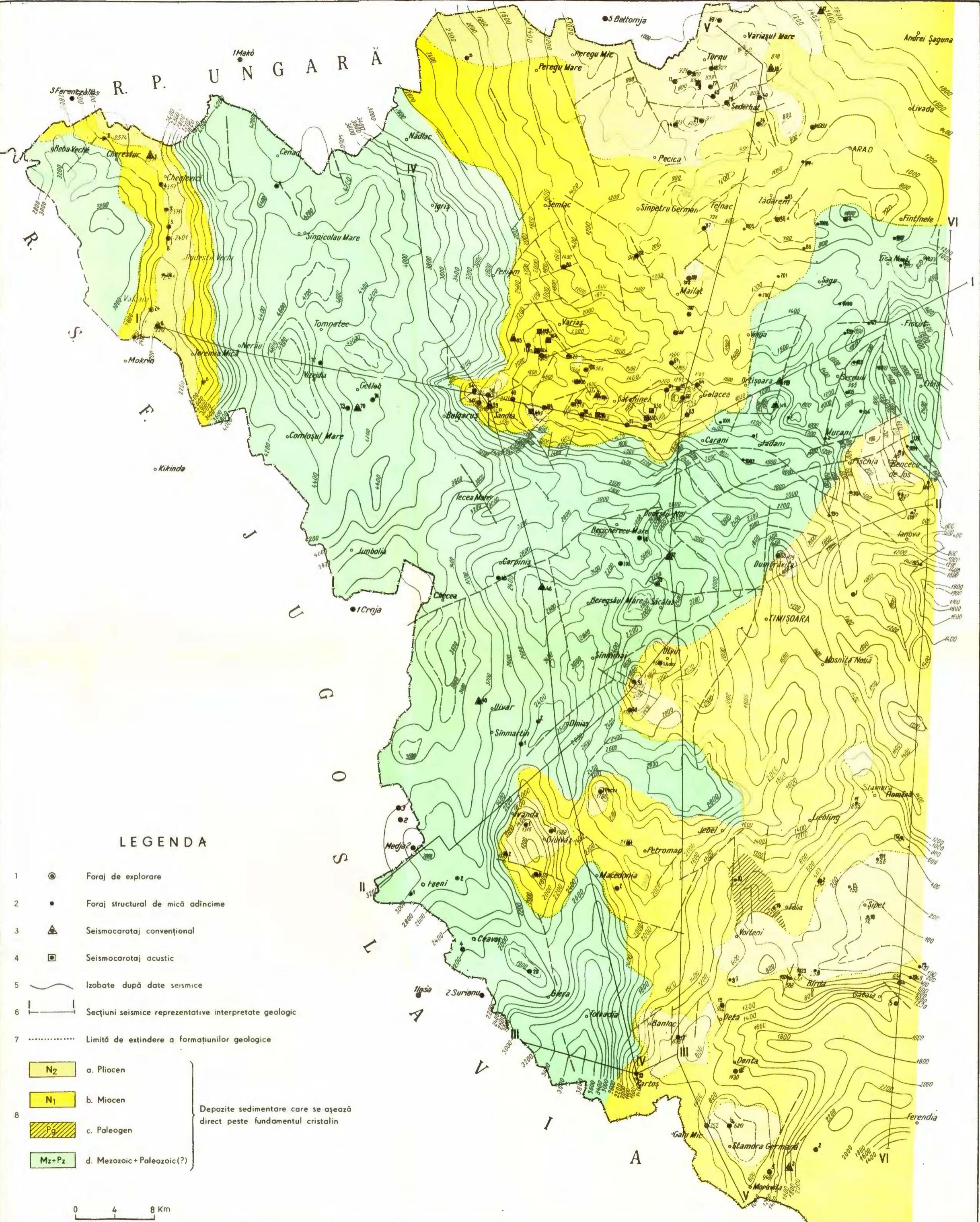
Coupes-profondeur (N-S) de Banat. 1, Section IV-IV, Nădlac-Partoș ; 2, Section V-V, Turnu-Stamora Germană ; 3, Section VI-VI, Frumușeni-Jamu Mare. 1, Pliocène ; 2, Miocène ; 3, Mésozoïque + Paléozoïque (?) ; 4, soubassement cristallin ; 5, orientation approximative au bout du profil ; 6, changement de direction ; 7, horizon réflecteur certain ; 8, horizon réflecteur incertain ; 9, horizon réflecteur, correlé sur toute la surface à l'aspect d'inscription caractéristique ; 10, horizon conventionnel ; 11, sonde projetée sur le profil ; 12, zone de faille.



# "WORM'S EYE MAP" SAU HARTA GEOLOGICĂ PRIVITĂ ÎN SUS DE LA SUPRAFAȚA FUNDAMENTULUI CRISTALIN

N. IONESCU: Prospectiunea seismică o capcanelor litostratigrifice (Banat)

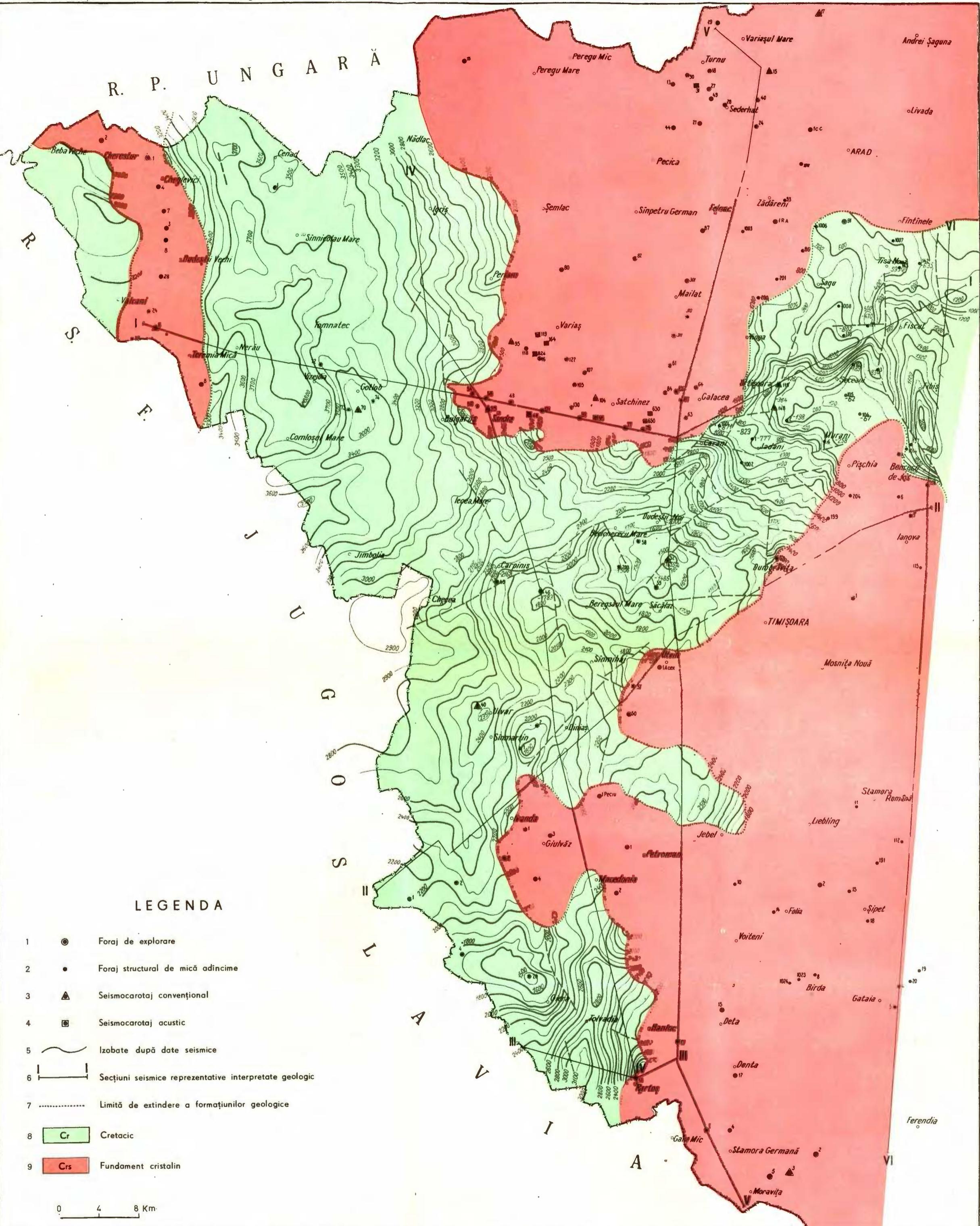
PL. I



HARTA PALEOGEOLOGICĂ DECOBERTĂ SUB NEOZOIC CU IZOBATE LA SUPRAFAȚA CRETACICULUI

N. IONESCU. Prospecția seismică a capcanelor litostratigrafice (Banat)

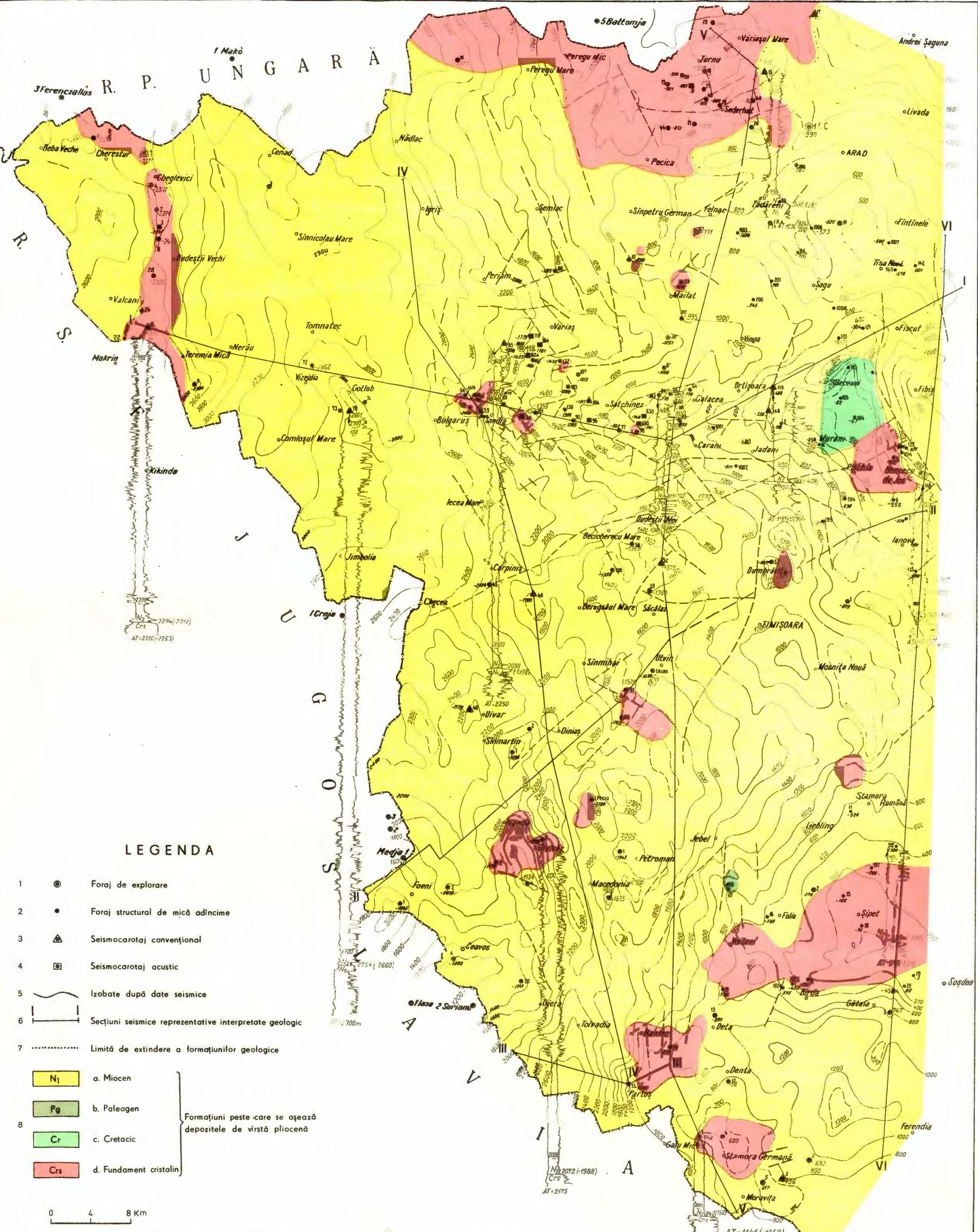
PL. II

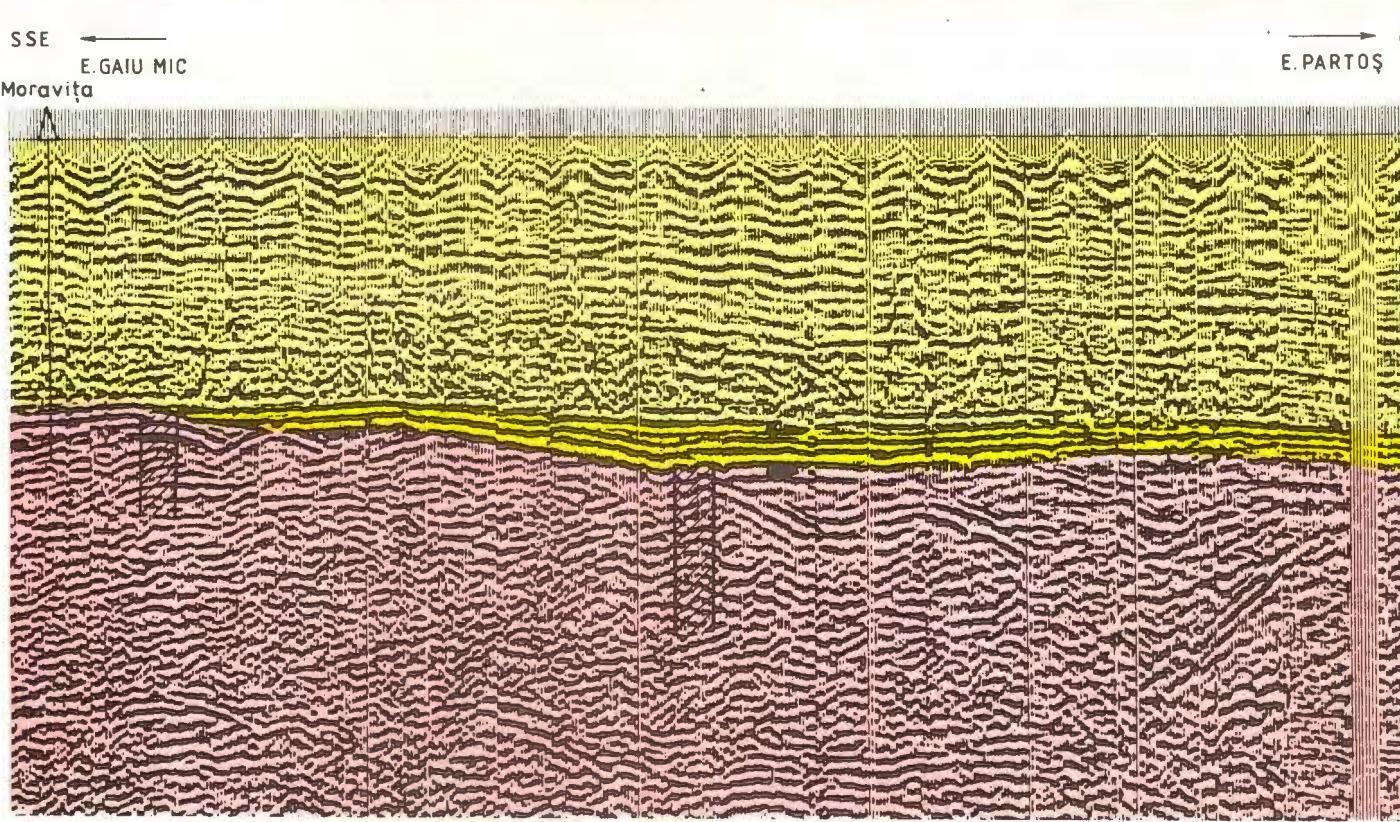
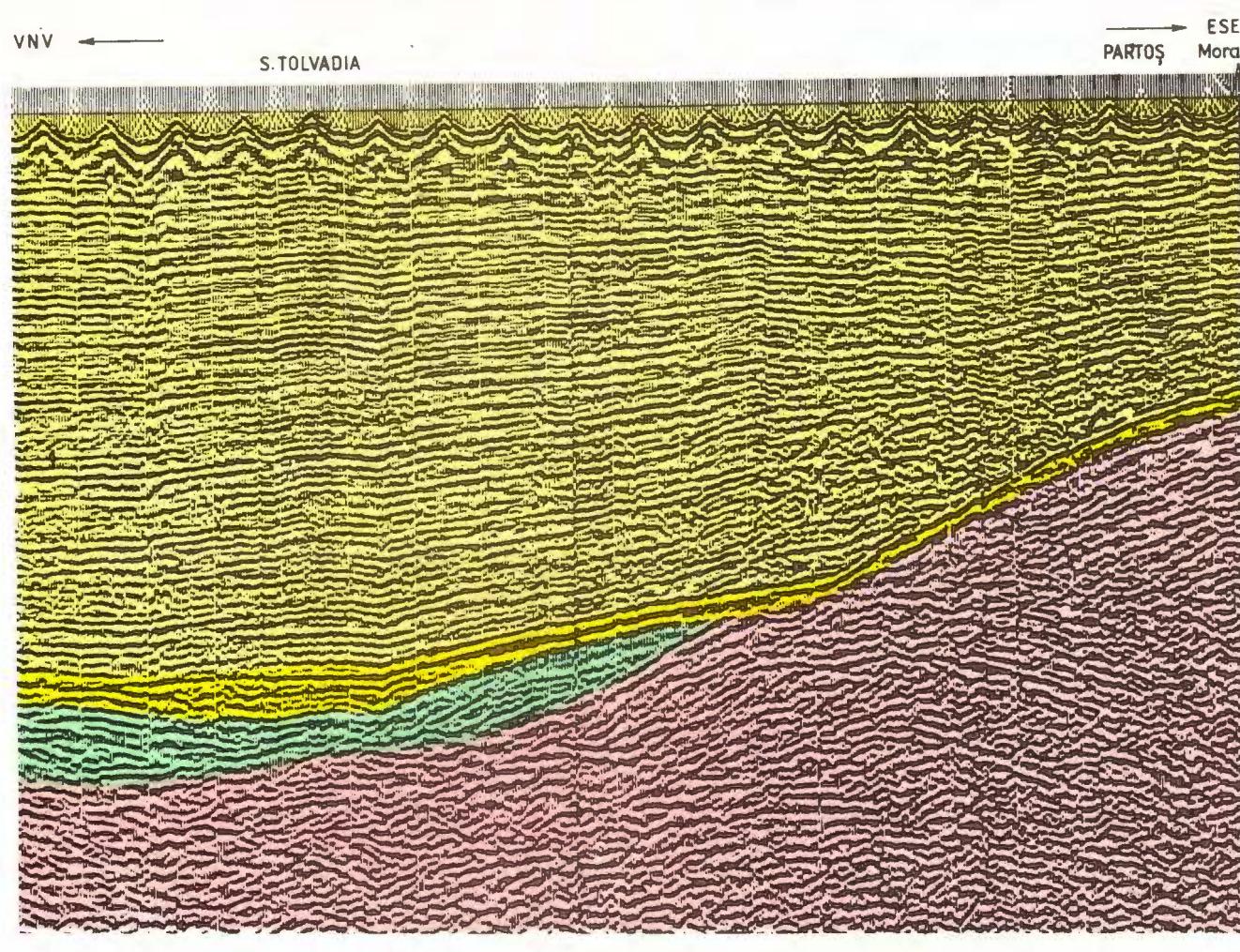
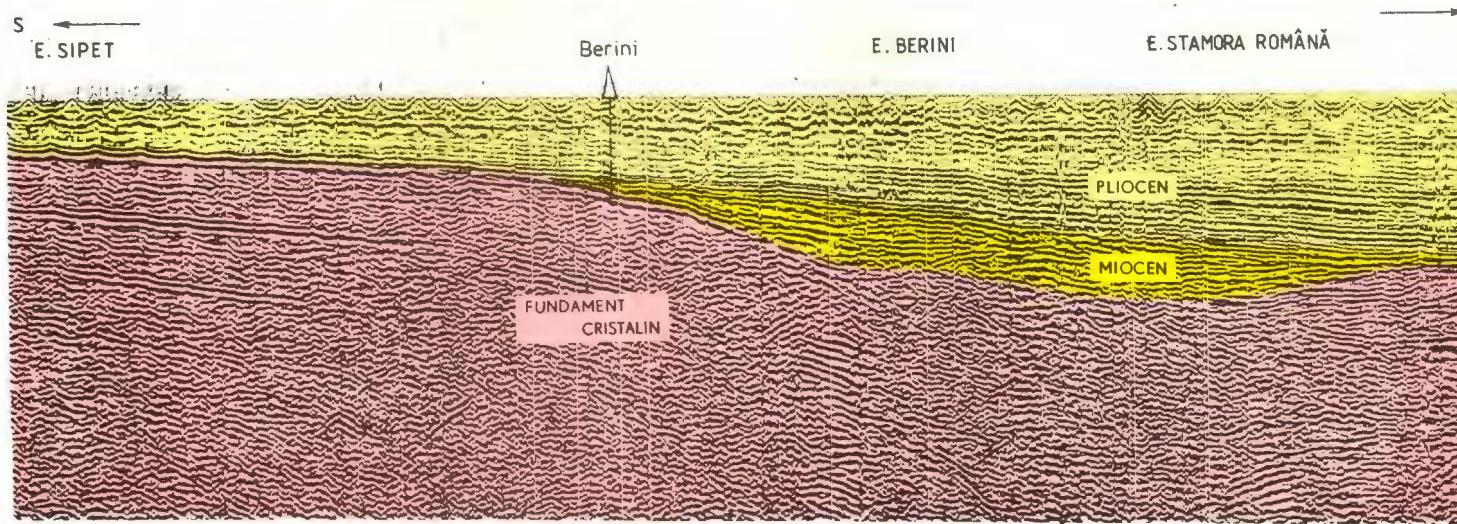


# HARTA PALEOGEOLOGICĂ DECOBERTĂ SUB PLIOCEN CU IZOBATE LA SUPRAFAȚA RELIEFULUI PREPLIOCEN

N. IONESCU. Prospecția seismică a capcanelor litostratigrafice (Banat)

PL. III

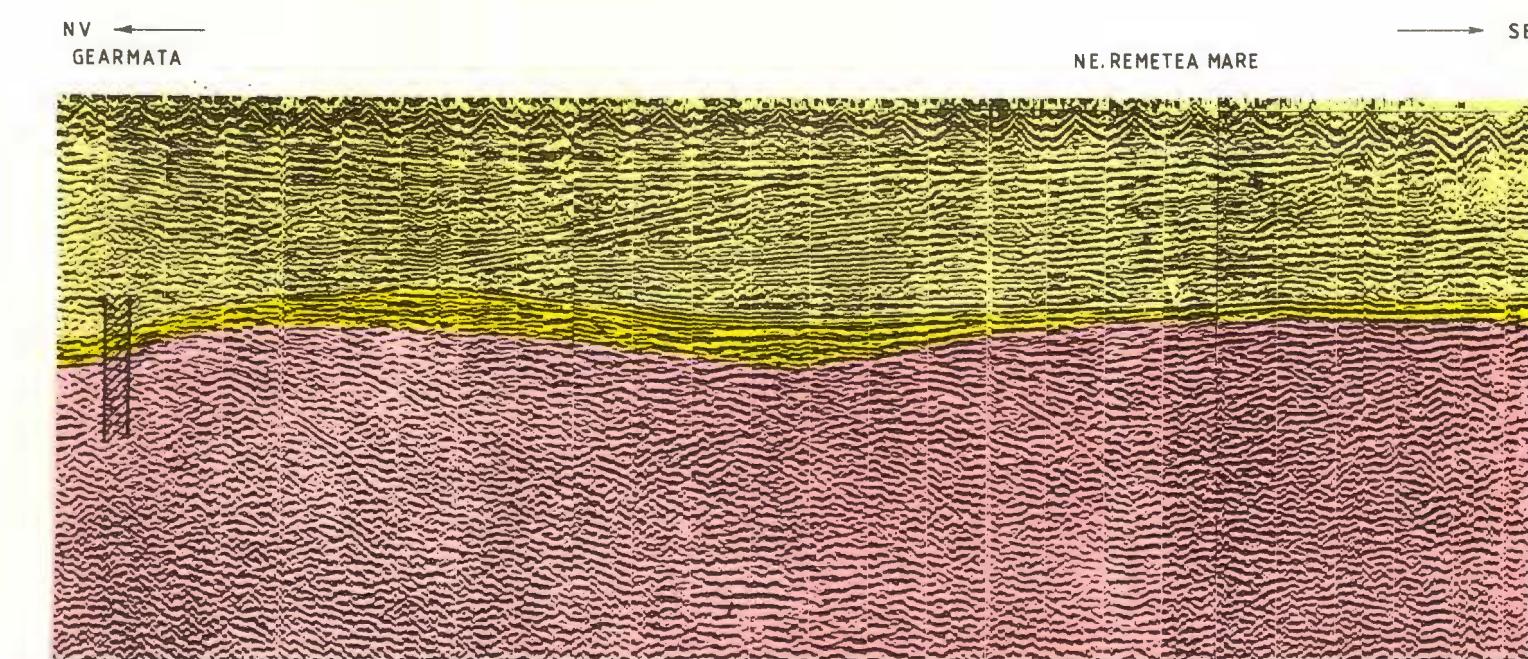
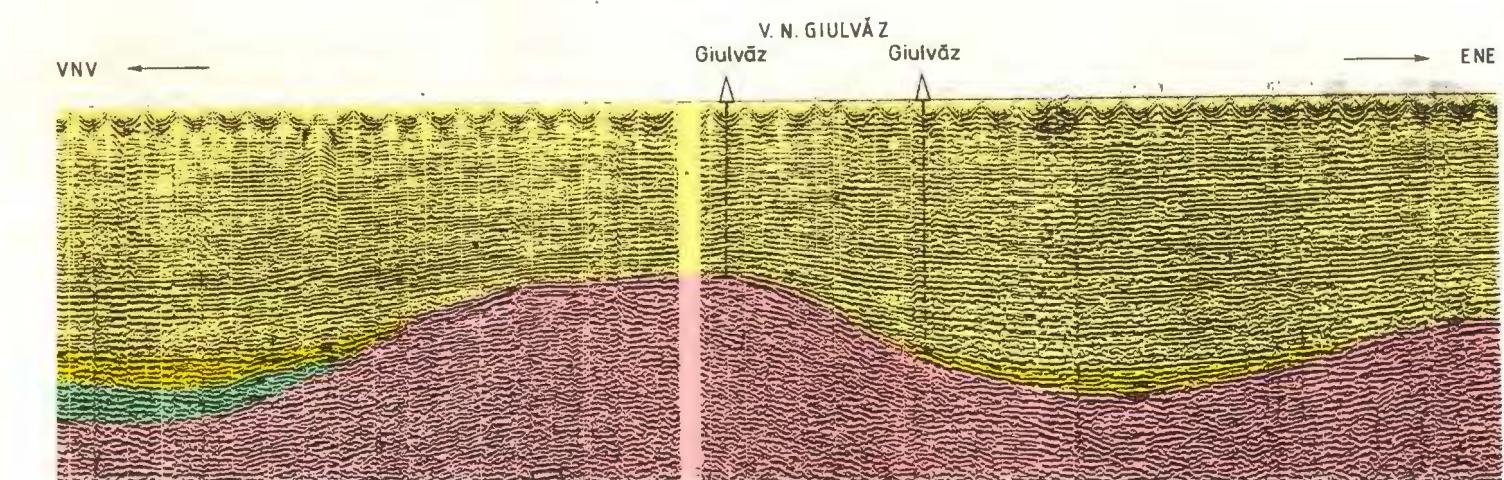
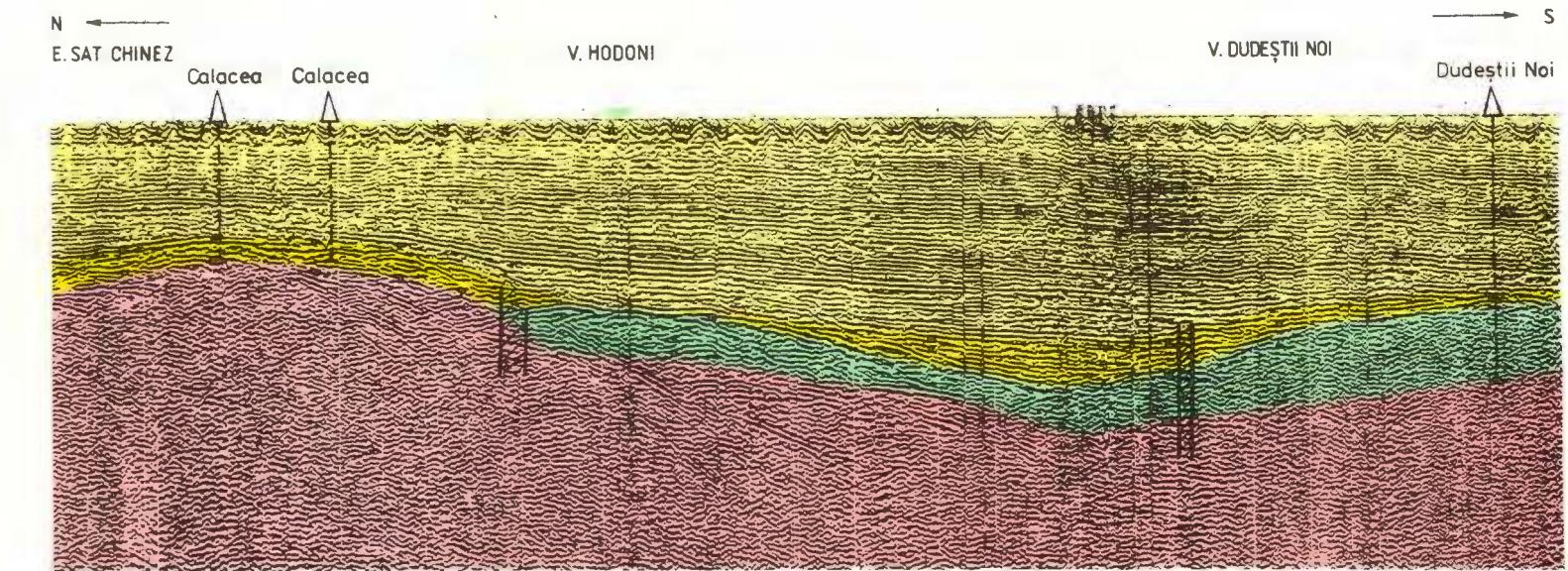




## SECȚIUNI SEISMICE DE TEMP DIN BANAT

### LEGENDA

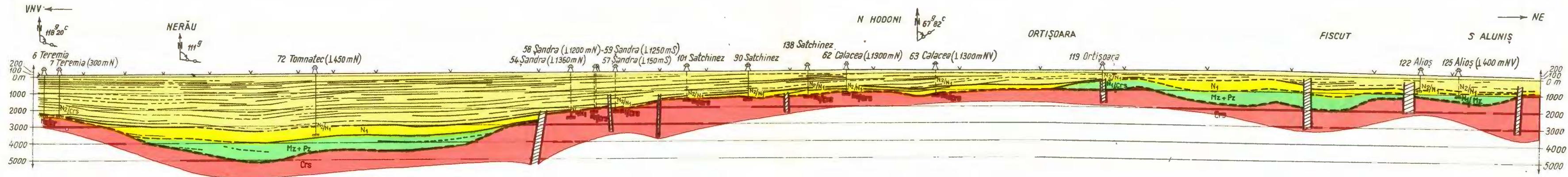
1 N<sub>2</sub> Pliocen 2 N<sub>1</sub> Miocen 3 Mz + Pz Mezoic + Paleozoic (?) 4 Crs Fundament cristalin



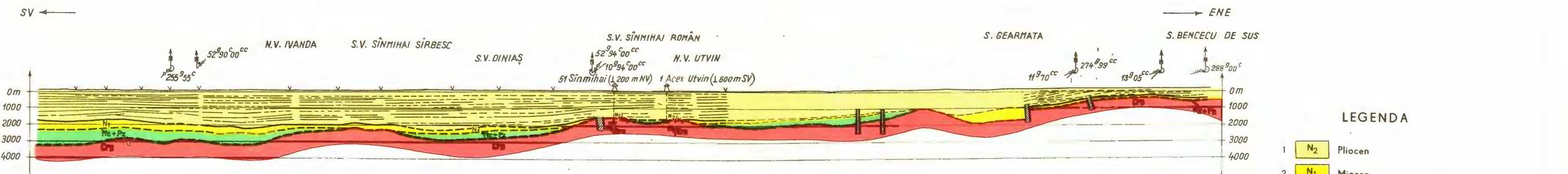
# SECȚIUNI DE ADÎNCIME (VEST - EST) DIN BANAT

PL. V

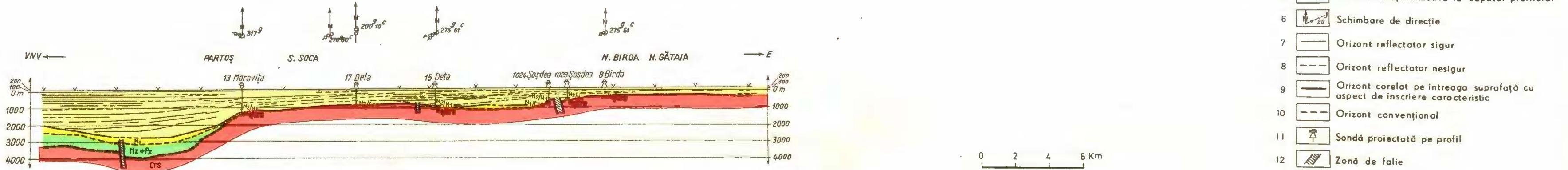
N. IONESCU. Prospecția seismică a capcanelor litostratigrafice (Banat)



1. - SECȚIUNEA I - I', TEREMIA - CALACEA - FISCUT



2. - SECȚIUNEA II - II', IVANDA - BENCECU DE SUS



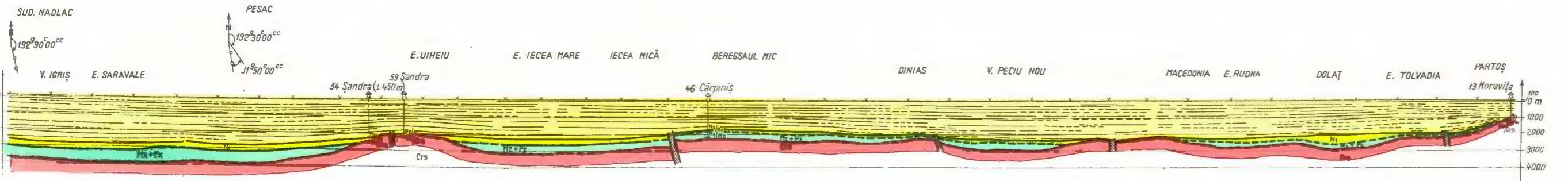
3. - SECȚIUNEA III - III', SUD TOLVĂDIA - DETA - NORD GĂTAIA

- LEGENDA**
- 1  N<sub>2</sub> Pliocen
  - 2  N<sub>1</sub> Miocen
  - 3  Mz+Pz Mezoic + Paleozoic (?)
  - 4  Crs Fundament cristalin
  - 5  N ← Orientarea aproximativă la capătul profilului
  - 6  Schimbare de direcție
  - 7  Orizont reflectator sigur
  - 8  Orizont reflectator nesigur
  - 9  Orizont corelat pe întreaga suprafață cu aspect de inscriere caracteristic
  - 10  Orizont convențional
  - 11  Sondă proiectată pe profil
  - 12  Zonă de falie

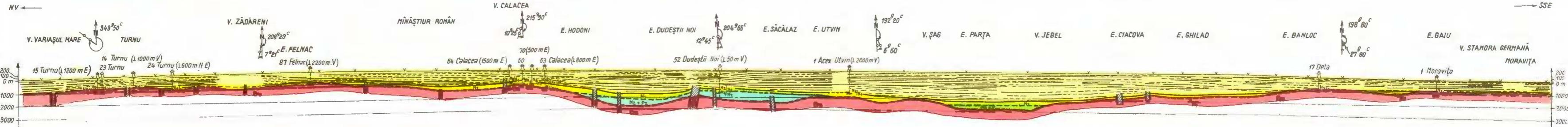
# SECȚIUNI DE ADÎNCIME (NORD-SUD) DIN BANAT

N. IONESCU. Prospecția seismică a capcanelor litostratigrafice (Banat)

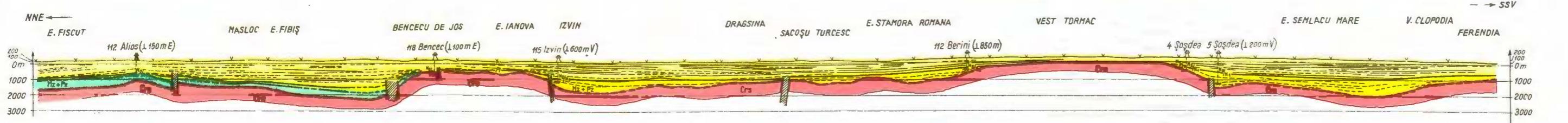
PL.VI



1. - SECȚIUNEA IV-IV', NĂDLAC - PARTOȘ



2. - SECȚIUNEA V-V', TURNU - STAMORA GERMANĂ



3. - SECȚIUNEA VI-VI', FRUMUȘENI - JAMUL MARE

0 2 4 6 Km

## LEGENDA

- 1 N<sub>2</sub> Pliocen
- 2 N<sub>1</sub> Miocen
- 3 Mz+Pz Mezoic + Paleozoic (?)
- 4 Crs Fundament cristalin
- 5 N Orientarea aproximativă la capătul profilului
- 6 Schimbare de direcție
- 7 Orizont reflectator sigur
- 8 Orizont reflectator nesigur
- 9 Orizont corelat pe întreaga suprafață cu aspect de inscriere caracteristic
- 10 Orizont convențional
- 11 Sondă proiectată pe profil
- 12 Zonă de folie

# CONTRIBUȚII GRAVIMETRICE LA CUNOAȘTEREA STRUCTURILOR ERUPTIVE DIN MUNTII BIHOR-GILĂU<sup>1</sup>

DE

AMULIU PROCA, MIRCEA ALBAIU<sup>2</sup>

*Geological interpretation of geophysical data. Eruptive structures. Banatites. Pre-Baikalian. Batholith. Prognosis-deposits. Apuseni Mountains.*

## Abstract

Gravimetric Contributions to the Knowledge of Eruptive Structures in the Bihor-Gilău Mountains. The regional anomalies of minimum from Bihor-Vlădeasa, Muntele Mare and Gilău-east in the Northern Apuseni Mountains are explained by the authors as being caused by large masses of eruptive rocks. The Muntele Mare anomaly is caused by the pre-Baikalian granites. The Bihor-Vlădeasa anomaly is caused by a banatitic batholith of intermediary-acid composition and the Gilău-east anomaly, by another banatitic body of considerable dimensions.

The paper contains information concerning the shape, dimensions and position of these magmatic bodies and the results of this study contribute to outline new interesting zones for mineralizations connected with the eruptive manifestations of the region.

## INTRODUCERE

În Munții Apuseni de nord magmatismul s-a manifestat intens, sub forme foarte variate, o perioadă de timp destul de îndelungată.

Sunt cunoscute numeroase produse ale acestei activități, atât intruzive cât și efuzive. De unele dintre acestea sunt legate genetic mineralizații de importanță economică.

<sup>1</sup> Comunicată în ședință din 23 decembrie 1976 a sesiunii de comunicări științifice a întreprinderii geologice de prospecționi pentru substanțe minerale solide, depusă la 20.VI.78 și acceptată spre publicare la 5.II.1979.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecționi pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș, nr. 1, București.



Prospecțiunile gravimetrice de detaliu executate în această regiune între anii 1966-1974 au pus în evidență anomalii ale cîmpului gravitației, a căror interpretare permite tratarea tuturor acestor manifestații magmatische într-o concepție unitară.

### Aleătuirea geologică a regiunii

Cercetarea științifică a geologiei munților Apuseni de nord, în care sunt incluse masivele Gilău-Muntele Mare, Bihor, Pădurea Craiului, Codru-Moma și Hîghiș-Drocea a depășit un secol. În acest răstimp, dar în special în ultimele decenii, s-au făcut progrese considerabile în cunoașterea lor geologică.

Este aproape imposibil de prezentat în acest cadru un istoric complet al cercetărilor geologice anterioare. Vom menționa numai că, după anul 1950, regiunea a făcut obiectul studiilor unui mare număr de cercetători, dintre care menționăm pe G. r. Răileanu, D. Giuşcă, G. Cioflică, R. Dimitrescu, M. Bleahu, H. Savu, D. Patrulus, M. Borcoș, C. Ionescu, A. Rafalea, Iozefină și S. Borda, A. Mihai, I. Hanomolo și alții care au contribuit la obținerea și apoi la sintetizarea unui bogat material documentar, ceea ce a condus la o bună cunoaștere geologică a acestor munți.

Apusenii de nord au făcut, de asemenea, obiectul a numeroase prospecțiuni geofizice ce și-au adus contribuția atât la descifrarea structurii geologice cât și la conturarea unor zăcăminte de substanțe minerale utile.

Prospecțiunile gravimetrice de detaliu au inceput în 1966 la nord de Crișul Alb și au continuat, sistematic, în cîteva campanii pînă la acoperirea aproape integrală a întregii arii a Munților Apuseni de nord. De asemenea, întreaga suprafață a fost acoperită de prospecțiunea aeromagnetometrică, iar zonele de perspectivă au făcut obiectul a numeroase prospecțiuni magnetometrice terestre, electrometrice, microgravimetrice și geo chimice.

Edificiul Apusenilor de nord este alcătuit în cea mai mare parte din formațiuni cristalofiliene și magmatogene, rezultate prin transformarea unor depozite vechi în decursul unor cicluri tectono-magmatice prealpine, la care se adaugă învelișul sedimentar prelaramic, produsele magmatismului laramic și formațiunile învelișului post-tectonic. În cele ce urmează prezentăm o scurtă descriere a acestor formațiuni după Mutihac și Ionesei.

#### A. Masivele cristaline

Formațiunile cristalofiliene și masivele granitoide din funda mentul Munților Apuseni de nord aparțin celor trei cicluri tectono-magmatice: prebaikalian, baikalian și hercinic.

*Ciclul tectono-magnetic prebaikalian* cuprinde cele mai vechi formațiuni cristalofiliene reprezentate prin sisturi cristaline mezo-metamorfice, rezultate prin metamorfoza unui material sedimentogen și magmatogen în condițiile faciesului amfibolitic. Aceste formațiuni, care au o



dezvoltare tipică în masivul Gilău-Muntele Mare, dar care alcătuiesc și cea mai mare parte a autohtonului de Bihor, separate în două serii — seria de Someș și seria de Baia de Arieș — sănt constituite din paragnaise cu biotit și micașisturi cu biotit ± staurolit și sillimanit, la care se adaugă cuarțite, ortoamfibolite și gnaise amfibolice (seria de Someș), respectiv, amfibolite și calcare marmoreene (seria de Baia de Arieș).

În masivul Gilău-Muntele Mare, la partea superioară a seriilor mezometamorfice au fost separate sisturi cristaline retrometamorfozate ce încheie ciclul prebaikalian și au fost descrise ca „seria de Arada”.

Orogeneza prebaikaliană a fost însoțită de un magmatism plutonic a cărui activitate a avut ca rezultat punerea în loc a unor masive granitoide asociate în structura geologică actuală formațiunilor cristalo-filiene. Dintre acestea cel din Muntele Mare are dimensiuni considerabile.

*C i c l u l t e c t o n o-m a g m a t i c b a i k a l i a n* a condus la formarea grupei metamorfice, a cărei dezvoltare completă se întâlnește în Munții Bihor, de unde și denumirea de „cristalin de Bihor”, sub care este cunoscută.

Grupa epimetamorfică, rezultată prin metamorfozarea în faciesul sistemelor verzi a unor formațiuni predominant terigene, are o largă răspândire în jumătatea sudică a Apusenilor nordici. În cuprinsul acestei grupe au fost separate trei serii: seria de Bistra, de Biharia și de Muncel.

Seria de Bistra, cel mai vechi termen al ciclului baikalian, este constituită din sisturi cu sericit și clorit în care se intercalează, la diferite nivele, amfibolite și porfiroide.

Formațiuni ale acestei serii se mai întâlnesc în partea de sud și SV a granitului de Muntele Mare, în regiunea de la izvoarele Someșului Cald (pe valea Răchițele) și pe valea Drăganului.

Seria de Biharia este reprezentată preponderent prin sisturi cloritoase la care se adaugă gnaise albitive, sisturi cloritoase și epidotice cu calcit și intercalații frecvente de ortoamfibolite și mai rar amfibolite.

Produsele acestei serii, cu dezvoltare tipică în masivul cu același nume, se pot urmări spre est sub forma unei fissii continue pînă în bazinul văii Iara.

Seria de Muncel este în ansamblu preponderent filitoasă, fiind formată din sisturi sericito-cuarțitice, sisturi clorito-muscovitice și sisturi sericitoase. La acestea se adaugă sisturi carbonatice, amfibolice, roci porfiroide și gnaise oculare.

Formațiunile acestei serii pot fi urmărite din vîrful Muncel în lungul văii Arieșului Mic pînă la confluența acestuia cu Arieșul Mare, continuîndu-se spre est pînă în regiunea de la est de munții Gilău.

Magmatismul plutonic legat de orogeneza baikaliană alcătuiește „seria intruziunilor de Codru”. Seria este constituită din granite cu termeni intermediari pînă la diorite cuarțifere, ce se întâlnesc în special în regiunea Arieșului, în partea sud-vestică a munților Codru Moma și marginea nord-vestică a munților Hîghiș, unde alcătuiesc masive mai importante.

*C i c l u l t e c t o n o-m a g m a t i c h e r c i n i c.* Metamorfozarea în faciesul sistemelor verzi a formațiunilor sedimentare și a unor magma-

tite bazice în timpul orogenezei hercinice a avut ca rezultat formarea formațiunilor anckimerice cu largă răspândire în munți Highiș-Drocea, unde au fost descrise ca „seria de Păiușeni”, și în partea de sud a munților Bihor.

Tot la această grupă se includ și șisturile verzi descrise de Dimitrescu (1960) în regiunea Arieșeni-Avram Iancu și considerate de vîrstă carboniferă.

Formațiunile atribuite acestei serii sunt constituite din metaconglomerate, șisturi sericito-cloritoase și cloritoase, amfibolite, precum și din metabazalte, metagabbrouri, metadiorite, acestea din urmă rezultând prin metamorfozarea produselor unui magmatism bazic inițial.

Activitatea magmatică plutonică din timpul orogenezei hercinice a dus la punerea în loc a unor masive intrusive, cum este masivul de la Birzava și unele corpuri din munții Highiș.

## B. Învelișul sedimentar al masivelor cristaline

Formațiunile care s-au depus după exondarea din Carboniferul superior nu au mai fost afectate de metamorfism; ele alcătuind împreună cu formațiunile alpine învelișul sedimentar al masivelor cristaline.

Încă din timpul ciclului hercinic, în cadrul Apusenilor de nord s-au delimitat două domenii de sedimentare cu evoluții diferite; un domeniu sudic, numit domeniul de Codru, și un domeniu nordic, numit domeniul de Bihor.

Diferențierea s-a accentuat în timpul ciclului alpin, diastrofismul mezocretacic determinând deformări ale celor două domenii, care ajung chiar în relații tectonice, în structura actuală alcătuind autohtonul de Bihor și pînza (unitatea) de Codru.

Învelișul sedimentar al autohtonului de Bihor, care s-a comportat ca o zonă cu oarecare stabilitate, începe cu formațiuni permiene, în general subțiri, alcătuite din conglomerate și brecii cu matrice grezoargiloasă roșie.

Aceste depozite se întâlnesc pe suprafețe restrinse, în partea de est a munților Pădurea Craiului, în bazinul văii Drăganului, și între localitățile Meziad și Ferice. Peste formațiunile permiene urmează o succesiune foarte groasă de depozite mezozoice, cu largă răspândire în suprafață, preponderent calcaroase, aparținând la trei mari cicluri de sedimentare: Triasic pînă la Ladinian inclusiv, Jurasic, cu discontinuități locale în intervalul Jurasic mediu și Neocomian-Vraconian (eventual Cenomanian).

Depozitele pînzei de Codru care s-au conservat mai bine în Munții Codru Moma, unde formează aproape în întregime acest masiv muntos, mai apar în partea sud-vestică a Pădurii Craiului, în partea sudică a munților Gilău, în partea sud-vestică a munților Bihor și în munții Drocea-Highiș.

Cea mai mare parte a formațiunilor sedimentare ale pînzei de Codru aparțin Paleozoicului superior, respectiv Permianului, reprezentând învelișul prealpin al cristalinului. La acestea se adaugă formațiunile sedimentare mezozoice, care reprezintă învelișul alpin al aceluiași cristalin.

Depozitele permiene, constituite în principal din conglomerate, gresii vermiculare și cuartite, însumează o grosime de cca 2000 m.



În Permian, magmatismul a avut o intensitate deosebită, ducind la punerea în loc a unei mari cantități de material vulcanogen, reprezentat prin surgeri de lave și material piroclastic acid și bazic.

Succesiunea suitei de depozite alpine începe cu Triasicul și se încheie cu Cretacicul inferior. Ea este alcătuită în special din formațiuni carbonatice, la care se adaugă subordonat depozite psefítopsamnitice (conglomerate, gresii cuartoase) și depozite cu caracter de fliș (marne, gresii).

După realizarea șariajului pînzei de Codru, Munții Apuseni de nord au funcționat ca o unitate mai rigidă, astfel încît depozitele Cretacicului superior îmbracă un facies mai aparte și se dispun atât peste unitatea de Codru cît și peste autohtonul de Bihor, avînd caracter de depozite post-tectonice.

Depozitele post-tectonice aflorează pe suprafețe mai restrinse, fiind în parte erodate sau acoperite de magmatitele laramice. Acestea sunt în general dacitice și cuprind, în special în regiunea Vlădeasa, frecvente formațiuni vulcanogen-sedimentare.

### C. Magmatismul subsecvent post-laramic

La sfîrșitul Mezozoicului, întregul teritoriu al Apusenilor a fost exondat, fiind ulterior afectat de o tectonică rupturală care a dus la formarea unor bazine de sedimentare post-tectonice în care s-au acumulat depozite neogene. De tectonica rupturală sunt legate și manifestările magmatice subsecvente post-laramice.

Magmatitele subsecvente post-cretacice jalonează toată marginea vestică a Carpaților, fiind prezente și în Munții Apuseni. Dezvoltarea maximă o au în masivul Vlădeasa, localizat într-o zonă de graben delimitat de faliile Bulzului și Sohodolului, unde formează o structură tafrolitică (Giuşcă 1950). În constituția acestui masiv intră o gamă variată de roci, de la intermediare la acide, cu structuri și texturi variate, consolidate în condiții diferite de zăcămînt.

Ascensiunea spre suprafață a magmei este imaginată ca un proces desfășurat în etape ce au dat naștere în profunzime unor construcții complexe, înrădăcinat unele în altele. Din una din aceste „camere intermediere”, magma ar fi reușit să pătrundă spre suprafață de-a lungul fracturilor. Existenta sa ar putea explica și varietatea rocilor masivului printr-un mecanism de diferențiere a magmei mai mult sau mai puțin omogene, la care s-ar adăuga procese de hibridizare.

Prima manifestare a magmatismului are loc cu revârsări de andezite, în special în partea de sud-est a masivului și în mai mică măsură la nord de vîrful Vlădeasa, de unde se continuă pîna în valea Drăganului.

Cea de-a două fază în manifestarea magmatismului se caracterizează prin emisiuni de magme care au generat dacite. Acestea ocupă partea centrală a masivului Vlădeasa și zonele periferice dinspre vest prezintîndu-se ca pînze intruzive prinse între porfirele cuartifere permiene și depozitele cretacice. Giuşcă descrie mai multe varietăți ale dacitului: dacitul de Lunca, de Vișag și dacitul de Poeni, care se prezintă sub formă de corpuri.



A treia venire de magne a dus la punerea în loc a unei imense mase riolitice ce ocupă o suprafață de cca 400 km<sup>2</sup>. Forma lor de zăcămînt, textura și structura variază în limite largi.

Corpurile intruzive, diferențiate într-o largă varietate petrografică (microgranite, porfire microgranitice, porfire granodioritice, granodiorite, porfire dioritice și diorite) au în general dimensiuni reduse și sunt scoase la zi în văile adînci. Deși se admite că acestea reprezintă cele mai tinere manifestații ale fazei banatitice, au fost descrise roci granodioritice prinse în lavele andezitice piroxenice din faza subhercinică, ceea ce implică o vîrstă mai veche, cel puțin pentru unele din acestea.

În munții Bihor, produsele magmatismului eruptiv sau intruziv sunt foarte răspîndite, deși alcătuiesc coruri de dimensiuni reduse. Pe întreaga zonă centrală a masivului sunt semnalate numeroase iviri de riolite și andezite. Corpurile intruzive mai importante sunt cele granodioritice de la Galbena și Găina-Luncșoara. Unele coruri intruzive au metamorfozat la contact formațiunile cristaline (Galbena), permiene, triasice (Budureasa, Pietroasa) sau cretacice (Găina, Luncani și Luncșoara). La Băița Bihor depozitele permiene, triasice și liasice au fost profund modificate prin metamorfism termic urmat de procese metasomaticice determinate de un corp intrusiv granodioritic situat în profunzime și care a fost detectat prin foraje.

În partea de est a munților Gilău, manifestări banatitice se întîlnesc în zona valea Vadului — valea Iara — valea Lita (Boreoș, Elena Boreoș, 1960), unde a fost cartată o gamă variată de roci ce aparțin aceleiași filiațiuni magmatice, ce presupune existența în adîncime a unei mase unitare. Apofizele unui astfel de corp banatitic au afectat intens în zonele superioare depozitele Cretacicului superior și chiar orizonturile inferioare ale Eocenu lui.

### **Rezultatele prospecțiunilor gravimetrice**

Prospecțiunile gravimetrice de detaliu executate între anii 1966-1974 au condus în final la obținerea unei imagini gravimetrice unitare pentru întreaga zonă a Munților Apuseni de nord.

În planșa 1 sunt reproduse schematic principalele elemente ce caracterizează această imagine în aria dintre Munții Bihor și Munții Gilău. Pe un fond geologic simplificat, sunt marcate contururile și axele anomaliei regionale ale cîmpului gravitației. Pentru delimitarea anomaliei s-au trasat cu linii întrerupte cordoanele de gradient orizontal maxim de pe flancurile lor și cu linii punctate, extinderea ariilor de apex. Zonele în care anomalii prezintă valori extreme au fost hașurate.

Avînd în vedere suprafața foarte mare a ariei de care ne ocupăm, precum și scopul prezentei comunicări, am reținut în această schiță numai elemente regionale ale hărții gravimetrice.

De la început se remarcă faptul că imaginea gravimetrică din Apusenii de nord este dominată de existența a trei mari anomalii de minim amplasate în munții Bihor-Vlădeasa, Muntele Mare și — respectiv — în partea estică a munților Gilău.



Prima se extinde pe întregul masiv Bihor și pe jumătatea vestică a masivului Vlădeasa, fiind situată pe formațiuni sedimentare, cristalofiliene și eruptive.

Anomalia, în formă de triunghi ascuțit, cu baza în partea de nord, are o orientare generală N-S, o intensitate de peste 25 mgal și o morfologie relativ complicată. Flancurile anomaliei sunt reprezentate prin cordoane de gradient cu intensitate variabilă, cuprinsă între 1,5-3 mgal/km. Ea prezintă o zonă axială principală ce se poate urmări cu ușurință între Lazuri-est Nucet-est Pietroasa-vîrful Cîrligăti-vîrful Buteasa, din care se desprind, în special spre est, tendințe de minim.

Anomalia prezintă zone cu valori extreme în sectoarele est Pietroasa, vîrful Buteasa, Băița Plai, vîrful Dobrinul, vîrful Cîrcubăta și Muntele Găina, cea mai importantă ca extindere și amplitudine fiind cea de la est Pietroasa.

Deși extinsă pe o suprafață considerabilă, anomalia are un caracter unitar, lueru deosebit de important, care permite emiterea unei ipoteze genetice și structurale noi asupra magmatitelor existente în Munții Bihor și Vlădeasa.

O a doua anomalie de minim regională a fost cartată în zona masivului Muntele Mare.

Anomalia, caracterizată printr-o intensitate de cca 18 mgal, cu orientare generală NS și formă aproximativ eliptică, se extinde pe o suprafață de peste 1000 km<sup>2</sup>. Ea acoperă în întregime aria de apariție la zi a granitului de Muntele Mare, extinzându-se la nord de linia Margău-Mănăstireni-Dîngu Mare pe formațiuni paleogene, iar spre est pe formațiunile cristalofiliene ale cristalinului de Gilău. Pe același cristalin de Gilău, dar în mai mică măsură, se extinde anomalia și spre sud și vest.

Variația valorilor de gravitate pe flancurile anomaliei se face cu un gradient orizontal a cărui intensitate variază de la sector la sector, valorile extreme ale acestuia fiind cuprinse între 0,5 mgal/km și 2,5 mgal/km.

Anomalia prezintă valori negative extreme în sectoarele Poiana Horea, Măguri și Mănăstireni.

Pe rama estică a munților Gilău a fost pusă în evidență cea de a treia anomalie regională de minim, puternic alungită pe o direcție NNE-SSV și incomplet cartată spre est.

Anomalia, cu o intensitate de cca 6 mgal, este împărțită printr-o ușoară tendință de maxim, localizată în zona Hășdate, în două sectoare. Sectorul sudic este amplasat în cea mai mare parte pe formațiuni cristalofiliene și magmatogene subsecvente post-laramice și parțial pe formațiunile sedimentare ale ramei vestice a Depresiunii Transilvaniei. Sectorul nordic este situat integral pe depozitele paleogene ale depresiunii menționate.

La sud de această anomalie, pe aceeași direcție NNE-SSV, a fost cartată o serie de anomalii de minim cu caracter local, de intensități și extinderi mai mici, care jalonează un ax anomal de minim ce poate fi urmărit cu destulă ușurință pînă în valea Arieșului.



Cele trei minime gravimetrice majore, pe care le-am prezentat mai sus, sunt separate de zone de maxiimi gravimetrici, situate pe formațiunile cristalofiliene care alcătuiesc fundamentul regiunii.

### Premise fizico-geologice de interpretare

Pentru fundamentarea interpretării geologice a datelor, în paralel cu prospecțiunea gravimetrică, s-au colectat cîteva mii de eșantioane caracteristice de roci și formațiuni geologice, cărora li s-a determinat densitatea în laborator.

Prin sintetizarea acestor date s-au obținut următoarele valori medii de densitate valabile pentru aria Munților Apuseni de nord.

Seriile cristaline ale fundamentului prezintă valori mari ale densității: seria de Someș — 2,70 g/cm<sup>3</sup>, seria de Baia de Arieș — 2,70 g/cm<sup>3</sup>, seria de Biharia — 2,77 g/cm<sup>3</sup>, seria de Muncel — 2,69 g/cm<sup>3</sup>, seria de Păiușeni — 2,70 g/cm<sup>3</sup>, iar seria șisturilor verzi (Arieșeni) — 2,72 g/cm<sup>3</sup>. Evident, în cadrul fiecărei serii există variații ale valorilor ce depind de compoziția petrografică a diferitelor roci ce participă la alcătuirea sa; valorile de mai sus sunt medii ponderate ale valorilor individuale, ponderile fiind stabilite prin considerarea procentului de participare a fiecărei variații petrografice la alcătuirea seriei.

Granitele de Muntele Mare prezintă densități ce variază în jurul mediei de 2,63 g/cm<sup>3</sup>.

Seriile de roci permiene (seria gresiilor vermiculare, seria vărgată neagră și seria feldspađică) au densități în jur de 2,73 g/cm<sup>3</sup>, pe cînd seria conglomeratelor laminate are o densitate medie de 2,68 g/cm<sup>3</sup>. Porfirele cuartifere permiene au o densitate medie de 2,65 g/cm<sup>3</sup>.

Gresiile cuartitice și cuartitele verfeniene au însă o densitate mai redusă (2,56 g/cm<sup>3</sup>).

Suia groasă de roci calcaroase mezozoice are o densitate relativ uniformă de 2,68 g/cm<sup>3</sup>. Densitatea este uneori mai ridicată atunci cînd au intervenit procese de metamorfism de contact.

Densitatea rocilor banatitice variază în funcție de compoziția lor petrografică: granodioritele 2,63 g/cm<sup>3</sup>, riolitele 2,60 g/cm<sup>3</sup>, riolitele alcaline 2,57 g/cm<sup>3</sup>, andezitele 2,66 g/cm<sup>3</sup>.

Din enumerarea de mai sus rezultă clar că rocile banatitice de constituție petrografică intermedier-acidă ca și granitele de Muntele Mare realizează un contrast negativ de densitate față de majoritatea rocilor în care sunt intruse. Dacă la aceasta se adaugă volume importante, atunci este de așteptat ca ele să genereze deficite de masă care să provoace anomalii gravimetrice de minim.

### Interpretarea geologică a rezultatelor

Marele minim gravimetric regional cartat în Munții Bihor și Vlădeasa reflectă un important deficit de masă cantonat în subsolul acestor munți. Aspectul anomaliei sugerează că ea este provocată de un singur



corp perturbator. Din analiza parametrilor fizici ai rocilor și formațiunilor geologice ce concură la alcătuirea masivului muntos, rezultă că numai rocile eruptive banatitice de compoziție intermediar-acidă provoacă contrade negative de densitate, în raport cu majoritatea formațiunilor gazdă.

Deși la generarea anomaliei în zona Vlădeasa contribuie și deficitul de masă creat de stiva de lave dacitice, andezitice și în special, riolitice, pentru a justifica amplitudinea și extinderea remarcabilă a anomaliei trebuie admisă existența unui corp banatitic intruziv de foarte mari dimensiuni.

Aceste raționamente ne conduc la ideea că anomalia gravimetrică de minim Bihor-Vlădeasa este cauzată în principal de un mare batolit banatitic alcătuit din roci a căror compoziție este preponderent intermediar-acidă. Anomalia circumscrisă practic toată zona în care există manifestări banatitice intruzive sau efuzive. Deși acestea au caracter diverse, cercetătorii sunt de acord că ele trebuie să aibă o origine comună. Mai mult, am putea spune că corporile intruzive de la Luncșoara, Munțele Găina, vîrful Cîrcubăta, Pietroasa, Budureasa și altele ar reprezenta, de fapt, porțiuni mai elevate ale batolitului, care au fost descoperite prin eroziune.

Unele foraje săcate în zona muntoasă au interceptat roci intruzive la adâncimi nu prea mari (de ex. la Băița Bihor, un foraj a rămas în granită la 1000 m adâncinie).

Argumente puternice în favoarea existenței batolitului aduc prospecțiunea aeromagnetică (Cristescu et al.<sup>3</sup>) care a pus în evidență o puternică anomaliă de maxim ce acoperă aproximativ aceeași arie ca și anomalia gravimetrică. Din studiul proprietăților magnetice a rocilor și formațiunilor geologice din zonă a rezultat că numai rocile banatitice prezintă susceptibilități magnetice suficiente de ridicate pentru a putea satisface anomalia cartată.

De asemenea, lucrările seismice experimentale executate de Paicu și Patrichi (1961) în munții Bihor au condus la ideea că granodiorite cunoscute la zi și în sonde formează apofize ale unui rezervor magmatic profund ce reprezintă un masiv unitar. Spinarea acestuia prezintă un relief pronunțat cu căderi ce nu depășesc totuși 30°.

Din analiza morfologiei minimului gravimetric Bihor-Vlădeasa se pot obține unele informații asupra batolitului banatitic care îl generează.

Anomalia este alungită pe direcția N-S, având o extindere de peste 50 km. Forma sa generală este de triunghi ascuțit cu vîrful la Brusturi și cu latura mică, în partea nordică, între Roșia și Săcuieni.

Cordoanele de gradient orizontal intens evidențiază marginile batolitului. O intensitate și extindere laterală deosebit de mare o are cordonul de gradient din partea nordică a anomaliei. Aici, pe o bandă lată de 10 km are loc o pozitivare spre nord a anomaliei Bouguer de cca 25 mgal. Zonele de maximă valoare a gradientului urmăresc contactul dintre rocile metamorfice și sedimentare de la nordul acestora. Este însă posibil ca amplitudinea deosebită a pozitivării să fie datorită și unor cauze mai profunde.

<sup>3</sup> Arh. M.M.P.G., 1965.

Limita estică a anomaliei — corespunzătoare marginii estice a batolitului — este constituită de cordonul de gradient ce se poate urmări între vîrful Vlădeasa, Arieșeni și Lazuri. Acesta este mai puțin intens între vîrful Vlădeasa și Arieșeni unde evidențiază o pozitivare spre est de 5—10 mgal și mai intens între Arieșeni și Lazuri unde zona de îndesire a izolinilor are o direcție NE-SV. Este posibil ca această variație a aspectului gradientului să fie legată de caracterul limitei batolitului, în partea sud-estică aceasta fiind apropiată de verticală.

Marginea vestică a anomaliei datorată batolitului este mai puțin evidentă în harta gravimetrică, deoarece în această zonă se resimte efectul puternic de minim al bazinului sedimentar neogen al Beiușului. Oricum, marginea batolitului în această zonă este foarte apropiată de marginea estică a bazinului neogen.

Anomalia are un aspect unitar cu o zonă axială principală care se poate urmări între Lazuri est. Nucet-est Pietroasa-vîrful Cîrligăti-vîrful Buteasa. În zona Cîrligăti această axă N-S a anomaliei suferă o decroșare spre est datorită intervenției efectului de maxim generat de sedimentele permian-mezozoice din zona Stîna de Vale-vîrful Merișorul.

De-a lungul anomaliei s-au conturat mai multe apexe în care anomalia are valori extreme. De asemenea, din axul principal se pot trăsa axe secundare exprimate ca tendințe de minim. Ele reprezintă zonele în care partea superioară a batolitului este foarte apropiată de suprafață sau chiar aflorează.

Apexul cel mai important ca extindere și ca amplitudine se află la est de Pietroasa unde granodioritele banatitice sunt cunoscute la zi. Partea nordică a acestui apex ce are o formă aproximativ eliptică, se suprapune corpului cartat geologic; în partea de sud el se suprapune parțial formațiunilor triasice demonstrând grosimea mică a acestora. Al doilea apex important al anomaliei se închide în zona ei nordică (vîrful Buteasa). Deși mai puțin intens ca cel descris anterior el cuprinde o zonă largă de formă aproape circulară ușor alungită spre nord-vest și spre nord. În zona acestui apex se cunosc banatite în partea nordică a sa, pe valea Drăganului. Este posibil ca la amplificarea anomaliei de minim din această zonă să contribuie și deficitul de masă creat de formațiunea vulcanogen-sedimentară alcătuită din tufite, brecii vulcanice și marne. Tendința de minim ce se îndreaptă de la vîrful Buteasa spre NV reprezintă probabil o altă zonă ridicată a banatitului mascat de curgerile de riolite.

O tendință de minim paralelă cu aceasta se conturează și la sud de Stîna de Vale și se circumscrise corpului de granodiorite de la NE de Budureasa. Acest aspect al anomaliei gravimetrice demonstrează legătura dintre corpul Budureasa și cel de la Pietroasa; ele reprezintă două arii ridicate ale aceluiași batolit situat în profunzime.

Între cele două tendințe de minim descrise se insinuează tendință de maxi orientată NV-SE de la Stîna de Vale. Ea reflectă o zonă în care partea superioară a banatitului se află la adâncime mai mare, deasupra sa situindu-se o stivă mai groasă de depozite permiene și mezozoice acoperite la rîndul lor de curgerile de riolite.



La sud de Crisul Pietros, anomalia gravimetrică evidențiază alte trei zone în care partea superioară a banatitului este mai apropiată de suprafață: zona Băița Plai-vîrful Dobrinul, vîrful Curcubăta și Muntele Găina.

În aceste zone se cunosc și la zi roci intrusive sau prezența lor la adâncime mică este demonstrată de fenomene de contact.

Referindu-ne la anomalia de minim Muntele Mare se poate considera pe baza caracteristicilor sale (extindere și intensitate deosebită) și având în vedere și parametrii fizici corespunzători formațiunilor geologice din sectorul în care aceasta a fost cartată, că ea este generată de importantul deficit de masă creat de batolitul granitic în raport cu formațiunile cristalofiliene în care este pus în loc.

Studierea comparativă a datelor gravimetrice și aeromagnetometrice a permis să se precizeze că anomalia Muntele Mare reprezintă de fapt suma efectelor a două deficite de masă, primul și cel mai important fiind cel menționat mai sus. Al doilea corespunde tot unui corp banatitic intrus în formațiuni cristalofiliene, în sectorul Poiana Horea.

Într-adevăr, din analiza hărții aeromagnetometrice se constată că prezența la zi a granitului de Muntele Marc nu influențează distribuția cîmpului  $\Delta T_a$ , izoliniile acestuia având în general o orientare E-V deoarece granitul este caracterizat prin valori mici de susceptibilitate magnetică. În sectorul Poiana Horea se înregistrează însă o abatere de la această tendință generală, prospecțiunea aeromagnetometrică cartind o anomalie de maxim relativ intensă.

Având în vedere susceptibilitatea magnetică redusă a granitului de Muntele Mare și a formațiunilor cristalofiliene din zonă, trebuie să se considere că anomalia aeromagnetometrică cartată reprezintă efectul unui corp intruziv de natură intermediară-acidă, probabil banatitică.

Extinderea și morfologia minimului gravimetric Muntele Mare permit să se precizeze unele aspecte ale relațiilor existente între batolitul granitic și formațiunile cristalofiliene în care este pus în loc.

Astfel, pe baza cordoanelor de gradient intens de pe flancurile de vest și sud ale anomaliei, care urmăresc bine linia de contact a granitului cu formațiunile cristalofiliene se poate aprecia că flancurile batolitului sunt caracterizate printr-o inclinare mare. O situație diferită se înregistrează în partea de est a granitului de Muntele Mare. Se constată că aici, cordoul de gradient, a cărui intensitate prezintă variații importante de la sector la sector, este mult deplasat spre est, pe formațiuni cristalofiliene, astfel încît el nu mai urmărește linia de contact granit-crystalin.

Acest lucru arată în mod clar că limita estică a batolitului nu corespunde cu limita estică a granitului la zi, ci se situează aproximativ la nivelul liniei Păniceni-Dîngu Mare-Muntele Rece-Muntele Bucșat-Săgea-Orăști.

Prezența unor cîmpuri de pegmatite la NNE de vîrful Tîrlavii și în zona bazinului văii Șoimului, asemănătoare cu pegmatitele descrise de Hanomolo și Antonaeta Hanomolo (1960) în sectorul Șomeșul Rece-Mănăstireni-Căpuși și considerate de către aceștia ca fiind



legate genetic de granitul de Muntele Mare, este un argument geologic în sprijinul fixării limitei estice a granitului la linia menționată.

Pe de altă parte, este de remarcat și faptul că în zona Piatra Groșilor-sud virful Muntele Mare-sud Muntele Bucsat, prezența la zi a granitului nu modifică direcția generală N-S a izolinilor gravimetrice, determinând numai o slabă perturbare a acestora ce se manifestă sub forma unei tendințe de minimi. Acest fapt sugerează că granitele care apar la zi în acest sector au o grosime relativ mică, apărind ca o „pană” a batolitului granitic împinsă peste formațiunile cristalofiliene, ceea ce confirmă aprecierea lui Dîmitrescu (1960) conform căreia partea de SE a granitului „ocupă o poziție concordantă cu complexul cristalin, formind o lamă care se desparte în sus într-o serie de digitații de natură unor filoane strat”.

Pozitivarea valorilor de gravitate începînd din zona de apex a anomaliei spre NE, E și SE se realizează cu un gradient orizontal a cărui intensitate variază de la nord spre sud.

Astfel, în sectorul situat la nord de Măguri Răcătău, pozitivarea se face cu un gradient mediu de cca 2 mgal/km, ceea ce sugerează o afundare rapidă a granitului spre NE.

Între valea Someșului Rece și virful Pleșu-Muntele Bucsat aceeași pozitivare se realizează cu un gradient orizontal a cărui intensitate prezintă o variație accentuată de la V spre E, scoțind astfel în evidență că suprafața de contact dintre granitul de Muntele Mare și formațiunile cristalofiliene în care este pus în loc prezintă inclinări variabile spre est în diverse sectoare.

Acest lucru se observă destul de clar din figura 1 în care este reprezentată această suprafață (notată cu Sc), în secțiunea corespunzătoare profilului dealul Negruța-valea Soimului, orientat NNV-SSE, în paralel cu variația anomaliei regionale pe baza căreia a fost calculat.

Cea de-a treia anomalie de minim, anomalia Gilău est, înscriindu-se prin caracteristicile sale în categoria anomalialor regionale, este, comparativ cu celelalte două anomalii analizate, mult mai puțin intensă și mai puțin extinsă în suprafață.

Avinde în vedere amplasarea anomaliei pe formațiuni foarte diferite, atât din punct de vedere petrografic (formațiuni cristalofiliene, sedimentare și magniatite banatice), cât și din punctul de vedere al unităților căror aparțin (cristalinal Gilăului și sedimentarul ramei vestice a Depresiunii Transilvaniei), considerăm că ea reprezintă efectul cumulat a cel puțin trei deficiete de masă; primiele două, care sunt și cele mai importante, sunt determinate de existența în subsol a două corpuri intruse în formațiunile cristalofiliene, unul în sectorul Vlaha și celălalt în sectorul Băisoara-vest Iara-dealul Muncelului.

La deficitul de masă generat de corpul din sectorul Vlaha se adaugă deficitul corespunzător ingrosării locale a formațiunilor sedimentare ale ramei vestice a Depresiunii Transilvaniei.

Dat fiind distanța relativ mică existentă între cele două corpuri intruzive, efectul lor se cumulează generând o anomaliă unică de minim cu două sectoare cu valori negative extreme.



Prezența corpului intruziv din sectorul Băisoara-Lara-dealul Muncelului a fost intuită și pe baza datelor geologice de suprafață. Astfel, Boreș și Elena Boreș (1960) consideră că produsele banatitice lazi din acest sector (andezite, dacite etc.) ar reprezenta diferențiate ale unui

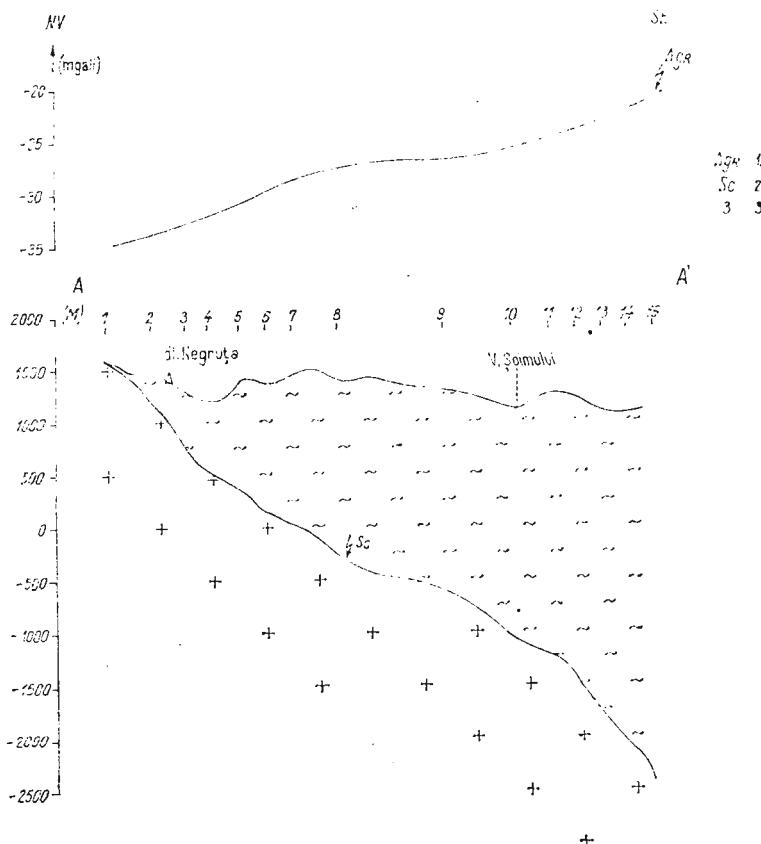


Fig. 1. — Călculuri cantitative în zona granitului de Muntele Mare. 1, anomalia gravimetrică regională; 2, suprafață de contact granit-cristalin calculată pe baza anomaliei regionale; 3, punct de calcul.

Calculs quantitatifs dans la zone du granite de Muntele Mare.

1, l'anomalie gravimétrique régionale ; 2, surface de contact granite-cristallin calculée à base de l'anomalie régionale ; 3, point de calcul.

singur corp din adâncime. Rezultatele gravimetrice confirmă ipoteza emisă, permitînd totodată precizarea extinderii corpului din adâncime.

Punerea în loc a celor două corperi intrusive a fost favorizată de existența unei importante linii de fractură cu orientare NNE-SSV care, după cum indică datele gravimetrice, se extinde începînd de la Florești, spre sud, pînă în valea Arieșului.

Pentru obținerea unor informații suplimentare asupra corpului din sectorul Băișoara-Iara-dealul Muncelului au fost efectuate calcule cantitative, în ipoteza unui contrast de densitate de  $-0,10 \text{ g/cm}^3$  între acesta și formațiunile cristalofiliene în care este pus în loc.

Din calculele efectuate a rezultat pentru corpul banatitic o adâncime minimă la fața superioară de cca 700 m, o lățime în partea centrală de peste 5 km și o lungime pe direcția N-S de minimum 18 km.

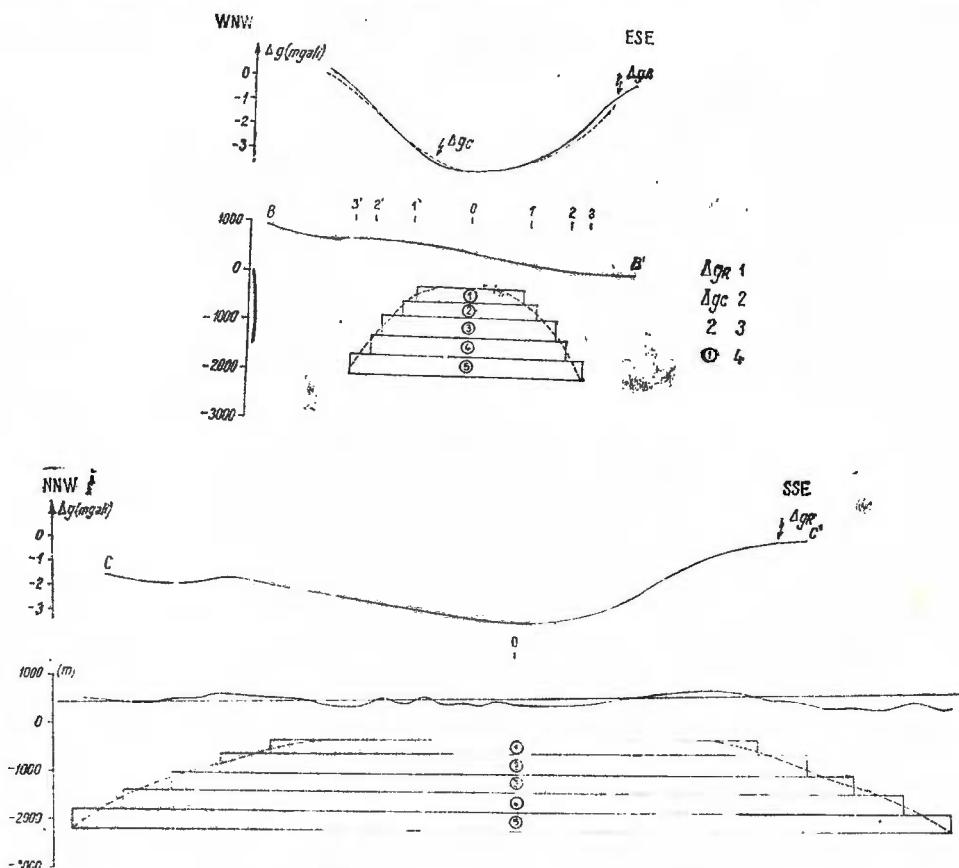


Fig. 2. — Calcule cantitative în zona Iara.

1, anomalia gravimetrică regională ; 2,  $\Delta_{gc}$  calculat ; 3, punct de calcul ; 4, prisme elementare.

Calculs quantitatifs dans la zone de Iara.

1, l'anomalie gravimétrique régionale ; 2,  $\Delta_{gc}$  calculé ; 3, point de calcul ; 4, prismes élémentaires.

Pentru efectuarea calculelor, corpul anomal a fost împărțit în mai multe prisme rectangulare cu extindere pe direcția N-S finită, cu lățime variabilă cu adâncimea, efectul global al corpului rezultând ca sumă a

efectelor individuale corespunzătoare fiecărei prisme. Rezultatele obținute sunt prezentate în figura 2.

În fine, zonele de maxim gravimetric, situate între cele trei anomalii de minim regional sint anomalii aparente sau se datorează unor termeni mai denși ai fundamentului cristalin. În lucrare am analizat numai anomaliiile regionale de minim considerate ca avind legătură cu structurile eruptive regionale.

#### CONCLUZII

Harta gravimetrică a Munților Bihor-Gilău aduce informații importante asupra alcătuirii geologice a acestei regiuni, în special asupra structurilor eruptive.

Trei anomalii regionale de minim sint considerate ca reprezentând deficite de masă create de mari mase eruptive puse în loc în subsolul regiunii: o masă granitică veche corespunzătoare masivului Muntele Mare, un mare batolit banatitic în Munții Bihor-Vlădeasa și un alt important corp banatitic în partea de est a Munților Gilău. Existența acestora este confirmată și de alte informații geologice și geofizice.

Rezultatele gravimetrice expuse permit tratarea unitară a manifestărilor eruptive post-laramice din Munții Bihor-Vlădeasa și respectiv, din Munții Gilău — bazinul Iara. Ele conturează în același timp ariile în care trebuie orientate cercetările îndreptate spre descoperirea de noi zone cu perspective de mineralizații legate de aceste manifestări, contribuind la fixarea cadrului regional în care acestea pot fi găsite.

#### BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Borcoș Elena (1960) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segagea-v. Ierii-Sat (Bazinul văii Iara, Munții Apuseni). *D.s. Comit. Geol.* XLVII, (1959-1960), p. 131—148, București.
- Dimitrescu R. (1960) Studiu geologic și petrografic al regiunii Arada-Muntele Mare. *D.s. Comit. Geol.* XLVII (1959-1960), p. 275—280, București.
- Giuşcă D. (1950) Le massif éruptif de Vlădeasa. *An. Inst. Geol.* XXIII, p. 200—252, București.
- Giuşcă D., Cioflică F., Savu H. (1966) Caracterizare petrologică a provinciei banatitice. *An. Comit. Geol.* XXXV, p. 13—40, București.
- Hanomolo I., Hanomolo Antoaneta (1960) Geologia și petrografia regiunii Someș-Muntele Rece-Măguri-Mănăstireni-Căpușu. *D.s. Comit. Geol.* XLVII (1959-1960), p. 97—116, București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul Munților Bihor (Biharia). *An. Comit. Geol.* XXXII, p. 167—210, București.
- Mutihac V. Ionesei L. (1975) Geologia României, Ed. tehnică, București.
- Paicu D., Patrichi C. (1961) Rezultate seismice obținute pe formațiuni metamorfice și eruptive în Munții Apuseni. *Probleme de geofizică* I p. 205—212, București.



## CONTRIBUTIONS GRAVIMÉTRIQUES POUR LA CONNAISSANCE DES STRUCTURES ÉRUPTIVES DES MONTS BIHOR-GILĂU

(Résumé)

Toute la région des Monts Apuseni de nord a été soumise aux travaux gravimétriques de détail exécutés par les équipes de l'I.G.P.S.M.S. La carte Bouguer obtenue apporte de nombreuses contributions au déchiffrage de la structure géologique de la région.

Certaines traces régionales de l'anomalie de la gravité ont un intérêt particulier, étant considérées par les auteurs comme le résultat des structures éruptives majeures qui existent au sous-sol. Dans cette catégorie on inclut les minimes régionales de Bihor-Vlădeasa, Muntele Mare et Gilău est. Les études pétrophysiques exécutées en même temps que les prospections proprement-dites, ont prouvé que les seules formations capables de générer des anomalies de ce type sont des granites pré-baïkalien au cas de l'anomalie de Muntele Mare et — respectivement — les roches banatiques au cas des anomalies de Bihor-Vlădeasa et Gilău est. En partant de ces premises, on postule l'existence d'un batholite formé de roches avec une composition intermédiaire-acide dont on lie toutes les manifestations banatiques des Monts Bihor et Vlădeasa et aussi d'un corps banatique de dimensions appréciables situé à la partie orientale des Monts Gilău. De plus on fait des précisions sur la forme, les dimensions et la position de ceux-ci, tout comme sur le batholite granitique de Muntele Mare. Les calculs interprétatifs exécutés par les auteurs permettent même leur contour quantitatif.

Les résultats présentés dans cet ouvrage permettent le contour des zones de perspective pour les minéralisations liées de ces manifestations éruptives, en contribuant à la fixation du cadre régional où celles-ci peuvent être trouvées.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse des anomalies gravimétriques des Monts Bihor-Gilău



Institutul Geologic al României

# SCHIȚA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE REGIONALE DIN MUNTII BIHOR-GILĂU

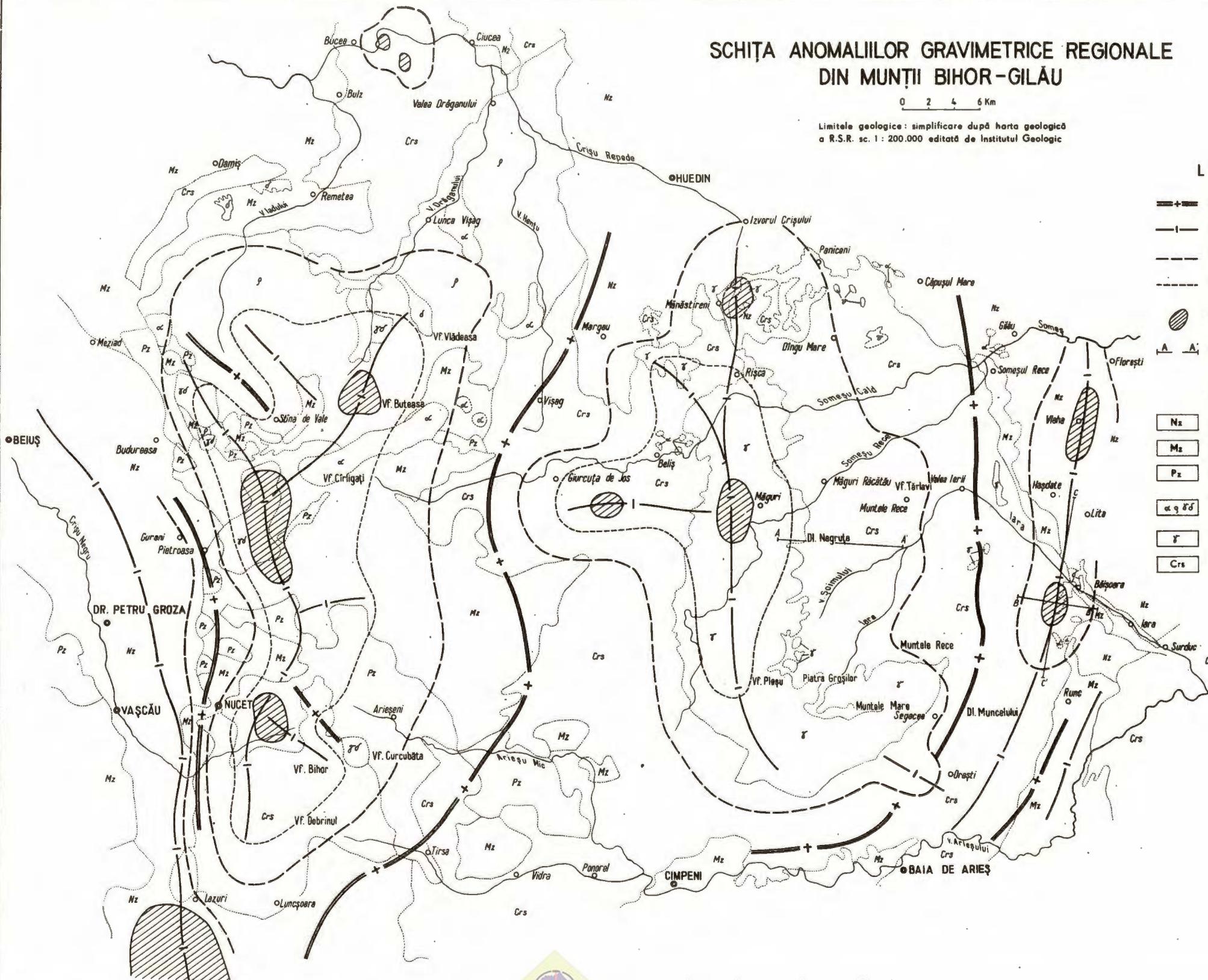
0 2 4 6 Km

Limitile geologice: simplificare după harta geologică  
a R.S.R. sc. 1 : 200.000 editată de Institutul Geologic**LEGENDA**

- Ax de maxim gravimetric**
- Ax de minim gravimetric**
- Limita anomaliei gravimetrice de minim regional**
- Limita zonei de apex a anomaliei gravimetrice**
- Zone de valori extreme a anomaliei de minim gravimetric**
- A-A'** Profil gravimetric

**FORMAȚIUNI GEOLOGICE**

Nz	Neozocic
Mz	Mezozoic
Pz	Paleozoic
$\alpha$ , $\beta$ , $\gamma$	Magmatite banatitice $\alpha$ =andezite, $\beta$ =riolite, $\gamma$ =granodiorite
T	Granite paleozoice
Crs	Cristalin



**REFLECTAREA ÎN ANOMALII GEOELECTRICE A STRUCTURILOR  
ERUPTIVE NEOGENE, PURTĂTOARE DE MINERALIZAȚII  
DE SULFURI COMPLEXE, DIN MUNTII METALIFERI<sup>1</sup>**

DE

**ERIKA LAZĂR, CLAUDIU LAZĂR<sup>2</sup>**

*Geological interpretation of geophysical data. Disseminated deposits. Complex sulphides. Porphyry copper. Eruptive structures. Electrometrical researches. Induced polarization method. Deposits prognosis. Brad-Săcărîmb field. Roșia field.*

**Abstract**

Reflection in Geo-electrical Anomalies of Neogene Eruptive Structure, Bearers of Mineralizations of Complex Sulphides in the Metaliferi Mountains. The increasing demands in the world market led to the intensification of researches as regards the revaluation of poor copper deposits. These types of mineralizations impose the study of two major problems concerning the economical importance and the large amount of rocks which must be detected.

The technique of geophysical research used up to now has demonstrated that the only methods able to solve directly the first problem are the electrometric ones, and among them especially the method of induced polarization. This affirmation is confirmed by the results of the research performed in the București and Rovina zones in the Hunedoara district as well as in Dealul Calvaria and Roșia-Poieni in the Alba district.

Cercetările geoelectrice, executate pe structurile eruptive neogene București, Rovina, Dl. Calvaria și Roșia-Poieni în decursul cîtorva ani, au condus la obținerea unor rezultate interesante din punct de vedere geofizic <sup>3,4,5,6</sup>.

<sup>1</sup> Susținută la al IX-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului în R.S.R., depusă și acceptată spre publicare la 31.I.1977.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.

<sup>3</sup> Cl. Lazăr, Erika Lazăr și E. Rusu. 1973. Arh. I.G.G. București.

<sup>4,5,6</sup> Cl. Lazăr și Erika Lazăr. 1974, 1975, 1976 Arh. I.G.G. București.

Structurile eruptive neogene la care ne vom referi se încadrează din punct de vedere administrativ în raza comunelor Bucureșci, județul Hunedoara (structurile Bucureșci și Rovina), Bucium, județul Alba (struc- tura Dl. Calvaria) și Roșia Montană, județul Alba (structura Roșia-Poieni) (fig. 1).

Din punctul de vedere geologic zonele care au fost cercetate geoelectric sunt constituite din formațiuni sedimentare cretacice, străbătute și

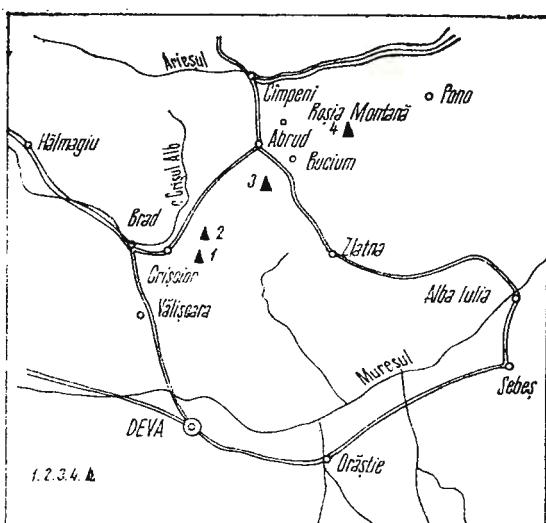


Fig. 1. — Schiță cu amplasarea perimetrelor.

1, Bucureșci ; 2, Rovina ; 3, Dl. Calvaria ; 4, Roșia-Poieni.

Esquisse avec l'emplacement des périmètres.

1, Bucureșci; 2, Rovina; 3, Dealul Calvaria; 4, Roșia-Poieni.

acoperite parțial de produse ale vulcanismului neogen. Aceste formațiuni au fost afectate de metamorfismul post-magmatic.

Formațiunile sedimentare sunt reprezentate prin depozite de fliș (marne, marne grezoase micacee curbicorticale, gresii și argile șistoase).

Formațiunile eruptive aparțin vulcanismului neogen din ciclul II, manifestat prin andezite de tip Barza. Vulcanitele reprezintă importante curgeri de lave, pe alocuri cu nivele subțiri piroclastice, generate și uneori străbătute de corpuri înrădăcinante.

Metamorfismul hidrotermal post-magmatic este definit prin două tipuri de alterație hidrotermală, de temperatură medie (silicifiere) și de temperatură scăzută (sericitizare).

Mineralizația s-a depus în două pulsații, prima, oxidică, reprezentată de hematită și magnetită, a doua, sulfidică, constituită din pirită, calcopirită, mai rar blendă și galenă. Pentru descrierea completă a acestor mineralizații nu există un termen real. În literatura de specialitate se folosesc termeni ca: grad scăzut de mineralizare; cupru porfiric; mineralizație diseminată etc. Toți acești termeni nu au întotdeauna un sens geologic. În discuțiile ce vor urma vom considera că mineralizația este dispersă în masa rocilor.

Constituția petrografică a rocilor eruptive purtătoare de mineralizații de sulfuri, proprietățile lor electrice contrastante în raport cu formațiunile sedimentare sau eruptive pe care le străpung parțial sau total, volumul pe care îl ocupă în subsol și adâncimea la care se găsesc situate, sunt factori care intervin simultan în măsurările electrometrice și care nu pot fi definiți decât printr-o cercetare geoelectrică complexă. De aceea pentru cercetarea structurilor eruptive din Munții Metaliferi s-a utilizat metoda potențialului natural, a rezistivităților aparente și a polarizației induse.

Metoda potențialului natural a fost aplicată pentru evidențierea mineralizațiilor de sulfuri cu continuitate electronică (volbură sau filoane). Complexitatea fenomenelor care produc potențiale naturale este compensată de simplitatea echipamentului și a tehnicii de măsură. Este suficient să amintim că multe anomalii de *PN* sunt cauzate de fenomenul de electrofiltrare și nu de mineralizațiile de sulfuri. Trebuie reținut faptul că absența unei anomalii de *PN* nu exclude prezența în subsol a mineralizației de sulfuri.

Metoda rezistivităților aparente nu poate separa roca mineralizată de cea nemineralizată în cazul în care aceasta este dispersă în masa rocilor și conținutul ei nu depășește 20 %. Gradul ridicat de dispersie nu modifică substanțial rezistivitatea rocii purtătoare. Dacă ținem însă cont că mineralizația de sulfuri a fost depusă ulterior punerii în loc a vulcanitelor neogene din soluțiile hidrotermale metalizante și că aceste soluții au transformat, în genere, roca, caolizând-o sau silicifiind-o, metoda se poate aplica la prospectarea indirectă a mineralizației. Rezistivitatea aparentă va evidenția zonele de intensă circulație hidrotermală prin anomalii de minimă pentru caolinizări și maxim pentru silificieri.

Cea mai caracteristică proprietate a depozitelor de sulfuri disperse este aceea că mineralele metalice cu conducție electronică sunt înglobate în material de rocă cu conducție ionică. În aceste condiții mediul este polarizabil și se poate aplica metoda polarizației induse.

Succesul metodei polarizației induse la conturarea zonelor mineralizate din Munții Metaliferi demonstrează capacitatea ridicată a metodei la detectarea directă a concentrațiilor foarte scăzute în sulfuri.

Din cercetările efectuate a reieșit că măsurările de polarizație indușă în domeniul de frecvență depind foarte mult de geometria dispozitivului de lucru. Astfel, determinările efectuate în varianta sondajelor electrice verticale (dispozitivele Wenner, dipol-dipol, dipol și pol-dipol)<sup>7</sup> și în varianta profilării electrice (dispozitivele dipol-dipol, pol-dipol și gradient) relevă superioritatea primelor la cartarea mineralizației de sulfuri complexe situate la adâncimi de peste 80 m (fig. 2).

Pornind de la aceste constatări, în cercetările geoelectrice efectuate prin metodele polarizației induse și rezistivităților aparente în domeniul de frecvență, am utilizat varianta sondajelor electrice dipol-dipol, la cinci nivele.

<sup>7</sup> Op. cit. 6.

Datele obținute s-au reprezentat grafic sub formă de secțiuni și hărți geoelectrice.

În continuare, vom prezenta cele mai semnificative rezultate obținute în urma cercetărilor efectuate pe fiecare din cele patru structuri eruptive neogene (Bucureșci, Rovina, Dl. Calvaria și Roșia-Poieni).

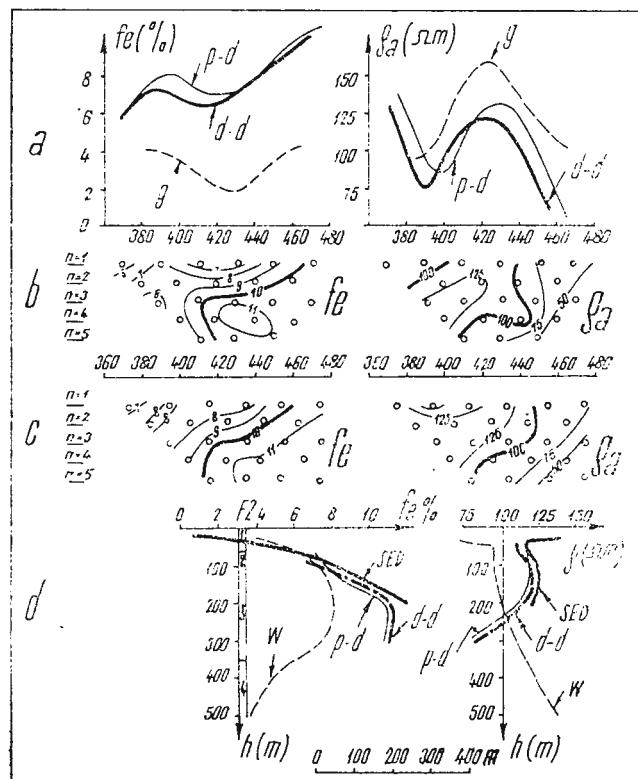


Fig. 2. — Reflectarea în anomalii electrometrice a mineralizației de sulfuri complexe.  
 a, metoda profilării electricc ; b, metoda sondajelor electrice cu dispozitivul dipol-dipol ; c, metoda sondajelor electrice cu dispozitivul pol-dipol ; d, metoda sondajelor electricc verticale ;  $f_e$ , efect de frecvență ;  $\delta_a$ , rezistivitate aparentă ; p-d, dispozitiv pol-dipol ; d-d, dispozitiv dipol-dipol ; g, dispozitiv gradient ; W, dispozitiv Wenner ; SED, sondaj electric vertical cu dispozitiv dipol-dipol simetric.

Réflexion dans les anomalies de la minéralisation des sulfures complexes.  
 a, méthode de profilation électrique ; b, méthode des sondages électriques à l'aide du dispositif dipôle-dipôle ; c, méthode des sondages électriques à l'aide du dispositif pôle-dipôle ; d, méthode des sondages électriques verticaux ;  $f_e$ , effet de fréquence ;  $\delta_a$ , résistivité apparente ; p-d, dispositif pôle-dipôle ; d-d, dispositif dipôle-dipôle ; g, dispositif gradient ; W, dispositif Wenner ; SED, sondage électrique vertical à dispositif dipôle-dipôle symétrique.

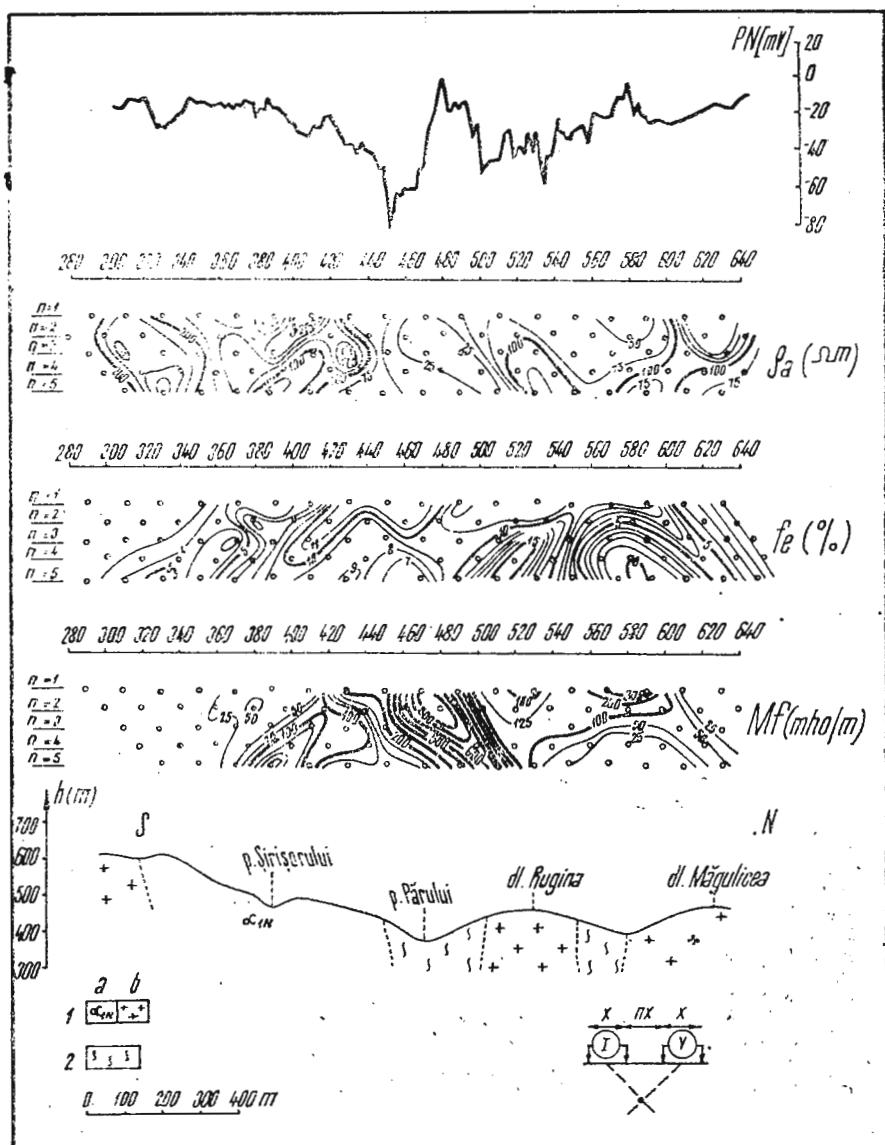


Fig. 3. — Cercetări geoelectrice pe profilul 16 — zona București.

1, andezite neogene, a = curgeri de lavă ; b = înrădăcinări ; 2, formațiuni sedimentare cretacee (șisturi marnoase-argiloase).

Recherches géo-électriques sur le profil 16 — zone București.

1, andésites néogènes, a = fuites de lave ; b = enracinements ; 2, formations sédimentaires crétacées (schistes inarneux-argileux).

În perimetru București lucrările s-au realizat de-a lungul a 11 profile orientate nord-sud.

Profilul 16<sup>8</sup>, (fig. 3), reprezentativ pentru zonă, traversează formațiuni eruptive neogene și sedimentare afectate de transformări hidrotermale de tipul propilitizări, sericitizări și argilizări.

În secțiunea  $\rho_a$  formațiunile sedimentare sunt reflectate prin valori mai mici de 100  $\Omega\text{m}$ , iar cele eruptive prin valori de peste 100  $\Omega\text{m}$ . Cind acestea suferă transformări de tipul argilizării, rezistivitatea aparentă scade pînă la 25  $\Omega\text{m}$ . Parametrii efect de frecvență (polarizație indușă) și factor metalic delimitizează foarte bine zona mineralizată prin valori de peste 5 % și respectiv 50 mho/m.

Mineralizarea este cantonată atît în formațiunile eruptive cît și în cele sedimentare.

Metoda potențialului natural evidențiază două arii anomale, în dreptul stațiilor 450 și 500. Aceste anomalii pot fi puse pe seama a două zone filoniene.

Harta rezistivității aparente la nivelul  $n = 1$  (fig. 4), reflectă, în plan orizontal, distribuția formațiunilor eruptive ( $\rho_a > 100 \Omega\text{m}$ ) și sedimentare ( $\rho_a < 100 \Omega\text{m}$ ). Transformările hidrotermale sunt reflectate prin valori de peste 300  $\Omega\text{m}$  silicifierile și pînă la 25  $\Omega\text{m}$  argilizările.

Aria de dispersare a mineralizației de sulfuri polimetalice este conturată prin valori mai mari de 5 % în harta efectului de frecvență la nivelul  $n = 1$  (fig. 5).

În zona Rovina<sup>9</sup> măsurătorile geoelectrice de teren au fost executate pe 13 profile orientate aproximativ nord-sud.

Pe profilul 200 (fig. 6), efectul de frecvență delimitizează zona mineralizată prin valori de peste 5 %, iar factorul metalic prin valori ce depășesc 5 mho/m. Se remarcă prezența mineralizației atît în corpul andezitic din Valea Dumbrăvița cît și în formațiunile de la contact (brechia mixtă și sedimentar). Rezistivitatea aparentă nu separă, prin valori anomale, sedimentarul argilos de eruptivul andezitic, acesta din urmă fiind intens transformat hidrotermal (caolinizat). Valorile de maxim rezistivometric din partea de nord a profilului sunt cauzate de faciesul grezos al formațiunilor sedimentare.

Măsurătorile de potențial natural nu reflectă existența unei mineralizații, slabele tendințe anomale reprezentând efecte superficiale.

Distribuția valorilor rezistivității aparente la nivelul  $n = 1$  (fig. 7) delimitizează, prin valori de sub 100  $\Omega\text{m}$ , formațiunile sedimentare argiloase și neogene caolinizate, și prin valori de peste 150  $\Omega\text{m}$ , sedimentarul microconglomeratic, de pe pîrîul Făgetului și grezos, din partea de nord a perimetrlului.

Harta efectului de frecvență la nivelul  $n = 1$ , ca și în cazul zonei București, conturează, prin valori de peste 5 %, (fig. 8), aria de dezvoltare

<sup>8</sup> Op. cit. 6.

<sup>9</sup> Op. cit. 5.

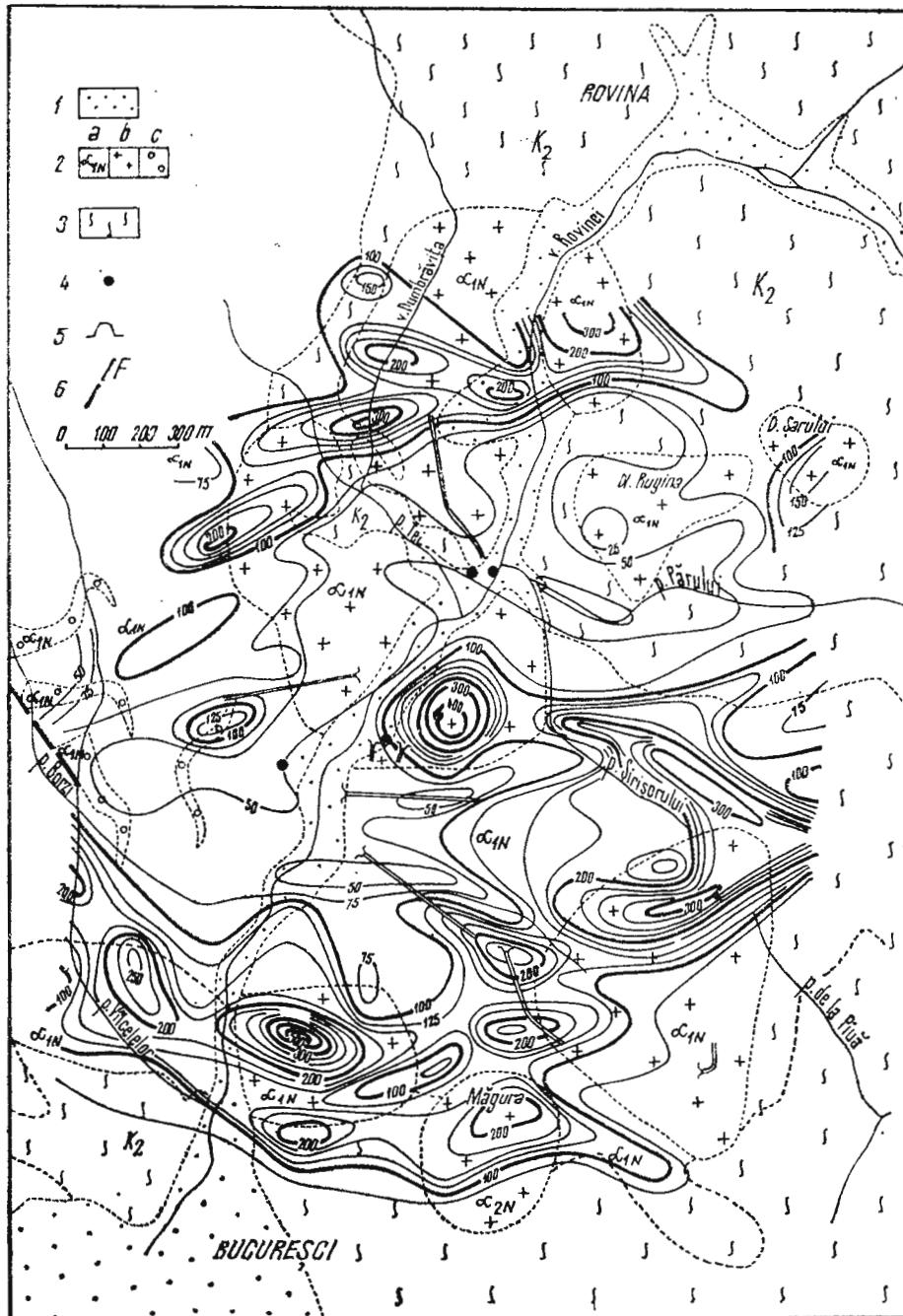


Fig. 4. — Harta distribuției valorilor rezistivității aparente la nivelul  $n = 1$  — zona București.  
 1, depozite sedimentare; 2, andezite neogene, a = curgeri de lavă; b, înrădăcinări; c = piroclastite; 3, formațiuni sedimentare cretacice; 4, foraje executate; 5, galerie executată; 6, faliie.  
 Carte de la distribution des valeurs de la résistivité apparente au niveau  $n = 1$  zone București.  
 1, dépôts sédimentaires; 2, andésites néogènes, a = fuites de lave; b, enracinements; c = pyroclastites; 3, formations sédimentaires crétacées; 4, forages exécutés; 5, galerie exécutée; 6, faille.

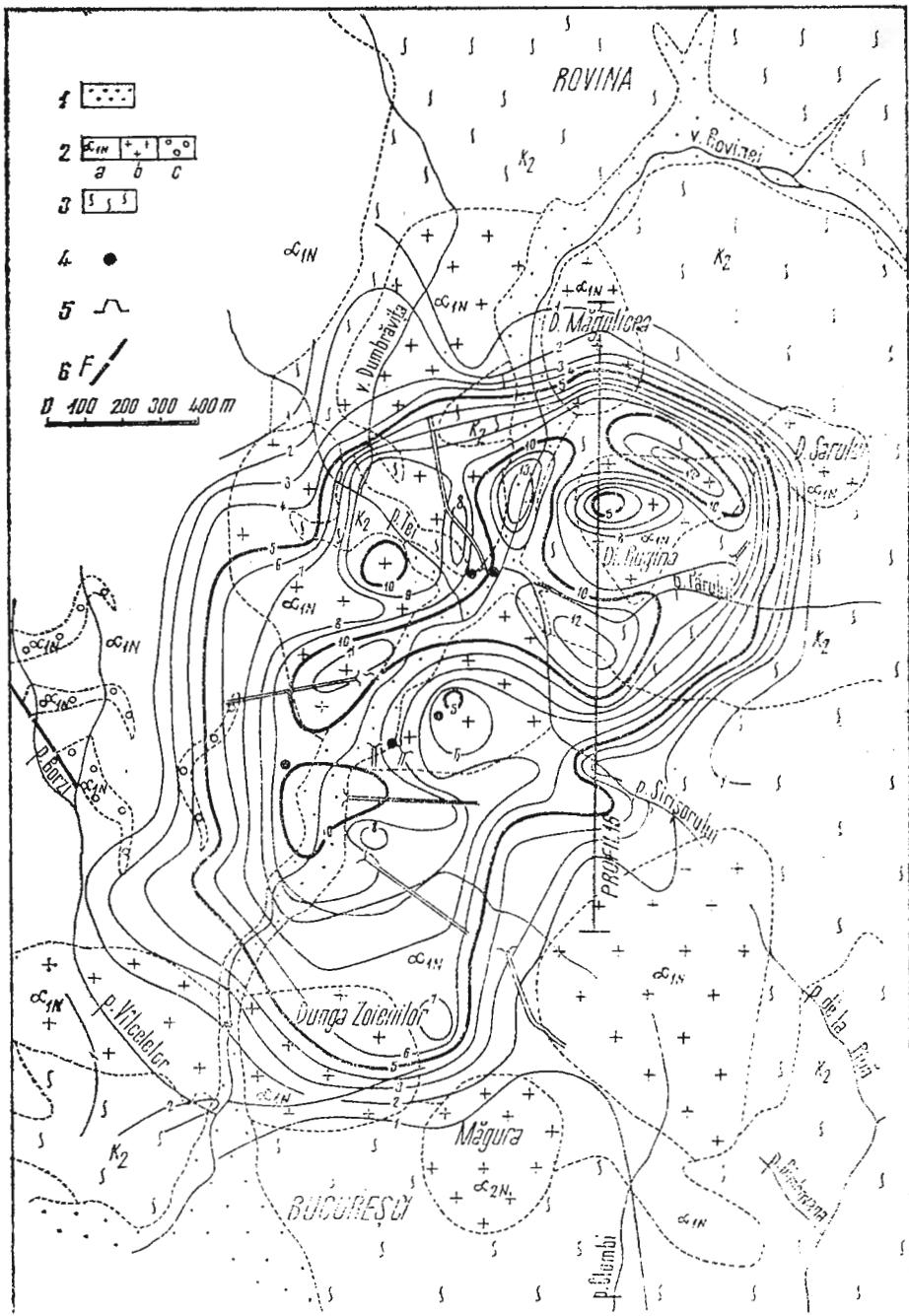


Fig. 5. — Harta distribuției valorilor efectului de frecvență la nivelul  $n = 1$  — zona București. 1, depozite cuaternare; 2, andezite neogene, a = curgeri de lavă, b = înrădăcinări; c = piroclastite; 3, formațiuni sedimentare cretacice; 4, foraje executate; 5, galerie executată; 6, failie. Carte de la distribution des valeurs de l'effet de fréquence au niveau  $n = 1$  — zone București. 1, dépôts quaternaires; 2, andésites néogènes; a = fuites de lave; b, enracinements; c = pyroclastites; 3, formations sédimentaires crétacées; 4, forages exécutés; 5, galerie exécutée; 6, faille.

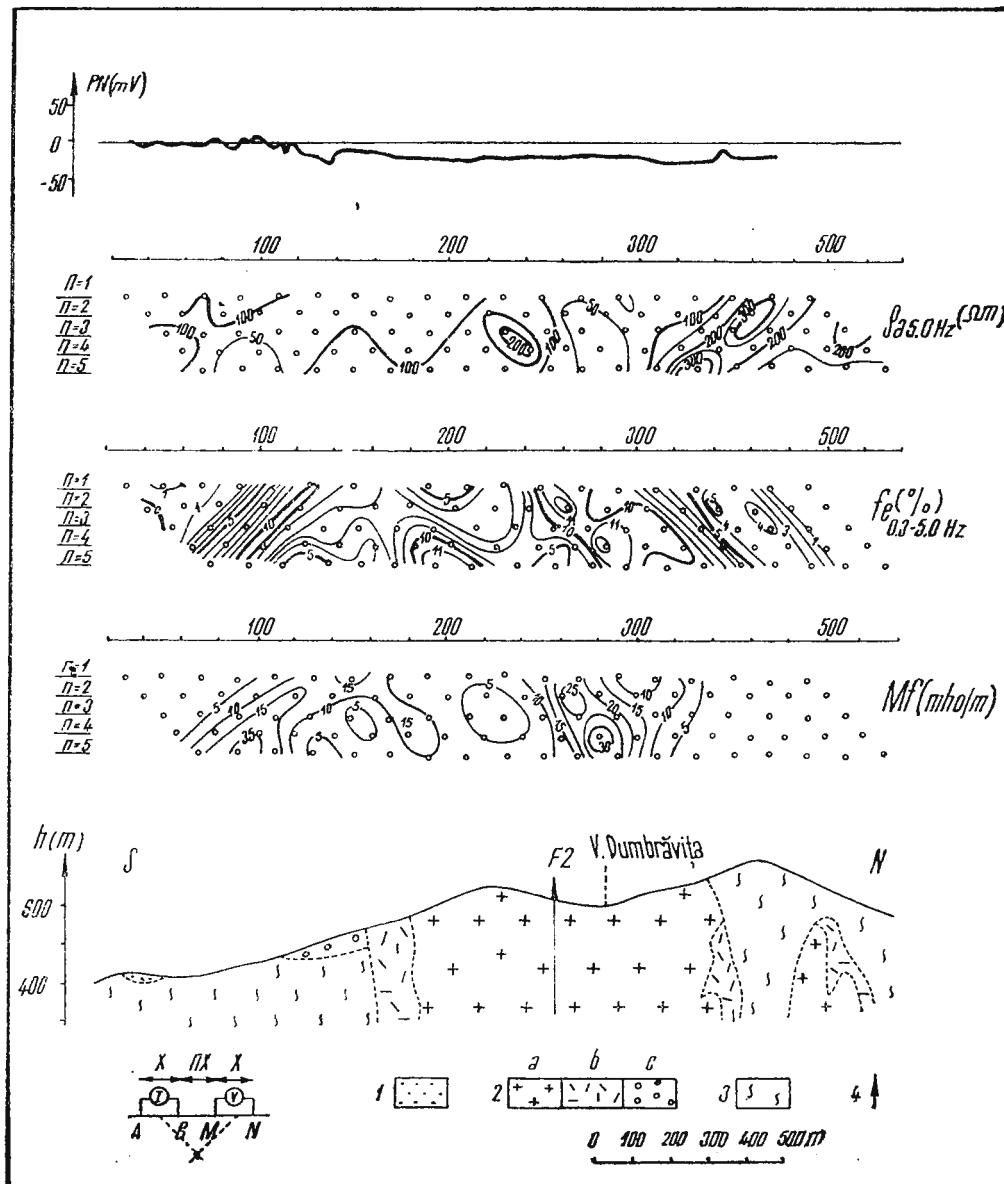


Fig. 6. — Cercetări geoelectrice pe profilul 200 — zona Rovina.

1, formațiuni cuaternare; 2, andezite neogene, a = înrădinări, b = breccie; c = piroclastite;  
3, formațiuni sedimentare cretacice; 4, foraj executat.

Recherches géo-électriques sur le profil 200 — zone Rovina.

1, formations quaternaires ; 2, andésites néogènes, a = enracinements ; b = brèche ; c = pyroclastites ; 3, formations sédimentaires crétacées ; 4, forage exécuté.

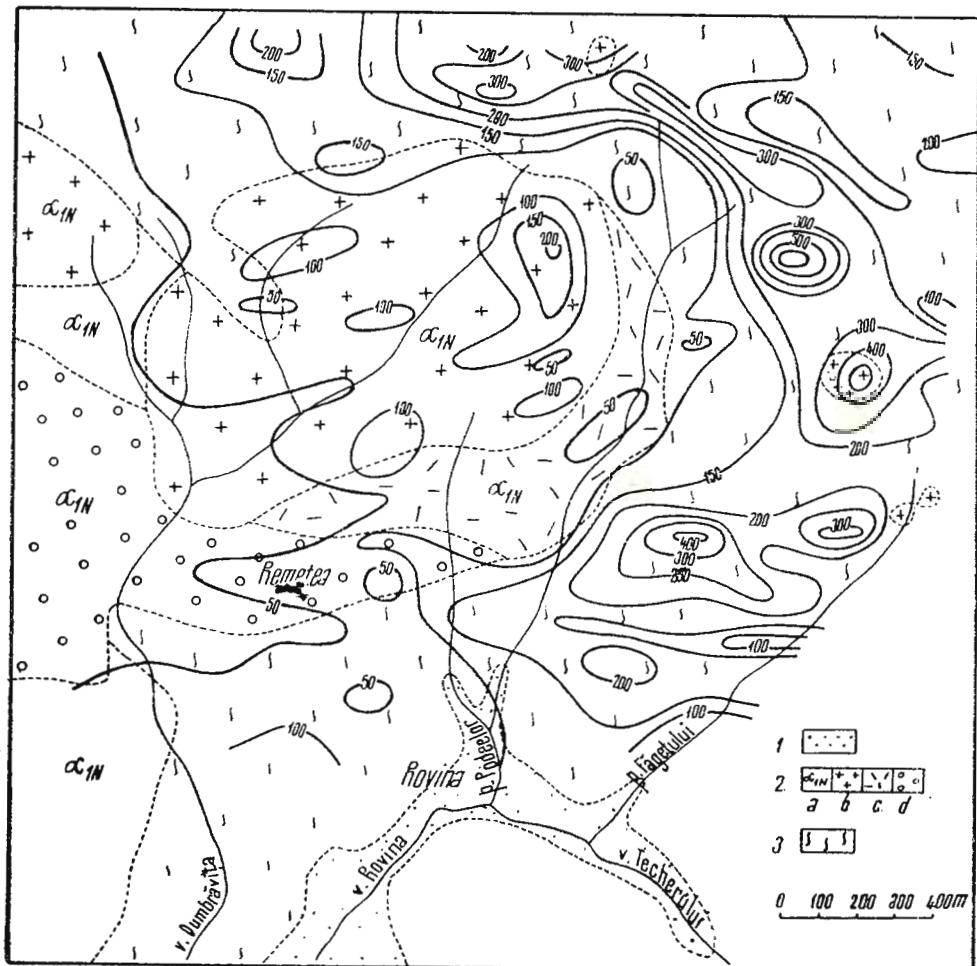


Fig. 7. — Harta distribuției valorilor rezistivității aparente la nivelul  $n = 1$  — zona Rovina.  
1, formațiuni cuaternare; 2, andezite neogene; a = curgeri de lavă, b = înrădăcinări, c = brecie, d = piroclastite; 3, formațiuni sedimentare cretacice.

Carte de la distribution des valeurs de la résistivité apparente au niveau  $n = 1$  — zone Rovina.  
1. formations quaternaires ; 2. andésites néogènes, a = fuites de lave ; b = enracinements ;  
c = brèche ; d = pyroclastites ; 3. formations sédimentaires crétacées.

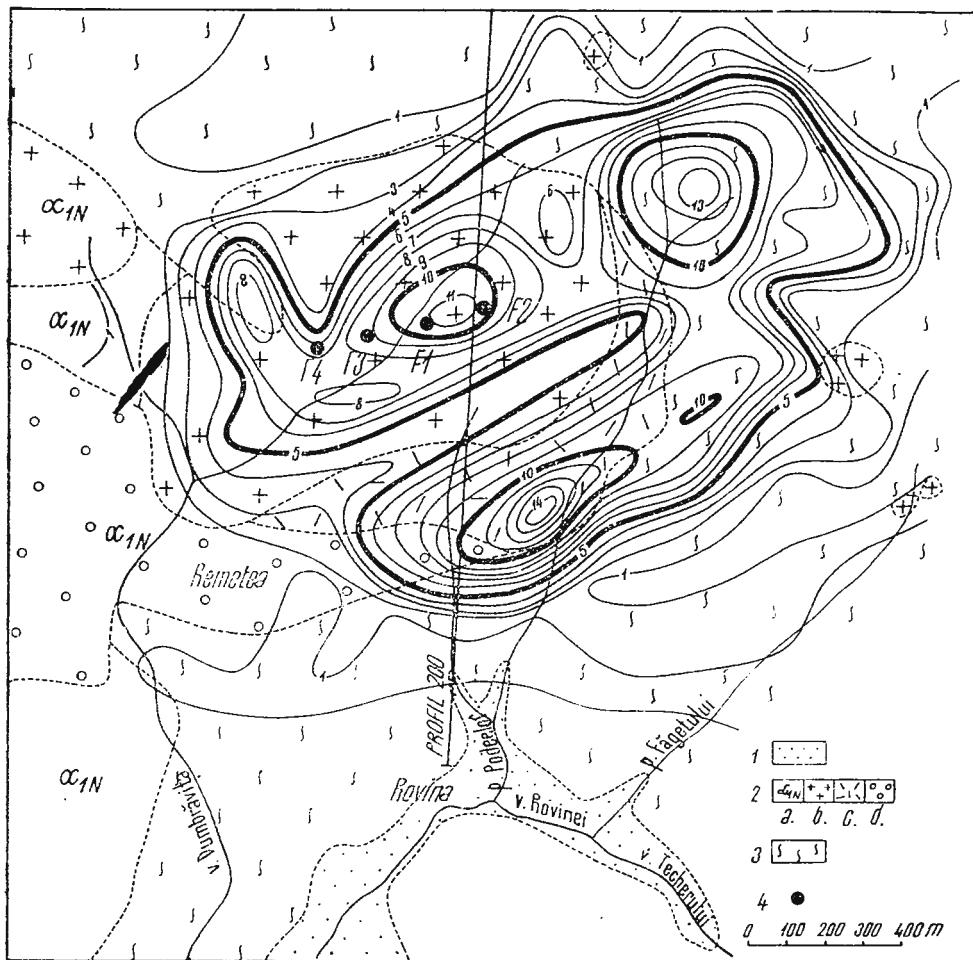


Fig. 8. — Harta distribuției valorilor efectului de frecvență la nivelul  $n = 1$  — zona Rovina.  
 1, formațiuni cuaternare ; 2, andezite neogene, a = curgeri de lavă, b = înrădăcinări, c = piroclastite ; 3, formațiuni sedimentare cretacice ; 4, foraje executate după propunerile autorilor.  
 Carte de la distribution des valeurs de l'effet de fréquence au niveau  $n = 1$  — zone Rovina.  
 1, formations quaternaires ; 2, andésites néogènes, a = fuites de lave, b = enracinements, c = brèche, d = pyroclastites ; 3, formations sédimentaires crétacées ; 4, forages exécutés d'après  
 les propositions des auteurs.

a mineralizației. Aceste valori sunt amplasate atât pe corpul andezitic, cât și pe sedimentarul și brecia mixtă de la contact.

În zona Dl. Calvaria aplicarea metodelor potențialului natural, rezistivităților aparente și polarizației induse (efect de frecvență) s-a făcut<sup>10</sup> de-a lungul unui singur profil. Rezultatele obținute sunt reprezentate grafic în figura 9.

Curba potențialului natural (*PN*) indică o largă zonă anomală între stațiile 10 și 36, generată de un sistem de fracturi și fisuri mineralizate. Efectul de frecvență evidențiază, prin valori de peste 5%, atât mineralizația cu continuitate electronică (depusă pe fisuri și fracturi), cât și aceea dispersă în masa rocilor. Din acest motiv aria anomală de maxim  $f_c$  este mult mai largă decât cea de *PN*.

Rezistivitatea aparentă separă în masa rocilor eruptive zonele transformate hidrotermal (caolinizate) prin valori de sub 50 Ωm. Sedimentarul, care în acest perimetru este de natură grezoasă, se manifestă prin valori de peste 200 Ωm.

În zona Roșia-Poieni s-au realizat măsurători<sup>11</sup> geoelectrice de-a lungul a 17 profile orientate NNE-SSV. Rezultatele obținute sunt prezentate sub formă de secțiuni, profile (fig. 10) și hărți geotectrice (fig. 11 și 12).

Curba variației potențialului natural de-a lungul profilului 180 (fig. 10) reliefăază o zonă anomală cu intensități de pînă la -300 mV, între stațiile 16 și 36. Această anomalie este dată de prezența unor concentrații de sulfuri, sub formă filoniană, în dreptul stațiilor 22 și 28. Extinderea zonei anomale este cauzată și de efecte de electrofiltrare facilitate de gradul ridicat de fisurare și alterare a rocilor eruptive.

Parametrul efect de frecvență (fig. 10), conturează, pe acest profil, o anomalie de maxim ( $f_c > 5\%$ ), care coincide cu aceea de *PN* și care este atribuită unei mineralizații, prezentă în masa rocilor eruptive sub formă de filonașe, volbură sau dispersă.

Rezistivitatea aparentă localizează transformările hidrotermale de tipul silicifierilor prin valori de peste 500 Ωm, iar cele de tipul argilizărilor prin valori de sub 100 Ωm (fig. 10). Distribuția valorilor rezistivității aparente la nivelul  $n = 1$  conturează destul de bine cele două tipuri de alterări hidrotermale (fig. 11). Formațiunile sedimentare se manifestă prin valori de pînă la 150 Ωm.

Polarizabilitatea aparentă delimită zonă, în harta distribuției valorilor efectului de frecvență la nivelul  $n = 1$ , aria de dispersie a mineralizației de sulfuri complexe în rocile eruptive (fig. 12).

După prezentarea rezultatelor obținute pe cele patru structuri putem afirma că :

Metoda potențialului natural nu răspunde problemei de a detecta volume mari de rocă cu mineralizație dispersă. Anomaliiile obținute pe astfel de zone sunt cauzate de existența unor concentrații de sulfuri com-

<sup>10</sup> Op. cit. 4.

<sup>11</sup> Op. cit. 4.

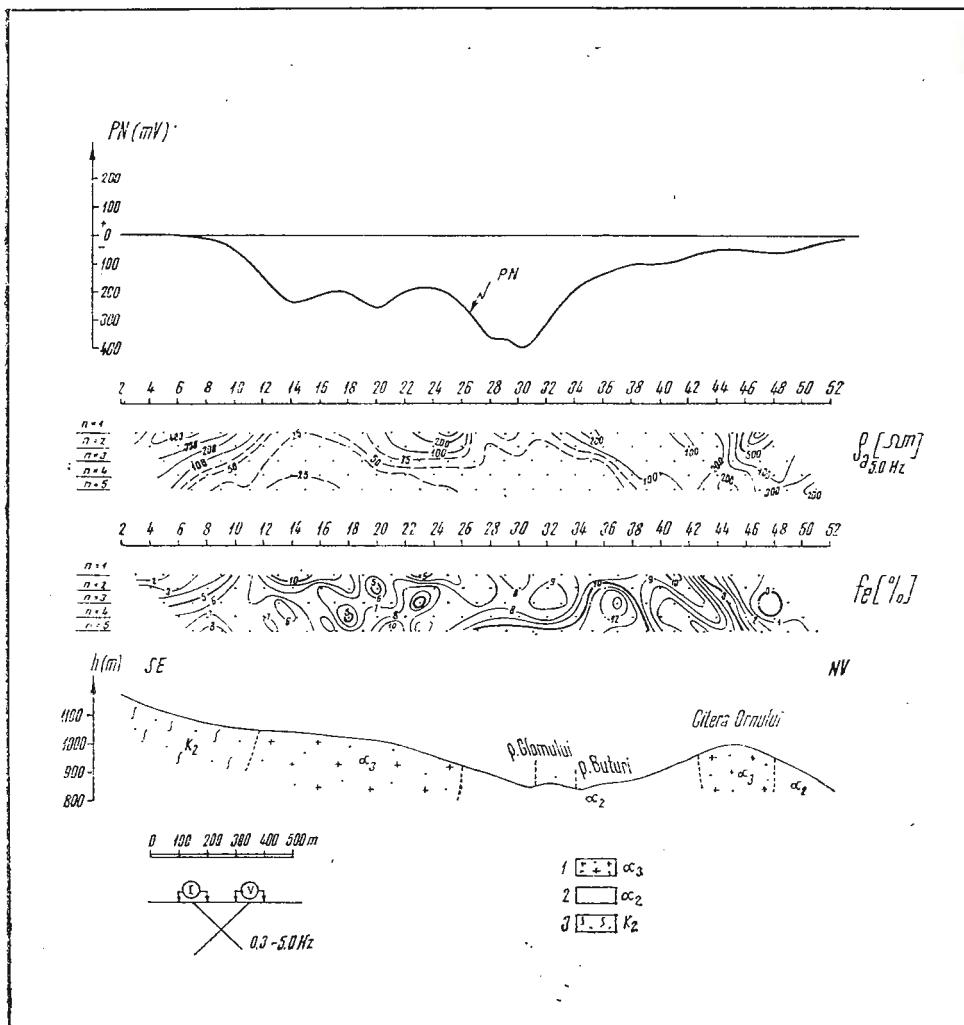


Fig. 9. — Cercetări geoelectrice executate pe profilul D1. Calvaria.

1, andezite neogene de Vilcoi ; 2, andezite neogene de Fundoaia ; 3, formațiuni sedimentare cretacice.

Recherches géo-électriques exécutées sur le profil Dealul Calvaria.

1, andésites néogènes de Vilcoi ; 2, andésites néogènes de Fundoaia ; 3, formations sédimentaires crétacées.

plexă de-a lungul unor fracturi sau fisuri, mineralizație ce prezintă continuitate electronică. De asemenea anomaliiile mai pot fi generate și de fenomenul de electrofiltrare, fenomen frecvent în zonele unde roca prezintă un grad sporit de fisurărie și alterare hidrotermală.

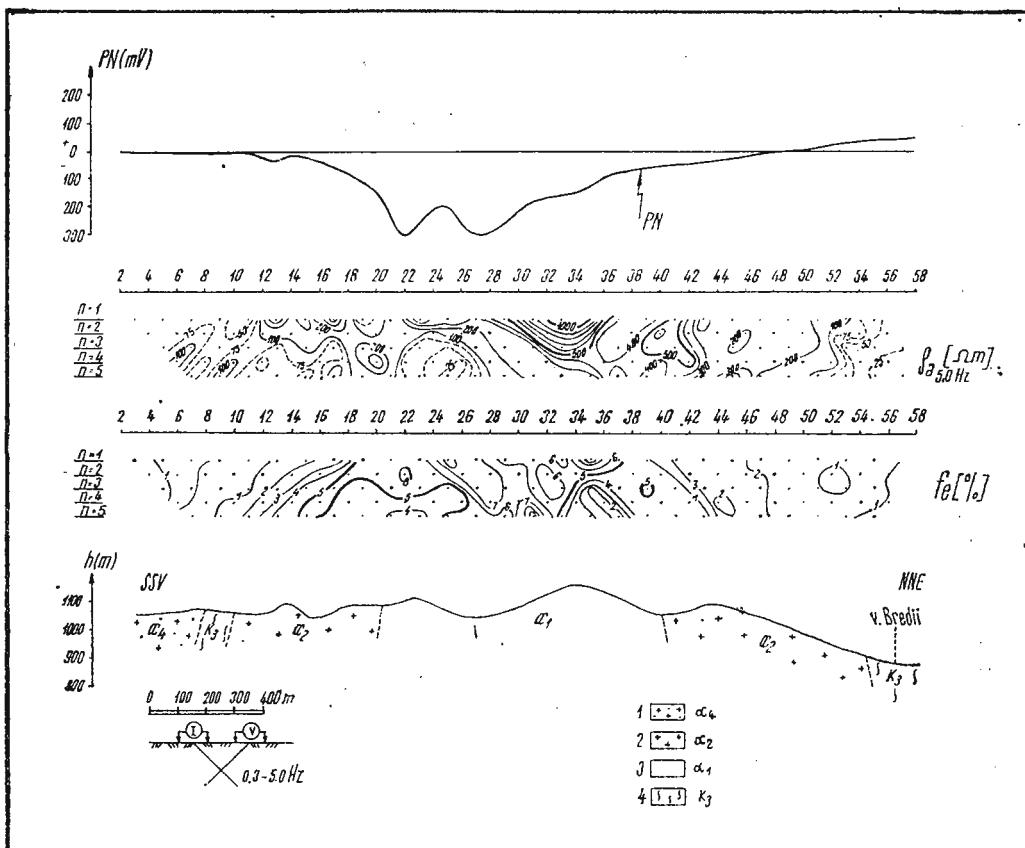


Fig. 10. — Cercetări geoelectrice pe profilul 180 — zona Roșia-Poieni.  
 1, andezite neogene de Vîrși ; 2, andezite neogene de Fundoaia ; 3, andezite neogene de Poieni ;  
 4, formațiuni sedimentare cretacice.

Recherches géo-électriques sur le profil 180 — zone Roșia-Poieni.

1, andésites néogènes de Vîrși ; 2, andésites néogènes de Fundoaia ; 3, andésites néogènes de Poieni ; 4, formations sédimentaires crétacées.

Metoda rezistivităților aparente nu este capabilă să separe, prin anomalii, roca mineralizată de cea nemineralizată, deoarece conținutul în sulfuri complexe a structurilor studiate este destul de mic, mineralizația fiind aproape uniformă dispersată în masa rocii. Această metodă, în astfel

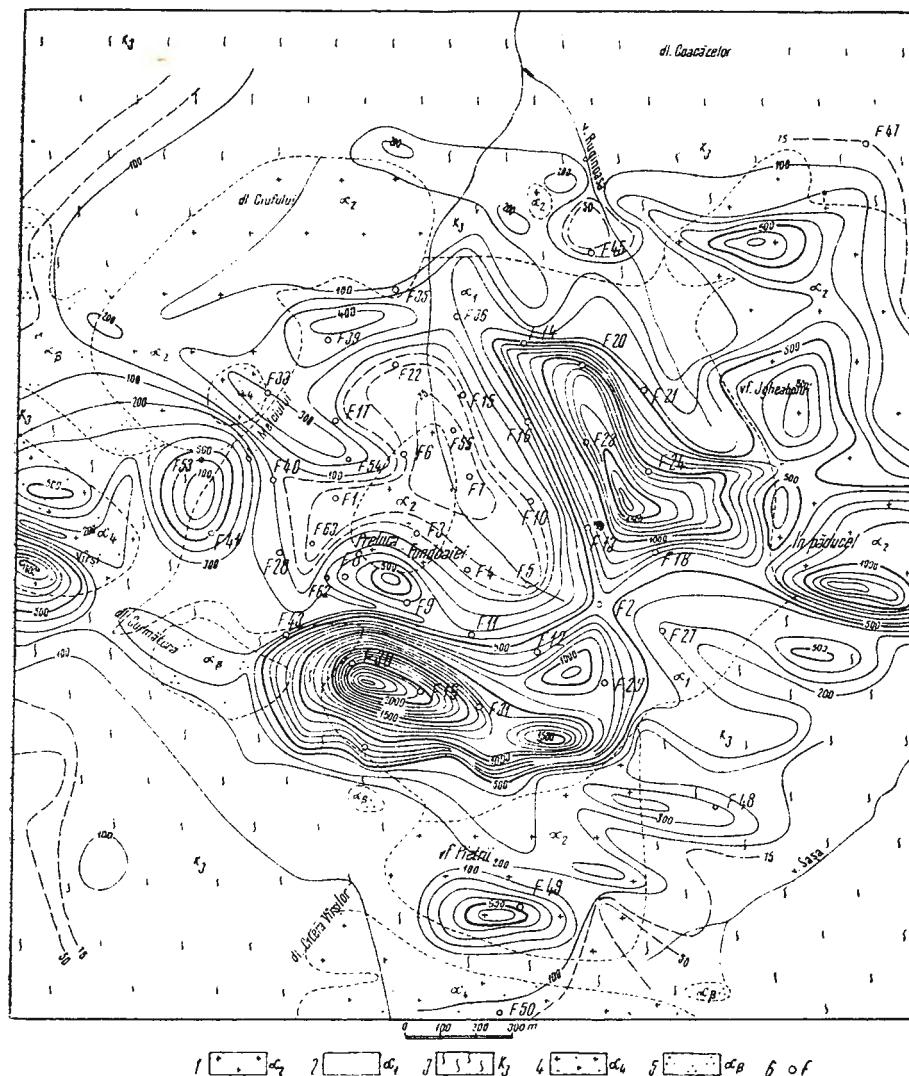


Fig. 11. — Harta distribuției valorilor rezistențării aparente la nivelul  $n = 1$  — zona Roșia-Poieni.

1, andezite neogene de Fundoaia ; 2, andezite neogene de Poieni ; 3, formațiuni sedimentare cretacice ; 4, andezite de Virși ; 5, andezite de Rotunda ; 6, foraje executate.

Carte de la distribution des valeurs de la résistivité apparente au niveau  $n = 1$  — zone Roșia-Poieni.

1, andésites néogènes de Fundoaia ; 2, andésites néogènes de Poieni ; 3, formations sédimentaires crétacées ; 4, andésites de Virși ; 5, andésites de Rotunda ; 6, forages exécutés.

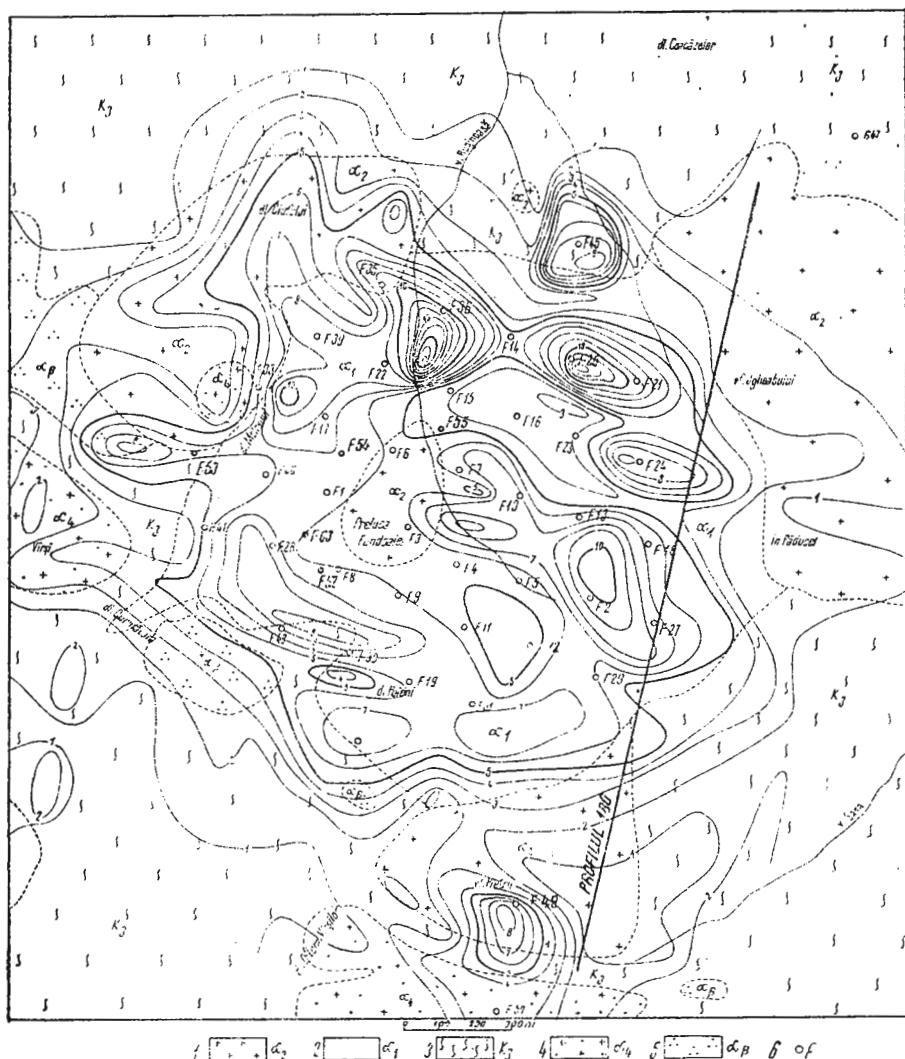


Fig. 12. — Harta distribuției valorilor efectului de frecvență la nivelul  $n = 1$  — zona Roșia-Poieni.

1, andezite neogene de Fundoaia ; 2, andezite neogene de Poieni ; 3, formațiuni sedimentare cretacice ; 4, andezite de Virși ; 5, andezite de Rotunda ; 6, foraje executate.

Carte de la distribution des valeurs de l'effet de fréquence au niveau  $n = 1$  — zone Roșia-Poieni. 1, andésites néogènes de Fundoaia ; 2, andésites néogènes de Poieni ; 3, formations sédimentaires crétacées ; 4, andésites de Virși ; 5, andésites de Rotunda ; 6, forages exécutés.

de cazuri, nu este capabilă să separe nici formațiunile eruptive de cele sedimentare. Circulația soluțiilor metalizante a afectat în așa grad formațiunile eruptive încit ele se pot manifesta prin valori de sub 100  $\Omega\text{m}$ , cind sunt caolinizate, sau peste 500  $\Omega\text{m}$  cind sunt silicificate.

Metoda polarizației induse s-a dovedit a fi cea mai eficientă în ceea ce privește conturarea unor zăcăminte sărace în sulfuri complexe. Aceasta reușește ca, prin valori de peste 5%, să localizeze aria de dispersie a rocilor minaralizate în masa vulcanitelor neogene și a formațiunilor sedimentare adiacente. Anomalile mai intense ( $f_e > 8\%$ ), indică zone unde mineralizația este mai bogată (de tip filonian sau volbură). Amplasarea lor la periferia corpuri vulcanice sau subvulcanice (fig. 5, 8 și 12), este justificată dacă ținem seama că prin punerea în loc a acestor corpuri roca adiacentă a fost fisurată și fracturată. Ulterior pe aceste zone de minimă rezistență au circulat soluții metalizante depunîndu-se, totodată, și minerale de sulfuri.

Lucrările miniere și de foraj executate pînă în prezent în cele patru zone, și figurate pe hărțile respective, atestă existeră unei mineralizații de sulfuri complexe sărace, pe aria de dezvoltare a anomalilor de polarizație indusă. Mai mult, aceste lucrări au arătat că, în general, anomalilor intense de efect de frecvență ( $f_e > 10\%$ ) le corespund în adîncime, cel puțin pe primii 100 m, zone bogate în pirită. La adîncimi mai mari concentrația în calcopirită crește în detrimentul piritei.

## BIBLIOGRAFIE

- Fountain K. D., (1968) Geophysics applied to the exploration and development of copper and molybdenum deposits in British Columbia, Canad. *in and. Metall. Bull.*
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Etude géologique minière des Monts Métallifères. *An. Inst. geol. Rom.* Tome XXI, București.
- Gavăt I., Botezatu R., Visarion M. (1973) Interpretarea geologică a prospectiunilor geofizice. *Ed. Acad. R.S.R.* București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. *Ed. Acad. R.S.R.* București.



## LA RÉFLEXION DANS LES ANOMALIES GÉOÉLECTRIQUES DES STRUCTURES ÉRUPTIVES NÉOGÈNES, AVEC DES MINÉRALISATIONS DE SULPHURES COMPLEXES, DES MONTS METALIFERI

(Résumé)

Les demandes croissantes de cuivre au marché mondial ont conduit à l'intensification des recherches en vue du dépistage et de la valorisation des dépôts cuprifères pauvres.

Du même domaine font partie aussi les travaux exécutés sur les structures éruptives néogènes de Bucuresci et Rovina du district de Hunedoara et dans Dealul Calvaria et Roșia-Poieni du district de Alba.

Les résultats obtenus à la suite des recherches géoélectriques par les méthodes de la polarisation induite et des résistivités au domaine de fréquence et du potentiel naturel ont relevé l'applicabilité augmentée de la méthode de la polarisation induite pour la détection des minéralisations de sulfures polymétalliques associées aux roches éruptives néogènes. La méthode de la polarisation naturelle et des résistivités contribue à l'établissement de quelques accidents tectoniques et des zones transformées du point de vue hydrothermal.

En même temps, les recherches entreprises ont démontré que la réflexion de la minéralisation disséminée dans les anomalies de polarisation induite, dépend de la géométrie et des paramètres du dispositif.

Ces études ont conduit à l'établissement de la méthodologie optimale, pour la prospection des minéralisations des sulfures disséminées associées à l'éruptif néogène des Monts Metaliferi et au contour des aires de perspective intéressantes pour l'industrie minière.



METODĂ EXPEDITIVĂ DE FLUORESCENȚĂ X  
PENTRU DETERMINAREA CONTINUTURILOR MICI ÎN CUPRU,  
UTILIZÎND APARATURĂ PÖRTABILĂ ROMÂNEASCĂ<sup>1</sup>

DE

MARGARIT DUICU, LIVIU FLORIAN POP<sup>2</sup>

X ray fluorescence. Geophysical apparatus. New apparatus. Copper. Rapid determination methods.

### Abstract

Efficient Method of X Fluorescence for the Determination of Small Contents of Copper, by Using a Romanian Portable Apparatus. The use of X-ray fluorescence technique to the copper content (0,40 % average content) and 3–7% iron content ores is described.

A portable X-ray analysor (POXA-4S) was used. The excitation of copper X  $K\alpha$  ray was produced by means of a 15 mCi  $^{238}\text{Pu}$  source. The selection of X-rays according to their energies before their detection was performed by means of Ni–Co absorption filters, while after their detection, by an analysis of the pulse amplitudes. Measurements for iron by using Mn–Cr filters and a corresponding optimum gain were also performed.

Finally by using a  $C_{\%Cu} = f(\Delta I_{Cu}, \Delta I_{Fe})$  plot (fig. 6) a satisfactory correction for the iron matrix effect was obtained. Surface and inhomogeneity effect corrections were performed by the classic technique.

For copper contents in the range 0,02–0,80 %, errors of  $\pm 0,02$ – $0,07$  % Cu were obtained in comparison with the chemical analysis results (an error of  $\pm 0,04$  % Cu in 94,34 % cases).

The method described is rapid (10 minutes per measurement), and precise which made it suitable for a large range of uses.

### INTRODUCERE

În prezent, atât pe plan mondial cât și în țara noastră, se pune insistent problema explorației zăcămintelor sărace, zăcăminte ce au concentrații scăzute în element util, dar ale căror rezerve importante fac posibilă

<sup>1</sup> Comunicare susținută în ședința din 29.XI.1977, predată la 20.XII.1977 și acceptată pentru publicare la 24.IV.1978.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică București, str. Caransebeș nr. 1, sector 1.



exploatarea în condiții de rentabilitate economică. În asemenea situații se întimplă dificultăți în adoptarea unor metode de analiză pentru conținuturi mici și foarte mici în element util, metode care să fie concomitent precise și expeditive (practic aceste cerințe sunt antagoniste, cercetătorului revenindu-i sarcina de a stabili un compromis optim între ele). Dacă metodele de analiză se pot efectua și în condiții de șantier, utilizând o aparatură portabilă, eficiența economică a explorării și exploatarii zăcământului sporește considerabil. Investigațiile teoretice și experimentale, ce constituie obiectul prezentei lucrări, se inseră în direcțiile acestei problematici. Utilizând radiațiile X de fluorescentă produse prin excitare cu ajutorul radioizotopilor, s-a stabilit o metodă expeditivă pentru determinarea conținuturilor mici în cupru, utilizând aparatul portabil de construcție românească POXA-4S (produs la Institutul de fizică și inginerie nucleară) și s-a elaborat un procedeu original pentru eliminarea efectelor perturbante, îmbunătăținându-se astfel acuratețea metodei.

### **Principiul metodei**

Dintre numeroasele metode de geofizică nucleară bazate pe interacțunea radiațiilor gama cu substanța rocilor și minereurilor (a se vedea clasificarea lui O c i k u r), pentru determinarea rapidă și în condiții de teren a compoziției mineralizațiilor sărăce sunt indicate metodele de analiză prin spectrometria radiațiilor X de fluorescentă, probele de analizat fiind excitate cu ajutorul radioizotopilor. Aceste metode au la bază separarea și măsurarea fluxului de radiații X caracteristice, emise de atomii substanței de analizat, atunci cînd aceștia sunt excitați cu radiații ale căror energii sunt alese corespunzător pentru obținerea unui randament de fluorescentă optim.

Eficiența maximă pentru expulzarea electronilor și emisia liniei spectrale caracteristice a unei anumite radiații X de fluorescentă se obține atunci cînd energia radiației incidente este apropiată (dar puțin mai mare) de energia corespunzătoare discontinuității de absorbție a unui anumit nivel al elementului urmărit (ceea ce este totușa cu a spune că energia fotonului incident trebuie să fie ceva mai mare decît energia de legătură a electronilor de pe nivelul respectiv). Deci alegerea energiilor surselor excitatoare trebuie să se efectueze ținându-se în primul rînd cont de acest considerent.

În prima etapă spectrometria radiațiilor X de fluorescentă s-a dezvoltat prin metodologii ce prezintă similitudini cu spectrometria optică. Aceste metode utilizează pentru excitarea fluorescentei X tuburi catodice, selecția de energie realizându-se prin difracție sau refracție, măsurându-se succesiv fascicule de radiație monoenergetice.

În ultimele două decenii s-au elaborat metodologii ce prezintă similitudini cu spectrometria radiațiilor gama. Se utilizează surse radioactive și detectoare cu proprietăți selective (de Si Li sau Ge Li). Selecția de energie se efectuează fie înainte de detecția radiației (prin filtrare), fie după detecție (prin analiza amplitudinii impulsurilor), fie combinat. Aceste



metodologiei simplifică aparatul (prin eliminarea tuburilor și dispozitive-elor „optice” de selecție), oferind totodată, posibilitatea analizării simultane a mai multor elemente. În aceste metode excitarea cu surse radioizotopice de fotoni gamma sau X se aplică pentru energii ce depășesc 2 KeV, cele mai bune randamente obținându-se în domeniul energetic 5–50 KeV. Numărul mare de astfel de surse utilizate ușual a permis acoperirea unui

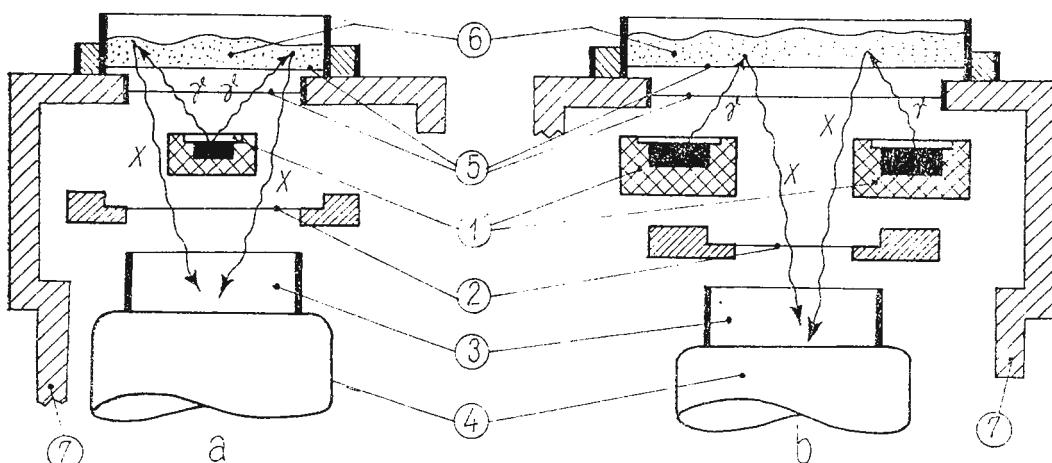


Fig. 1. — Aranjamente sursă-probă-detector utilizate la aparatul portabil de analiză prin fluorescență X : a = sursă cu poziție centrală ; b = sursă inelară.

1, sursă și port-sursă cu fereastră de beriliu (sau oțel) ; 2, filtru de absorție ; 3, scintilatorul de NaI (Tl) ; 4, fotomultiplicatorul ; 5, foile myllar permeabile la radiații X moi ; 6, probă de analizat ; 7, ecran de plumb.

Arrangements source-preuve-détecteur employés à l'appareil portable d'analyse par la fluorescence X ; a = source à position centrale ; b = source annulaire.

1, source et port source à fenêtre de beryllium (ou acier) ; 2, filtre d'absorption ; 3, scintillateur de NaI (Tl) ; 4, photomultiplicateur ; 5, feuilles myllar perméables aux radiations X molles ; 6, preuve à analyser ; 7, écran de plomb.

domeniu larg de energii de excitare, permitînd analizarea unei game largi de elemente, cît și stabilirea unor criterii optime de selectare a surselor, în scopul obținerii unui randament de fluorescență maxim. În tabelul 1 sunt redată caracteristicile cîtorva astfel de surse precum și domeniul lor de aplicare.

Pentru excitarea radiației  $X_{K\alpha}$  a cuprului (8,047 KeV) mai frecvent se utilizează sursele de  $^{238}\text{Pu}$  și  $^{3}\text{H}/\text{Zr}$ . Constructiv sunt mai frecvente două tipuri de surse : surse cu poziție centrală (cu sau fără fereastră de oțel, beriliu etc.) și surse inelare (fig. 1).

La aparatul portabilă, neputîndu-se utiliza detectori cu semiconductori cu mare putere de rezoluție de tip Si Li sau Ge Li (aceștia necesitînd voluminoase echipamente criogenice validate, de exemplu cel cu Si Li

funcționează la sub  $77^{\circ}\text{K}$  și  $10^{-6}$  torr), cel mai frecvent folosiți sint detecto-rii de scintilație din NaI(Tl). Deoarece acest tip de detectori au rezoluție relativ modestă, pentru separarea radiațiilor X caracteristice de contribu-ția liniilor spectrale învecinate, se execută măsurători succesive cu filtre de absorbție echilibrate. De regulă se utilizează două filtre (unul de tip „trece jos”, altul de tip „trece sus”), obținindu-se o selecție de bandă relativ îngustă — practic se poate ajunge la separarea unei singure linii spectrale. Caracteristicile de transmisie ale celor două filtre se aleg astfel încât acestea să difere doar în „fereastra” ce incadrează radiația de fluorescență vizată (practic filtrele se construiesc din elemente ce au energiile discontinuităților de absorbție  $K_{ab}$ ,  $L_{Iab}$ ,  $L_{IIab}$ ,  $L_{IIIab}$  etc. de o parte și de alta a energiei caracteristice radiatiei X de fluorescență urmărite). În figura 2 s-a schematizat principial funcționarea filtrelor de absorbție pentru cazul cînd se urmărește separarea liniei spectrale  $X_{K\alpha}$  a cuprului pe un amestec ipotetic de Mn, Fe, Co, Ni, W, Cu, Zn, Ga, Au și Ge.

În tabelul 2 sunt redate caracteristicile cîtorva astfel de perechi de filtre.

Metodica de lucru propriu-zisă constă în a determina dependența între vitezele de numărare obținute pentru  $X_K$  (sau  $X_L$ ) a elementului de analizat și conținuturile  $C_e\%$  în același element, adică trasarea unor curbe de calibrare de tipul :

$$\Delta I = f_e (C_e \%) \quad (1)$$

unde :

—  $\Delta I = I_B - I_A$  este viteza de numărare înregistrată pentru linia  $X_K$  (sau  $X_L$ ) a elementului „e”;

—  $I_B$  este viteza de numărare înregistrată cu filtrul „trece sus” (numit astfel deoarece filtrul B lasă să treacă spre detector radiațiile X sosite din probă pînă la un prag aflat imediat deasupra radiației  $X_K$  sau  $X_L$  a elementului căutat);

—  $I_A$  este viteza de numărare înregistrată cu filtrul „trece jos” (filtrul A lasind să treacă radiațiile X numai pînă la un prag aflat imediat sub energia susmenționată, pe celelalte absorbîndu-le).

Dispersia norului de puncte prin care se trasează curba de calibrare poate fi mai mare sau mai mică, funcție de următorii factori perturbanți, datorăi matricii în care este înglobat elementul urmărit :

— variația granulației și variația distribuției inițiale a elementului urmărit în interiorul particulelor probei au ca rezultat aşa numitele „efekte ale neomogenității”;

— variațiile de compoziție ale probei provoacă aşa numitele „efekte de matrice” sau „efekte inter-element”, denumite astfel deoarece sint datorate prezenței, în matricea probei, a unor elemente „parazite”, ale căror radiații  $X_K$ ,  $X_L$  etc. sint apropiate de cele ale elementului de analizat (sau care au discontinuități de absorbție care se interferează energetic cu radiațiile de fluorescență ale elementului urmărit).

La acestea se mai adaugă și faptul că, din punct de vedere tehnic, obținerea unor filtre de absorbție perfect echilibrate este foarte dificilă,



TABELUL 1  
Caracteristicile unor surse radioizotopice utilizate pentru excitarea radiației X de fluorescență

Sursa	Tipul radiației	Energia radiației [KeV]	Factor de emisie [foton/l. dezint.]	Activitate caracteristică	Flux total în $2\pi$ [foton/sec.]	Timp de înjuncațiere	Aplicații (elementul și radiația X de fluorescență)
$^{56}\text{FeK}$ (Fier 55 K)	Rad $\text{X}_\text{K}-\text{Mn}$	5,9	0,15	1÷5 m Ci	$3 \times 10^6 \div 1,5 \times 10^7$	2,7 ani	$\text{V}_\text{K}, \text{V}_\text{K}$
$^{3}\text{H}/\text{Zr}^*$ (Tritiu/Zirconiu)	Radiație de frinare	2÷12	$4 \times 10^{-5}$	$1 \div 3 \text{ Ci}$ $15 \text{ Ci}^*$	$7 \times 10^5 \div 2,2 \times 10^6$ $1,1 \times 10^7$	12,6 ani	$\text{Fe}_\text{K}, \text{Ca}_\text{K}, \text{Mn}_\text{K}, \text{Ni}_\text{K}$
$^{238}\text{Pu (L)}$ (Plutoniu 238 L)	Rad $\text{X}_\text{L}-\text{U}$	12÷21	0,1	10÷30 m Ci	$1,8 \times 10^7 \div 5,5 \times 10^7$	86 ani	$\text{Pb}_\text{L}, \text{W}_\text{L}, \text{Zn}_\text{K},$ $\text{Cu}_\text{K}, \text{Ni}_\text{K}, \text{Fe}_\text{K},$ $\text{Mn}_\text{K}, \text{Cr}_\text{K}, \text{Co}_\text{K}$
$^{147}\text{Pm}/\text{Al}$ (Prometeiu 147 pe aluminiu)	Radiație de frinare	10÷100	$2 \times 10^{-3}$	$0,5 \div 1 \text{ Ci}$	$1,8 \times 10^7 \div 3,7 \times 10^7$	2,6 ani	$\text{Sn}_\text{K}, \text{Ag}_\text{K}, \text{W}_\text{K},$ $\text{Ba}_\text{K}, \text{Mo}_\text{K}$
$^{247}\text{AmL}^{**}$ (Americiu 241 L)	Rad $\gamma$ Rad $\text{X}_\text{L}-\text{N}_\text{p}$	60 26 11÷22	$0,35$ $0,02$ $0,001 \div 0,02$	1 m Ci	$4,8 \times 10^6$	458 ani	$\text{Sn}_\text{K}, \text{Ag}_\text{K}, \text{Ba}_\text{K}$
$^{163}\text{Ga (K)}^{**}$ (Gadoliniu 153 K)	Rad $\gamma$ Rad $\text{X}_\text{K}-\text{E}_\text{u}$	103 97 41	0,2 0,3	1 m Ci	$7,6 \times 10^6$	242 zile	$\text{Pb}_\text{K}, \text{W}_\text{K}$
$\text{CoK}^{**}$ (Cobalt 57 K)	Rad $\gamma$ Rad $\text{X}_\text{K}-\text{Fe}$	122 136 14 6,4	$0,88$ $0,09$ $0$ $0$	0,5 m Ci	$8 \times 10^6$	270 zile	$\text{Pb}_\text{K}, \text{W}_\text{K}, \text{Au}_\text{K}$



**TABELUL 2**  
*Surse și combinații de filtrare, utilizate în analizele prin fluorescență X*

Elementul de analizat	Sursa	Radiația X de fluorescență		Filtrul „B” (de tip „trece sus”)		Filtrul „A” (de tip „trece jos”)		Limită de detecție După diversi autori
		Tipul radiației	Energia [KeV]	Element de confectionare	Kab [KeV]	Element de confectionare	Kab [KeV]	
Cu	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	8,047	Ni	8,31	Co	7,709	$0,02 \div 0,04\%$
Fe	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	6,930	Mn	6,537	Cr	5,988	$0,05 \div 0,1\%$
Zn	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	8,638	Cu	8,980	Ni	8,331	$0,02 \div 0,04\%$
Pb	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XL $\alpha_1$	10,549	Ge	11,103	Ga	10,368	$0,05 \div 0,1\%$
	0,3 mCi $^{57}\text{Co}$ (K)	XK $\alpha_1$	74,957	Ir	76,097	Re	71,662	$0,03 \div 0,06\%$
Ni	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	7,477	Co	7,709	Fe	7,111	0,06 %
Co	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	6,930	Fe	7,111	Mn	6,537	0,1 %
Mn	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	5,898	Cr	5,988	V	5,463	0,1 %
Cr	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	5,414	V	5,463	Ti	4,964	0,1 %
W	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XL $\alpha_1$	8,396	Cu	8,960	Ni	8,331	0,2 %
	0,3 mCi $^{57}\text{Co}$ (K)	XK $\alpha_1$	59,310	Yb	61,303	Ho	55,615	lipsă date
As	30 mCi $^{238}\text{Pu}$ (L)	XK $\alpha_1$	10,543	Ge	11,103	Ga	10,368	0,1 %
Ag	1 Ci $^{147}\text{Pm}/\text{Al}$	XK $\alpha_1$	22,162	Rh	23,224	Ru	22,118	0,03 %
Au	0,3 mCi $^{57}\text{Co}$ (K)	XK $\alpha_1$	68,794	W	69,508	Ta	67,400	0,03 %
Ba	$^{241}\text{Am}$ $^{147}\text{Pm}/\text{Al}$	XK $\alpha_1$	32,191	I	33,164	Te	31,809	lipsă date
Mo	2 mCi $^{109}\text{Cd}$ 0,4 mCi $^{147}\text{Pm}/\text{Al}$	XK $\alpha_1$	17,478	Zr	17,998	Y	17,037	$0,005 \div 0,01\%$ 0,05 %
Sn	1 Ci $^{147}\text{Pm}/\text{Al}$	XK $\alpha_1$	25,270	Ag	25,517	Pa	24,347	$0,02 \div 0,03\%$
Zr	5mCi $^{109}\text{Cd}$	XK $\alpha_1$	15,774	Sr	16,106	Rb	15,201	lipsă date
Nb	5mCi $^{109}\text{Cd}$	XK $\alpha_1$	16,614	Y	17,037	Sr	16,106	lipsă date
Ti	5–20 mCi $^{55}\text{Fe}$	XK $\alpha_1$	4,510	Ti	4,964	Sc	4,496	0,01 %
Ca	5–20 mCi $^{55}\text{Fe}$	XK $\alpha_1$	3,691	Ca	4,038	K	3,607	lipsă date

Obs. Prin Kab s-a notat energia discontinuității de absorție pentru nivelul K (în kiloelectronvolți).



Pentru exemplificarea, în figura 2, am prezentat cazul ipotetic în care  $I_B$  datorate radiațiilor  $X_{K\beta}$  ale nichelului și  $X_{Ka}$  ale wolframului nu sunt eliminate (fiind cuprinse chiar în interiorul benzii de transmisie), iar pentru radiațiile  $X_{Ka}$  ale fierului și zincului se obțin valori  $\Delta I$  negative (ca urmare a neechilibrării perfecte a caracteristicilor de transmisie). Efectele de suprafață și efectele neomogenității se reduc prin măcinarea și mojararea probei pînă la o granulație de circa 0,1-0,01 mm.

Efectele inter-element (numite și „efecte de absorbție-intensificare”) sunt mult mai dificil de eliminat, deoarece influențele reciproce modifica mult radiațiile X urmărite, fie prin absorbția acestora, fie printr-o excitare adițională a elementului de analizat de către radiațiile X caracteristice ale elementelor cuprinse în matrice. Elementele mai ușoare din matrice, a căror energie de excitare optimă este tocmai energia  $X_K$  (sau  $X_L$ ) a elementului dorit, vor absorbi cu precădere această radiație. În cazul elementelor grele asociate, radiațiile X caracteristice ale acestora, optime pentru excitarea elementului urmărit, vor provoca o excitare suplimentară a acestuia.

Se pot distinge două categorii de efecte inter-element :

- efecte inter-element nespecifice ;
- efecte inter-element specifice.

Efectele inter-element nespecifice se datorează diferenței dintre coeficientul de absorbție masic al matricii  $[(\mu/\rho)_M]$  și coeficientul de absorbție masic al elementului „A” urmărit  $[(\mu/\rho)_A]$ , pentru radiația primară și secundară (fig. 3). Dacă  $[(\mu/\rho)_M] < [(\mu/\rho)_A]$ , intensitatea liniei spectrale  $\Delta I_A$  a elementului de analizat „A” crește mai rapid față de creșterea concentrației acestui element „ $C_A$ ”; de fapt este vorba de o creștere aparentă (sau o absorbție pozitivă), datorită faptului că într-o astfel de „matrice ușoară” atât radiația primară cit și cea de fluorescență X a elementului „A” suferă o atenuare mai mică în matrice decit în elementul pur.

Dacă însă  $[(\mu/\rho)_M] > [(\mu/\rho)_A]$  — cazul „matricelor grele” — intensitatea elementului urmărit ( $\Delta I_A$ ) crește mai lent față de creșterea concentrației „ $C_A$ ”; curba de calibrare marchează în acest caz un efect de absorbție negativă, deoarece atenuarea în astfel de matrice este mai mare decit în elementul „A” pur.

În cazul „matricelor neutre”  $[(\mu/\rho)_M] \approx [(\mu/\rho)_A]$  atenuările în ambele medii fiind sensibil apropiate,  $I_A$  crește direct proporțional cu mărirea concentrației  $C_A$ ; rezultă o dreaptă de calibrare cu pantă constantă, această pantă depinzînd numai de coeficientul de absorbție masic al probei.

Datorită efectelor de absorbție — intensificare nespecifice, intensitățile  $\Delta I_1$  și  $\Delta I_2$ , măsurate în condiții identice pentru două probe „ $p_1$ ” și „ $p_2$ ” avînd concentrații în element util  $C_1 \neq C_2$ , vor avea expresia :

$$\frac{I_1}{I_2} \approx \frac{C_1}{C_2} \cdot \frac{(\mu/\rho)_{p2}}{(\mu/\rho)_{p1}}$$

În acest caz pantă curbelor de calibrare depinde de coeficienții de absorbție masici ai probelor (greu calculabili dar măsurabili în anumite



condiții — metoda emisiei-absorbției). Pentru scopuri practice uneori coefficientul de absorbție masic al probei se poate înlocui cu cel al elementului urmărit.

Efectele inter-element specifice apar atunci cînd una sau mai multe linii spectrale X ale elementelor din matrice au energii apropiate de energia discontinuității de absorbție a elementului de analizat (sau invers, cînd linia spectrală X a elementului de analizat se interferează energetic cu discontinuitățile de absorbție ale elementelor perturbante din matrice). Dacă discontinuitatea de absorbție a elementului „A” se produce la o energie imediat sub linia X a elementului perturbant „B” din matrice, linia X a elementului „B” este absorbită (energia ei consumindu-se pentru excitarea suplimentară a liniei X a elementului „A”); drept urmare, intensitatea liniei X a elementului de analizat „A” crește. Fenomenul este explicabil, avind în vedere că probabilitatea de interacțiune a unui foton cu electronii de pe un anumit nivel energetic al unui element crește pe măsură ce energia fotonului este mai apropiată (dar superioară) energiei de legătură a electronilor din respectivul nivel. Spre exemplu, dacă se urmărește linia  $X_{K\alpha}$  a fierului (6,403 KeV) în prezența cuprului ca element perturbant, fierul avînd discontinuitatea de absorbție  $K_{ab}$  la 7,111 KeV (deci ceva mai mică decit energia liniei  $X_{K\alpha}$  a cuprului, care este de 8,047 KeV), se remarcă un efect de creștere a lui  $\Delta I_{Fe}$  prin excitarea suplimentară a liniei  $X_{K\alpha}$  a fierului de către radiația  $X_{K\alpha}$  a cuprului (care este astfel puternic absorbită).

Invers, dacă linia discontinuității de absorbție a elementului „A” (de analizat) se află la o energie imediat peste cea a liniei X caracteristice unui component perturbant „B” din matrice, linia X caracteristică elementului urmărit „A” este puternic absorbită în elementul „B” (energia ei fiind utilizată pentru excitarea acestuia); drept urmare intensitatea liniei X a elementului de analizat „A” se reduce proporțional cu mărirea concentrației elementului perturbant „B”. Spre exemplu, dacă în același amestec binar cupru-fier se urmărește linia  $X_{K\alpha 1}$  a cuprului (8,047 KeV) a cărei energie se află în imediata vecinătate a discontinuității de absorbție a fierului ( $K_{ab} = 7,111$  KeV), fiind drept urmare consumată parțial pentru excitarea suplimentară a fierului, se observă scăderea intensității  $\Delta I_{Cu}$  pe măsura creșterii conținutului în fier. Se recomandă în aceste cazuri utilizarea unor abace de tip  $C_{\% Cu} = f[C_{\% Fe}, \Delta I_{Cu}]$ . În practică se întâlnesc de obicei cazuri foarte complicate în care sunt prezente majoritatea (sau chiar toate) tipurile de efecte perturbante. Literatura de specialitate recomandă numeroase metode de corecție (metoda creșterii concentrației, metoda diluării, adausurile multiple, metoda comparării cu etaloane standard, metoda etalonării cu radiații X împrăștiate, diverse metode matematice etc.), asupra căror nu insistăm.

Nu vom intra în amănunte privind numeroasele variante ale metodelor de analiză ce exploatează radiațiile X de fluorescentă, acestea fiind descrise pe larg în diverse articole și studii de specialitate.



Specificăm și faptul că în lucrările noastre anterioare sînt prezentate cîteva tehnici originale românești<sup>3,4,5</sup>.

Mineralizațiile cuprifere conțin de regulă pirită în proporții variabile, acțiunea perturbantă a fierului ducind la imposibilitatea unei curbe unice de calibrare de tipul (1). Elementul original al acestei lucrări constă tocmai în rezolvarea grafică simplă a acestei probleme, prin ridicarea unei familii de astfel de curbe reunite într-o abacă. Subliniem aici faptul că necesitatea eliminării efectelor de matrice impune pentru fiecare zăcămînt sau mineralizație în parte, rezolvări specifice.

### Parametrii fizico-geologici ai probelor<sup>6,7,8</sup>

La realizarea prezentei lucrări s-au utilizat duplicatele unor probe din forajele și lucrările miniere executate pe zăcămîntul Roșia Poieni. Aceste probe aparțin în majoritate andezitului amfibolic de Fundoaia (mineralizat) și parțial andezitului amfibolic de Poieni (andezit fără conținut în Cu); cîteva probe provin din sedimentarul cretacic marginal (slab mineralizat).

În mineralizația cupriferă, parageneza metalică (în ordinea ponderii) este formată din : calcopirittă, magnetit, hematit, prită, enargit, molibdenit, bornit, blendă, calcozină, covelină; calcopirita și magnetitul predomină. În ganga minereului predomină cuarțul.

În andezitul de Fundoaia propriu-zis feldspatul plagioclaz este prezent în proporție de 41–51%, hornblendă de 9–16%, cuarțul sub 1%, iar ca minerale accesori se întâlnesc zirconul, apatitul și magnetitul (0,5–2%), restul (circa 40%) fiind format din masa de bază.

Andezitul de Poieni, puternic alterat, este un andezit porfiric (cu fenocristale de feldspat plagioclaz și hornblendă verde predominantă), fiind puternic afectat și de piritizări.

Probele au fost măcinate și mojarate la granulația 0,01–0,1 mm, în prealabil omogenizarea efectuindu-se prin metoda sfertuirii.

Cunoscind aceste date, ne-am putut orienta studiile spre stabilirea unor procedee optimă de determinare a compoziților utili, eliminind efectele perturbante provocate de elementele din matrice.

### Aparatura utilizată

Pentru determinarea conținutului în cupru s-a utilizat cu succes aparatul portabil POXA-4S construit de un colectiv de specialiști al Institutului de Fizică și Inginerie Nucleară, parametrii săi funcționali și de performanță recomandindu-l drept competitiv cu cele mai bune aparate

<sup>3</sup> Pop L. F., Duicu M. — Arh. I.G.G. București, 1976.

<sup>4</sup> Duicu M., Pop L. F., Zugrăvescu A. — Arh. I.G.G. București, 1977.

<sup>5</sup> Pop L. F., Duicu M. — Arh. I.G.G. București, 1977.

<sup>6</sup> \* \* \* — Arh. I.P.E.G. „Hunedoara” — Deva, 1974.

<sup>7</sup> Gheorghiu M., Soare C., Ionescu C. — Arh. I.G.G. București, 1972.

<sup>8</sup> Gurau A., Gridan T. — Arh. I.G.P.S.M.S. București, 1972.



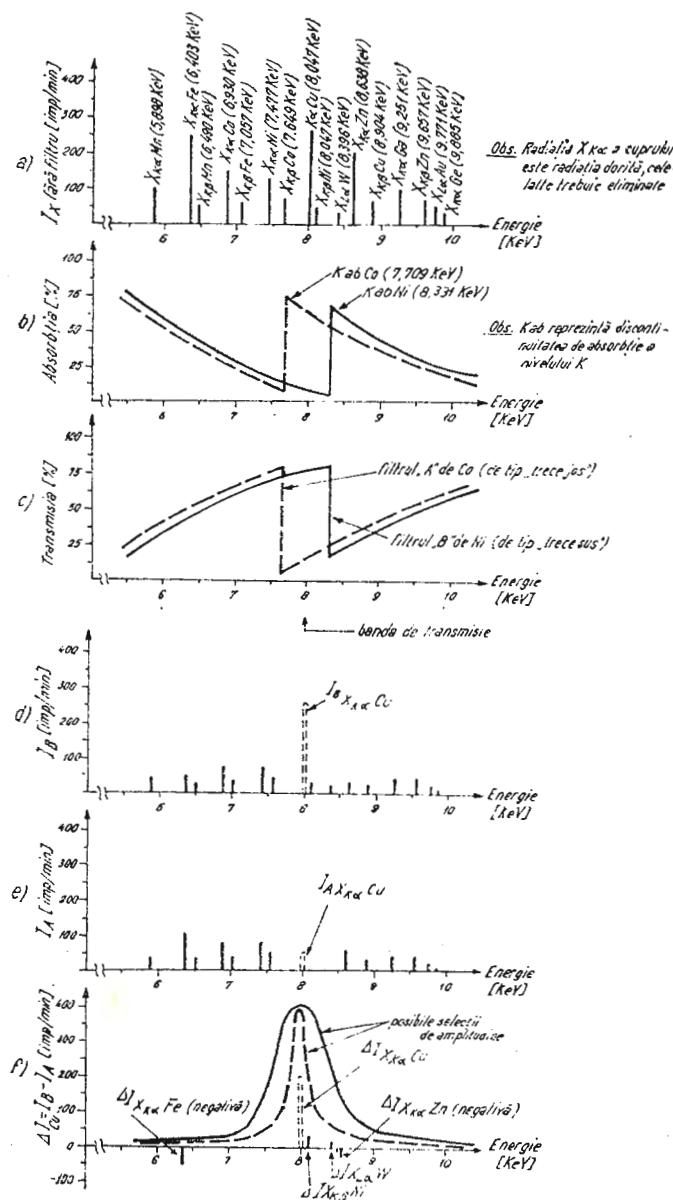


Fig. 2. — Principiul de funcționare a filtrelor de absorție pentru cazul cind se urmărește separarea liniei spectrale  $N_{k\alpha}$  a cuprului. Mode d'emploi des filtres d'absorption quand on veut séparer la ligne spectrale  $N_{k\alpha}$  du cuivre.

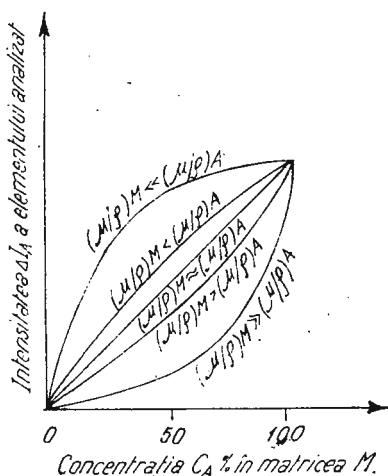
similară din străinătate. Acest aparat este un spectrometru monocanal pentru radiații X de fluorescență, realizând selecția în amplitudine a impulsurilor și afișarea numerică a mărimilor  $I_B$  și  $\Delta I$ , mărimi ce se pot înregistra automat într-o gamă largă de tempi prestabiliti. Există posibilitatea analizelor multielement prin schimbarea surselor și filtrelor. Se pot determina concomitent trei elemente (prin montarea a trei perechi de filtre într-un sistem multifiltru interschimbabil). Față de alte aparate similare din străinătate, aparatul românesc prezintă și avantajul unei prime filtrări a impulsurilor ce vin de la detectorul de scintilație prin selecția acestora într-un „canal de amplitudine” ce încadrează domeniul corespunzător radiației X vizate; prin această selecție de amplitudine se obțin două avantaje importante :

- se elimină abaterile introduse de diferențele care intervin între caracteristicile de transmisie ale filtrelor la energii mult diferite de cea vizată (fig. 2.e.), adică se elimină parțial fondul de radiații X provenite de la alte elemente din matricea probei ;
- scade considerabil și abaterea standard teoretică a vitezei de numărare  $\Delta I$  :

$$\sigma N_{\Delta I} = \sqrt{\frac{I_A + I_B}{T}}$$

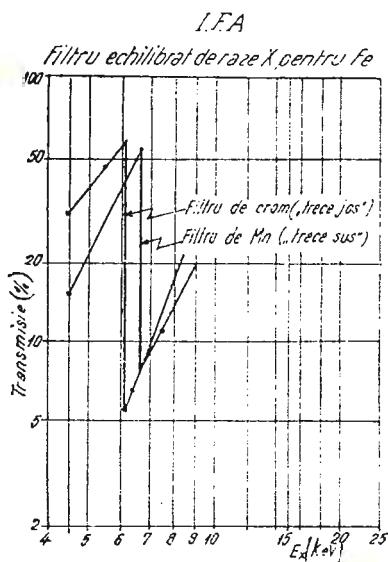
prin reducerea celor două viteze de numărare care se scad (deoarece  $\Delta I = I_B - I_A$ ). În figura 4 s-au prezentat caracteristicile de transmisie pentru perechile de filtre utilizate la determinarea cuprului și fierului în prezența lucrare.

Fig. 3.— Efecte de absorbție-intensificare nespecifice.  
Effets d'absorption-intensification non-spécifiques.

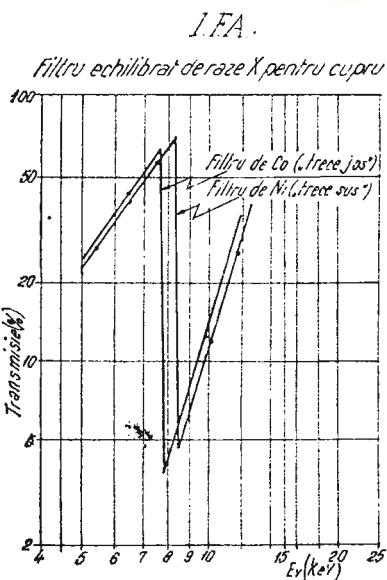


Pentru a se micșora efectele de suprafață, probele nu s-au măsurat la suprafața lor liberă superioară, ci la partea inferioară, unde cutiuțele port-probă au o folie foarte subțire (de 6  $\mu$ ) dintr-un material plastic special (myllar).





\* în unități (imp/min) × 100, eficiența de detectie fiind reglată la maxim pentru fier.



\* în unități (imp/min) × 100, eficiența de detectie fiind reglată la maxim pentru Cu.

Fig. 4. -- Caracteristicile de transmisie pentru filtrele echilibrate utilizate la determinarea cuprului și fierului.

Caractéristiques de transmission pour les filtres équilibrés employés pour déterminer le cuivre et le fer.

### Lucerări de laborator, prelucrări de date, rezultate obținute

Pentru analizarea cuprului cu aparatura portabilă de fluorescentă X probele etalon (în număr de 200) au fost măsurate timp de două minute pe fiecare filtru, cu aparatul reglat pentru detecția optimă a cuprului (amplificare 7, 10 și filtre de Ni-Co) și fierului (amplificare 8,35 și filtre de Cr-Mn). Pentru stabilirea amplificărilor optime s-a utilizat cupru și fier metalic. S-a lucrat pe probe cu puțin cupru (sub 0,80 % Cu), caracteristice mineralizației de Roșia Poieni. La fiecare set de zeci probe s-a efectuat un control al mărsului aparaturii cu un etalon îmbogățit cu  $\text{SO}_4\text{Cu}$ .

Deoarece radiația  $X_{K\alpha_1}$  a cuprului are energia (8,047 KeV) în imediata vecinătate a discontinuității de absorbție a fierului ( $K_{ab} = 7,111$  KeV), se produce o absorbție preferențială a acestei radiații la interacțiunea cu electronii din nivelul K al fierului din probă. Într-adevăr în experiențele efectuate anterior, prin ridicarea spectrelor de fluorescentă X (cu analizor de tip AI-130 cuplat cu un detector de Si Li) provenite de la probe având același conținut în cupru dar conținind fier în proporții variabile, am observat că vitezele de numărire înregistrate pe liniile  $X_{\alpha Cu}$  și  $X_{\beta Cu}$  scad pe măsura creșterii concentrației în fier (fig. 5). Acest efect perturbant este dat de excitarea fluorescentei X a tuturor atomilor de fier din probă, indiferent dacă sunt conținuți în sulfuri (fier „solubil”) sau silicați (fier „legat”). Deci pentru a construi abace de tip  $C_{\% Cu} = f(C_{\% Fe}, \Delta I_{Cu})$  ar fi fost necesar să dispunem și de analize pentru silicați (foarte costisitoare) iar la utilizarea practică a metodei s-ar fi impus și realizarea a unor asemenea analize, ceea ce ar fi ridicat mult prețul de cost, conducind în final la inaplicabilitatea metodei datorită eficienței economice scăzute și necompetitivității cu analizele chimice. Pentru a elmina acest dezavantaj, s-a recurs și la executarea de măsurători cu perechea de filtre din Cr-Mn, determinându-se deci și  $\Delta I_{Fe}$ . Rezultatele în  $|\Delta I_{Fe}|$  s-au grupat apoi pe clase (exemplu :  $\Delta I_{Fe} = 36-45, 46-55, 56-65$  etc.), trasindu-se pentru fiecare astfel de clasă cîte o dreaptă de corelație de tipul  $\Delta I_{Cu} = f[C_{\% Cu}]$ . Spre exemplu, în cazul clasei  $I_{Fe} = 46-55$ , s-a trasat dreapta de corelație  $\Delta I_{Cu} = f[C_{\% Cu}]$  pentru  $\Delta I_{Fe} = 50$ . Aceste drepte de corelație s-au îndeșit convenabil, obținându-se în final un fascicol de asemenea drepte, adică o abacă de tipul :

$$C_{\% Cu} = (\Delta I_{Cu}, \Delta I_{Fe})$$

Aceasta este abacă practică pentru interpretarea rezultatelor măsurătorilor de fluorescentă X efectuate cu aparatul portabil POXA-4S pe probe de Roșia Poieni (fig. 6). De fapt această abacă reprezintă în spațiu intersecția unui fascicol de plane avind  $\Delta I_{Fe} = \text{ct}$  cu planul determinat de axele  $C_{\% Cu}$  și  $\Delta I_{Cu}$ .

Studiind această abacă se remarcă faptul că, pentru probe având același conținut în cupru, pe măsura creșterii parametrului  $\Delta I_{Fe}$  (deci implicit a conținutului în fier),  $\Delta I_{Cu}$  scade, fapt explicabil în primul rînd prin fenomenul de absorbție preferențială a radiației  $X_{K\alpha}$  a cuprului, consumată parțial pentru excitarea suplimentară a fierului. La aceasta



se mai adaugă și faptul că pentru măsurarea radiației  $X_{K\alpha}$  a cuprului, s-au utilizat filtre sensibil dezechilibrate în dreptul liniei  $X_{K\alpha}$  a fierului (în tabelul cu datele de transmisie a perechii de Ni-Co din figura 4 se

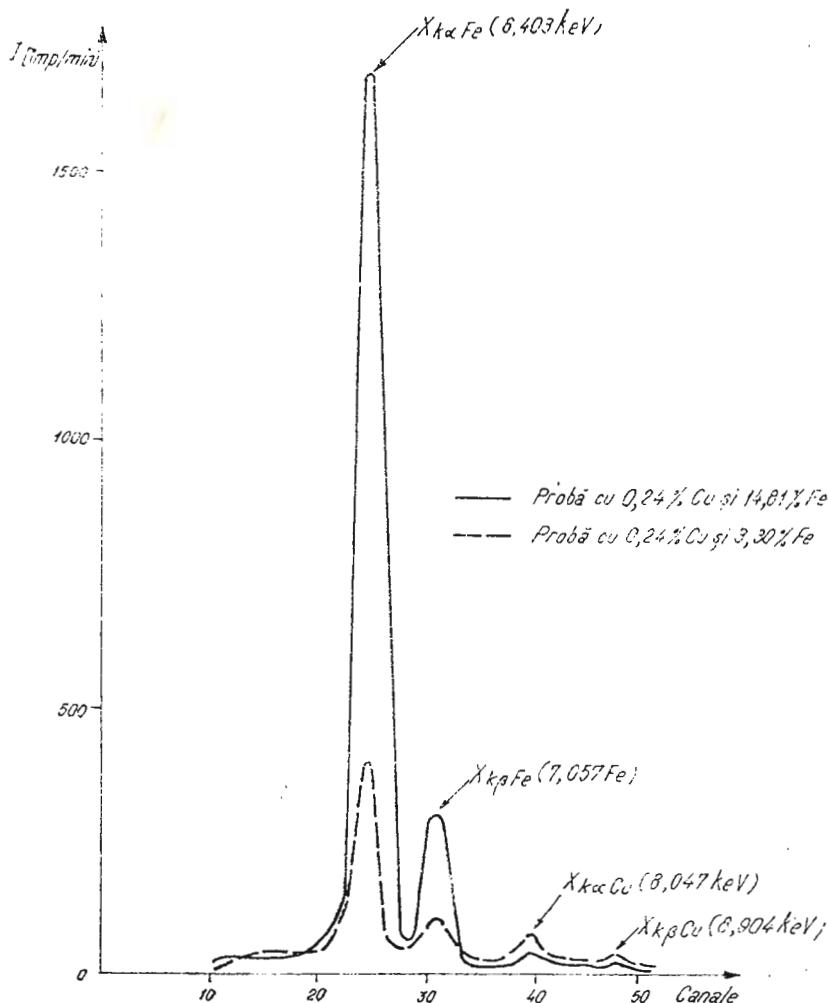


Fig. 5. — Efectul de scădere a intensității radiațiilor  $X_k$  ale cuprului pe măsura creșterii conținutului lui fier.

L'effet de diminution de l'intensité des radiations  $X_k$  du cuivre à mesure de l'augmentation du contenu de fer.

observă în dreptul fierului o diferență negativă de minus 47). Aceasta înseamnă că, pe măsura creșterii conținutului în fier din probă, din  $\Delta I_{C\alpha}$  se va scade o mărime proporțional mai mare, corespunzătoare diferenței

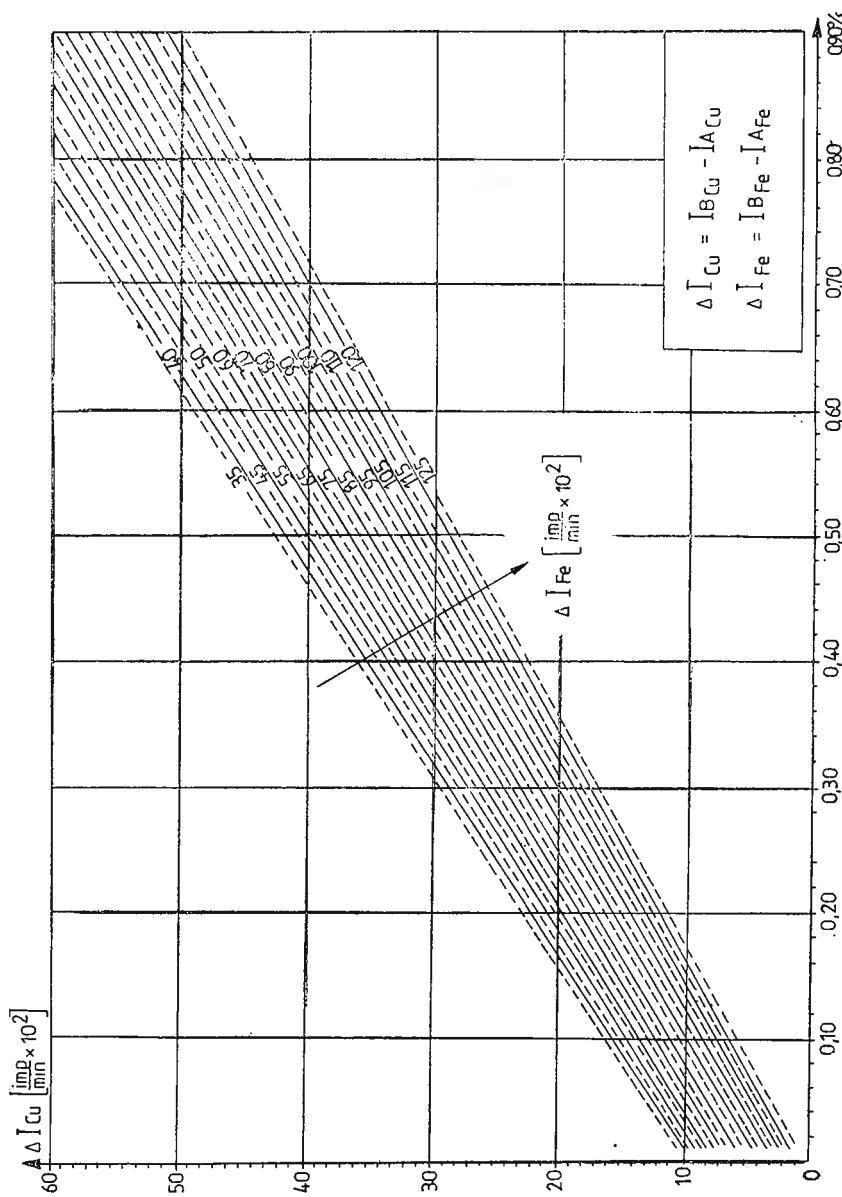


Fig. 6. — Abacă  $C_{[\% Cu]} = f(\Delta I_{Cu}, I_{Fe})$  pentru zăcământul cuprifer Roșia-Poieni.  
L'abaque  $C_{[\% Cu]} = f(\Delta I_{Cu}, \Delta I_{Fe})$  pour le gisement cuprifère de Rosia-Poieni.

negative  $\Delta I_{Fe}$ . La rîndul ei și perechea de filtre Mn—Cr utilizată pentru determinarea fierului, este ușor dezechilibrată în sens pozitiv în dreptul liniei  $X_{K\alpha}$  a cuprului; drept urmare în valoarea  $\Delta I_{Fe}$  va „scăpa” ceva din contribuția diferenței  $\Delta I_{Cu}$ .

TABELUL 3

*Fragment din tabelul centralizator cu rezultatele măsurătorilor pe probe din zăcămîntul Roșia Poieni prin metoda fluorescenței X  
(cu aparatură portabilă românească)*

Numărul probei	Filtrul din Ni-Co amplif. 7,10			Filtrul de Cr-Mn amplif. 8,35			Conținutul în % Cu prin:		$\pm v$ (9-8) [% Cu]	Observații
	$I_{BCu}$	$\Delta I_{Cu}$	$I_{ACu}$	$I_{BFe}$	$\Delta I_{Fe}$	$I_{AFe}$	analize chimice	Fluorescență X (după Fig. 6)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
56 387	131	17	114	125	86	39	0,19 ; 0,21	0,196	+0,006 ; -0,0014	Probe cu $\Delta I_{Cu}$ și $\Delta I_{Fe}$ identice (sau aproximativ egale) cu și același conținut în cupru.
56 389	127	17	110	120	84	36	0,20	0,206	+0,006	
56 408	133	24	109	112	71	41	0,27	0,292	+0,014	
5 143	130	24	106	108	71	37	0,28	0,292	+0,012	
15 311	120	16	104	105	68	39	0,09	0,100	+0,010	Probelor la care $\Delta I_{Cu}$ este același dar $\Delta I_{Fe}$ diferit, le crește conținutul în cupru concomitent cu creșterea lui $\Delta I_{Fe}$ .
12 088	121	16	105	107	80	27	0,20	0,182	-0,018	
56 402	137	20	117	127	84	33	0,24	0,256	+0,016	
8 052	162	20	142	161	115	46	0,32	0,328	+0,008	
56 403	129	16	113	123	83	40	0,16 ; 0,17	0,186	+0,026 ; +0,016	Probelor la care $\Delta I_{Fe}$ este același dar $\Delta I_{Cu}$ diferit, le crește conținutul în cupru concomitent cu creșterea lui $\Delta I_{Cu}$ .
56 389	127	17	110	120	84	36	0,20	0,206	+0,006	
56 402	137	20	117	127	84	33	0,24	0,256	+0,016	
56 407	140	26	114	125	84	41	0,34	0,358	+0,015	
8 578	111	23	84	82	49	33	0,22	0,230	+0,010	Pentru probe având aproximativ același conținut în cupru, pe măsură ce $\Delta I_{Fe}$ crește (deci pe măsura creșterii conținutului în fier), $\Delta I_{Cu}$ scade. Cauze : 1. Absorbția $X_{K\alpha Cu}$ în fierul din probă (energia acestei radiații fiind apropiată de energia discontinuității de absorbție a fierului); 2. Insuficienta echilibrare a filtrelor (pentru filtre echilibrate $\Delta I_{Cu} = ct.$ pentru $\% Cu = ct.$ ) Se observă că $\Delta I_{Fe}$ crește rapid, iar $\Delta I_{Cu}$ scade lent.
8 056	125	21	104	101	65	36	0,22	0,230	+0,010	
8 578	111	23	84	82	49	33	0,22	0,230	+0,010	
56 398	118	21	97	99	62	37	0,26	0,224	-0,036	
8 056	125	21	104	101	65	36	0,22	0,230	+0,010	
8 057	126	21	105	102	67	35	0,22	0,235	+0,015	
56 400	130	20	110	111	72	39	0,26	0,225	-0,035	
8 043	132	19	113	113	74	39	0,25	0,220	-0,030	
11 242	132	19	113	114	75	39	0,22	0,220	0,000	
56 389	128	18	110	121	79	42	0,20	0,210	-0,010	
56 396	127	17	110	120	81	39	0,20	0,202	+0,002	
56 409	134	17	114	125	84	41	0,22	0,210	-0,010	
13 108	137	16	121	127	96	31	0,21	0,222	+0,012	
8 501	160	15	145	166	110	56	0,25	0,220	-0,030	



TABELUL 4

*Abaterile conținuturilor în cupru obținute prin fluorescență X față de chimie*

Abateri $(\pm v)$ [ $\pm 10^{-2}\%$ Cu]	Număr de probe	%	% cumulat
0	28	20,28	20,28
-1 și -2	24	17,39	37,67
+1 și +2	27	19,56	57,23
-3 și -4	15	10,86	68,09
+3 și +4	15	10,86	78,95
-5 și -6	8	5,79	84,74
+5 și +6	9	6,52	91,26
-7 și -8	4	2,30	94,16
+7 și +8	5	3,63	97,79
-9 și -10	2	1,44	99,23
+9 și +10	1	0,77	100,00
Total	138	100,00	

TABELUL 5

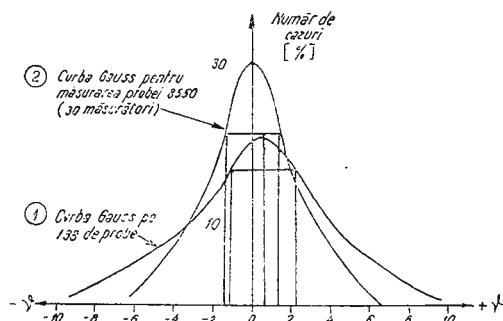
*Abaterile obținute la remăsurarea (repetată a probei 8850 (0,48% Cu prin analize chimice) (0,495% Cu prin fluorescență)*

Abateri $(\pm v)$ [ $\pm 10^{-2}\%$ Cu]	Nr. de cazuri	%	% cumulat
0	9	30	30
-1 și -2	7	23,34	54,34
+1 și +3	6	20,00	74,34
-3 și -4	3	10,00	84,34
+3 și +4	3	10,00	94,34
-5 și -6	1	3,33	97,67
+5 și +6	1	3,33	100,00
Total	30	100,00	

Deci abacă obținută experimental reflectă atât efectele inter-element Cu—Fe, cît și consecințele provocate de o imperfectă echilibrare a perechilor de filtre utilizate. Efectele neomogenității au fost eliminate prin mojară-

Fig. 7. — Repartizarea erorilor în determinările de cupru pe probe din zăcămîntul Roșia-Poieni prin metoda fluorescenței X (cu aparatură portabilă).

Répartition des erreurs dans les déterminations du cuivre sur des preuves du gisement Roșia-Poieni par la méthode de la fluorescence X (appareil portable)



rea probelor, iar efectele de suprafață prin sistemul probă-sursă-detector. adoptat.

Accentuăm faptul că asemenea abace experimentale trebuie construite atât pentru fiecare tip de mineralizație în parte, cît și pentru fiecare aparat în parte (constructiv este imposibil să se obțină filtre cu aceleași caracteristici de transmisie, deci echilibrarea diferă de la filtru la filtru).

Centralizarea datelor experimentale s-a efectuat în final ca în tabelul 3, calculindu-se și abaterile față de rezultatele analizelor chimice. Pe

baza frecvenței acestor abateri (tab. 4) s-a ridicat curba Gauss notată cu (1) în figura 7, pentru un număr de 138 de probe. Observind că frecvențele acumulate (ultima coloană din tabelul 5) nu se înscriu perfect într-o repartiție gaussiană (probabil analizele chimice, fiind efectuate în flux, sunt afectate de erori mari), s-a remăsurat de 30 de ori una din probe. S-a obținut un conținut mediu de 0,49% Cu (chimia indică 0,48% Cu) față de care abaterile au avut distribuția din tabelul 6. Curba Gauss corespunzătoare, notată cu (2) în figura 7, indică un  $\sigma_K$  sub  $\pm 0,02\%$  Cu (pentru care teoretic există probabilitatea de a obține același rezultat în 68,3% din cazuri, noi obținând-o în 74,34% din cazuri). Pentru o abatere  $2\sigma_K$  de  $\pm 0,04\%$  Cu am regăsit aceleași valori pentru 94,34% din cazuri (teoretic probabilitatea este de 95,5%), iar pentru o abatere de  $3\sigma_K = \pm 0,06\%$  Cu practic ne-am încadrat în 100% din cazuri (nici o abatere mai mare de 0,06%). Considerăm aceste nivele de încredere drept foarte bune pentru o metodă expeditivă ce utilizează aparatură portabilă.

### Considerente de eficiență economică, concluzii și propuneri

Metoda descrisă poate furniza rapid informații semicantitative asupra prezenței cuprului în mineralizații chiar pe eșantioane, precum și informații cantitative precise asupra conținutului în acest element în probe măcinate și produse de florăție.

Măsurarea și analizarea unei probe durează maximum zece minute, inclusiv calculele. Influența perturbantă a fierului poate fi diminuată prin adoptarea unei tehnici de lucru adecvate (măsurarea atât a lui  $\Delta I_{Cu}$  cît și a lui  $\Delta I_{Fe}$  cu perechile de filtre respective și interpretarea rezultatelor măsurătorilor cu ajutorul unei abace de tipul celei din figura 6), dar nu eliminată complet. Acest aspect conduce la posibilitatea utilizării abacei numai pentru un singur zăcămînt sau pentru zăcămînte sau mineralizații asemănătoare din punctul de vedere al genezei și compoziției mineralogice (avind aceeași matrice, adică același Z efectiv). Comparativ cu prețurile uzuale ale analizelor chimice pentru cupru, o analiză prin fluorescență X, pentru probe din zăcămînte în care singurul efect perturbant este provocat de prezența fierului, revine categoric la un preț de cost mult mai redus.

Metoda, datorită expeditivității ei, este indicată mai ales a se aplica în acele lucrări geologice, miniere și de preparare unde rapiditatea cu care este furnizat rezultatul este un factor important. Sensibilitatea și precizia metodei, comparabile (ba chiar superioare) altor metode clasice, prețul de cost redus, rapiditatea obținerii rezultatelor, faptul că aparatura este portabilă, toate acestea recomandă extinderea aplicării ei în diverse situații. O dată introdusă în producție, metoda poate fi aplicată pentru analize de serie, chiar de cadre cu pregătire medie (datorită simplității manipulării aparaturii și interpretării rezultatelor). În plus, metoda nu este distructivă (nu au loc dizolvări sau reacții chimice care să schimbe compoziția probei) și nici nu se modifică alți parametri fizici (proba nu se activează deoarece se folosesc surse de radiații X sau gama moi); ca atare proba poate fi reanalizată de nenumărate ori, nemaiînd necesari martorii și duplicatele.



În prezent sunt în curs de efectuare studii privind aplicarea metodei la zăcăminte de sulfuri complexe (cu efecte inter-element multiple); rezolvarea acestei probleme va extinde aria de aplicabilitate a metodei practic la toate zăcămintele plimetalice din țară.

## BIBLIOGRAFIE

- O c i k u r A. P. (1967), Pradlojenie k klasifikacii gama metodov v iadernoi gheofiziki-Atomiaja energhia, 3, Moskva.
- P o p L. F. (1976), Analize expeditive prin fluorescență X pentru determinarea concentrațiilor de cupru din mineralizații cuprifere. Stud. și Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geofiz. 1, 14, *Ed. Acad. R.S.R.*, București.
- P o p L. F., Constantinescu R. S. (1976), Analiza elementelor din probe geologice prin spectrometria radiațiilor X de fluorescență, utilizând detectoare de Si—Li. Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr. — Seria Geofiz. 1, 14, *Ed. Acad. R.S.R.*, București.
- Dziunyowski B. (1968), Current Status of Theory of X-Ray Fluorescence I.A.E.A. Panel on Radioisotope X-Ray Fluorescence Applications (Vienna, 13—17 May).
- Tertian R. (1975), A self — consistent Calibration Method for Industrial X-Ray Spectrometric Analyses — *X-Ray Spectrometry*, 4, pp. 52, 61.
- Budensky B. W. (1975), Theoretical Correction of Inter-element Effects: System Iron+Nickel+Chromium — *X-Ray Spectrometry*, vol. 4, pp. 166, 170.
- Frigieri P., Trucco R., Caretta E. (1975), Analysis of Powdered Materials by X-Ray Fluorescence Spectrometry. Evaluation on Correction of the Interferences — *X-Ray Spectrometry*, vol. 4, pp. 28—32.
- Clayton C. G. (1974), Experience with the use of Nuclear Techniques in mineral exploration and mining — IAEA, *Proceedings of a Panel* Vienna, 25—29 November.
- Tanemura T. (1968), Radioisotope X-Ray Emission — its Capability an Analytical Technique and its Application I.A.E.A., *Panel on Radioisotope X-Ray Fluorescence*, Vienna 13—17 May.
- Chann F. L., Patterson W. (1973), Determination of Zirconium, Hafnium, Niobium, Tantalum, Molybdenum and Tungsten in aqueous solutions by radioisotopic, excited X-Ray Fluorescence — *Geochim. Cosmochim Acta* Vol. 37.
- Armantrout G. A. (1969), Trapping and Tailoring Effects in Ge (Li) Detectors — Lawrence Radiation Laboratory, University of California, Livermore UCRL 50485, august.
- Onicescu M. A. I. (1975), Fizica vol. 2, *Editura didactică și pedagogică București*, p. 191—202.
- Prospect EKCO Mineral Analyser — Type M 3182, *EKCO Instruments LTD*, Southend-on-Sea, Essex, England.
- Prospect Nuclear Enterprises Portable X-Ray Fluorescence Analyser type NE 5527 + NE 5103, *Bulletin No 46*, January 1969, Woolhampston, England.
- Prospect Telsec Portable Mineral Analyser, *Telsec Instruments Ltd*, catalogue CJ 155 Oxford, April 1968.
- Catalogue CH 444, Portable Model Isotope Fluorescence Analyzers, *Hilger 8c Watts*, 1969, London.



## MÉTHODE EXPÉDITIVE DE FLUORESCENCE X POUR DÉTERMINER LES CONTENUS PETITS DE CUIVRE, EN EMPLOYANT DES APPAREILS PORTABLES ROUMAINS

### (Résumé)

Les auteurs présentent dans cette étude une méthode de fluorescence X pour déterminer les contenus petits de cuivre (0,02–0,80 % Cu) des échantillons broyés des roches et minéraux qui contiennent beaucoup de fer „libre” (3–7 % Fe pour les sulfures et les oxydes). On a employé l'analyseur portable POXA-4S (produit roumain), porvu d'une source de  $^{238}\text{Pu}$  et des filtres d'absorption équilibrés, confectionnés de Ni—Co (pour la détection du cuivre) et de Mn—Cr (pour la détection du fer); l'appareil est pourvu de la possibilité de sélection électronique de l'amplitude des impulsions (par le réglage concomitant de la fenêtre, du seuil et de l'amplification). On a travaillé sur des échantillons du gisement de Roșia-Poieni (andésite amphibolique minéralisé et andésite amphibolique stérile ou faiblement minéralisé de Poieni), en étudiant surtout les puissants effets interélément du système binare Cu—Fe, effets de matrices nettement prédominantes dans l'ensemble des effets perturbateurs. Comme élément de correction, on a employé les dimensions expérimentales  $\Delta I_{Fe}$  (obtenues à l'aide de la paire de filtres confectionnés de Cr—Mn), en élaborant finalement un abaque de type  $C\%_{Cu} = f(I\Delta_{Cu}, \Delta I_{Fe})$  — figure 6 — ; on a éliminé ainsi la nécessité d'effectuer des analyses spectrales pour déterminer le fer „total” (inclusivement le fer des silicates), des analyses nécessaires au cas de l'utilisation des contenus de fer comme éléments de correction.

Au cas du gisement de Roșia-Poieni, la méthode décrite a permis la détermination du cuivre aux erreurs absolues de  $\pm 0,02$ – $0,07$  % Cu à l'égard les résultats des analyses chimiques (sous  $\pm 0,04$  % pour 94,34 % des cas).

L'expéditivité de la méthode (10 minutes pour une analyse de Cu et Fe) et son prix réduit recommandent l'extension de cette méthode, à la précision du fait qu'on impose la construction expérimentale de l'abaque de correction pour chaque type de gisement ou minéralisation à part.



MODELE FIZICO-GEOLOGICE DE INTERPRETARE  
A ANOMALILOR GRAVIMETRICE DIN MUNTII HARGHITA  
DE NORD

DE  
AMULIU PROCA<sup>2</sup>

*Geophysical interpretation of geological data. Gravity Anomalies. Bouguer anomalies. Physical-geological methods. Electronic computer. Eruptive structures. Northern Harghita Mountains.*

### Abstract

Physical-Geological Models for Interpreting the Gravity Anomalies in the Northern Harghita Mountains. Several physical-geological interpretation models were used to describe quantitatively the causes of gravity anomalies over the Northern Harghita Mountains. The gravity effect of each of these models was calculated using either the appropriate template or by digital processing in computer and compared with the measured effects. Two-dimensional models were used to interpret the regional trends and three-dimensional (vertical finite cylinders) models for local anomalies. The topography of the area was taken into consideration in the models.

By the interpretation process it is concluded, among other things, that the upper — strato-volcanic — compartment thickens towards the axial part of the Northern Harghita Mountains where several intrusive bodies exist.

### INTRODUCERE

Ultimele două decenii au marcat o deplasare a interesului prospecțiunilor gravimetrice spre terenurile alcătuite din roci cristaline și eruptive. Această deplasare a fost impusă de necesitatea cunoașterii geologice căt mai bine a unor astfel de terenuri, cu obiectivul final de a descoperi noi

<sup>1</sup> Comunicare susținută la Sesiunea de comunicări științifice a I.G.P.S.M.S. din 26—27 mai 1978, depusă la 20.VI.1978 și acceptată spre publicare la 15.VI.1979.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București.



zăcăminte de minereuri, și catalizată de succesele obținute de prospecțiunile gravimetrice, în special în elucidarea problemelor structurale.

Abordarea problemelor geologice din terenurile eruptive a necesitat însă adaptarea tehniciilor de culegere, prelucrare și interpretare a datelor pentru condițiile morfologice și fizico-geologice deosebite. O mare atenție s-a acordat și se acordă interpretării fizico-geologice a datelor gravimetrice în astfel de terenuri unde forma, dimensiunile, volumul și contrastele de densitate ale corpuriilor perturbatoare au valori specifice, comandate de formele de zăcămînt ale rocilor magmatische și de relațiile acestora cu rocile înconjurătoare.

Zonele cu roci eruptive neogene din țara noastră și în particular lanțul muntos Călimani-Gurghiu-Harghita au făcut obiectul unor prospecțiuni gravimetrice de detaliu a căror interpretare primară a adus importante informații structurale. Prelucrarea superioară ulterioară a materialului gravimetric primar a permis obținerea de numeroase informații suplimentare a căror valorificare geologică se face prin interpretări cantitative. De o importanță deosebită în acest proces este alegerea și perfecționarea continuă a modelelor fizico-geologice de interpretare.

### Date geologice și gravimetrice

Zona ce face obiectul prezentei lucrări, munții Harghita de Nord (fig. 1), este o parte din lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita unde vulcanismul andezitic pannonian-pliocen și pleistocen de la interiorul arcu-lui carpatic a avut o dezvoltare maximă.

De-a lungul timpului, numeroși cercetători și-au adus contribuția la elucidarea complexelor probleme geologice ridicate de această arie. Seria cercetărilor moderne de detaliu a fost deschisă de Ghica-Budești (1948)<sup>3</sup> și a fost continuată de Grigore (1957), Török (1954)<sup>3</sup>, Nagy (1978) și Treiber (1952 și 1954)<sup>3</sup>.

Acestea sunt urmate de cercetări geologice sistematice executate în perimetre relativ puțin extinse dar cu un înalt grad de detaliere. Astfel, Rădulescu (1964) cercetează partea centrală a munților Harghita, pe cind Peltz și Margareta Peltz (1968), partea nordică a lor (aparatul vulcanic Ostoroș) iar Vasilescu (1964), partea sudică. Prin astfel de lucrări s-a ajuns la o cartografiere riguroasă a formațiunilor geologice, s-au emis ipoteze asupra structurii geologice, s-a schițat istoria desfășurării vulcanismului și s-au conturat perspectivele economice ale regiunii. Ulterior s-a putut trece la sintetizarea datelor geologice în vederea evidențierii zonelor de perspectivă pentru diverse mineralizații (Stel et al., 1974)<sup>4</sup> sau la sintetizări regionale ce privesc ansamblul vulcanismului din Carpații Orientali (Peltz et al., 1971)<sup>3</sup> Rădulescu et al., 1973) sau cronologia proceselor vulcanice (Rădulescu, 1973).

<sup>3</sup> Arh. I.G.G., București.

<sup>4</sup> Arh. I.G.P.S.M.S., București.



În paralel, s-a trecut la investigarea prin foraje și lucrări miniere a zonelor de perspectivă de către I.S.E.M. și apoi I.P.E.G. Harghita. Forajele mai adânci au permis obținerea de informații petrografice și structurale deosebit de valoroase. Astfel de foraje s-au săpat la Harghita-Băi (Peltz et al., 1974)<sup>3</sup>, în aparatul vulcanic Ostoroș (Peltz, 1973<sup>3</sup>, Constantina Stanciu, 1976) și în zona izvoarelor Mădărașul Mare-Cocoizas (Elek, 1972<sup>5</sup>, Constantina Stanciu et al., 1976<sup>3</sup>, 1978<sup>3</sup>)

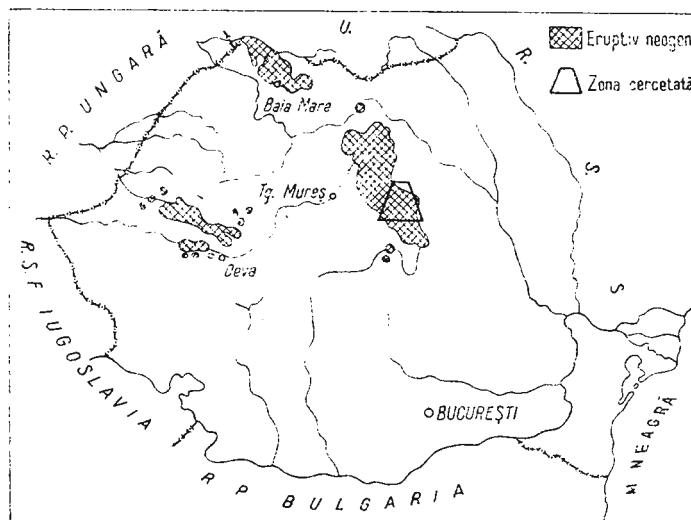


Fig. 1. — Localizarea geografică a ariei cercetate.

Localisation géographique de l'aire étudiée.

precum și în afara ariei muntoase, dar în apropierea ei, pentru minereuri de fier la Mădăraș-Ciuc (Mînzatu și Predica 1967)<sup>6</sup> și Lueta-Vlăhița sau pentru hidrocarburi în zonele Brădești și Zetea.

Primele măsurători gravimetrice în regiune au fost executate de Arinei (1960)<sup>4</sup> care, în cadrul unei prospecțiuni gravimetrice și magnetometrice regionale în partea de SE a depresiunii Transilvaniei, a executat și cîteva profile în partea centrală și sudică a munților Harghita.

Cartarea gravimetrică sistematică a munților Harghita de Nord este realizată în 1963 de Proca<sup>4</sup> printre o prospecțiune de detaliu care a fost continuată spre nord, în același an de Suceava și Angela Popescu și spre sud de Rusu în 1972<sup>4</sup>.

Din considerațiile recente asupra alcăturii geologice a lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita, prezentate de Rădulescu et al.

<sup>5</sup> Arh. I.P.E.G. Harghita, Miercurea Ciuc.

<sup>6</sup> Arh. I.F.L.G.S., București.

(1973), rezultă că fundamentul prevulcanic al zonei de care ne ocupăm constă din sisturi cristaline și depozite sedimentare triasice aparținând **zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali** care aflorează în partea de est și depozite sedimentare miocene și panoniene, aparținând depresiunii Transilvaniei, ce aflorează în partea de vest. Extinderea sub lanțul muntos a depozitelor miocene și panoniene nu este cunoscută dar se presupune că ele acoperă în bună parte fundamentul cristalin și triasic.

Vulcanismul s-a desfășurat în două etape, concretizate în două compartimente suprapuse: un compartiment inferior vulcano-sedimentar și unul superior stratovulcanic.

Formațiunea vulcano-sedimentară este alcătuită dintr-o alternanță de roci pirolastice depuse subaerian sau subacvatic, cu depozite epiclastice și cu nivele subțiri de lave andezitice. Ea se dezvoltă continuu de o parte și de alta a masivului muntos pe toată lungimea sa și se presupune că se extinde și pe sub actualele edificii vulcanice.

Compartimentul superior, ce alcătuiește suprastructura edificiilor vulcanice este constituit dintr-o alternanță de lave și pirolastite. În cadrul lavelor au fost separate andezite cu hornblendă, cu hornblendă și piroxeni, cu piroxeni și hornblendă și cu piroxeni. În decursul activității magmatische a avut loc o variație a chimismului magmelor de la acid spre bazic.

Elementul structural de bază cu care se coreleză observațiile referitoare la modul de ocurență al vulcanitelor îl constituie aparatele vulcanice, reprezentate prin coșuri vulcanice și zone crateriale. Pe considerente geologice, S etel et al. (1974) inventariază următoarele aparate vulcanice în munții Harghita de Nord: Răchitiș, Ostoroș, Ivo-Mădăraș, Filio, complexul de aparate vulcanice din zona de obârșie a văii Arotăș (Harghita Mădăraș, Harghita Ciceu, Megies), Harghita Băi și Arotăș.

Vulcanitele din întregul masiv sunt frecvent afectate de procese hidrotermale identificate în deosebi în ariile intracrateriale. Aceste procese sunt uneori însoțite de slabe mineralizații.

Prospecțiunile gravimetrice executate în 1963 au condus la realizarea hărții gravimetrice Bouguer de detaliu a munților Harghita de Nord. Această hartă conține efecte cu grad diferit de regionalitate.

Prin aplicarea procedeului mediilor mobile pentru mai multe dispozitive de mediere s-au separat efectele regionale și — respectiv — cele locale.

Anomalia regională evidențiază un maxim gravimetric asimetric alungit pe direcția nord-sud și centrat pe zona axială a munților. Maximul rămîne deschis spre sud și, printr-o zonă de șa, se extinde spre nord-vest în munții Gurghiu. Asimetria maximului regional constă în aceea că flancul estic este mai abrupt decât cel vestic ceea ce sugerează ideea că peste maximul descris se suprapune o scădere regională a gravitatii spre est.

Anomalia reziduală corespunzătoare este compusă dintr-o înșiruire de maxime locale amplasate de-a lungul axei muntoase. Aceste maxime au forme izometrice, sunt mărginite de cordoane de gradient orizontal intens și au amplitudini cuprinse între 1 și 14 mgf.



Lateral, aliniamentul de maxime este bordat de zone de minim: minimul din vest este larg, unitar și neperturbat pe cînd minimul estic este perturbat de anomalii și tendințe locale de extinderi și intensități diferite.

Aspectul general al anomaliei Bouguer descris mai sus se regăsește atât în nord, în munții Gurghiu și Călimani (Suciu et al., 1968) cât și partea de sud a munților Harghita (Rusu, 1972).

### Utilizarea cilindrilor verticali ca modele de interpretare

Forma aproape izometrică a anomalii gravimetrice locale cartate în munții Harghita de nord, ca și în alte zone din lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita sugerează că sursele care le comandă au o simetrie axială verticală. Forma geometrică compatibilă atât cu această condiție cât și cu situația geologică din zonă este cilindrul vertical. Într-adevăr, cilindrul vertical geometrizează neckuri și canale de alimentare ale vulcanilor ca și unele corpuri intruzive.

În plus, utilizarea cilindrului vertical ca model de interpretare fizică a datelor gravimetrice a fost mult facilitată de Calotă et al., (1966)<sup>7</sup> care pe baza formulei din literatura de specialitate au construit un set de abace normate pentru calculul imediat al efectului gravimetric generat de cilindrii verticali semiinfiniti.

Considerentele expuse au făcut ca acest tip de modele geometrice să fie mult utilizate în interpretarea anomalii gravimetrice cartate în regiuni eruptive. S-au imaginat corpuri cilindrici coaxiale cu anomalii gravimetrice locale și apoi, utilizând date extragravimetrice s-au precizat unele caractere ale lor, răminind ca definirea cantitativă completă să se realizeze prin aproximări succesive, care să conducă la suprapunerea efectelor gravimetrice calculate cu cele măsurate. Pentru lanțul vulcanic neogen, contrastul s-a stabilit prin determinări directe de densitate pe eșantioane de roci iar înălțimea cilindrilor, prin estimarea adâncimii fundașului cristalino-mezozoic (corpurile andezitice intruse în fundașul cristalino-mezozoic nu mai realizează contraste de densitate semnificative). Raza cilindrului a fost variată pînă s-a ajuns la o suprapunere rezonabilă a efectelor măsurate cu cele calculate.

Pentru satisfacerea anomalii gravimetrice cartate s-au considerat cilindri verticali finiți (Suciu și Proca, 1970), cilindri verticali coaxiali (Suciu et al., 1968), cilindri verticali alăturați (Boțeza et al., 1974) ajungindu-se ca prin considerarea a mai mulți cilindri de raze, înălțimi și adâncimi diferite să se poată reproduce prin calcul porțiuni din harta gravimetrică (Suciu, 1974).

Acest mod de interpretare este astăzi larg folosit datorită ușurinței relative și eficienței utilizării sale. Dezavantajul geometrizării excesive

<sup>7</sup> Manuscris, Arh. Catedra de geologie și geografie, Universitatea din București.



poate fi atenuat în mod satisfăcător prin folosirea unui mare număr de cilindri cu diversi parametri astfel încit modelul final să fie compatibil atât cu datele geologice cunoscute cât și cu rezultatele observațiilor gravimetrice.

Dezavantajul principal al procedeului constă însă în caracterul subiectiv al anomaliei gravimetrice cu care este comparat efectul gravimetric rezultat din calcule.

Anomalia Bouguer neprelucrată nu poate fi utilizată deoarece că conține întotdeauna o serie de efecte cu grad diferit de regionalitate.

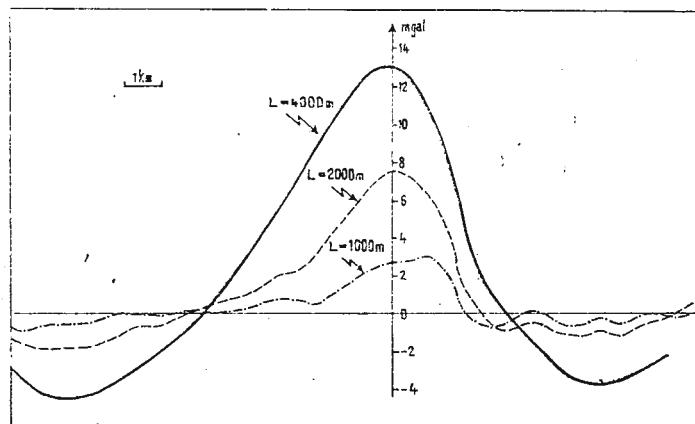


Fig. 2. — Profilul anomaliei reziduale Ivo-Mădăraș obținută prin metoda mediilor mobile pentru trei raze diferite de mediere.

Profil de l'anomalie résiduelle Ivo-Mădăraș obtenue par la méthode des milieux mobiles pour trois rayons différents de médiation.

Utilizarea anomaliei „locale” este, pe de altă parte, limitată deoarece forma și intensitatea lor depind de procedeul folosit în separarea de cimpuri. În figura 2 este reprobus profilul anomaliei locale Ivo-Mădăraș din partea centrală a munților Harghita de nord obținută prin procedeul mediilor mobile pentru trei laturi diferite ale dispozitivului de mediere. Prin modificarea laturii, o serie de caracteristici ale anomaliei (amplitudinea, poziția apexului, nivelul de zero etc.) suferă modificări esențiale. Fiecare variantă de anomaliă locală corespunde unui alt cilindru vertical aflat în exces de masă față de mediul înconjurător.

Considerăm că eliminarea acestui impediment nu se poate realiza decât prin separarea efectelor regionale prin luarea în considerare a cauzelor ce le produc, respectiv prin aplicarea unei „corecții geologice” datelor gravimetrice.

Acest lucru este posibil în cazul anomaliei gravimetrice din munții Harghita de nord.

### Utilizarea modelelor bidimensionale

După cum am menționat deja, anomalia gravimetrică regională din munți Harghita de Nord are forma unui maxim larg, alungit pe direcția nord-sud, suprapus unei scăderi a valorilor anomaliei spre est. Maximul regional are caracteristicile unei anomalii bidimensionale datorită alungirii sale pe o direcție.

Două aspecte ale geologiei și morfologiei munților Harghita prezintă caractere bidimensionale: componenta regională a reliefului topografic și suprastructura aparatelor vulcanice luată în ansamblu.

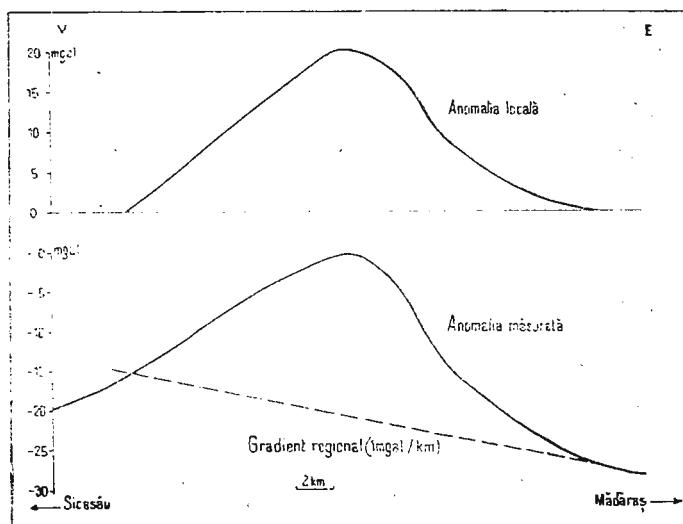


Fig. 3. — Eliminarea gradientului regional pe profilul gravimetric Sicașău-Mădăraș.

Elimination du gradient régional sur le profil gravimétrique Sicasău-Mădăraș.

Pentru facilitarea analizei anomaliei regionale este necesară mai întii eliminarea efectului cu un grad și mai larg de regionalitate exprimat prin scăderea generală a valorilor spre est. Acest gradient regional pare a avea cauze profunde și poate fi asimilat pentru aria de care ne ocupăm, cu o suprafață inclinată de ordinul I.

Eliminarea gradientului gravimetric regional se poate realiza relativ simplu, pe profile, prin simpla balansare a acestora. În partea centrală a munților Harghita de Nord, balansarea profilelor corespunzătoare unui gradient orizontal de 1 mgal/km de scădere a gravitației spre est conduce la obținerea unei anomalii mai mult sau mai puțin simetrice, cu amplitudini cuprinse între 10 mgal (în zone lipsite de anomalii locale) și 20 mgal (în zone cu anomalii locale). Extinderea laterală a anomaliei coincide cu aria ocupată de rocile ce alcătuiesc suprastructura aparatelor vulcanice (fig. 3, 4).

Considerăm că această anomalie este provocată de suprastructura aparatelor vulcanice recente, aflată în contrast pozitiv de densitate față de formațiunile pe care ea repauzează (formațiunea vulcano-sedimentară sau depozite sedimentare neogene sau cuaternare).

Conturarea cantitativă a acestei ipoteze s-a realizat prin calcule efectuate pe secțiuni ipotetice compatibile cu datele geologice. În aceste secțiuni contrastele de densitate s-au fixat pe baza datelor de densitate obținute prin determinările efectuate pe probe de roci și prin metode

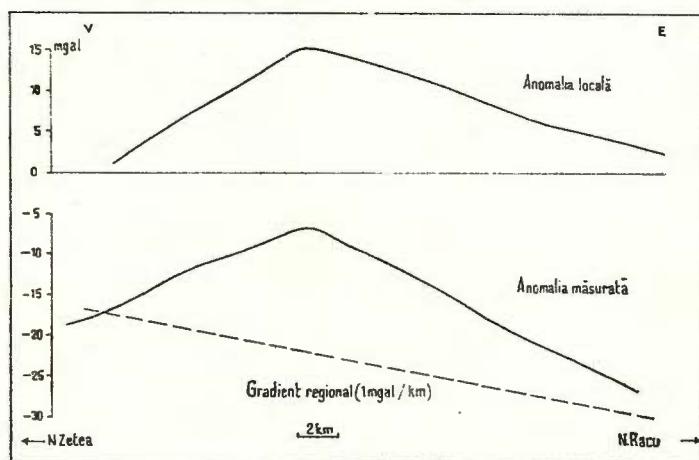


Fig. 4. — Eliminarea gradientului regional pe profilul gravimetric nord Zetea-nord Racu.

Elimination du gradient régional sur le profil gravimétrique Nord Zetea-Nord Racu.

indirecte (Nettleton). Pentru lavele andezitice (nediferențiate) proaspete s-a adoptat densitatea de  $2,60 \text{ g/cm}^3$  iar pentru depozitele piroclastice, o densitate medie între  $2,20 \text{ g/cm}^3$  și  $2,00 \text{ g/cm}^3$ . Suprastructura aparatelor vulcanice, alcătuită dintr-o alternanță de lave și piroclastite cu preponderență marcantă a primelor, prezintă o densitate medie de  $2,50 \text{ g/cm}^3$ .

Modelul prezentat în figura 5 a fost construit în această ipoteză. Efectul gravimetric corespunzător, calculat la calculatorul electronic prin procedeul Talwani, are o intensitate maximă de 12 mgal în partea centrală a modelului, unde s-a presupus o grosime a suprastructurii de 1000 m.

La rezultate similare se ajunge și în cazul în care suprastructura nu mai este considerată un corp cu densitate constantă ci, apropiindu-se de realitate, ca fiind alcătuită dintr-o succesiune de lave mai dense și piroclastite mai puțin dense. Modelul din figura 6 imaginează o astfel de structură alcătuită în partea centrală din trei nivele succesive de lave, separate de trei nivele de piroclastite. Efectul calculat prin același procedeu atinge 10 mgal în zona de apex și este asemănător ca aspect atât cu modelul

precedent cît și cu anomalia gravimetrică cartată în ariile lipsite de anomalii locale.

Este important de subliniat că în modelele fizico-geologice de acest tip, pentru a se obține o amplitudine a efectului comparabilă cu anomalia

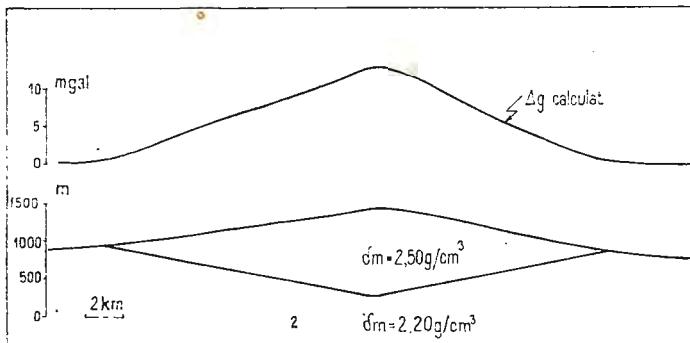


Fig. 5. — Efectul gravimetric calculat al suprastructurii aparatelor vulcanice din munții Harghita de nord. 1, suprastructura aparatelor vulcanice ; 2, formațiunea vulcano-sedimentară sau roci sedimentare neogene sau cuaternare.

Effet gravimétrique calculé de la superstructure des appareils volcaniques des monts Harghita de Nord. 1, superstructure des appareils volcaniques ; 2, formation volcano-sédimentaire ou roches sédimentaires néogènes ou quaternaires.

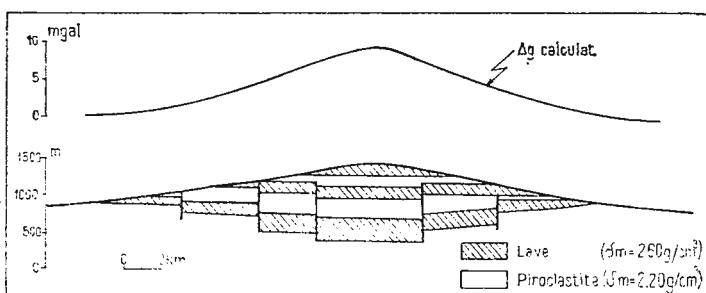


Fig. 6. — Efectul gravimetric calculat al unei succesiuni de lave și piroclastite alcătuind suprastructura unui aparat vulcanic din munții Harghita de nord.

Effet gravimétrique calculé d'une succession de laves et pyroclastites qui forment la superstructure d'un appareil volcanique des monts Harghita de Nord.

măsurată este necesară imaginarea unei îngrosări substanțiale (continuă sau în trepte) a suprastructurii în partea centrală a ei. În același timp se poate accepta și o creștere în același sens a densității medii a suprastructu-

rii, luată în ansamblu, intrucât putem presupune că raportul dintre grosimea cumulată a lavelor și grosimea cumulată a piroclastitelor crește pe măsura apropierii de centrele de emisie aliniate în partea centrală a edificiului muntos.

### Importanța considerării reliefului topografic

Măsurătorile gravimetrice sunt executate pe suprafața pământului. Prin aplicarea reducerilor geofizice curențe (de elevație, de strat intermedian, de cîmp normal) valorile obținute în diferite stații sunt aduse în stare de comparabilitate, dar punctul lor de aplicare rămîne acolo unde au fost măsurate, adică la suprafața pământului.

Această observație nu are o importanță deosebită atât timp cât măsurătorile gravimetrice sunt realizate în zone cu relief calm, apropiat de o suprafață plană, dar devine esențială în considerarea datelor obținute în regiuni muntoase, cu relief puternic. Este cazul regiunilor la alcătuirea cărora participă roci eruptive tinere cum ar fi regiunea de care ne ocupăm.

Pentru o interpretare riguroasă este necesar ca atît efectele modelelor ipotetice cît și datele de observație să fie raportate la o aceeași suprafață de referință. Sunt cunoscute din literatura de specialitate o serie de încercări de elaborare a unor procedee de aducere a datelor de observație de pe suprafață fizică a pământului pe un plan orizontal, dar pînă în prezent nu există încă un astfel de procedeu simplu și unanim acceptat.

Mai simplă de aplicat ni se pare calea inversă și anume imaginea modelelor și calculul efectului lor pe suprafața reală a terenului. Acest mod de abordare a problemei a fost utilizat și în cazul munților Harghita de Nord.

În figurile 7 și 8 sunt reproduse două modele de acest fel, corespunzătoare la două profile transversale peste munții Harghita de Nord în partea lor centrală. Primul profil traversează anomalia locală Ivo-Mădăraș iar cel de-al doilea, paralel cu primul, traversează o zonă lipsită de anomalii locale.

Calculul efectului gravitațional al unor modele, în puncte situate pe o suprafață oarecare, prezintă dificultăți dar poate fi realizat pe profile utilizînd de exemplu, abace de tipul K i n g-H u b b e r t. Noi am folosit în acest scop abaca M o r g a n și F a e s s l e r (1972) cu ajutorul căreia secțiunea geologică ipotetică este împărțită, prin raze și cercuri centrate în punctul de calcul, în suprafețe elementare de efect egal.

După cum se remarcă din cele două figuri, modelele adoptate reprezintă o simplificare extremă a situației geologice; suprastructura apărătoare vulcanice situată peste complexul vulcano-sedimentar ( $\pm$  depozite sedimentare neogene și cuaternare) și aflată în contrast de densitate de  $0,30 \text{ g/cm}^3$  față de aceasta. După cîteva încercări succesive s-a reușit reproducerea satisfăcătoare, prin calcul, a efectului măsurat pentru secțiunea ce trece prin zona lipsită de anomalii locale. Secțiunea ce traversează anomalia locală Ivo-Mădăraș nu satisface efectul măsurat în partea centrală a acestuia unde este evidentă existența unui efect gravimetric



suplimentar („reziduu”) a cărui cauză nu a fost inclusă în modelul imaginat.

Acest „reziduu” este de fapt o anomalie gravimetrică locală separată din imaginea Bouguer prin „corecție geologică”. El este satisfăcut în între-

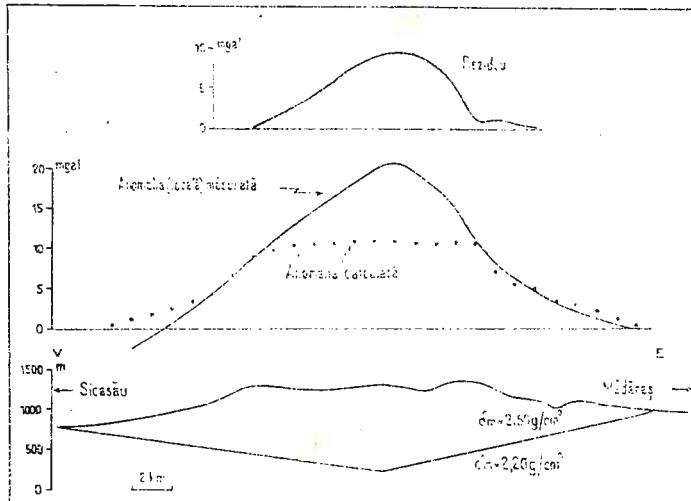


Fig. 7. — Profil gravimetric interpretativ și secțiune ipotetică între Sicasău și Mădăraș.

Profil gravimétrique interprétatif et section hypothétique entre Sicasău et Mădăraş.

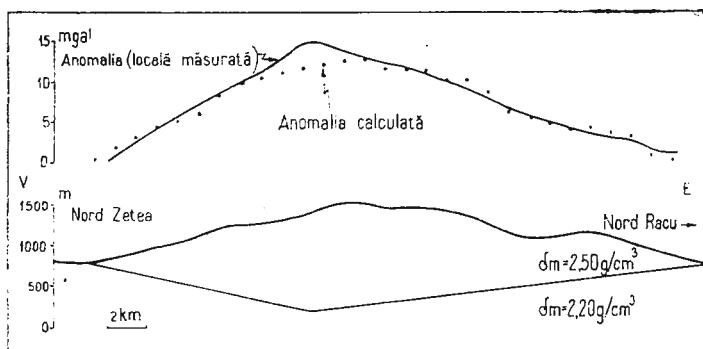


Fig. 8. — Profil gravimetric interpretativ și secțiune ipotetică între nord Zetea și nord Racu.

Profil gravimétrique interprétatif et section hypothétique entre Nord Zetea et Nord Racu.

gime de un corp perturbant în formă de cilindru vertical finit cu înălțimea de 2 km și raza de 1,5 km aflat în contrast de densitate de  $0,25 \text{ g/cm}^3$  față de mediul înconjurător (fig. 9).

Presupunem că această formă geometrizează un corp intruziv, cărui existență a fost deja confirmată de rezultatele forajelor de adâncime medie și mică săpate în zona Mădăraș-Cocoizaș (Constantin Staniceanu et al., 1976, 1977, 1978)<sup>3</sup>, care au interceptat numeroase apofize de roci microdioritice. Corpuri similare sau apofize ale lor au mai fost

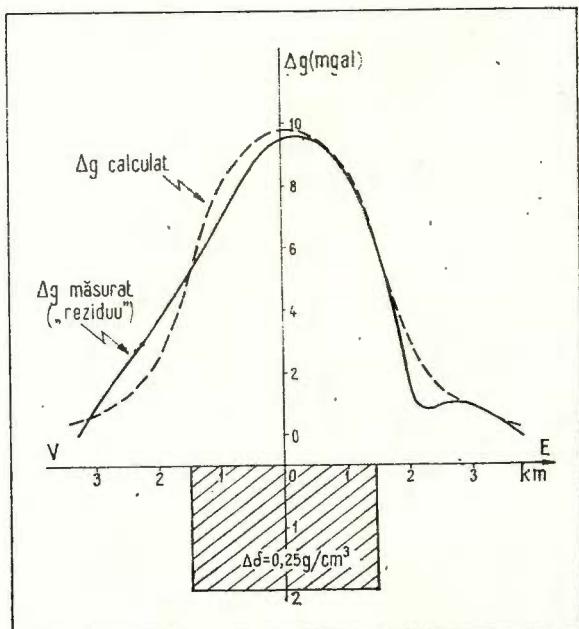


Fig. 9. — Profil gravimetric măsurat și calculat pentru anomalia locală („reziduu”) Ivo-Mădăraș. Profil gravimétrique mesuré et calculé pour l'anomalie locale („résidu”) Ivo-Mădăraș.

interceptate și în alte arii în care s-au cartat astfel de anomalii gravimetrice de maxim: Ostoros, Harghita Băi.

O trăsătură esențială a modelelor prezentate mai sus este îngroșarea considerabilă a suprastructurii în zona centrală, determinată de elevarea suprafetei topografice și de adâncirea limitei inferioare a acestei suprastructuri.

### Modele complexe de interpretare

Analiza cantitativă a datelor gravimetrice din munții Harghita de Nord a demonstrat că la alcătuirea imaginii gravimetrice Bouguer participă efecte cu cauze diferite ca adâncime, extindere și formă. Separarea efectelor nu se poate realiza corect decât prin detectarea și conturarea cantitativă a fiecărei cauze în parte.

Pe de altă parte, suprapunerea acestor cauze, cu cumularea corespunzătoare a efectelor respective, în scopul reproducерii anomaliei măsurate, conduce la obținerea unor modele complexe de interpretare în care

sînt prezente acele particularități ale structurii geologice reflectabile în anomalia gravitației.

Un astfel de model complex este cel din figura 10 ce reprezintă un profil gravimetric și secțiunea ipotetică între Ocna de Sus și Cîrța. În această secțiune se recunosc o serie de cauze discutate mai sus precum și altele asupra căror nu s-a insistat; din mai multe variante posibile, ea evidențiază imaginea cea mai probabilă a structurii geologice.

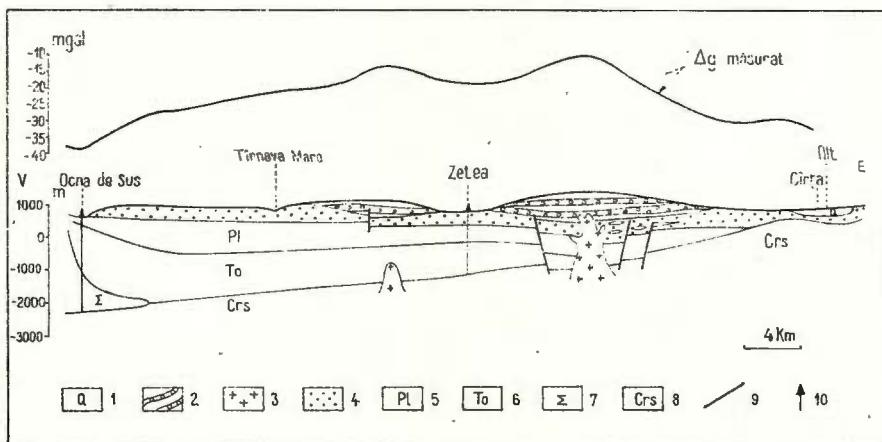


Fig. 10. — Profil gravimetric și secțiune transversală ipotetică prin munții Harghita de nord între Ocnă de Sus și Cîrța. 1, Cuaternar ; 2, suprastructura aparatelor vulcanice ; 3, corp intruziv ; 4, formațiunea vulcano-sedimentară ; 5, Pliocen ; 6, Tortonien ; 7, sare ; 8, cristalin ; 9, fâlfie ; 10, foraj.

Profil gravimétrique et section transversale hypothétique dans les monts Harghita de Nord entre Ocnă de Sus et Cîrța ; 1, Quaternaire ; 2, superstructure des appareils volcaniques ; 3, corps intrusif ; 4, formation volcano-sédimentaire ; 5, Pliocène ; 6, Tortonien ; 7, sel ; 8, cristallin ; 9, faille ; 10, forage.

Efectul major, de negativare generală a valorilor anomaliei gravitației spre est, este puțin evident pe profilul prezentat dar el compensează în mare măsură efectul coborîrii fundamentului cristalin spre depresiunea Transilvaniei. Influența fundamentului cristalin este evidentă în partea estică unde el comandă de fapt alura anomaliei gravimetrice. Pe de altă parte, în extrema vestică a profilului, anomalia gravimetrică este puternic influențată de deficitul de masă creat de diapirele de sare din zona Praid-Sovata.

Partea centrală a profilului evidențiază două maxiime cauzate de suprastructura aparatelor vulcanice la care se adaugă influența unor corpuri intruzive.

Considerăm că modelul de interpretare propus este valabil pentru întreaga arie a munților Harghita de nord și poate fi extins pentru întreg

lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita. Evident, raportul dintre diferențele influențe menționate variază de la zonă la zonă în funcție de dimensiunile și adincimile cauzelor perturbatoare respective.

#### CONCLUZII

Interpretarea datelor gravimetrice cu ajutorul modelelor fizico-geologice permite fixarea cantitativă a diferitelor cauze al căror efect se cumulează în harta anomaliei gravimetrice Bouguer. Folosirea pe scară largă a mijloacelor rapide de calcul permite rafinarea eficientă a modelelor prin îmbunătățiri succesive și punerea lor de acord cu informațiile extragravimetrice recente.

Aplicarea acestui proces datelor gravimetrice din munții Harghita de nord a condus la obținerea de informații structurale noi ce contribuie la avansarea cunoștințelor geologice asupra regiunii.

Cea mai bună metodă de separare a diferitelor efecte cumulate în harta gravimetrică Bouguer s-a dovedit cea bazată pe criterii interpretative, respectiv prin considerarea cauzelor geologice diferite responsabile de fiecare efect în parte.

În realizarea modelelor fizico-geologice, o importanță aparte o are luarea în considerare a reliefului topografic al zonei în care s-au realizat prospecțiunile gravimetrice.

Din analiza diferitelor modele fizico-geologice posibile, în paralel cu datele obținute prin cartarea geologică și foraje a rezultat că la alcătuirea imaginii gravimetrice din aria studiată participă mai multe cauze. O cauză foarte profundă, situată probabil în partea inferioară a scoarței sau la limita ei, induce un efect larg de negativare a anomaliei Bouguer spre est, spre axa Carpaților Orientali. Relieful fundamentalui cristalino-mezozoic cauzează un gradient regional de sens contrar, corespunzător afundării regionale a acestuia spre vest, spre bazinul Transilvaniei, precum și alte anomalii de maxim sau minim ce reflectă ridicările și coborările acestui relief. Efectul reliefului fundamentalui este predominant în partea de est a regiunii cercetate, spre bazinul Ciucului, unde adâncimea fundamentalui este relativ mică iar contrastul de densitate dintre acesta și depozitele cuaternare acoperitoare este mare.

Suprastructura aparatelor vulcanice recente, luată în ansamblu este responsabilă de anomalia regională de maxim ce caracterizează zona axială a masivului muntos Harghita. Această suprastructură prezintă o îngroșare substanțială spre axa muntilor la care se adaugă, probabil, și o creștere a densității medii ca rezultat al creșterii grosimii cumulate a curgerilor de lavă în dauna intercalărilor piroclastice.

Anomalii izometrice cu caracter local, grefate pe anomalia regională de maxim, sunt comandate de corperi intruzive de forme geometrizabile prin cilindri verticali. Cele mai multe corperi intruzive sunt prezente în subsolul zonelor în care au fost recunoscute aparate vulcanice, trădând astfel o legătură între cele două tipuri de manifestare magmatică : efuzivă și intruzivă.



În fine, o serie de trăsături locale ale anomaliei gravimetricice este comandată de apofize de dimensiuni reduse sau de zone în care alterația hidrotermală a condus la modificarea densităților rocilor.

Dintre informațiile deduse din analiza datelor gravimetricice, de o importanță deosebită este localizarea maselor intruzive de care pot fi legate eventuale mineralizații de sulfuri complexe sau auro-argentifere.

## BIBLIOGRAFIE

- Botezatu R. (1976) Contribuții geofizice la studiul vulcanitelor neogene din România, Inst. Geol. Geofiz., Stud. Tehn-econom., Studii și Cercet. Geofiz. Aplic., seria D, 11, București.
- Andrei J., Calotă C., Fotopoulos S., Popovici D., Proca A., Suciuva M., (1966) Aperçu de l'applicabilité de la prospection gravimétrique à l'étude des structures éruptives néogènes en Roumanie, *Rev. Roum. de Géol., Géophys et Géogr., série de Géophys.*, 10, 1, București.
  - Calotă C., Constantinescu L. (1974) Advances in Investigating Magmatic Structures by Means of Gravity and Magnetic Data, *Rev. Roum. de Géol., Géophys. et Géogr., série de Géophys.*, 18, București.
- Grigore I. (1957) Studiu geologic și petrografic asupra munților Gurghiu, Ed. Științifică, București.
- Morgan N. A., Faessler C. W. (1972) A Two- and Three-Dimensional Gravity Dot Chart, *Geophys. Prospl.*, 20, 2, Haga.
- Nagy L. (1958) Noi contribuții la geologia părții de Est a munților Harghita, Univ. Babeș-Bolyai Stud. Geol. Geogr., 3, 5, Cluj-Napoca.
- Peltz S., Peltz Margaret (1964) Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoros (Munții Harghita), D.S. Com. Geol., L/2 (1962-1963), București.
- Rădulescu D. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a munților Harghita, D.S. Com. Geol., L/2 (1962-1963), București.
- (1973) Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munții Călimani, Gurghiu și Harghita, D.S. Inst. Geol., LIX/4, București.
  - Peltz S., Stanciu Constantina (1973) Neogene Volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu-Harghita Mts.), Internat. Symp on Volc., Guidebook, București.
- Stanciu Constantina (1976) Transformări hidrotermale în craterul Ostoros (foraj 3) din munții Harghita, D.S. Inst. Geol. Geof., LXII (1974-1975), București.
- Suceava M., Proca A., Fotopoulos S. (1968) Anomalie gravitației în munții vulcanici Călimani-Gurghiu-Harghita, Stud. Cercet. Geol., Geof. și Geogr., seria Geof., 6, 2, București.
- Suceava M., Proca A. (1970) Prospectinguri gravimetriche în munții Gurghiu și Harghita de Nord, Inst. Geol., Stud. Tehn-econom. seria D, Stud. Cercet. Geof. Apl., 7, București.
- — (1974) Contributions gravimétriques à la connaissance des structures éruptives du SE des Monts de Gurghiu, Roumanie, Bull. Volc., XXXVIII, 4, Napoli.
- Sillitoe R. H. (1973) The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits, Econ. Geol., 68, Lancaster.
- Vasilescu A. I. (1964) Cercetări geologice și petrografice în partea de SE a munților Harghita, D.S. Com. Geol., L/2 (1962-1963), București.



## MODÈLES PHYSICO-GÉOLOGIQUES D'INTERPRÉTATION DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES DES MONTS HARGHITA DE NORD

### (Résumé)

L'ouvrage présente quelques modèles physico-géologiques employés pour l'interprétation quantitative des anomalies gravimétriques des Monts Harghita de Nord. Le calcul des effets gravifiques de ces modèles a été réalisé, par rapport au cas avec des abaques ou au calculateur électronique.

L'interprétation quantitative à base des modèles composés de cylindres verticaux finis, justifiée par la forme des anomalies locales et de leur sources probables, a été intensement employée, mais les résultats obtenus présentent un degré d'incertitude à cause du caractère subjectif de l'anomalie locale séparée à l'aide des méthodes physico-matématiques classiques.

L'élimination des effets d'une régionalité plus large peut être réalisée au cas particulier de la région étudiée, en considérant les causes qui les produisent. L'anomalie régionale de maximum allongée à la direction nord-sud, caractéristique pour la zone axiale des monts Harghita, est le résultat de la superstructure des appareils volcaniques qui est en contraste positif de densité à l'égard la formation volcano-sédimentaire sur laquelle elle repose. Son effet peut être reproduit par calcul si dans le modèle bidimensionnel respectif on accepte un épaissement substantiel de celle-ci à la partie centrale du massif montagneux et si les calculs sont effectués sur le relief topographique réel. Le gradient régional de diminution des valeurs de l'anomalie vers l'est semble avoir des causes profondes et peut être assimilé avec une surface plane et son élimination sur des profils transversaux peut être faite par le simple balancement de ceux-ci.

L'analyse des modèles physico-géologiques réalisés par rapport aux données géologiques de surface et à celles obtenues par les forages pratiqués dans la région, montre qu'à la formation de l'image de l'anomalie Bouguer il y a au moins 5 causes géologiques diverses qui y participent. L'identification et le contour quantitatif de ceux-ci représentent la contribution de l'ouvrage pour l'avancement des connaissances géologiques aux monts Harghita de Nord.



# INTERPRETĂRI STRATIGRAFICE PE SECTIUNI SEISMICE, ÎN BANAT<sup>1</sup>

DE

NELU IONESCU, MADELENE ALEXANDRESCU<sup>2</sup>

*Geological interpretation of geophysical data. Stratigraphical seismics. Electronic calculator. Seismical sections. Mio-Pliocene. Data processing. Pannonic Depression. Zone in the south of Mureş.*

## Abstract

Stratigraphical Interpretations on Seismic Sections, in Banat. The development of modern technologies in the acquisition and processing of the seismic data allows the interpretation in geological terms of the informations concerning the sedimentation conditions, the sediments origin, their lithologic structure etc. (stratigraphic seismics).

The present paper deals with two examples from Banat which prove the possibilities of the seismometry to offer indications as regards the origin of the Mio-Pliocene sediments and their condition of sedimentation. The wells drilled in the region confirm the stratigraphical interpretation of seismic lines.

The comparison with the ancient seismic lines, analogically recorded, with single coverage and with the electric logs from the wells drilled in the region, sustains the necessity of the continuation of improving the methods of geological and geophysical investigation.

Dezvoltarea tehnologiilor moderne de înregistrare, prelucrare și interpretare a datelor, în prospecțiunea seismică, a condus la reevaluarea posibilităților acestei metode geofizice în evidențierea raporturilor dintre formațiunile sedimentare nu numai din punctul de vedere al aranjamentului structural al acestora dar și în ceea ce privește natura sedimentelor, compoziția litologică, condițiile de sedimentare, fluidele conținute în pori etc. Aceste posibilități nu au putut fi puse în valoare pînă acum, decit în cazuri extrem de favorabile, ca urmare a atenuării insuficiente a fondului puternic

<sup>1</sup> Comunicată în sesiunea științifică a I.P.G.G.H. din 27.04.1978, predată la 10.V.1978, acceptată pentru publicare la 10.V.1978.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, București.



de unde perturbatoare ce însoțesc, de regulă, înregistrările seismice precum și a capacitații reduse de analiză și prelucrare a datelor.

Secțiunile seismice obținute în ultimii ani în țara noastră prin utilizarea acoperirii multiple, a grupărilor de sonde și geofoni, în paralel cu înregistrarea și prelucrarea numerică a datelor, oferă geofizicianului interpretator informații suplimentare, care pot ajuta la elucidarea unor probleme geologice încă nerezolvate, punind într-o lumină nouă perspectivele de viitor ale metodei de prospecție seismică.

Lucrarea de față își propune să ilustreze prin două exemple, selectate din multitudinea existentă, afirmațiile de mai sus.

Secțiunile de timp ale profilelor A, B, C (pl. I, II, III) executate în Banat, în zona cuprinsă între Arad și Timișoara (fig. 1), zonă în care fundația cristalină se află la adâncimi relativ mici (1000-1500 m), prezintă în partea superioară (0,3-0,6 s), un regim de inscriere ce evidențiază numeroase reflecții, bine individualizate, caracterizând o alternanță de sedimente cu impedanțe acustice net diferențiate, urmat de un regim lipsit practic de reflecții, ce se individualizează în intervalul de timp 0,6-1,1 s, și care reprezintă probabil un complex litologic cvasi-monoton, lipsit de contraste acustice importante. La partea inferioară a celui de-al doilea regim se separă un pachet de reflecții cu amplitudine mare, care trădează o importantă discontinuitate a impedanțelor acustice la acest nivel, ce se datorează unei schimbări litologice. Sub acest pachet de reflecții, secțiunile seismice prezintă unde difractate care însoțesc, de regulă, ultima reflecție coreabilă, după care secțiunea apare total lipsită de impulsuri coerente.

Încercând să interpretăm în termeni geologici informațiile furnizate de secțiunile de timp ale profilelor mai sus menționate, vom recunoaște cu ușurință existența unui complex superior alcătuit dintr-o alternanță de strate depuse continuu în condițiile unui mediu de sedimentare caracterizat prin energie variabilă. Vitezele de interval determinate din înregistrările seismice se situează în jurul valorilor de 2000-2100 m/s, caracteristice pentru roci detritice, ceea ce conduce la concluzia că ne aflăm în prezență unui complex detritic, alcătuit predominant din alternanțe de marne, nisipuri și pietrișuri.

Lipsa reflecțiilor în intervalul de timp 0,6-1,1 s caracterizează existența unui complex litologic nediferențiat, deși în condiții de sedimentare de joasă energie, prin sedimentarea particulelor fine aflate în suspensie, ce ar putea să fie alcătuit, cel mai probabil, din marne, argile sau roci carbonatace. Întrucât vitezele de interval pentru acest complex, oscilează în jurul valorilor de 2300-3000 m/s, remarcindu-se totodată o creștere a vitezei de interval cu adâncimea, ca efect al compactizării, reținem ca plauzibilă numai ipoteza existenței unui complex argilo-marnos.

În extremitatea nordică a profilului „A” în intervalul de timp 0,6-0,9 s se schițează, totuși, unele impulsuri coreabile, care par să vină în contradicție cu ipoteza formulată de noi privind uniformitatea litologică a complexului. Studiul de detaliu al analizelor de viteză efectuate în această zonă arată însă că, în realitate, aceste impulsuri reprezintă reflecții multiple, insuficient atenuate în etapele de înregistrare și prelucrare a datelor.



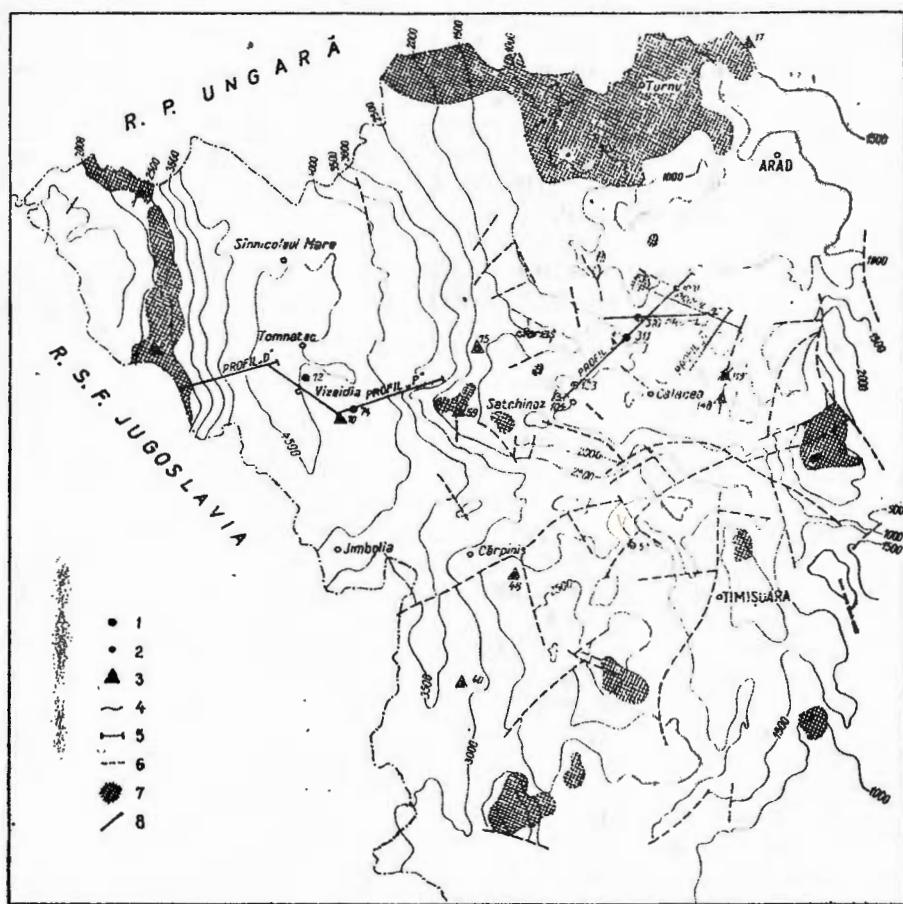


Fig. 1. — Harta cu izobate la suprafața reliefului fundamentalui cristalin.

1, foraj de explorare ; 2, foraj structural de mică adâncime ; 3, seismocarotaj convențional ; 4, izobate la suprafața fundamentului cristalin după date seismice (Ionescu, 1974) ; 5, secțiuni seismice ; 6, limită de extindere a formațiunilor geologice ; 7, zone de ridicare ale fundamentului cristalin care suportă numai depozite de vîrstă pliocenă ; 8, falie.

Carte à isobathes à la surface du relief du soubassement cristallin.

1, forage d'exploration ; 2, forage structural de petite profondeur ; 3, sismo-carottage conventionnel ; 4, isobathes à la surface du soubassement cristallin d'après les données sismiques (Ionescu, 1974) ; 5, sections sismiques ; 6, limite d'extension des formations géologiques ; 7, zones de soulèvement du soubassement cristallin qui supporte seulement des dépôts d'âge pliocène ; 8, faille.

Trecerea de la intervalul de timp lipsit de reflecții la pachetul de reflecții puternice din intervalul 0,9-1,13 s coincide cu un salt al vitezei de interval de cca 600-1000 m/s ajungîndu-se la valori de 3000-3300 m/s, pentru intervalul corespunzător acestui pachet. Asemenea valori ale vitezelor pot indica existența unor sedimente mult mai compacte, consolidate, de tipul gresiilor, nisipurilor sau marnocalcarelor.

În baza acestui pachet de reflecții, analizele de viteză consemnează cel mai important salt al vitezei de interval, de peste 1500 m/s. Valorile mari ale vitezei de interval (4700-5600 m/s) caracterizează existența unor roci dure, foarte compacte, de tipul calcarelor, dolomitelor, roci cristaline sau eruptive.

Undele difractate, ce însoțesc ultima reflecție coreabilă pe secțiunile de timp nemigrate, pot fi interpretate ca provenind de la puncte de discontinuitate acustică de la suprafața reliefului fundamentalui cristalin, date rate neregularităților acestui relief, provocate de o eroziune diferențiată sau de accidente tectonice. Această ipoteză este întărîtă și de faptul că, imediat sub acest nivel, secțiunea seismică nu prezintă impulsuri coreabile, ceea ce ar putea fi considerat ca un argument că acest interval corespunde fundamentalui cristalin, care, după cum se știe, este lipsit în general de reflecții.

Pentru verificarea ipotezelor geologice formulate mai sus, plecînd de la secțiunile seismice de timp, au fost utilizate datele sondelor 104, 310, 311, 123 și 1031 săpate în imediata apropiere a profilului „A”. Din păcate, în nici una din aceste sonde nu a fost înregistrat un carotaj acustic sau de densitate care să permită o corelare corectă a informațiilor din sonde cu cele obținute prin seismometrie și realizarea unor modelări stratigrafice. În sonda 104, aflată în apropierea capătului sudic al profilului „A” s-a executat un carotaj seismic convențional, ale cărui date au fost folosite pentru determinarea relației timp-adîncime pentru diferitele orizonturi reflectatoare.

Pe secțiunea de timp a profilului „A“ au fost reprezentate la scara dictată de relația timp-adîncime diagrafiile electrice standard (P.S. rezistivitate) înregistrate în sondele mai sus menționate (pl. I). Acest mod de reprezentare, deși nu este riguros excat, a fost preferat transformării în adîncime a secțiunii și reducerii ulterioare a diagrafiilor la scara secțiunii, pentru conservarea formei semnalelor seismice.

Se observă o remarcabilă corespondență între complexul superior al Pliocenului, alcătuit din alternanțe de marne, nisipuri și gresii slab cimentate, cu înscrisere caracteristică în diagrafiile electrice și primul pachet de reflecții separat pe secțiunea de timp. Complexului litologic inferior, alcătuit dintr-o secvență evasiomogenă de marne slab nisipoase cu valori mici, aproape constante, ale polarizației spontane și rezistivității, îi corespunde intervalul lipsit de reflecții, între 0,6-1,1 s pe secțiunea de timp.

Pachetul de reflecții puternice corespunde pachetului de marnocalcare, gresii și nisipuri, care se înscrisu în diagrafiile electrice cu valori mari de rezistivitate și P.S. Vîrstă acestor depozite este Miocen superior-Pliocen inferior.



În sfîrșit, nivelul reflectiilor corelabile, împreună cu undele difracțate care însoțesc această reflecție se situează în apropierea suprafeței fundamentalului cristalin.

Plecind de la concluziile obținute în cazul acestui exemplu, am căutat să aplicăm același model de analiză pentru profilul „D”, executat, în cea mai mare parte, în zona depresionară Sînnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia (pl. IV).

Se observă că, exceptind reflectiile  $R_1$ , și  $R_2$ , înregistrate în zona sondei 70 Tomnatec, la  $t = 1,4$  s și 2,4 s care prezintă amplitudini mari și se pot urmări pe distanțe apreciabile (10-15 km), restul reflectiilor prezintă amplitudini mai reduse și se urmăresc pe distanțe scurte, de cel mult 3-5 km.

Urmărind evoluția orizonturilor seismice de-a lungul profilului se constată unele modificări ale valorilor amplitudinii și frecvențelor precum și schimbări de polaritate.

Analizele de viteza arată o lipsă de coreabilitate a pachetelor de strate cu aceeași viteza de interval de la un punct de analiză la altul.

Valorile vitezelor de interval variază de la 2000 m/s la 4100 m/s, remarcindu-se, în general, o creștere a vitezelor de interval cu adâncimea, fără salturi mari ale vitezelor de interval de la un pachet de strate la altul.

Toate aceste observații conduc la concluzia că intervalul de timp 0,5-2,4 s, în care secțiunea de timp a profilului D prezintă informații utile, corespunde unei secvențe detritice, cu importante variații de facies, depuse în condiții de mare energie. Menținerea acelorași condiții de sedimentare pe o suprafață relativ extinsă s-a realizat numai în axul zonei depresionare, în perioada depunerii complexelor litologice evidențiate de reflectiile  $R_1$  și  $R_2$ . Către marginile bazinului de sedimentare, pe flancurile zonelor de ridicare și aceste două reflectii își pierd individualitatea, ceea ce ar putea fi interpretat ca o variație a faciesului depozitelor, în aceste direcții.

Pe majoritatea analizelor de viteza se remarcă un contrast negativ la nivelul reflectiei  $R_2$ , care poate fi interpretat ca reprezentând trecerea de la un pachet de roci bine consolidate — probabil gresii și marnocalcare — la un complex litologic cu viteza mai mică, posibil marne sau argile compacte.

Trebuie menționat că nici una din analizele de viteza nu arată valori ale vitezelor de interval de ordinul a 4500-5000 m/s care — așa cum am văzut în cazul profilelor A, B, C, corespund fundamentalui cristalin. Această observație poate conduce la următoarele ipoteze : a) fundamentalul se află la adâncimi mai mari decât timpul înregistrat (4,5 s); b) datele seismice înregistrate la tempi mai mari de 2-2,5 s sunt de slabă calitate (energie slabă, raport semnal-zgomot foarte mic); c) în această zonă, suprafața fundamentalui nu este o suprafață reflectatoare.

După părerea noastră, pentru verificarea acestor ipoteze trebuie făcute înregistrări seismice suplimentare având ca scop, în primul rînd, creșterea energiei și îmbunătățirea raportului semnal-zgomot, pentru un timp de înregistrare mai mare de pînă la 8-10 s.



Informațiile furnizate de sondele 70, 72 și 74 Tomnatec (fig. 2, pl. IV), săpate în apropierea profilului seismic D, confirmă existența unei secvențe litologice alcătuită din marne, nisipuri, gresii cenușiu silicioase, marne și argile grezoase, pe tot intervalul străbătut (pînă la 3500 m), interval ce corespunde unui timp de înregistrare de aproximativ 2,2 s.

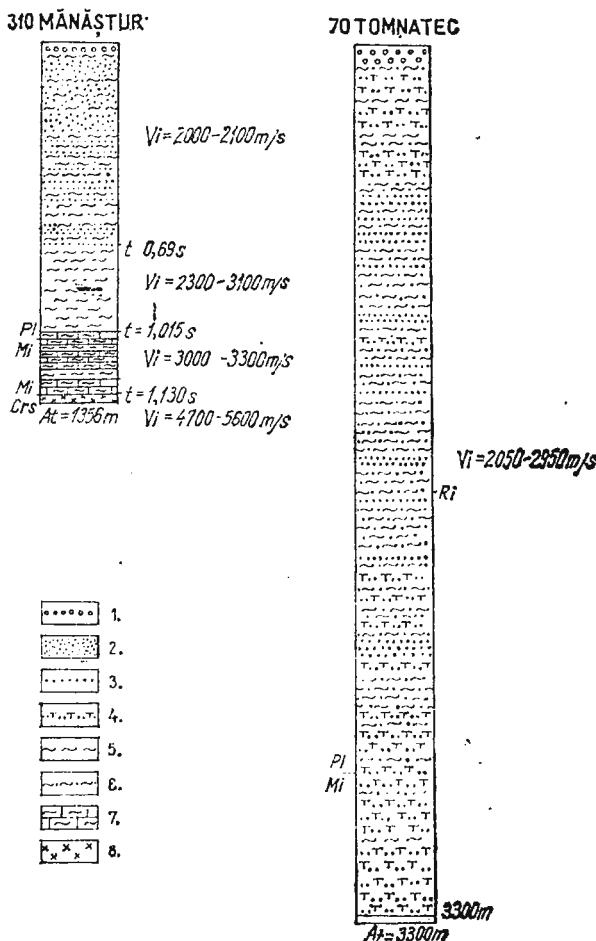


Fig. 2. — Coloane lito-  
logice sintetice în zona  
sondelor 70 Tomnatec și  
310 Mănăstur.

1, pietrișuri și conglomere ; 2, nisipuri ; 3, gresii ; 4, gresii calcaroase ; 5, marne ; 6, marne nisipoase ; 7, marno-calcare ; 8, roci eruptive.

Colonnes lithologiques syn-  
thétiques dans la zone des  
sondes 70 Tomnatec et 310  
Mănăstur.

1, graviers et conglomérats ;  
2, sables ; 3, grès ; 4, grès  
calcaires ; 5, marnes ; 6,  
marnes sablonneuses ; 7,  
marno-calcaires ; 8, roches  
éruptives.

Sondele cele mai adînci 70 și 72 s-au oprit cu talpa într-un complex litologic alcătuit din gresii calcaroase, cenușiu-albicioase, cu intercalatii de marne și argile compacte, la baza cărora se situează, probabil, reflecția  $R_2$ , care, așa cum arătăm mai sus, marchează trecerea la un complex cu viteze mai mici, alcătuit din roci mai puțin dure.

În ceea ce privește reflecția  $R_1$ , după datele seismocarotajului convențional executat în sonda 70 Tomnatec — aceasta se situează la acoperi-

sul unui strat, cu o grosime relativ mică (cca 50 m), undeva în Pliocen, în mijlocul unui complex fără o înscriere caracteristică pe diagrafile electrice. Această observație conduce la concluzia că identificarea suprafațelor reflectatoare în succesiunea litologică dintr-o zonă oarecare nu se poate face cu certitudine, în absența înregistrărilor de carotaj acustic continuu și a carotajelor de densitate. Reflectia  $R_1$ , care se înscrie cu valori mari ale amplitudinii, revine de la o suprafață de discontinuitate acustică ce separă două medii cu viteze de propagare și densitate diferite, care pot avea însă o constituție litologică și rezistivitate aparentă destul de apropiate, fiind greu de separat numai pe baza diagrafiilor electrice standard.

Comparația dintre profilele seismice A, B și C înregistrate într-o zonă cu fundimentul cristalin ridicat, care suportă depozite de vîrstă Miocen superioară și Pliocenă și profilul D, înregistrat în axul zonei depresionare Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, unde există o succesiune litologică aproape completă, începînd probabil cu Paleozoicul (Ionescu, 1974)<sup>3</sup>, aduce în discuție cîteva probleme geologice interesante în legătură cu faciesul formațiunilor miocen inferioare și pliocene și condițiile lor de sedimentare.

Admitînd că zona Munților Apuseni a constituit în această perioadă principala sursă a materialului detritic depus în acest sector al depresiunii pannonice, era de așteptat ca în apropiere de sursă, în condițiile unei adîncimi mici a apelor să fi întlnit sedimente mai grosiere, depuse în condiții de energie înaltă, în timp ce în axul zonei depresionare Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia, aflat mai departe și cu o adîncime mai mare a apelor, să se fi întlnit sedimente mai fine, pelitice, depuse în condiții de joasă energie.

Datele seismice obținute recent, confirmate și de informațiile din forajele săpate pînă acum, arată o situație inversă și anume, sedimente pelitice, depuse în condiții de joasă energie în zona ridicată a fundimentului cristalin, în apropierea Munților Apuseni și alternanțe de sedimente psamitice și pelitice în axul zonei depresionare de la vest.

Această situație ar putea fi explicată în felul următor. În zona estică, sedimentarea s-a făcut în condițiile unui bazin, oarecum izolat, ca urmare a existenței unor creste ale fundimentului, submersă sau emerse (Turnu, Variaș, Șandra-Satchinez-Calacea), care-l înconjurau din toate părțile, apărîndu-l de influența puternică a valurilor și curentilor. Sedimentele argilo-marnoase din complexul inferior al Pliocenului provin probabil din alterarea fizico-chimică a rocilor cristaline și eruptive din care sunt alcătuite crestele mai sus menționate, care au constituit, se pare, principala sursă a materialului detritic în suspensie.

Zona depresionară Sinnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia a constituit o zonă de mare deschisă, în care s-a făcut resimțită din plin acțiunea valurilor și a curentilor și în care s-au depus sedimente mai puțin sortate, ca urmare a vitezei mari de transport și distrugere a apelor.

<sup>3</sup> Teză de doctorat, Universitatea din București.

Către sfîrșitul Pliocenului, condițiile de sedimentare par să se uniformizeze, la aceasta aducindu-și, desigur, contribuția și imersiunea crestelor de cristalin de la Turnu, Variaș, Șandra-Satchinez-Calaceea.

Comparația dintre secțiunile de timp ale profilelor A, B și C înregistrate recent utilizând următoarea tehnică de teren: acoperire multiplă de ordinul 12, offset 5-800 m, înregistrare de la un capăt al dispozitivului, 12 geofoni pe o bază de 33 metri, distanța între trase 50 m, prelucrate numeric și secțiunea de timp a profilului E, executat anterior cu acoperire simplă, împușcare centrală, cu 50 m între geofoni și 12 geofoni pe canal, prelucrat analogic (pl. V) arată, pe secțiunea de timp a profilului E, prezența a numeroase reflecții multiple. Multe dintre acestea sunt înregistrate în intervalul de timp ce corespunde complexului litologic argilo-nisipos din baza Pliocenului care, aşa cum am văzut mai sus, este în mod practic, lipsit de reflecții.

Încercările de utilizare, pentru studii stratigrafice, a secțiunilor seismice înregistrate și prelucrate în condiții necorespunzătoare pot conduce, deci, la concluzii eronate.

Un alt aspect care merită a fi subliniat este acela că, în absența unor înregistrări continue ale variațiilor de viteză și de densitate în sonde, informațiile litostratigrafice oferite de înregistrările seismice se rezumă la secvențe mari litologice, aşa cum este cazul și în lucrarea de față. Pentru obținerea unor informații de detaliu, este nevoie pe lângă îmbunătățirea tehnicilor de înregistrare și prelucrare în scopul creșterii raportului semnal-zgomot, atenuării reflecțiilor multiple, îmbunătățirii coerentei undelor utile, conservării formei semnalului, creșterii preciziei determinărilor de viteză, redării cît mai fidele a raportului amplitudinilor și frecvențelor etc., de o iuvestigare geologică și geofizică complexă și completă a găurii de sondă, care să servească la verificarea în aceste puncte de control a ipotezelor formulate pe baza informațiilor seismice. Modelarea stratigrafică reprezintă, în final, soluția optimă pentru validarea acestor ipoteze.

Valorificarea superioară a rezultatelor prospecțiunii seismice impune — ca o etapă obligatorie — și valorificarea tuturor informațiilor stratigrafice ce pot fi obținute prin această metodă. Aceste informații se dovedesc a fi extrem de prețioase în determinarea condițiilor de sedimentare, care pot ajuta la o mai bună înțelegere a modului de formare a capcanelor litostratigrafice în vederea identificării și conturării lor.

## ÎNTREBĂRI

**I. Marinescu:** Ați examinat diagramele seismice de timp de pe platforma marină? S-a observat o diferențiere între înregistrările pachetelor calcaroase și cele formate din roci detritice?

**Răspuns:** Pe profilele seismice înregistrate pe platforma continentală a Mării Negre se observă în mod clar diferențierea unor pachete de strate cu litologie diferită. Vitezele de interval arată că aceste pachete pot fi alcătuite din roci detritice și carbonatice.



- G. h. Constantin: 1. Tema prezentată a fost studiată numai în pannonian? 2. În zona centrală a Depresiunii Getice s-au încercat asemenea studii privind prezentarea litologiei prin seismică?

Răspuns: 1. Obiectul comunicării îl constituie depresiunea pannonică, dar asemenea exemple există și în alte unități structurale. 2. S-au observat aspecte diferite ale secțiunilor de timp în funcție de faciesul Paleogenului. Nu s-au întreprins studii speciale în acest sens pînă acum. Ele vor fi abordate în viitor, pe măsura execuției unor profile care să poată fi interpretate stratigrafic.

### DISCUȚII

I. Marinescu: Punerea în evidență a pachetelor calcaroase reprezintă un rezultat pozitiv și permite o mai bună interpretare a structurii regiunii, avînd rolul de reper. Se deschide astfel o poartă nouă în interpretarea geologică a lucrărilor seismice. Aș recomanda generalizarea procedeului de interpretare pe toate unitățile structurale majore, în care s-au efectuat lucrări seismice.

K. Muntz: Lucrarea încearcă să suplimească lipsa informațiilor mai numeroase despre viteza reală a depozitelor din subsol, prospectate seismic.

În condițiile actuale de solicitare a proiectanților de a face analize foarte detaliate privind structura și variațiile de facies, pentru a detecta capcane de amplitudini reduse sau de natură lithostratigrafică, lipsa carotajelor seismice și acustice la un număr mai mare de sonde se resimte în mod deosebit. Consider că se impune realizarea unei rețele de sonde carotate seismic și acustic, de un găbarit mult mai dens celui existent la ora actuală.

## INTERPRÉTATIONS STRATIGRAPHIQUES SUR LES COUPES SISMIQUES, EN BANAT

### (Résumé)

Le développement technologique dans le domaine de l'enregistrement, du traitement et de l'interprétation des informations dans la prospection sismique, a conduit à la réévaluation des possibilités de cette méthode géophysique, dans l'établissement des rapports entre les formations sédimentaires non seulement du point de vue de l'arrangement structural de celles-ci, mais aussi en ce qui concerne la nature des sédiments, leur composition lithologique, les conditions de sédimentation etc.

Cet ouvrage se propose d'illustrer ces possibilités à l'aide de deux exemples, sélectionnés parmi les profils sismiques exécutés pendant les dernières années, en Banat, en utilisant la couverture multiple et l'enregistrement et traitement numériques des informations.

Les coupes-temps des profils A, B, C (pl. I, II, III), exécutés en Banat, dans la zone située entre Arad et Timișoara (fig. 1), où le soubassement cristallin se trouve relativement près de la surface (1000-1500 m), présente à la partie supérieure (0,3-0,6 s), une séquence sismique représentée par de nombreuses réflexions, bien individualisées, qui caractérisent une alternance de sédiments aux impédances acoustiques nettement différencierées, suivi d'une séquence sans réflexions qui est individualisée dans l'intervalle de temps 0,6-1,1 secondes et qui représente



probablement un complexe lithologique quasi-monotone, dépourvu de contrastes acoustiques importants. A la partie inférieure de la deuxième séquence il y a un groupe de réflexions à grande amplitude, qui trahit une importante discontinuité des impédances acoustiques à ce niveau, due probablement à un changement lithologique. Au-dessous de ce groupe de réflexions, les coupes-sismiques présentent des ondes diffractées qui accompagnent d'habitude la dernière réflexion corrélable ; après celle-ci la section apparaît totalement dépourvue d'impulsions cohérentes.

En tenant compte de la continuité des horizons réflecteurs, de la modification des amplitudes et des fréquences des ondes reflétées et de la valeur des vitesses d'intervalle déterminées des enregistrements sismiques, on peut considérer que la première séquence (0,3-0,6 s) correspond aux alternances de marnes, sables et graviers, déposés en conditions d'énergie variable, la séquence dépourvue de réflexions (0,6-1,1 s) correspond à un complexe peu différencié, formé par les argiles et les marnes non-stratifiées, déposé en conditions de basse énergie ; le groupe de réflexions de la base de ce complexe aux alternances de roches détritiques du type des grès, des sables consolidés ou des marno-calcaires, et la dernière réflexion corrélable peut être attribuée à la surface du relief du soubassement cristallin.

Les informations fournies par les forages 104, 310, 311, 123 et 1031, situés près du profil A (fig. 1, pl. I) confirment les hypothèses formulées ci-dessus, à partir de l'interprétation des sections sismiques.

La coupe-temps du profil D (pl. IV) présente entre 0,6-2,4 s des ondes refléchies qui peuvent être corrélées seulement sur des distances de 3-5 km, à l'exception des réflexions  $R_1$  ( $t = 1,4$  s) et  $R_7$  ( $t = 2,4$  s) qui sont corrélées sur des distances appréciables (10-15 km).

En observant l'évolution des horizons sismiques au long du profil on constate quelques modifications de la valeur des amplitudes et des fréquences, et aussi des changements de polarité.

Les analyses de vitesse manquent de corrélabilité pour les paquets de couches avec la même vitesse d'intervalle, d'un point d'analyse à l'autre.

Les valeurs des vitesses d'intervalle varient de 2000 m/s à 3100 m/s, et généralement on remarque une augmentation de la vitesse d'intervalle en fonction de la profondeur, sans de grands écarts de la vitesse d'intervalle d'un paquet de couches à l'autre.

Toutes ces observations conduisent à la conclusion que l'intervalle de temps 0,5-2,4 secondes, où la coupe-temps du profil D présente des informations utiles, correspond à une séquence détritique, avec d'importantes variations de faciès, déposée en conditions de grande énergie. Le maintien des mêmes conditions de sédimentation sur une surface relativement étendue a été réalisé seulement dans la région axiale de la zone dépressionnaire, pendant la déposition des complexes lithologiques mis en évidence par les réflexions  $R_1$  et  $R_2$ . Vers les bordures du bassin de sédimentation, sur les flancs des zones élevées, ces deux réflexions perdent aussi leur individualité, ce qui pourrait être interprété comme une variation du faciès des dépôts dans ces directions.

Les informations fournies par les forages 70, 72 et 74 Tomnatec (fig. 2, pl. IV) exécutés près du profil sismique D, confirment l'existence d'une séquence lithologique formée de marnes, sables, grès gris siliceux, marnes et argiles gréseuses, sur tout l'intervalle traversé, à 3500 m, respectivement au temps d'enregistrement d'environ 2,2 secondes.

En comparant les informations fournies par les profils A, B, C exécutés dans une zone au soubassement cristallin élevé — à une petite distance des Monts Apuseni qu'on considère avoir représenté la source du matériel détritique, avec les informations du profil D, exécuté dans une zone dépressionnaire, au soubassement cristallin profond — à une distance de beaucoup plus grande de la source du matériel détritique, on constate que dans le Pliocène inférieur, les



conditions de sédimentation de la zone des profils A, B, C trahissent un régime d'énergie basse, pendant que dans la zone dépressionnaire Sînnicolau Mare-Vizejdia-Jimbolia il y avait des conditions de haute énergie.

Cette situation pourrait être expliquée par la présence des crêtes de soubassement cristallin émergées ou submerses qui ont entouré la zone orientale (fig. 1) en la protégeant contre l'action des vagues et des courants.

Vers la fin du Pliocène, les conditions de sédimentation semblent s'uniformiser, comme suite de l'immersion des crêtes de cristallin de Turnu, Variaș, Șandra-Satchinez-Calacea.

De la comparaison des profils sismiques A, B, C avec le profil E (enregistrement analogique en couverture simple) on arrive à la conclusion que les essais d'utilisation des sections sismiques qui n'ont pas été enregistrées et traitées d'une manière appropriée, pour les études stratigraphiques, peuvent conduire aux erreurs.

Pour la valorisation complète des informations géologiques fournies par la séismométrie il faut toujours améliorer les techniques d'enregistrement et traitement des informations sismiques en même temps que l'investigation géologique des forages.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Sesction de temps du profil „A”

### Planche II

Section de temps du profil „B”

### Planche III

Section de temps du profil „C”

### Planche IV

Section de temps du profil „D”

### Planche V

Section de temps du profil „E”



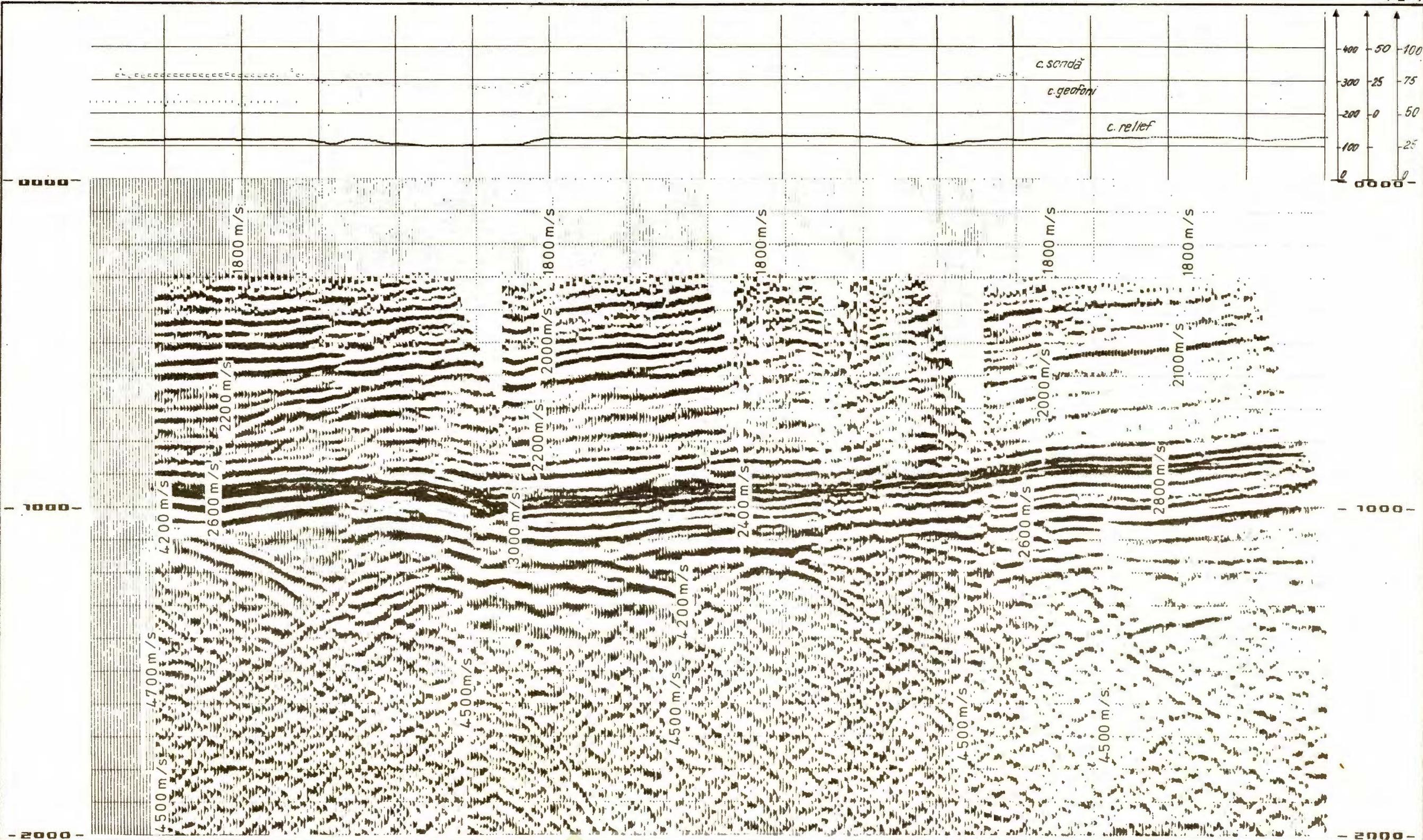
Institutul Geologic al României



# SECȚIUNE DE TEMPĂ A PROFILULUI „B”

N. IONESCU, MADELENE ALEXANDRESCU. Interpretări stratigrafice pe secțiuni seismice, în Banat

PL. II



# SECTIUNE DE TEMPORALĂ A PROFILULUI „C”

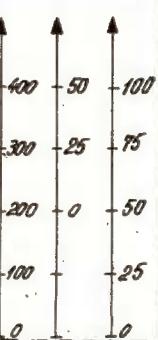
N. IONESCU, MADELENE ALEXANDRESCU. Interpretări stratigrafice pe secțiuni seismice, în Banat

PL. III

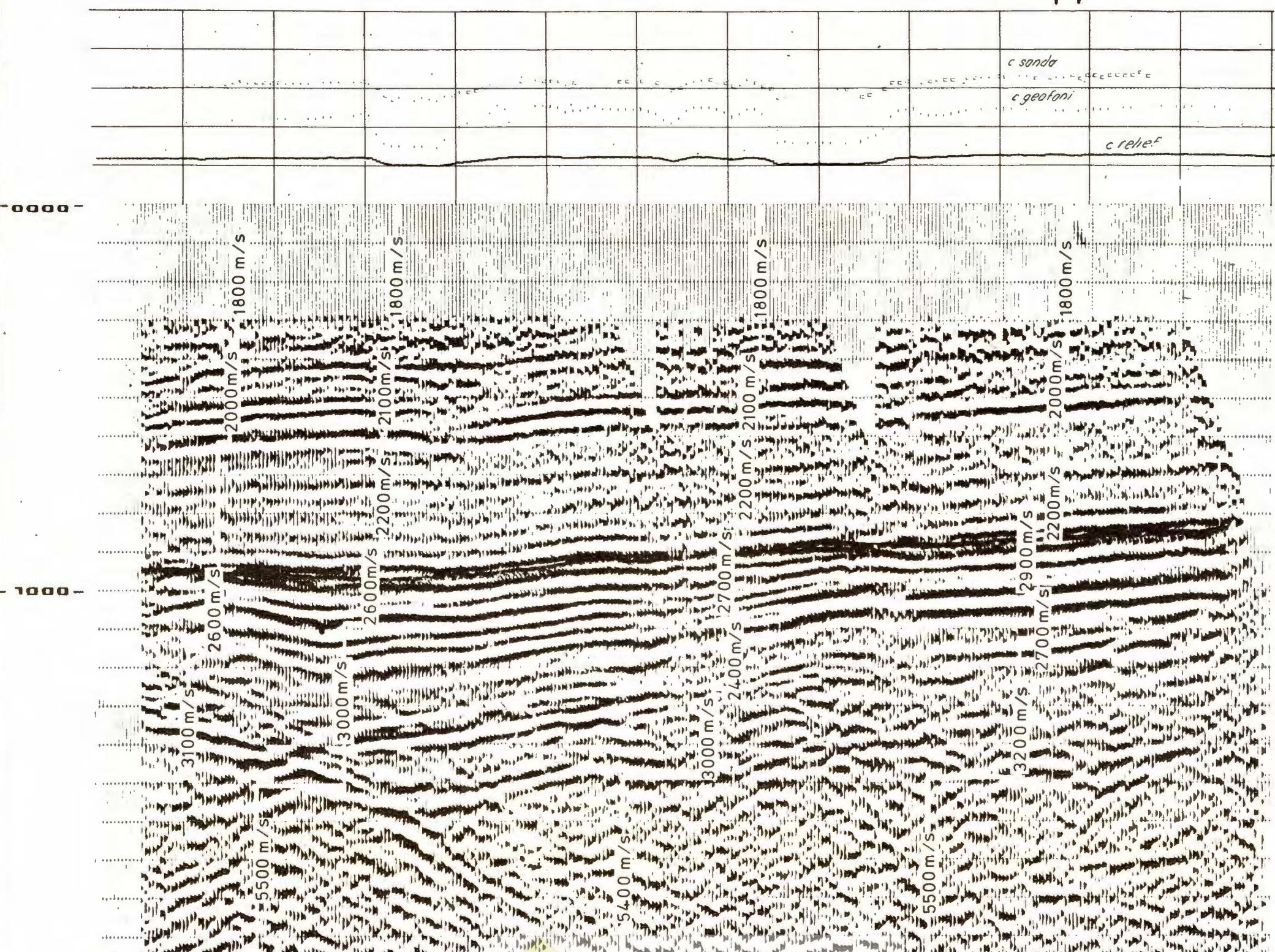
V ←

→ E

Proba B ↓ Proba A ↓



c sonda  
c geofoni  
c relief

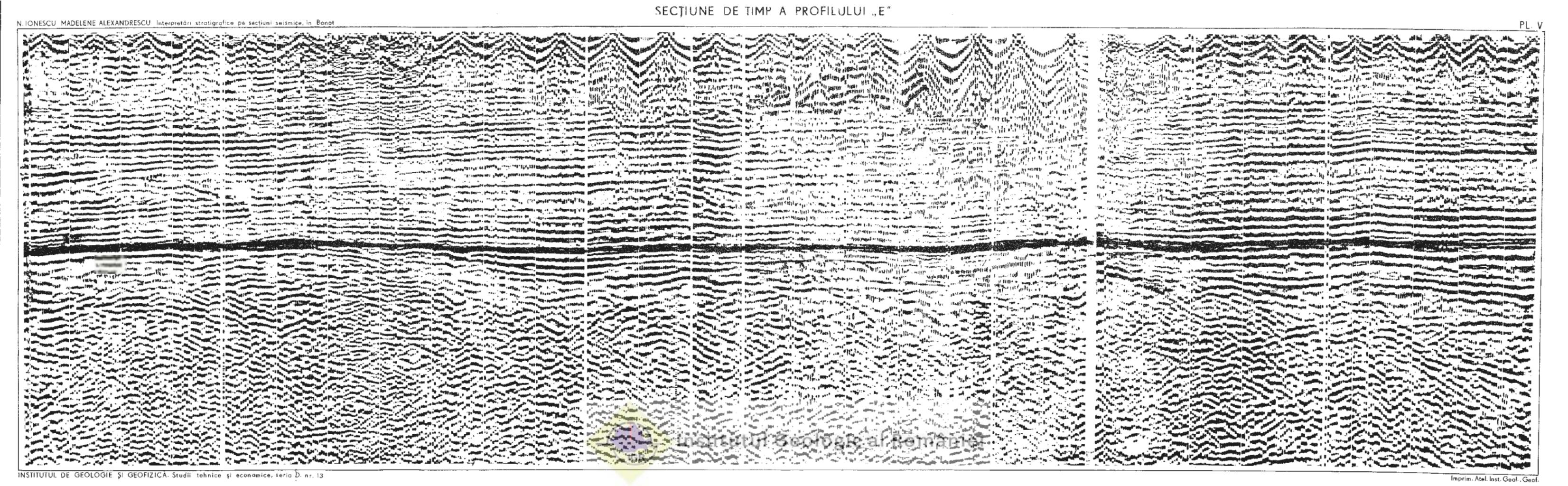


PL. IV

-ENE

四





## ASUPRA NATURII GEOFIZICE A SEMNALULUI DOWSING<sup>2</sup>

DE

ANDREI APOSTOL<sup>2</sup>

*Bio-geophysics (Dowsing signal). Geophysical anomalies. Earthquake-prediction. Faults. Stress. Cernei Mountains.*

### Abstract

On the Geophysical Background of the Dowsing Reaction. The author based on experimental data considers dowsing reaction a natural phenomenon induced by an underground state of stress.

Folosirea unor semnale biologice ca element informațional în cercetarea geologică include și domeniul cunoscut cu numele de „biogeofizică”, „dowsing reaction” sau „biofiziceskii effekt”.

Numele lucrări apărute în literatură au puncte de vedere diferite asupra naturii semnalelor.

Chereul (1854) consideră că acestea apar pe seama unor fenomene de autosugestie a operatorilor. Această explicație nu poate lămuri situația în care cercetările se fac în lipsa unor informații asupra poziției surselor perturbatoare și rezultatele explorărilor geologice confirmă interpretarea biogeofizică.

Bender (1959) consideră simpla dorință a operatorului suficientă pentru a descoperi orice corp din subsol.

Cercetările întreprinse în țara noastră în ultimul deceniu au arătat că semnalele apar numai în situații geologice distincte, în cazul unor fracturi și cute active, a golișilor din carst și a zonelor cu alunecări de teren și ape subterane circulante în roci argiloase-nisipoase.

Alte situații geologice, cum ar fi majoritatea contactelor diferitelor tipuri de roci, apele circulante în carst, sau corporile de minereu meta-

<sup>1</sup> Comunicată la 6.V.1977, predată la 20.II.1977 și acceptată pentru publicare la 11.VI.77

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



somaticice din calcare și dolomite, nu pot fi legate de apariția unor semnale biogeofizice.

Pentru a rezolva problema naturii fenomenului, au fost făcute corelații cu anomaliiile geoelectricre, geotermice, magnetice și gravimetrice, fără a se putea obține o legătură de tip cauză-efect. Un element comun al situațiilor geologice în care apar semnalele dowsing este o anomalie locală a stării de eforturi în roci.

Stress-ul natural în scoarța pământului, determinat de factori gravitaționali și tectonici, poate fi perturbat de neomogeneități locale cum ar fi fracturile și golurile sau de factori exteriori legați de marea terestră și de variațiile de presiune atmosferică. În vecinătatea suprafeței terenului alte anomalii de stress pot fi datorate curgerii apelor în medii argiloase-nisipoase. Diapirismul sării reprezintă un alt caz al anomalilor stării de eforturi în roci.

Semnalele dowsing legate de fracturile geologice, golurile subterane, apele circulante în medii argiloase-nisipoase, diapirismul sării sau de efecte de relief, au fost indicate și de alți autori fără a fi puse pe seama anomalilor locale ale stării de eforturi în roci. Sunt semnalate și variații în timp ale semnalelor dowsing în zona fracturilor geologice, după explozii subterane sau înaintea declanșării unor cutremure de pămînt (Matveev, 1973, Apostol, 1977).

Deși, deocamdată, explicarea apariției semnalelor dowsing prin prezența unor anomalii locale ale stării de stress în scoarța pământului constituie numai o ipoteză de lucru care urmează să fie confirmată prin măsurători fizice, se indică o nouă cale de cercetare cu implicații geofizice și biofizice.

## BIBLIOGRAFIE

- Apostol A., Ionescu Fl., Pricăjan A., Săbleanu V. (1972) Asupra unor informații de natură biologică obținute în practica geologică. *Rev. min.*, 7, București.
- Apostol A. Eisenburger D., Spănoche S. (1977) Beiträge der Geophysik zur Erforschung der Kohlendyoxidemanationen in den Ostkarpaten. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géophysique*, 21, I, București.
- Bender H. (1959) Parapsychologie und Radiästhesie. *Zeit. für Paraps. und Grenzg. der Psych.*
- Chevrel M. E. (1854) De la baguette divinatoire. Paris.
- Duda S. J. (1965) The stress around a fault according to a photoelastic model experiment. *The Geoph. Jour. of the Roy. Astron. Soc.*, 9, 4.
- Matveev V. S. (1973) Vlianie sostriasanii zemnoi kori na intensivnosti biofiziceskogo effekta. *Proc. 1-st Int. Symp. on Psychotronics*. Prague.
- Ranalli G. (1974) Geotectonic relevance of rock stress determinations. *Proc. Int. Symp. on recent crustal movements*, Zurich.



## SUR LA NATURE GÉOPHYSIQUE DU SIGNAL DOWSING

(Résumé)

Les recherches entreprises par l'auteur entre 1966-1977 ont mis en évidence les principales situations géologiques où le phénomène dowsing est manifesté et que ces situations ne peuvent pas être corrélées systématiquement avec les anomalies des champs géophysiques connus.

A base d'une analyse de toutes les conditions physique-géologiques où apparaissent les signales dowsing, on a pu observer un élément commun, c'est-à-dire l'existence d'une anomalie locale de l'état de stress du sous-sol.

Cet élément peut être retrouvé aussi dans d'autres interactions du domaine de la psychotronique et il pourrait être à la base d'une explication physique de ces phénomènes.





Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA STABILIREA UNEI FUNCȚII GENERALE  
DE VITEZE PENTRU SECTIUNEA SEDIMENTARĂ DIN BAZINUL  
TRANSILVANIEI<sup>1</sup>

DE  
SEVER SPĂNOCHE<sup>2</sup>

*Velocity-seismical waves. Electronical calculator. Statistical analysis. Mathematical methods. Sedimentary formations. Neogene. Transylvanian Basin.*

### Abstract

Contributions to Establishing a General Function of Velocities for the Sedimentary Section in the Transylvanian Basin. Starting from a statistical analysis made on the calculator, for 64 time-depth curves, obtained from seismical logging, there was determined a relation of the type  $t = z/V_0 - a_r z^r$ , varying for all the Tertiary formations; the respective velocity function was concluded from this one.

The results which were obtained show that over 75 % from the velocity value corresponding to a given depth is due to the pressure exerted by the top sediments. Up to the depth of 1500 m, the velocity-depth curves for sandstones, sands and marls do not show the possibility of correlating a certain formation and the velocity of the seismical waves.

However, deeper, one can notice some differences of velocities, according to lithology, demonstrating that velocities repartition is not an unperceptible phenomenon, being used in lithological and geological predictions.

### INTRODUCERE

Din ce în ce mai mult, se consideră că stadiul în care geofizicianul se mulțumea să furnizeze numai indicații cu privire la formele structurale este depășit și că este necesar să se prevadă cu o precizie cît mai mare secțiunea pe care forajele o vor traversa. Pentru aceasta avem la dispoziție, printre altele, și viteza de propagare a oscilațiilor seismice.

<sup>1</sup> Predată la 17.V.1979, acceptată pentru publicare la 2.VI.1979, comunicată la al X-lea Simpozion Național de Geofizică aplicată și Fizica Pământului, 28–30.11.1978, București.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică str. Caransebeș nr. 1, București.



În decursul anilor au fost realizate studii asupra relațiilor dintre viteza undelor seismice și factori ca adincimea, litologia sau vîrstă formațiunilor, constatăndu-se că aceștia contribuie la variațiile parametrului viteză, însă cînd s-a căutat să se măsoare separat influența fiecărui factor, aceasta nu s-a putut realiza cu foarte mare succes.

În consecință, considerind că viteza nu este un parametru atît de diferențiat, cum se admite de multe ori, ne-am propus să stabilim un clasament al vitezelor și al relațiilor cu factorii amintiți, arătînd că repartita de viteze răspunde la cîteva legi generale.

Pe baza datelor a 64 carotaje seismice din Bazinul Transilvaniei am căutat să găsim răspuns următoarei probleme : Cît de mult crește valoarea vitezei cu adincimea, datorită efectului presiunii exercitate de prezența depozitelor acoperitoare și cît de mult această variație poate fi atribuită caracterului litologic al stratului respectiv ?

Cu alte cuvinte am încercat să stabilim proporția în care viteza undelor seismice poate caracteriza din punct de vedere litologic stratele traversate de sonde, cunoscut fiind că încercările efectuate anterior au furnizat mai ales relațiile dintre viteze și adincimi și că forma acestor relații a fost adesea aleasă cît mai simplă.

Analiza datelor de viteză efectuată de H a s k e l l (1941), pentru forajele din sudul văii San Joaquin-California, care au traversat formațiuni terțiare grezoase și șistoase, a condus la stabilirea unei relații liniare între viteza de interval și adincime :

$$V = V_0 + kZ \quad (1)$$

W e s t (1950) observă că în formula (1) există o relație inversă între  $V_0$  și  $k$ , de forma

$$k = \frac{c}{V_0^3}.$$

Ca urmare, pentru sedimentele respective, relația (1) are forma

$$V = V_0 \left( 1 + \frac{cZ}{V_0^4} \right), \quad (2)$$

în care  $V_0$  este o caracteristică a rocii și  $c \approx 3,3 \text{ km}^3/\text{s}^4$ .

Din relația (2) a fost dedusă funcția

$$V^4 = 9,5 \text{ } cZ \quad (3)$$

care stabilește fie viteza maximă posibilă la o adâncime dată, fie adâncimea maximă la care o viteză dată poate să existe.

O relație empirică între viteza undelor longitudinale și factori ca adâncimea și timpul geologic a fost stabilită de F a u s t (1951), pe baza cercetării materialului rezultat din seismocarotajele efectuate pe teritoriile SUA și Canadei.



Pentru formațiuni predominant grezoase și šistoase a rezultat relația

$$V = \alpha (ZT)^{1/6} \text{ cu } \alpha = 125,3 \quad (4)$$

Ulterior, Faust (1953) stabilește forma

$$V = 1948 (ZTL)^{1/6} \text{ în care } T = \text{ani}, V = \text{picioare/secundă}, Z = \text{picioare}, L = \text{factor litologic}. \quad (5)$$

Legea lui Faust are avantajul asupra legii liniare deoarece atenuază mărirea vitezei la adâncimi mari. Pe de altă parte legea în  $Z^{1/6}$  a fost găsită în mod experimental de Patterson (1956) și teoretic de Gassmann (1951) pe un aranjament hexagonal de sfere.

În Anglia, Wrobel (1959), din investigarea a 46 sonde, stabilește pentru formațiuni ale Triasicului, Permianului și Carboniferului o lege de forma

$$V = CZ^{1-n} \quad (6)$$

Studii analoage celor efectuate de Faust, pentru a urmări maniera în care formulele stabilite pot fi utilizate în practica curentă, au arătat unele diferențe. Astfel, Cheresa și Ledoux (1959) obțin în nisipuri viteze mai mici cu aproximativ 200 m/s decât cele din legea lui Faust în nisipuri argiloase și marne valorile sunt cu 150-200 m/s mai mici decât cele prezise de Faust, iar în argile există o tendință către valori mai mici.

Analiza detaliată a mai multor sute de curbe timp-adâncime obținute din foraje (Chesson, 1963), arată pentru secțiunea sedimentară a Canadei de vest relații timp-adâncime și viteză-adâncime de forma

$$\begin{aligned} t &= az^n + b \\ V &= \frac{1000}{an} z^{1-n} \end{aligned} \quad (7)$$

Prima a fost găsită empiric, determinată prin metode statistice, iar a doua a fost obținută prin diferențierea celei dintâi.

Cantitățile  $z$ ,  $t$ ,  $V$  reprezintă adâncimea în picioare, timpul în milisecunde și viteza în picioare/sec, iar relația de viteză conține factorul de scară 1000, pentru a exprima viteza în valori proprii.

Valorile numerice  $a$ ,  $b$ ,  $n$  caracterizează termeni de litologie, presiune și poziția forajului în bazin. Cantitatea  $1 - n$  s-a găsit că variază între 0 și 1/6, deci viteza crește cu adâncimea și anume proporțional cu  $z$  la puterea 1/6 sau la o putere mai mică.

### Dependența vitezei undelor seismice de adâncime

Descrierea fenomenelor seismice a fost considerată aproape totdeauna pornind de la o distribuție de viteză, aleasă cît mai simplu, pentru a ușura rezolvarea integralelor care apar în ecuațiile fundamentale. Deoarece viteza este dedusă funcție de valori măsurabile direct ca adâncimi și tempi



este preferabil să se pornească de la o relație adâncime-timp și să se lucreze mai departe pe baza relațiilor care guvernează aceste elemente. Cu alte cuvinte mai întii găsim o funcție adâncime-timp și apoi deducem din ea funcția de viteză.

Legea lui Snell pentru refracție stabilește legătura între viteză și pantă traiectoriei seismice. Aceasta are drept consecință că toate ecuațiile de bază care descriu evenimentul seismic conțin integrale referitoare la viteză. Pentru a fi în stare să rezolvăm aceste integrale trebuie cunoscută funcția de viteze  $V(z)$ .

Soluția integralelor conduce la funcții elementare numai dacă funcția de viteză prezintă anumite condiții. Pentru soluții simple, metodele curente s-au bazat pe presupunerea celor mai elementare funcții de viteză, extinzând aceste funcții condițiilor actuale. Din punct de vedere metodic ar fi fost corect ca mai întii, pe baza datelor de măsură, să se găsească relația drum-timp și apoi să se deducă din ea funcția de viteză.

Poziibilitățile unui asemenea procedeu de lucru vor fi prezentate mai jos.

### *Funcția timp-adâncime*

O cercetare de viteze în sonde stabilește o corespondență între adâncimile  $z$  și timpii verticali  $t(z)$  respectivi. Cea mai directă cale de măsurare a vitezei seismice „in situ” este de a înregistra timpul de parcurs al unui impuls, de la o explozie efectuată în apropierea suprafeței topografice, la un geofon de sondă. Pentru a face un carotaj continuu de viteze din aceste măsurători, plecind de la teoria drumului de rază, care stabilește relația implicită între  $x$  și  $t$  prin parametrul razei  $p$ , sub forma ecuațiilor integrale

$$\begin{aligned} t &= \int_{z_1}^{z_2} \frac{d\xi}{V(\xi) \sqrt{1 - p^2 V^2(\xi)}} \\ x &= \int_{z_1}^{z_2} \frac{V(\xi) d\xi}{\sqrt{1 - p^2 V^2(\xi)}}. \end{aligned} \quad (8)$$

Grant și West (1965), se bazează pe două presupuneri și anume că legea lui Snell este aplicabilă și că în cadrul distanțelor laterale scurte (față de gaura de sondă) atinse prin drumurile de undă Fermat, nu sunt gradienți orizontali de viteză semnificativi. Observind mai departe că fiecare poziție  $z$  a seismoreceptorului implică un drum Fermat diferit, parametrul  $p$  al drumului de rază este și el funcție de  $z$ , deși independent de  $\xi$ .

Astfel

$$\begin{aligned} t(z) &= \int_0^z \frac{d\xi}{V(\xi) \sqrt{1 - p^2(z) V^2(\xi)}} \\ x &= p(z) \int_0^z \frac{V(\xi) d\xi}{\sqrt{1 - p^2(z) V^2(\xi)}} \end{aligned} \quad (9)$$



reprezintă ecuațiile parametrice pentru raze. Problema este de a se elibera  $p(z)$  între aceste ecuații și astfel să se obțină o relație între  $t$  și  $V$ .

Observind că în cazul tuturor măsurătorilor de acest gen  $x$  este constant, deci  $dx = 0$ , se ajunge la relația

$$t(z) = \int_0^z \left\{ 1 - V^2(\xi) \left[ \frac{1}{V^2(\xi)} - \left( \frac{dt}{dz} \right)^2 \right] \right\}^{-1/2} \frac{d\xi}{V(\xi)} \quad (10)$$

o ecuație integrală pentru  $V(z)$ , care trebuie rezolvată numeric.

Pentru a găsi viteza  $V$  se folosesc valorile  $t$  și  $dt/dz$ , aplicându-se formulele pentru cuadraturi numerice. Dacă  $x$  este mic, însăși valoarea  $dz/dt$  poate da o estimare destul de bună a vitezei.

Toate calculele ulterioare încep de la dependența funcțională între adâncimea  $z$  și timpul vertical de propagare  $t(z)$  obținut în măsurătorile din sonde. Ca urmare se calculează întii un tabel de corespondență timp-adâncime, în care pot fi intercalate valori între cele de măsură.

O interpolare liniară nu este indicată din cauză că pot apărea subit variații de viteză, legate de orizonturile geologice care pot fi situate la adâncimi diferite în regiunea considerată. De aceea este preferabilă alegera unei reprezentări analitice, adică de a încerca să se construiască o ecuație între  $z$  și  $t(z)$ , care să conțină valorile măsurate.

Într-o corespondență geometrică aceasta duce la efectuarea unei reprezentări  $z$  față de  $t(z)$  și la trasarea unei curbe care să aproximeze aceste puncte cît mai exact posibil.

Reprezentarea analitică evită în felul acesta unele interpolări dubioase și prezintă avantajul că prin extrapolare furnizează date despre viteze la adâncimi mai mari decât cele la care sunt valori măsurate. Se impune însă o precauție deosebită mai ales pentru ecuații de formă exponentială sau parabolică, existând pericolul unor viteze excesive, neconforme cu realitatea fizică.

Una dintre cele mai simple expresii ale timpului înregistrat în sonde, la diferite adâncimi de măsură  $z_i$ , are, după părerea noastră, forma

$$t(z_i) = t_0 - A(z_i) \quad (11)$$

în care

$t_0 = \frac{z_i}{V_0}$  și reprezintă hodograful vertical care s-ar fi obținut dacă nu ar exista gradientul vertical al vitezei.  $V_0 = V(0) = \text{const.}$

$A(z_i)$  este un termen de corecție, reprezentând o funcție continuă, pentru calculul micșorării timpului de sosire a undei, cu creșterea adâncimii.

În punctul  $z = 0$  hodograful undei  $t(z)$  și  $t_0$  coincid; corespunzător valoarea funcției  $A(z)$  este zero

$$A(z_{z=0}) = 0.$$

Odată cu mărirea adâncimii de înregistrare, atât funcția de aproximare  $t(z)$ , cît și termenul de corecție  $A(z)$  trebuie să crească. Pe de altă



parte, viteza aparentă a hodografului vertical  $t(z)$  crescind continuu cu adîncimea, rezultă că  $dt(z)/dz$ , inversa vitezei aparente descrește monoton odată cu mărirea lui  $z$ .

Diferențind (11) obținem

$$\frac{dt(z)}{dz} = \frac{dt_0}{dz} - \frac{dA(z)}{dz} \quad (12)$$

în care termenul  $dt_0/dz$  este o constantă. Prin urmare la creșterea lui  $z$ , datorită faptului că  $dt(z)/dz$  se micșorează și că primul termen al membrului sting al ecuației (12) este o constantă, rezultă că  $dA(z)/dz$  trebuie să crească în adîncime.

Această condiție se poate scrie astfel

$$\frac{dA(z)}{dz} \geq C_1 z^q \quad (13)$$

unde  $q$  poate fi destul de mic, dar mai mare ca zero.

Integrind inegalitatea (13) obținem

$$A(z) = C_2 z^{q+1} + C_3.$$

Deoarece pentru  $z = 0$ ,  $A(z) = 0$ , rezultă  $C_3 = 0$ .

Limita superioară a variației rapide  $A(z)$  se poate găsi dacă se consideră că gradientul de viteză în roci descrește cu adîncimea, corespunzător unei legi de creștere mai încreată a vitezei cu adîncimea decât după legea liniară; limita inferioară a variației rapide  $A(z)$ , poate fi considerată funcția cubică, aşa cum a arătat Levin (1964) pentru undele continuu refractate care sunt înregistrate în mediile reale.

Una din funcțiile care îndeplinește condițiile formulate ar fi

$$A(z) = a_r z^r \quad (14)$$

unde  $1 < r < 3$  și  $a_r$  = coeficient constant.

Determinarea lui  $r$  și  $a_r$  poate fi făcută pe mai multe căi, toate având însă ca punct de plecare valorile de timp măsurat  $t(z)$ .

O metodă expeditivă pornește de la ecuația (11) și prin scădere a timpului înregistrat din hodograful liniar  $t_0$  se obține valoarea căutată :

$$A(z) = t_0 - t(z).$$

Corespunzător,

$$a_r = \frac{A(z)}{z^r} = \frac{A(L)}{L^r} \quad (15)$$

în care  $L$  = lungimea maximă a graficului de aproxiماție de-a lungul ordonatei,  $A(L)$  = valoarea lui  $A(z)$  la sfîrșitul hodografului vertical.



Deci

$$A(z) = \frac{A(L)}{L^r} \cdot z^r.$$

Pentru  $z = \frac{L}{2}$  rezultă  $A(L/2) = \frac{A(L)}{2^r}$  și mai departe,

$$r \log 2 = \log \frac{A(L)}{A(L/2)}$$

de unde

$$r = \frac{1}{\log} \cdot \log \frac{A(L)}{A(0,5L)} \quad (16)$$

în care  $A(0,5L)$  și  $A(L)$  sint valorile  $A(z)$  la mijlocul și sfîrșitul hodografului vertical. O asemenea cale de rezolvare este asemănătoare celeia folosite de A v e r b u c h (1967) pentru prelucrarea hodografilor undelor continuu refractate, înregistrate în măsurătorile de suprafață, în medii cu gradient vertical de viteză.

O altă cale de determinare a parametrilor  $r$  și  $a_r$  o constituie reprezentarea grafică la scară bilogaritmică a valorilor  $A(z)$  funcție de  $z$ .

Logaritmând pe (14) se obține

$$\ln A(z) = \ln a_r + r \ln z \quad (17)$$

și panta dreptei respective îl determină pe  $r$ , în timp ce porțiunea corespunzătoare de pe o axă stabilește valoarea  $a_r$ . Poziția cea mai probabilă a dreptei poate fi găsită prin metoda celor mai mici pătrate, deci o evaluare pe baza reprezentării grafice ar trebui să fie semnificativă.

Accesul la calculatorul electronic oferă însă o modalitate foarte precisă de estimare a coeficientilor  $r$  și  $a_r$  pe baza datelor de măsură.

Dindu-se ecuația  $az_i^r = \frac{z_i}{V_0} - t_i$ , pentru perechile de date  $(z_i, t_i)$ , se cere valoarea optimă pentru  $a$  și  $r$ . Pentru aceasta, ecuația respectivă se aduce la forma

$$z_i^r = \frac{1}{a} \left[ \frac{z_i}{V_0} - t_i \right] \text{ și pentru logaritmare se obține}$$

$$r \ln z_i = -\ln a + \ln \left[ \frac{z_i}{V_0} - t_i \right], \text{ sau}$$

$$\ln a + r \ln z_i = \ln \left[ \frac{z_i}{V_0} - t_i \right], \quad (18)$$

respectiv o ecuație de gradul 1, de forma

$$A + BX_i = Y_i \quad (19)$$

pentru care calculatorul determină soluția optimă.



### Funcția viteză-adâncime

Odată stabiliți coeficienții ecuației hodografului vertical, prin diferențiere, din relația timp-adâncime se poate determina funcția de viteză corespunzătoare :

$$\frac{dt}{dz} = \frac{1}{V_0} = r a_r z^{r-1} = \frac{1}{V(z)}$$

de unde

$$V(z) = V_0 \left( \frac{1}{d - r a_r V_0 z^{r-1}} \right),$$

$$V(z) = V_0 \left( 1 + \frac{r a_r V_0 z^{r-1}}{1 - r a_r V_0 z^{r-1}} \right), \quad (20)$$

$$V(z) = V_0 \left( 1 + \frac{\Delta V}{V_0} \right) \text{ sau forma}$$

$$z = \left[ \frac{1}{ar} \left( \frac{1}{V_0} - \frac{1}{V(z)} \right) \right]^{\frac{1}{r-1}}.$$

Satisfăcind condițiile  $r > 1$  și  $0 < r \cdot a_r \cdot V_0 \cdot z^{r-1} < 1$ , funcția de viteză (20) exprimă cu precizie suficientă legea de variație a vitezei cu adâncimea și anume o creștere mai rapidă în partea superioară a secțiunii cercetate și un gradient de viteză mai mic cu cît adâncimea crește. Cu creșterea lui  $z$ , funcția de viteză găsită tinde către o valoare care nu depășește limita  $3V_0$  acceptată de Weber (1956).

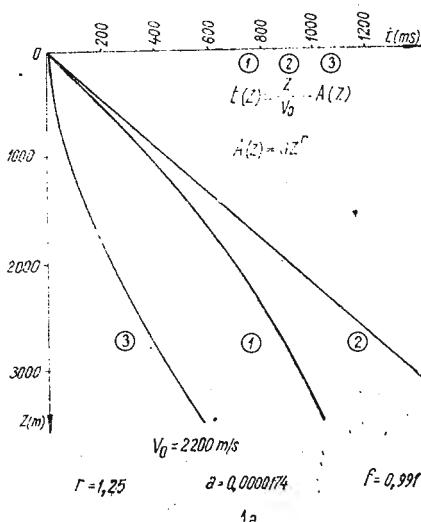
### Relații între adâncime, litologie, vîrstă geologică și viteza undelor seismice, caracteristice formațiunilor terțiare din Bazinul Transilvaniei

Datele seismice obținute din măsurători, în 64 sonde din bazin, pe intervalul de adâncime 0-4000, m, care cuprinde formațiuni nisipoase, marnoase, argiloase, grezoase, și într-o mai mică măsură evaporite, serii carbonatace, conglomerate, au fost considerate statistice. Pe baza unei analize detaliante, la intervale de măsură suficient de mici, s-au determinat valorile medii ale timpilor observați (fig. 1a, curba — 1).

Conform ecuației (11), în fiecare punct de măsură  $z_i$  s-a calculat valoarea  $A(z)$ , curba — 3. Curba — 2 reprezintă funcția  $z_i/V_0$ , viteză inițială  $V_0 = 2200$  m/s fiind determinată pe baza medierii cîtorva valori de viteză calculate în vecinătatea planului  $z = 0$ .

Pe baza valorilor  $A(z)$ , conform ecuației (14), respectiv (19), urmează o evaluare a constantelor  $r$  și  $a_r$ , prin ultimul procedeu descris în diviziunea funcție timp-adâncime.





1a

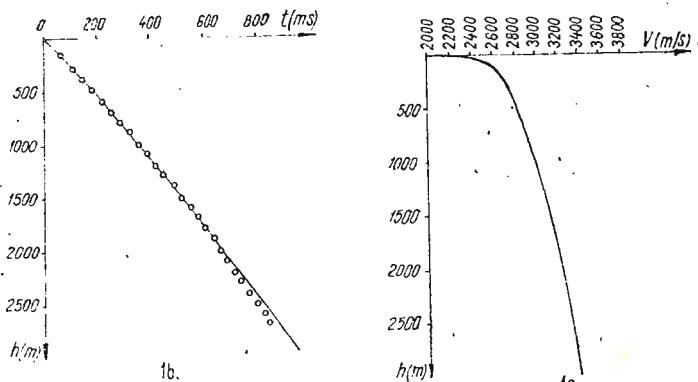


Fig. 1. — Exemplificarea modului de lucru.

a, Funcția generală temp-adâncime : 1, timpii observați ; 2, funcția  $z_i/V$  ; 3, valoarea  $A(z)$ . b, Comparație între valorile timpilor măsurăți (cercuri) și cei determinați (linie continuă) prin formula (11). c, Graficul funcției viteza-adâncime.

Exemplification du mode de travail.

a, Fonction générale temps-profondeur : 1, temps observés ; 2, fonction  $z_i/V_0$  ; 3, valeur  $A(z)$ . b, comparaison entre les valeurs des temps mesurés (cercles) et ceux déterminés (ligne continue) par la formule (11). c, graphique de la fonction vitesse-profondeur.

În exemplul considerat au rezultat

$r = 1,250$  și  $a_r = 0,0000174$ , cu un factor de calitate  $f = 0,991$ .

Corespunzător,

$$t(z) = \frac{z}{2200} - 0,0000174 z^{1,250} = \frac{1}{2200} (z - 0,0384 z^{1,25}). \quad (21)$$

Graficul prezentat în figura 1b cuprinde atât valorile medii ale timpilor verticali cît și funcția de timp (21), rezultată din prelucrarea la calculator.

Conform ecuației (20) viteza are expresia

$$V(z) = \frac{2200}{1 - 0,0000z^{0,25}} \quad (22)$$

și este reprezentată în graficul din figura 1c; vitezele sunt exprimate în m/s, iar adâncimea în m.

Curba  $V(z)$  astfel obținută reprezintă o medie a valorilor de viteze pentru toate formațiunile traversate de forajele luate în considerare. Ea

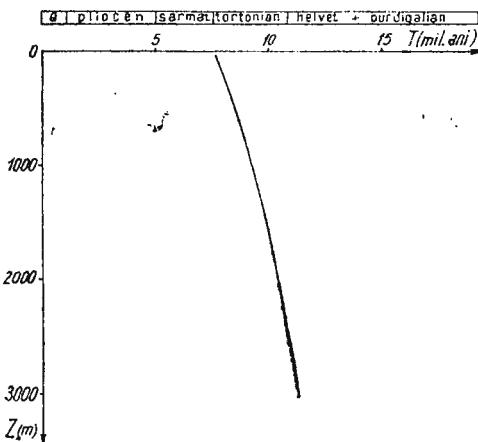


Fig. 2. — Graficul funcției  $T(z)$  pentru formațiunile neogene.

Graphique de la fonction  $T(z)$  pour les formations néogènes.

arată o creștere continuă a vitezei cu adâncimea și nu depășește, de exemplu, valoarea 4500 m/s la adâncimea de 12 km.

Curba din figura 2 arată dependența dintre vîrstă geologică a formațiunilor și adâncime. Ea a fost stabilită pe baza medierilor de vîrstă ale tuturor stratelor cercetate, la intervale de 100 m adâncime. Este evident că la adâncimi mari media de vîrstă geologică a formațiunii crește. Aceasta sugerează o creștere a vitezei cu vîrstă geologică, însă această legătură nu a fost studiată independent pentru a obține o relație cantitativă.

De asemenea a fost analizată dependența dintre viteza undelor seismice și adâncime, pe nivele stratigrafice reprezentative. Metoda este

asemănătoare celei utilizate de F a u s t și a constat din calcularea valorilor medii ale vitezei de interval pentru formațiuni de aceeași vîrstă, situate la aceleasi adîncimi.

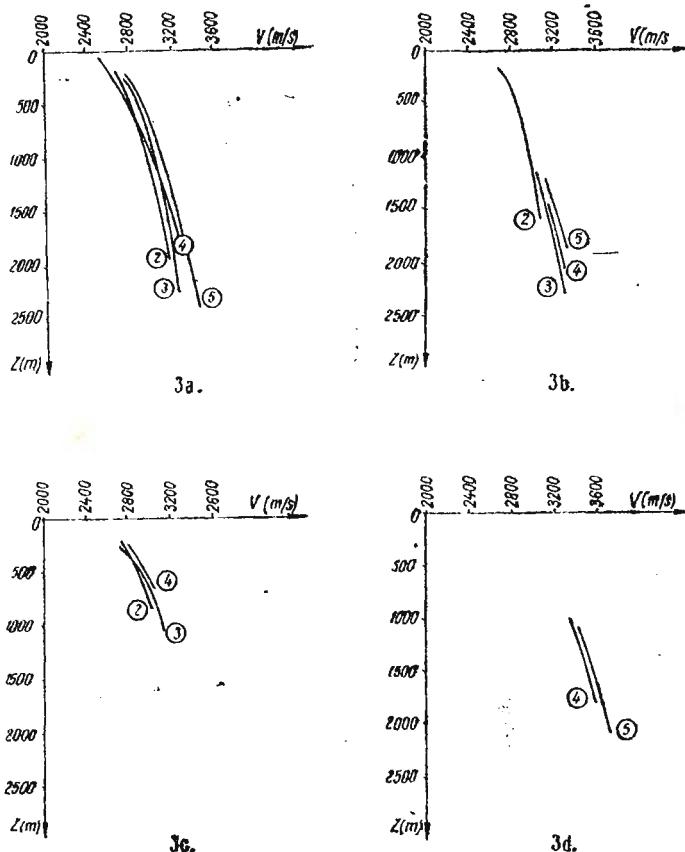


Fig. 3. — Analiza dependenței dintre viteza de interval și adîncime, pe nivele stratigrafice reprezentative : a, formațiuni sarmatiene și bugloviene ; b, tortoniene ; c, helvețiene și burdigaliene ; d, eocene : 2, = nisipuri, 3 = marne nisipoase, 4 = marne, 5 = gresii.

Analyse de la dépendance entre la vitesse d'intervalle et profondeur, sur des niveaux stratigraphiques représentatifs : a, formations sarmatiennes et bugloviennes ; b, tortoniennes ; c, helvétienes et burdigaliennes ; d, éocènes : 2 = sables, 3 = marnes sablonneuses, 4 = marnes, 5 = grès.

În figura 3a sunt analizate formațiunile sarmatiene și bugloviene. Din punct de vedere litologic ele cuprind o gamă largă : nisipuri, marne nisipoase, marne și gresii. Curbele caracteristice diferitelor formațiuni se

înscriu bine în alura curbei de viteze generale (fig. 1c) și se intersectează unele cu altele la adâncimi variabile. Se observă însă o creștere a vitezei, de la formațiuni nisipoase la cele grezoase; în procente aceste variații datorită litologiei nu depășesc valoarea 10.

Același studiu a fost efectuat pentru formațiunile tortoniene (fig. 3b). Aici toate curbele de viteze, indiferent de litologie, urmăresc mersul curbei generale de viteze.

Formațiunile helvețiene și burdigaliene (fig. 3c) dau în general viteze mai mari decât valorile curbei generale, iar cele eocene (fig. 3d) se deosebesc esențial, din punct de vedere al vitezei de propagare a undelor seismice, de toate formațiunile studiate. Graficul prezentat în figura 3d oferă posibilitatea evaluării ponderii cu care vîrstă geologică a formațiunilor influențează creșterea vitezei. O diferență de vîrstă de 45 mil. ani, în cazul de față cea dintre Eocen (55 mil) și formațiunile mai tinere considerate (10 mil), poate influența independent creșterea vitezei cu aproximativ 10—12%.

Totodată, din examinarea materialului prezentat se poate constata că nisipurile în mod constant sunt caracterizate prin cele mai mici valori de viteze, iar gresiile de valorile cele mai mari, în timp ce marnele și marnele nisipoase ocupă valorile din mijlocul domeniului de variație a acestui parametru.

Pentru determinarea influenței factorului litologic asupra vitezei undelor seismice a fost efectuată o analiză asemănătoare, luându-se în considerare numai formațiunile post-Eocene: în consecință concluziile care au rezultat se referă la formațiuni neogene și în special la cele miocene din Bazinul Transilvaniei.

Vitezele de interval caracteristice secțiunilor de nisipuri, marne nisipoase, marne și gresii au fost aranjate după adâncime, abaterile față de curba generală de viteze fiind atribuite variațiilor litologice (fig. 4).

Graficul 4a prezintă curba de viteze caracteristică formațiunilor nisipoase. Ea corespunde unei relații de formă

$$V = \frac{2000}{1 - 0,1547 z^{0,105}},$$

iar hodograful vertical corespunzător acestei relații (cazul ipotecic al unei secțiuni nisipoase neogene de 3000 m grosime) arată o ecuație de tip

$t = \frac{1}{V_0} (z - az^r)$ , în care:  $V_0 = 2000$  m/s,  $a = 0,0384$  și  $r = 1,250$ , cu factorul de calitate  $f = 0,989$ .

Graficele 4b, 4c, 4d, arată dependența dintre viteza de interval și adâncime pentru secțiuni de marne nisipoase, marne, respectiv gresii. Toate curbele de dependență timp-adâncime au forma (21), valorile numerice care caracterizează diferenții factori litologici fiind:

$V_0 = 2100$ m/s	$A = 0,0891$	$r = 1,159$	(marne nisipoase)
= 2200 m/s	= 0,0312	= 1,273	(marne)
= 2400 m/s	= 0,0006	= 1,451	(gresii)



Pentru toate datele prezentate valorile de timp vertical sint exprimate în milisecunde, adîncimile în metri, iar vitezele în metri/sec.

Analiza dependenței vitezei seismice de factorul litologic arată că, pînă la adîncimi în jur de 1.500 m, în general, nu prea este posibil să se

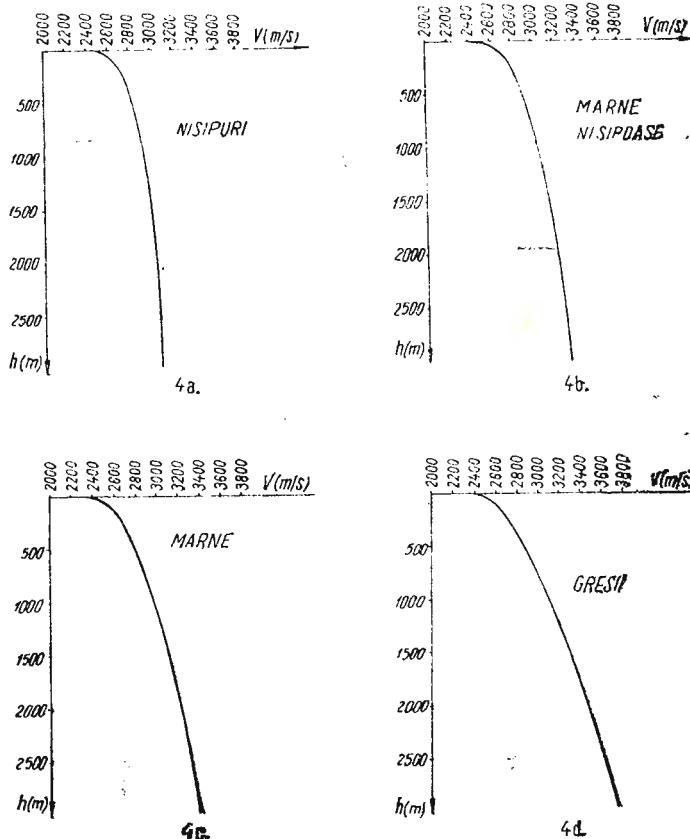


Fig. 4. — Influența factorului litologic asupra vitezei undelor seismice. a = nisipuri, b = marne nisipoase, c = marne, d = gresii.

Influence du facteur lithologique sur la vitesse des ondes sismiques. a = sables, b = marnes sablonneuses, c = marnes, d = grès.

facă o diferențiere între formațiunile respective, în timp ce pentru adîncimi mai mari apar deosebiri sesizabile.

Diferențe maxime de 23 % din valoarea vitezei, se observă între nisipuri și gresii; în aceste condiții rezultă că cel puțin 2/3 din variațiile vitezei cu adîncimea se datorează efectului presiunii exercitat de supraîncărcarea cu formațiuni.

În concluzie, studiul efectuat arată că funcția de viteză găsită de noi (22) pentru formațiunile neogene din Bazinul Transilvaniei are o aplicație generală, datorită faptului că creșterea vitezei cu adincimea, în principal, este urmare a presiunii cauzate de sedimentele acoperitoare. Această lege de variație a vitezei nu se aplică seriilor mezozoice carbonatate, evaporitelor și formațiunilor cristaline.

Variațiile factorului  $r$  par a fi legate de grosimea sedimentelor de deasupra formațiunii studiate, în timp ce coeficientul  $a_r$  are o legătură mai strinsă cu alte variabile, în mod principal litologia.

## BIBLIOGRAFIE

- A ch en son C. H. (1963) Time-depth and velocity-depth relation in Western Canada. *Geophysics*, 28, nr. 5, part II, p. 894—909.
- A ver buch A. G. (1967) Ob uravnenii godografa refraghirovannoi volni. *Prikl. gheofiz.*, vip. 50, p. 70—90.
- C he reau J. Y., L e d ou x, Y. (1959) Aspects théoriques et pratiques de la détermination des vitesses d'intervalle en sismique réflexion. *Geophys. Prospecting*, 7, nr. 1, p. 24—37.
- F a u st L. Y. (1951) Seismic velocity as a function of depth and geological time. *Geophysics*, 16, nr. 2, p. 192—206.
- F a u st L. Y. (1953) A velocity function including lithologic variations. *Geophysics*, 18, nr. 2, p. 271—288.
- G ass man n F. (1951) Elastic waves trough a packing of spheres. *Geophysics*, 16, p. 673—685.
- G ran t F. S., W est G. F. (1965) Interpretation theory in applied geophysics Mc. Graw-Hill Book Company, New-York—London.
- H ask ell N. A. (1941) The relation between depth, lithology and seismic wave velocity in Tertiary sandstone and shales. *Geophysics*, 6, nr. 4, p. 318—326.
- L evin A. N. (1964) Pribiljennoe predstavlenie godografov refraghirovanno i otrajennoi voln dlja neodnorodnoi uprugoi sredi pri neprerivnom uvelicenie skorosti s glubinoi. *Prikl. gheofiz.*, 39, p. 7—14.
- P aterson N. R. (1956) Seismic wave propagation in porous granular media. *Geophysics*, 21, p. 691—714.
- W eber M. (1956) Die Auswertung von seismischen Refraktion-Messungen in einen einachsig inhomogenen Körper mit abgebrochenen Potenzreihen. *Geofis. Pura e Applicata*, 35, III, p. 14—24.
- W est S. S. (1950) Dependance of seismic wave velocity upon depth and lithology. *Geophysics*, 15, nr. 4, p. 653—662.
- W yro b e k S. M. (1959) Well velocity determinations in the English Triassic, Permian and Carboniferous. *Geophys. Prospecting*, 7, p. 218—230.



## CONTRIBUTIONS À L'ÉTABLISSEMENT D'UNE FONCTION GÉNÉRALE DES VITESSES POUR LA SECTION SÉDIMENTAIRE DANS LE BASSIN DE LA TRANSYLVANIE

(Résumé)

---

Si on considère que la vitesse des ondes sismiques n'est pas un paramètre si différencié, comme on l'admet souvent, nous nous sommes proposés, pour les formations sédimentaires néogènes du Bassin de la Transylvanie, d'établir un classement des vitesses et de montrer la manière où les variations de la vitesse sont liées de la profondeur de gisement, de l'âge géologique et de la lithologie.

L'analyse a été faite sur un calculateur ayant à notre disposition 64 courbes temps vertical-profondeur, obtenues des carottages sismiques.

Pour les formations investiguées (fig. 1) on a trouvé une relation du type (21), qui a permis l'établissement d'une fonction générale des vitesses (22). On a étudié aussi la dépendance entre l'âge géologique et la profondeur (fig. 2).

La figure 3 montre la dépendance entre la vitesse des ondes sismiques et la profondeur, sur des niveaux stratigraphiques représentatifs, en observant une augmentation de la vitesse avec l'accroissement de l'âge géologique, à savoir avec 10–12 % pour une différence d'âge de 45 millions d'ans.

Pour déterminer l'influence du facteur lithologique sur la vitesse des ondes sismiques on a fait une analyse pareille (fig. 4).

Les résultats obtenus montrent que plus de 75 % de la valeur de la vitesse correspondante à une profondeur donnée, est l'effet de la pression exercée par les sédiments de toit. Jusqu'aux profondeurs de 1500 m, les courbes vitesse-profondeur pour les sables, les marnes sablonneuses, les marnes et les grès ne montrent pas la possibilité d'une corrélation entre une certaine formation et la vitesse des ondes sismiques.

Aux profondeurs plus grandes on observe pourtant quelques différences entre les vitesses, en fonction de la lithologie, en démontrant que la répartition des vitesses n'est pas un phénomène insaisissable et qu'elle peut être employée pour les prédictions lithologiques et géologiques.





Institutul Geologic al României

## RECENZIE

la „*Tidial Friction and the Earth's Rotation*”, editată de P. Brosche și J. Sundermann  
Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York

În această lucrare se studiază un subiect cu largi aplicații în aria geoștiințelor, bazat pe importantele cercetări întreprinse în ultimul timp în domeniile variate ca astronomia, geofizica, geologia și paleontologia. Lucrarea este alcătuită dintr-o culegere de articole semnate de mai mulți autori, care au fost prezentate în cadrul simpozionului științific ținut la Bielefeld în 1977 având ca temă „mareele și rotația Pământului”.

În cuprinsul lucrării se relevă aspecte ale observațiilor detaliante legate de subiectul propus ca de exemplu :

a) modificările survenite în mișcarea de rotație a Pământului sau a orbitei satelitului său natural, modificări puse în evidență prin intermediul măsurătorilor cu laseri la distanței Pămînt-Lună ;

b) inventarierea eclipselor solare, ale tranzițiilor planetei Mercur și a fazelor Lunii, semnalate într-o perioadă care începe cu primele observații astronomice din antichitate pînă în prezent ;

c) evidențierea paleorotației terestre cu ajutorul datelor privind lungimea intervalor de timp (zi, lună, an) deduse din modificările periodice de creștere ale fosilelor.

Selectiunea centrală a lucrării cuprinde mai multe articole privitoare la domeniul clasic al subiectului : determinarea rotației Pământului, marea solidului terestru deduse din măsurători gravimetrice, disiparea energiei de maree în solid și în oceane, interrotația diurnală și semi-diurnală dintre deformarea mediului continental și marea oceanice. Autorii actualizează aceste laturi clasice ale subiectului prin sublinierea problematicii noi, inventarierea instrumentației moderne, tratarea rezultatelor recente și indicarea direcțiilor viitoare de investigare.

Cercetările teoretice întreprinse în aria subiectului propus sunt îndreptate în două direcții principale : în primul rînd pentru reducerea și clasificarea multiplelor observații și în al doilea rînd pentru explicarea efectelor observate.

Semnalăm ca o nouătate în domeniul prezentarea unor modele matematice privind comportarea în cadrul fenomenului de maree a continentelor și a oceanelor (luindu-se în considerație și interacțiunea dintre ele), realizate atât pentru configurația actuală a acestora, cât și pentru multe configurații existente în trecutul geologic al Pământului.

De altfel majoritatea autorilor iau în considerație și subliniază importanța hotărîtoare în cadrul problemelor privind marea și rotația terestră, a colectării datelor din domenii cit mai variate (paleoastronomie, paleontologie, date gravimetrice recente, date satelitare) și a utilizării calculului electronic, cu ajutorul unor programe adecvate, pentru realizarea unor modele cit



mai apropiate de cele reale, privind solidul terestru, oceanul planetar, sistemul continent-ocean, sistemul Pămînt-lună, în configurații actuale sau existente în trecut și chiar a unor configurații viitoare.

Lucrarea conține deci observațiile cele mai recente privind domeniul studiat și puse în evidență în formații necunoscute, uneori surprinzătoare, sau prezintă fapte mai demult cunoscute dar puse într-o lumină nouă.

O recomandăm ca o lucrare esențială studenților și cadrelor didactice care activează în domeniul astronomiei sau a științelor geofizice.

*Ramona Plavîță*

---



Institutul Geologic al României

**Studiile tehnice și economice, seriile A-J, au apărut  
în decursul timpului în cadrul următoarelor  
instituții :**

**INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI  
COMITETUL GEOLOGIC  
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ**



**Institutul Geologic al României**



Institutul Geologic al României