

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICA
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA D

Prospecții geofizice

Nr.14

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE GEOFIZICĂ APLICATĂ

BUCUREȘTI
1984



Institutul Geologic al României

Redactat sub îngrijirea Dr. DRAGOMIR ROMANESCU

Responsabilitatea asupra conținutului acestor articole
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA D

Prospecțiuni geofizice

Nr. 14

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE GEOFIZICĂ APLICATĂ

BUCUREŞTI
1984



Institutul Geologic al României

CONTENU

	<u>Page</u>
Ghițulescu T., Romanescu Dr., Pitulea G., Ghițulescu I., Georgescu A., Neștianu T. Études méthodologiques, géologiques et magnétiques dans la région Baia de Arieș	38
Romanescu Dr., Szabó E., Stoenescu V., Georgescu A. Recherches pétrophysiques dans le Massif de Gilău et les bassins adjacents	57
Botezatu R. Le modèle géophysique de simulation et son rôle dans l'interprétation géologique des informations géophysiques	59
Veliciu S., Roman M. Geothermal prospecting of complex sulphide mineralizations	81
Beșuțiu L. La structure du flanc septentrional du Massif Sebeș dans la lumière de nouveaux données géophysiques	109
Dicea O., Ionescu N. The Study of Sedimentation Conditions in some Romanian Hydrocarbon Zones by the Analysis and Interpretation of Seismic Prospection Data	111
Stanchevici B., Constantinescu P., Piscupescu G., Ibadof N. la contribution de la sismométrie à la connaissance de la morphologie du soubassement cristallin du Bassin de Lăpușnic et le Couloir de Mureș	141
Beșuțiu L., Beșuțiu G. Sur la filtration des champs potentiels à l'aide des moyennes mobiles et du prolongement dans le demi-espace supérieur	149
Marinescu D. Concernant la géodésie et sa structure actuelle	154



CUPRINS

	Pag.
Ghițulescu T., Romanescu Dr., Pitulea G., Ghițulescu I., Georgescu A., Neștianu T. Studii metodologice magnetice și geologice în regiunea Baia de Arieș	5
Romanescu Dr., Szabó E., Stoenescu V., Georgescu A. Cercetări petrofizice în masivul Gilău și bazine adiacente	43
Botezatu R. Modelul geofizic de simulare și rolul său în interpretarea geologică a informației geofizice	59
Veliciu S., Roman M. Geothermal Prospecting of Complex Sulphide mineralizations	81
Beșuțiu L. Structura flancului nordic al masivului Sebeș în lumina unor date geofizice recente	95
Dicea C., Ionescu N. Study of Sedimentation Conditions in Some Romanian Hydrocarbon Zones by the Analysis and Interpretation of Seismic prospection Data	111
Stanchevici B., Constantinescu P., Piscupescu G., Ibadof N. Contribuția seismometriei la cunoașterea morfologiei fundamentalui cristalin al bazinului Lăpușului și culoarul Mureșului	135
Beșuțiu L., Beșuțiu G. Asupra filtrării cimpurilor potențiale cu ajutorul procedeului mediilor mobile și al continuării în semispațiu superior	143
Marinescu D. Cu privire la geodezie și structura sa actuală	151





Institutul Geologic al României

STUDII METODOLOGICE MAGNETICE ȘI GEOLOGICE
ÎN REGIUNEA BAIA DE ARIES¹

DE

TOMA PETRE GHITULESCU,¹ DRAGOMIR ROMANESCU²,

GEORGE PITULEA², IOANA GHITULESCU², ANCA GEORGESCU³,
TITUS NEŞTIANU³

Complex methodology. Magnetic prospection. Petrophysics. Petrographic study. Neogene magmatic activity. Endogenous transformations. Magnetic susceptibility. Natural remanent magnetisation. Mureş Mountains — Metalliferi Mountains — Baia de Aries district.

Abstract

Methodological magnetic and geologic studies in the Baia de Aries district. The results of a methodological study concerning the possibilities of clearing up the structure and evolution of the Neogene magmatic formations in the Apuseni Mountains by a complex geological, magnetometrical and petrophysical investigation are presented.

It has been noticed that the rooted bodies are characterized by strong ΔZ anomalies and high values of I_n and Q parameters. That means these rooted bodies can be outlined in a satisfactory way and differentiate from craterial lavas, as well.

The petromagnetic fabric study rendered evident by magnetic susceptibility anisotropy, in connection with the ΔZ isodynamics morphology obtained by detailed and micromagnetic prospections contributes to the elucidation of the rooted bodies inner structure.

While the propylitisation processes do not affect the magnetic parameters, hydrothermal transformations diminish them depending on the process intensity.

The relation between I_n and Q could be characteristic of various magmatic basins, an indicator of their petrological and petrochemical peculiarities.

¹ Depusă la 3 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 5 aprilie 1980.

² Întreprinderea de Prospectiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș 1, București.

³ Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, București.



Introducere

Studiul prezentat în această lucrare urmărește un obiectiv metodologic, acela de a contribui la precizarea măsurii în care prospecțiunea magnetică, diversificată și completată cu cercetări petrofizice, poate aduce un aport substanțial la rezolvarea problemelor geologice și metalogenetice prin informații cantitative.

Lucrarea se referă la structura geologică a regiunii Baia de Arieș, bine cunoscută prin studii de detaliu la suprafață și în subteran, oferind condiții favorabile pentru stabilirea legăturii dintre parametrii magnetici ai rocilor magmatice neogene și structurile create de acestea, cît și pentru interpretarea anomalilor magnetice respective. Cercetarea geologică din această regiune este preocupată de aprofundarea investigației complexe petrologice-petromagnetice, urmărind descifrarea structurilor vulcanice și subvulcanice și a proceselor hidrotermale asociate magmatismului neogen, în vederea rezolvării problemelor de prospectare a zăcămintelor din regiune.

În Munții Metaliferi, încă din perioada realizării hărții geologice miniere (Ghitulescu, Socolescu, 1941), s-a recunoscut anizotropia texturală a vulcanitelor și subvulcanitelor neogene, care a fost folosită pentru identificarea și conturarea structurilor înrădăçinate. Această anizotropie, care se manifestă prin orientarea fenocristalelor de minerale femice, mai pregnant în neck-uri, corpuri subvulcanice și apofizele acestora, se regăsește și în proprietățile magnetice; studierea și interpretarea acestei duble anizotropii reprezintă o preocupare relativ recentă (Graham, 1954).

În această lucrare se prezintă o parte din rezultatele privind susceptibilitatea magnetică a rocilor și anizotropia acesteia, magnetizarea remanentă naturală, anomalile cîmpului magnetic terestru precum și corelarea dintre datele magnetice și structurile create de magmatismul neogen și ariile de hidrotermalizare și mineralizare.

Istoricul cercetărilor

Studiul structurii geologice a regiunii s-a extins pe o lungă perioadă de timp și a ajuns la o anumită concepție asupra relației între structogeneza și magmatismul neogen, prin cercetările întreprinse de Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice în perioada 1973—1978 (Pitulea et al., 1976, 1977, 1978 a, 1978 b). Descifrarea infrastructurii s-a făcut prin contribuția cercetătorilor de la Trustul de Prospecțiuni și Explorări Miniere, Trustul Aurului Brad, Întreprinderea Mineră Baia de Arieș, Întreprinderea de Prospecțiuni și Explorări Geologice Cluj-Napoca și Institutul de Geologie și Geofizică din București, în perioada 1953—1978. Parte din rezultate sunt consemnate în publicații apărute (Cochet, 1957; Ianovici et al., 1969, 1976; Ghitulescu et al., 1979 a, 1979 b) sau în rapoarte nepublicate (Romanescu, 1959; Fărcașanu, 1961).

Studiul magnetic a început în 1959 prin prospectarea de detaliu executată de Romanescu (1963 a), pe cea mai mare parte din teritoriu



și completată de Popescu Brădet și Dima (1975). Trebuie menționate, de asemenea, cercetările aeromagnetice (Cristescu et al., 1970) și cele gravimetrice (Andrei, 1962). Studiul proprietăților magnetice ale rocilor din zonă a fost inițiat de Romanescu (1963 a, 1963 b, 1969, 1970, 1972), care a făcut determinări de susceptibilitate magnetică, magnetizare remanentă și stabilitate magnetică a rocilor. Pitulea și Ghițulescu (1976, 1977, 1978 a, 1978 b) au executat măsurători de susceptibilitate magnetică a rocilor *in situ* și au prelevat eșantioane orientate care au fost studiate în laboratorul de petrofizică al Institutului de Geologie și Geofizică.

Privire generală asupra geologiei regiunii

Districtul Baia de Arieș este unul dintre cele mai interesante din provincia magmatismului neogen de pe teritoriul României, prin condițiile de mediu geologic specifice și prin asociația metalogenetică pe care o cuprinde. Acest district este situat în colțul de NE al Munților Metaliferi și se deosebește de celelalte districte, din această unitate geologică, prin localizarea sa în fundamentul cristalin și prin complexitatea mineralizației auro-argentifere și de metale neferoase. Deși exploatat de peste 600 de ani, districtul oferă o perspectivă interesantă, ceea ce explică intensa activitate de cercetare, prin metode complexe, care se desfășoară în ultimele decenii. Structura geologică este reprezentată parțial în planșă.

Fundamentul este alcătuit din două serii cristaline. Seria de Baia de Arieș, mezometamorfică, predominant terigenă, este compusă în principal din micașisturi, paragnaise, cuartite, subordonat amfibolite și un puternic orizont de calcare cristaline. Această serie ocupă cea mai mare parte din teritoriu. A doua subunitate este seria de Muncel-Biharia, epimetamorfică, de compozitie predominant vulcanogen-sedimentară, care apare într-o parte limitată a teritoriului sub formă de fercastră tectonică. În partea de SV a teritoriului, erogeneza hercinică a produs intruzia unui corp de granitoide cu un cortegiu de pegmatite.

Cercetări recente (Pitulea et al., 1976, 1977) au arătat că erogeneza mezocretacică a determinat șariajul parțial al seriei mezometamorfice peste cea epimetamorfică, iar mișările laramice au accentuat diastrofismul prin formarea de solzi care prind și sedimente senoniene.

În această structură profund dislocată s-au localizat în Neogen vete cu magme de compozitie cuarțdioritică-granodioritică, din care s-au ridicat, sincron cu seria de Barza, andezite sub formă de corperi subvulcanice și coșuri vulcanice de brecie, iar sincron cu seria de Cetraș, cuarț-andezite cu biotit și dacite. Magmatismul neogen s-a încheiat cu eruptii de tip Rotunda (Ghițulescu, Socolescu, 1941). Eruptivismul din seria de Barza a creat numai structuri înrădăçinate sub formă de corperi subvulcanice, apofize și dyke-uri, dintre care cele mai importante din punct de vedere metalogenetic sunt: corpul subvulcanic de Afiniș, domul de Valea Lacului, dyke-urile, lamele și apofizile create de andezitul de Ambru și corpurile subvulcanice cu un cortegiu de apofize și dyke-uri formate de andezitul de Mălai. Coșurile vulcanice de brecie, de formă tubulară, au constituit căile principale



pale de circulație a fluidelor hidrotermale și umplutura lor este în general într-o stare avansată de argilitizare și sericitizare (Ghitulescu et al., 1979 a, 1979 b).

Dintre structurile vulcanice reține atenția complexul vulcanic de Colții Lazărului, care cuprinde o arie craterială cu piroclastite și lave precum și neck-uri și subvulcani de dimensiuni importante. Structurile menționate sunt reprezentate în profilele din figurile 1-7.

Observațiile geologice și magnetometrice (Romanescu, 1963 a, Calotă, Romanescu, 1963) au arătat că structurile înrădăcinate exercită o influență perturbatoare asupra cîmpului magnetic, pe cînd piroclas- tite, curgerile de lavă și brecia poligenă din coșuri nu produc decît anomalii slabe.

Comportamentul structurilor vulcanice și subvulcanice din punct de vedere magnetic este afectat de transformările suferite de roci sub influența factorilor endogeni.

Propilitizarea este o transformare de natură endogenă care nu slăbește proprietățile magnetice ale rocilor, datorită faptului că nu afectează compoziția cationică a acestora. Prin transformarea hornblendei, piroxenilor și biotitului în clorite, epidot și carbonați, iau naștere frecvent și oxizi de fier (opacit) care pot contribui la creșterea susceptibilității magnetice. Propilitizarea a afectat în acest district întreaga masă a rocilor andezitice din seria de Barza, distribuindu-se uniform fără nici o legătură cu fracturile sau corpurile de minereu.

Procesele de argilitizare și sericitizare cauzate de soluții hidrotermale determină scăderi importante ale parametrilor magnetici. Transformarea constă în levigarea principalilor cationi (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Mn^{+2} și mai ales Na^{+1}) și un aport substanțial de K^{+1} , B^{+3} și alte elemente. Prin aceste transformări, susceptibilitatea magnetică este redusă aproximativ proporțional cu intensitatea fenomenului pînă aproape de anulare. Transformările argilito-sericitice au loc în aureole hidrotermale ale coșurilor vulcanice de brecie, ale filoanelor și corpurilor de minereu, distribuindu-se zonal în raport cu acestea, astfel încit prospectarea magnetică permite nu numai decelarea și conturarea aureolelor hidrotermale care nu aflorează, ci și aprecierea volumului de rocă transformată, adică estimarea amplorii fenomenului hidrotermal. Zonele de transformare hidrotermală sunt parțial prezentate în profilele din figurile 1-7.

Determinarea proprietăților magnetice ale rocilor eruptive

În cadrul prezentului studiu proprietățile magnetice ale rocilor din district au fost determinate direct pe teren *in situ* și în laborator. În teren s-au executat de către geologi măsurători de susceptibilitate magnetică pe toate tipurile de roci, folosindu-se un kappametru portativ tip KT-3 de fabricație cehoslovacă cu sensibilitatea $1.5 \cdot 10^{-6}$ uCGS, făcîndu-se simultan și observații petrografice, completeate ulterior cu studii microscopice. Pentru aprofundarea și completarea studiului proprietăților magnetice s-au prelevat eșantioane orientate, din care s-au confectionat cuburi cu latura de 2 cm. Pentru fiecare din aceste cuburi s-au măsurat în laboratorul de geomagnetism și petrofizică al Institu-



tului de Geologie și Geofizică, utilizând o punte de susceptibilitate KLY-1 și un magnetometru astatic LAM-3, susceptibilitatea magnetică K și magnetizarea remanentă naturală I_n și s-a calculat factorul lui Koenigsberger Q (raportul dintre magnetizarea remanentă naturală și cea indușă). De asemenea s-a determinat orientarea vectorului magnetizării remanente naturale, față de sistemul actual de coordonate geografice, definită prin unghiurile de declinație D și de înclinație I .

După cum se știe, în general, susceptibilitatea magnetică variază cu direcția putind fi reprezentată printr-un tensor simetric de ordinul doi. Pentru a obține componentele tensorului susceptibilității și valoarea susceptibilităților principale s-a măsurat, pentru fiecare eșantion cubic, susceptibilitatea în 15 direcții utilizând puntea KLY-1 cu sensibilitatea $3 \cdot 10^{-9}$ uCGS.

Variata suscepitabilității magnetice a unei roci cu direcția se poate datora fie orientării granulelor de forme neregulate (concreșteri, spărțuri, corodări) ale unor minerale feromagnetice izotrope din punct de vedere magnetic (anizotropia formei), fie orientării rețelei cristaline a mineralelor feromagnetice anizotrope din punct de vedere magnetic (anizotropia magnetocristalină). Cele două tipuri de anizotropie se pot manifesta separat sau simultan. Khan (1962), Janák (1967, 1972), Rees (1968), Hrouda (1970) și alți autori au stabilit prin observații și experimente că există o strânsă legătură între fabricul (structura și textura) rocilor și anizotropia suscepitabilității magnetice a acestora.

În cazul rocilor endogene, care cristalizează din magme în mișcare de curgere (lave) sau de intruzie (subvulcani, neck-uri, plutoni și apofizele acestora, dyke-uri etc.), fenocristalele în mișcare sunt silite de flux să se orienteze cu suprafețele late și axele lungi perpendicular pe stress (fabric de foliație), sau chiar să se alinieze cu axul lung în direcția de curgere (fabric de liniație). Această tendință se observă macroscopic pe fetele lustruite ale cuburilor sau în secțiunile subțiri. Fenomenul fiind probabilistic, observația vizuală nu permite o exprimare cantitativă a preferabilității, respectiv a frecvenței fenomenului în faciesurile orientate. O estimare cantitativă devine posibilă dacă se ține seama de legătura care se poate stabili între fabric și anizotropia suscepitabilității magnetice caracterizată prin mărimele :

$$P = K_1 \cdot K_3, \quad L = K_1 \cdot K_2, \quad F = K_2 / K_3,$$

$$K_p = (K_1 + K_2) / 2K_3, \quad K_1 = 2K_1 / (K_2 + K_3), \quad E = K_2^2 / K_1 \cdot K_3$$

K_1 , K_2 , K_3 fiind suscepitabilitățile principale : maximă, intermedieră și respectiv minimă.

P este factorul a cărui valoare reflectă gradul de anizotropie. Valoarea obișnuită pentru rocile efuzive este 1,0—1,05 și mai rar 1,06—1,18, iar pentru cele intruzive 1,07—1,10 și în cazuri speciale 1,7—1,8.

$L > F$, $E < 1$ și $K_1 > K_p$ caracterizează faciesurile cu fabric de liniație. Direcția de aliniere a fenocristalelor este aceea a lui K_1 .

$F > L$, $E > 1$ și $K_p > K_1$ caracterizează fabricul de foliație, fenocristalele sunt dispuse preferențial în plane paralele. Planul foliației



cuprinde în el pe K_1 și K_2 și este perpendicular pe K_3 . Azimutul căderii planului de foliație se poate calcula după o metodă dedusă de unul din autori.

Comportamentul magnetic al structurilor create de magmatismul neogen

Parametrii magnetici determinați în laborator sunt prezențați în tabelele 2-7. Valorile susceptibilității magnetice măsurate *in situ* arată o corelare satisfăcătoare cu cele determinate în laborator pentru același afloriment, fiind în general ceva mai mici din cauza rugozității suprafețelor rocilor și a unui oarecare grad de alterare superficială. Rezultatele obținute sunt reprezentate în profilele din figurile 1, 2 și 3.

Valorile ΔZ au fost determinate în rețea densă $20\text{ m} \times 20\text{ m}$, rezultatele fiind reprezentate prin izodinamele din planșa anexată. S-au executat de asemenea cîteva panouri micromagnetice (Romanescu, 1959).

În cele ce urmează, se încearcă o interpretare a acestor date și o corelare între structura geologică și particularitățile proprietăților magnetice indicate de parametrii măsuțați.

Corpul subvulcanic de andezit tip Afiniș

Corpul andezitic este situat în partea de nord a sectorului între Dealul Pleșu, Dealul Afiniș, Valea Băii și Valea Ambrului (pl.). El a constituit obiectul studiului publicat de Romanescu în 1963, pe care îl completăm, ținind seama de noi date geologice, magnetometrice și petrografice. Forma lui este aproximativ cilindroidă și prezintă o vergență de circa 70° spre NNE. În profilele din figurile 1, 2, 6 și 7 se observă dimensiunile corpului deschis prin lucrări miniere pe o înălțime de circa 600 m. Corpul formează un tot unitar, care se înrădăcinează spre sud în fundamentul cristalin, probabil pe zona de dislocare creată de încălcarea seriei mezometamorfice peste cea epimetamorfică. Observațiile geologice din subteran (Ghițulescu et al., 1958) arată că punerea în loc a masivului andezitic s-a făcut prin intruzia mai multor lame de magmă sudate între ele și separate prin zone de faciesuri orientate ale andezitului. Prezența faciesurilor orientate a fost observată și de alți cercetători (Cochet, 1957; Romanescu, 1959) și constituie o caracteristică a corpului vulcanic. Aceste faciesuri orientate se reflectă fidel în microhărțile ΔZ (fig. 8). Structura lamelară a masivului este bine redată de anomaliiile ΔZ (pl.).

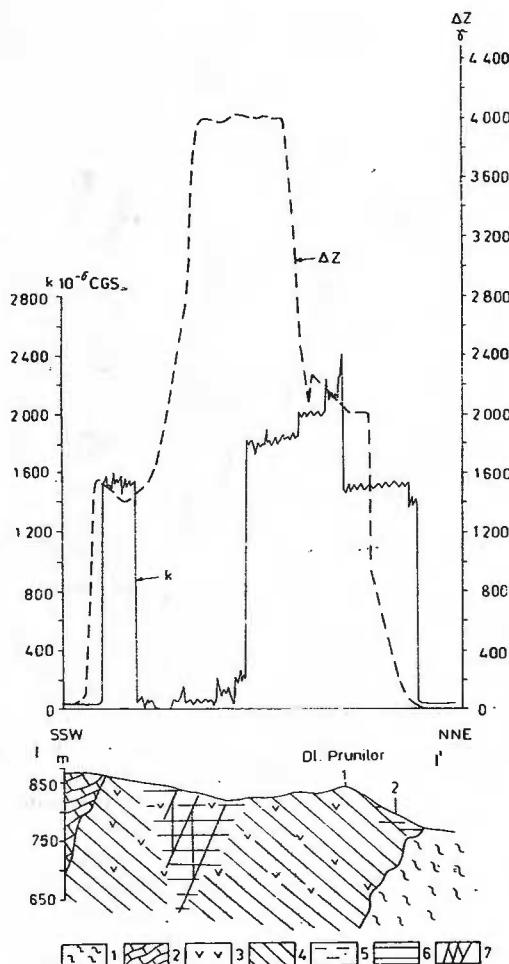
Corpul subvulcanic este constituit dintr-un andezit macroporfiric în care fenocristalele reprezintă în medie circa 50% din masă, din care $\leqslant 35\%$ plagioclazi, $\leqslant 12\%$ hornblendă transformată, $\leqslant 5\%$ biotit parțial transformat, $\leqslant 1\%$ quart corodat și elemente accesoriai, între care magnetit. Pasta este criptocristalină vitroasă și are o culoare cenușiu închis pînă la negru. Andezitul din întregul corp a suferit o transformare propilitică. Hornblenda este transformată în clorite, epidot, carbonați și opacit. Biotitul este parțial cloritizat și opacitizat, iar plagioclazul este în stare proaspătă.



Jumătatea vestică a corpului a rămas în această stare de proprietate magnetică, conservându-și proprietățile magnetice. Partea estică la sud și la est de Valea Prunilor (Stolnilor) a suferit o transformare argilitică-sericitică, mai mult sau mai puțin intensă, care a afectat toate mineralele și pasta, reducind parametrii magnetici pînă la anulare (a se observa harta ΔZ și corelarea în profilele din figurile 1, 2, 6 și 7).

Fig. 1. — Profilul I: Corelație între structura geologică, transformările endogene, anomaliiile ΔZ ale cîmpului magnetic și valorile susceptibilității magnetice măsurate *in situ*. Profilul pe versantul nord-vestic al Dealului Prunilor. 1, seria mezometamorfică; 2, calcară cristaline; 3, corpul subvolcanic de andezite tip Afiniș; 4, transformări propilitice; 5, transformări argilitice-sericitice intense; 6, transformări argilitice-sericitice; 7, filoane auro-argentifere.

Profil I: Corrélation entre la structure géologique, les transformations endogènes, les anomalies ΔZ du champ magnétique et les valeurs de la susceptibilité mesurées *in situ*. Profil sur le versant NW de Dealul Prunilor. 1, série mésométamorphique ; 2, calcaires cristallins ; 3, corps subvolcanique d'andésites de type Afiniș ; 4, transformations propylitiques ; 5, transformations argilo-séricitiques intenses ; 6, transformations argilo-séricitiques ; 7, filons auro-argentifères.



În profilul din figura 1 se reprezintă variația susceptibilității magnetice măsurată în teren de-a lungul secțiunii geologice. Valorile susceptibilității trec de la $1400-2400 \cdot 10^{-6}$ uCGS în portiunea propilitizată la amplitudini mici și foarte mici în portiunea hidrotermalizată (zona filoanelor din sectorul Stefania). În profilul din figura 2, susceptibilitatea măsurată în teren prezintă salturi semnificative, în funcție de gradul de transformare hidrotermală în cîmpul filoanelor din vestul sectorului aurifer.

În același sens variază și magnetizarea remanentă naturală, care are valori relativ mari în zona propilitizată, de ordinul $10\ 580 - 19\ 420 \cdot 10^{-6}$ uCGS și scade la $585 - 1\ 560 \cdot 10^{-6}$ uCGS în zona hidrotermalizată. De asemenea factorul Q scade de la 11,1—21,6 la 1,9—3,4, (tab. 2).

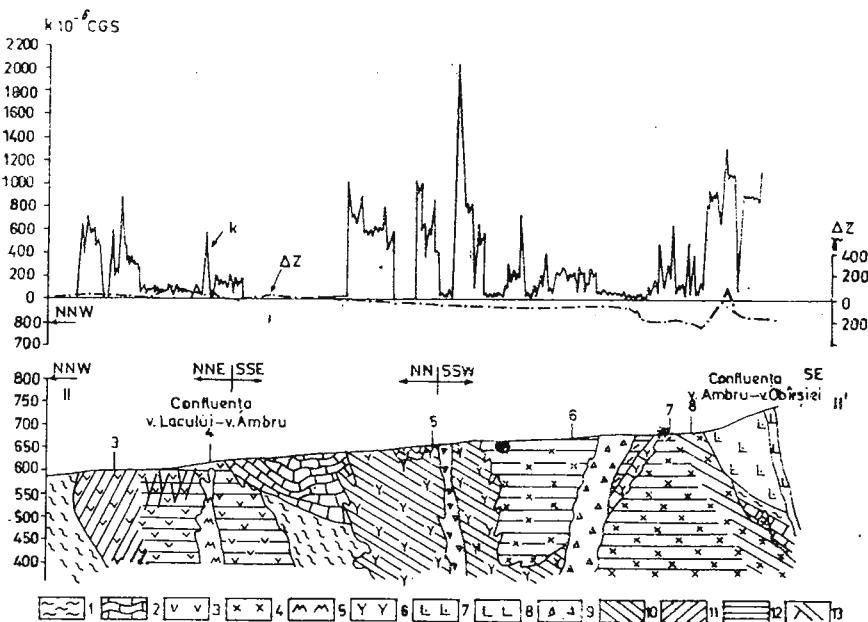


Fig. 2. — Profilul II : Corelație între structura geologică, transformările endogene, anomaliiile ΔZ ale cîmpului magnetic și valorile susceptibilității magnetice măsurate *in situ*. Profilul de-a lungul văilor Băii și Ambru. 1, seria mezometamorfică ; 2, calcare cristaline ; 3, corpul subvulcanic Afiniș ; 4, corpul subvulcanic de Valea Lacului ; 5, apofize de andezite tip Mălai ; 6, apofize de andezite tip Ambru ; 7, lave andezitice tip Colții Lazărului ; 8, neck de andezite tip Colții Lazărului ; 9, coșuri vulcanice de brecie ; 10, transformări sericito-argilitice incipiente ; 11, transformări sericito-argilitice intense ; 12, transformări sericito-argilitice foarte intense ; 13, filoane auro-argentifere.

Profil II : Corrélation entre la structure géologique, les transformations endogènes, les anomalies ΔZ du champ magnétique et les valeurs de la susceptibilité magnétique mesurées *in situ*. Profil le long de Valea Băii et Valea Ambru. 1, série mésométamorphique ; 2, calcaires cristallins ; 3, corps subvolcanique Afiniș ; 4, corps subvolcanique de Valea Lacului ; 5, apophyses d'andésites de type Mălai ; 6, apophyses d'andésites de type Ambru ; 7, laves andésitiques de type Colții Lazărului ; 8, neck d'andésites de type Colții Lazărului ; 9, cheminées volcaniques de brèche ; 10, transformations séricito-argillitiques de début ; 11, transformations séricito-argillitiques intenses ; 12, transformations séricito-argillitiques très intenses ; 13, filons auro-argentifères.

Valorile anomaliei ΔZ reflectă cu claritate diferențierea între faciesul propilitic și cel hidrotermalizat (pl.). Anomalia componentei verticale este puternică în zona propilitizată și are o formă mozaicată, cu valori maxime între 1 500 și 6 500 gamma (pe alocuri chiar pînă la 10^4 gamma) și valori negative pînă la $-2\,100$ gamma. Această anomaliă avînd un caracter dipolar complex a fost analizată în detaliu de Romanescu (1963 a). Anomalia ΔZ are o semnificație geologică deo-

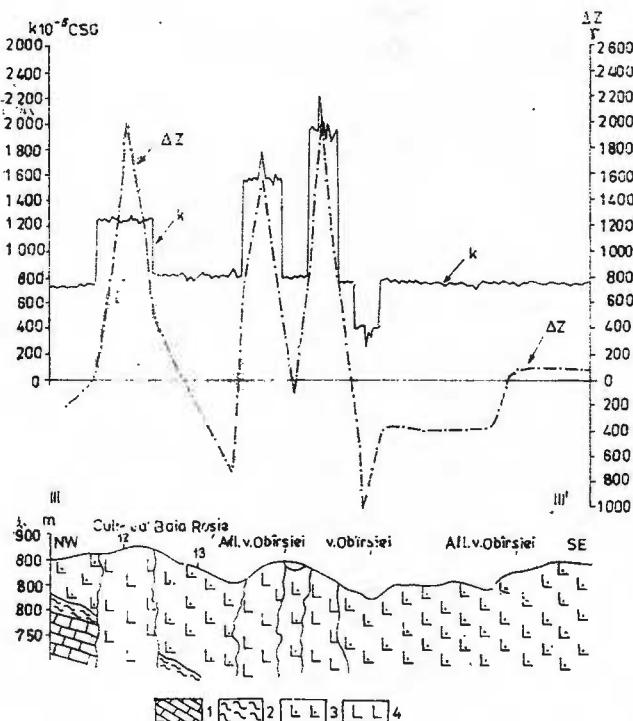


Fig. 3. — Profilul III : Corelația între structura geologică, anomaliiile ΔZ ale cîmpului magnetic și valorile susceptibilității magnetice măsurate *in situ*. Profil pe flancul vestic al complexului vulcanic Colții Lazărului, între culmea Baia Roșie și valea Obîrșiei. 1, calcară cristalline ; 2, schisturi mezometamorfice ; 3, formațiuni intracratereale, lave și piroclastite ; 4, corpuri înrădăcinante, neck-uri și subvulcani.

Profil III : Corrélation entre la structure géologique, les anomalies ΔZ du champ magnétique et les valeurs de la susceptibilité magnétique mesurées *in situ*. Profil sur le versant W du complexe volcanique Colții Lazărului entre le sommet Baia Roșie et Valea Obîrșiei. 1, calcaires cristallins ; 2, schistes mésométamorphiques ; 3, formations intracratérielles, laves et pyroclastites ; 4, corps enracinés, necks et subvolcans.

sebit de interesantă. Limita corpului subvulcanic este dată de traseul izodinamelor de 300—500 gamma. În planșa anexă se observă că, în colțul de NV, anomalia pozitivă depășește conturul aflorimentului corpului andezitic, aflat la altitudinea de cca 800 m. Cercetările din subteran la altitudinea de 650 m arată că izodinama de 500 gamma corespunde conturului din adîncime al corpului, la circa 150 m sub suprafață, atestînd caracterul subvulcanic al acestuia, nu de neck, cum s-a crezut înainte de 1958.

A doua semnificație importantă din punct de vedere geologic este faptul că morfologia mozaicată a anomaliei ΔZ din partea propili-

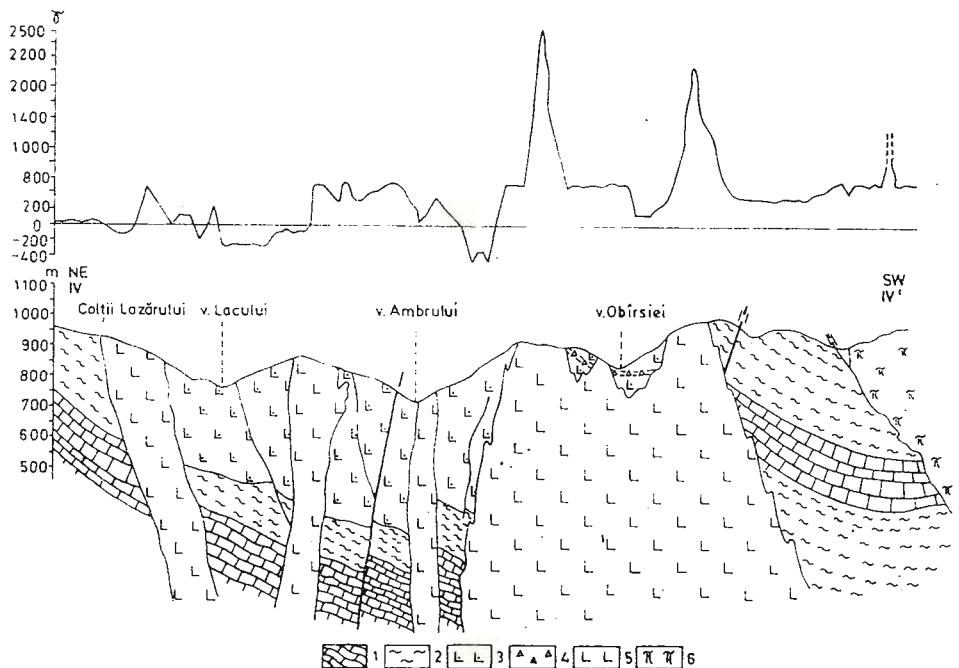


Fig. 4. — Profilul IV : Corelație între structura geologică și anomaliiile ΔZ ale cimpului magnetic. Profil pe flancul sud-estic al vulcanului Colții Lazărului. 1, calcar cristaline ; 2, sisturi mezometamorfice ; 3, formațiuni intracrateriale, lave și piroclastite ; 4, intercalatii de tufuri vulcanice ; 5, corpuri înrădăcinăte, neck-uri și subvulcani ; 6, dacite tip Poenița.

Profil IV. Corrélation entre la structure géologique et les anomalies ΔZ du champ magnétique. Profil sur le versant SE du volcan Colții Lazărului. 1, calcaires cristallins ; 2, schistes mésométamorphiques ; 3, formations intracratériales, laves et pyroclastites ; 4, intercalations de tufs volcaniques ; 5, corps enracinés, necks et subvolcans ; 6, dacites de type Poenița.

zată a corpului reflectă efectele de dipol ale fiecărei lame de magmă andezitică în parte, lame care, prin sudare, au format subvulcanul ; efectul magnetic insumat al întregului corp de Afiniș dă naștere dipolului semnalat de Romanescu (1963 a).

Efectul transformărilor hidrotermale se manifestă slab în această porțiune de NV a corpului, volumul de rocă hidrotermalizată fiind redus. În schimb, această transformare determină estomparea aproape completă a anomaliei AZ în partea de E și SE a corpului, la sud și est de Valea Prunilor (Stolnilor). Hidrotermalizarea atinge o intensitate foarte mare în interiorul și în aureola coșurilor vulcanice de brecie și a stock-urilor aurifere, pe care se cartează anomalii circulare de minim pînă la —300 gamma (Romanescu, 1963 a, b) sau chiar în lungul aflorimentelor filoanelor. O astfel de anomaliă s-a pus în evidență cu deosebită claritate pe aria stock-ului 2. În această parte se concentrează marea majoritate a mineralizației aurifere. În coșurile de brecie principali parametri magnetici (susceptibilitate, magnetizare remanentă naturală, factorul Q) sunt reduși la valori foarte mici, aşa cum se vede în tabelul 5. Trebuie însă remarcat că, între aureolele hidrotermale menționate au rămas porțiuni de rocă puțin afectate sau chiar în stare de propilitizare. Deoarece volumul acestora este mic în raport cu al rocilor hidrotermalizate, efectul de ansamblu asupra componentei AZ este o scădere generală, pînă la anularea ei.

În ceea ce privește interpretarea măsurătorilor de anizotropie a susceptibilității magnetice, datele de care dispunem sunt încă insuficiente ca număr pentru o interpretare generalizată. În partea propilitizată a corpului andezitic s-a determinat anizotropia susceptibilității pe trei probe orientate (1/2, 2/1 și 2/2). Se constată că valoarea factorului de anizotropie P este de ordinul 1.055—1.060, adică o valoare normală pentru rocile eruptive. În toate cazurile $E > 1$, $F > L$ și $K_p > K_t$, deci fabricul este de foliație, adică fenocristalele mineralelor ferromagnetic se sint aşezate cu axul lung și suprafețele plane în planul format de vectorii K_1 și K_2 , plan care este perpendicular pe K_3 . Din calcul rezultă că orientarea planelor de foliație (azimutul inclinării și inclinarea) este de 84°/69°, 132°/78° și respectiv 135°/74° (tab. 2) fiind deci dirijate aproximativ N-S și NE-SV cu căderi spre E și SE. Aceste poziții coincid ca direcție cu cea a izodinamelor AZ din harta magnetică a zonei respective, corespunzînd în același timp și cu poziția faciesului orientat în lamele de andezit observate în deschiderile miniere subterane. Concordanța dintre orientarea izodinamelor și faciesul andezitic a fost remarcată de Romanescu (1963 a), iar prin lucrările de investigare a anizotropiei susceptibilității magnetice se constată concordanță și cu direcția planelor de foliație.

Corpul subvulcanic de andezit tip Valea Lacului

Acest corp se găsește în partea centrală a districtului minier, aflorind între Valea Lacului și Valea Ambrului (v. pl.). Corpul prezintă aspectul unui dom care se înrădăcinează spre sud, în Valea Ambrului și cursul inferior al Văii Obîrșiei. Suprafața aflorimentului este relativ redusă, dar domul se extinde sub șisturile mezometamorfice iar o parte a fost probabil distrusă sau acoperită de erupția vulcanică a andezitului cuarțifer de Colții Lazărului. Înrădăcinarea corpului ande-



zitului de Valea Lacului a fost confirmată prin rezultatele a două foraje de referință (1 026 și 1 027) amplasate în Valea Ambrului.

Andezitul este normal porfiric, fiind constituit din fenocristale de plagioclaz, reprezentat prin andezit-labrador (20—30%), din hornblendă transformată (10—15%), biotit (1—2%) și rare cristale submiliimetrice de cuarț corodat (0,5%). Pasta este microcristalină și reprezintă 50—60% din masă. Cea mai mare parte din acest andezit este în stare de argilitizare-sericitizare, faciesul propilitic fiind conservat numai local.

Susceptibilitatea magnetică măsurată în teren (profilul din fig. 2) arată variații între 50 — $800 \cdot 10^{-6}$ uCGS. Eșantioanele prelevate orientat, (6 și 8) au permis determinări în laborator (tab. 3).

În același tabel se observă că intensitatea magnetizării remanente naturale prezintă valori reduse, ca și coeficientul Q .

În ceea ce privește anomalia ΔZ , reține atenția faptul că aceasta este estompată pe toată întinderea corpului andezitic de Valea Lacului, așa cum se vede în harta din planșă. În profilul din figura 2 se observă că nu există o corelație între susceptibilitatea magnetică măsurată pe aflorimente și valorile care apar uniform scăzute și negative pentru ΔZ , chiar în zona de înrădăcinare a corpului și în zonele din afara aureolelor hidrotermale din jurul coșurilor vulcanice de brecie, unde în aflorimente se remarcă roci în stare de propilitizare. Aceste fapte sugerează ideea că procesul de hidrotermalizare trebuie să aibă o dezvoltare mai largă și o intensitate mai pronunțată la nivelele din adâncime și în consecință se impune prospectarea prin lucrări miniere a acestora.

Anizotropia susceptibilității magnetice a fost studiată numai pe eșantioanele 6 și 8, iar rezultatele sunt prezentate în tabelul 3. În cazul eșantionului 6 factorul de anizotropie P are o valoare normală pentru acest tip de rocă, în medie de 1,050. Fabricul este de foliație deoarece $F > L$, $E > 1$ și $K_z > K_x$. Orientarea planului de foliație este în medie $305^\circ/88^\circ$, prin urmare fenocristalele elementelor feromagnetice sunt orientate cu precădere în plane cu direcția NE-SV aproape verticale, adică asemănător cu cele din corpul subvulcanic de Afiniș. Pentru eșantionul 8 anizotropia este mai puțin pronunțată iar $L = F$ și $E = 1$.

Corpurile subvulcanice ale andezitului tip Ambru

Andezitul de tip Ambru apare pe același teritoriu cu andezitul descris mai sus, dar se deosebește de acesta prin poziția și morfologia corporilor și prin faciesul petrografic, formând dyke-uri, lame și apofize localizate în andezitul de tip Valea Lacului cît și în fundumentul



cristalin, în principal pe fracturi. Limitele sunt marcate adesea prin zone de brecifiere a rocii gazdă. Aflorimentul cel mai important se află în dealul Ambru și pe versanții acestuia. Andezitul este microporfiric, cu fenocristale cataclazate sub 2 mm, fiind constituit din andezin ($\leq 20\%$), hornblendă verde în majoritate transformată în clorit ($\leq 15\%$), rare cristale de biotit ($\leq 1\%$) și cuarț corodat ($\leq 1\%$). Pasta cuprinde circa 60—70% din masă. Andezitul se prezintă în stare propilitizată, observându-se resturi de hornblendă verde. Transformarea argilitică-sericitică are loc în aureola corpurilor de minereu, ca de exemplu în sectorul de sulfuri complexe, totdeauna asociată cu coșurile vulcanice de brecie.

Susceptibilitatea magnetică măsurată în teren variază între 200— $2000 \cdot 10^{-6}$ uCGS. Determinările de laborator au fost făcute pe două eșantioane, 16 și 17, prelevate orientat, din puncte aflate la distanță de 3—4 m în aflorimentul din Valea Ambrului (vis à vis de gura galeriei Neculae). Rezultatele sunt prezentate în tabelul 6. Susceptibilitatea magnetică variază între $790—1256 \cdot 10^{-6}$ uCGS. Factorul de anizotropie P are valori normale, cuprinse între 1,041 și 1,059. Cu excepția eșantionului 16/2, care arată un fabric de lineație, celelalte prezintă un fabric de foliație. Orientarea planelor de foliație ale celor două eșantioane este de $74^{\circ}41'$ și respectiv $114^{\circ}79'$, adică direcția generală a planului este aproximativ NS, cu cădere estică. Se remarcă deci și în cazul andezitelor de Ambru tendința ca planele de intruzie a magmei să aibă orientare NS și înclinări relativ mari.

Subvulcanii andezitului de tip Mălai

Acest tip de andezit a fost identificat în părțile nordice ale districtului, unde se pare că se găsește centrul principal de intruzie. Modul de apariție este exclusiv subvulcanic, aşa cum se remarcă în secțiunile geologice din figurile 2, 5, 6 și 7, dimensiunile corpurilor având tendința de dezvoltare spre adâncime.

Faciesul petrografic este acela al unui andezit microporfiric de culoare cenușiu deschis, constituit din mici fenocristale de andezin ($\leq 25\%$) și de hornblendă transformată ($\leq 15\%$) și rare cristale de biotit și de cuarț într-o pastă criptocristalină. Starea de propilitizare generalizată peste care s-a suprapus o transformare argilitică-sericitică avansată nu au permis pînă în prezent studiul concluzional al parametriilor magnetici ai acestui tip de andezit. În general, susceptibilitatea magnetică, magnetizarea remanentă naturală și coeficientul Q prezintă valori mici, iar anomaliiile ΔZ nu depășesc câteva sute de gamma. În condiții favorabile, anomaliiile permit detectarea apexurilor ascunse ale apofizelor de acest tip de andezit, ca de exemplu în dealul Baia Roșie (profilul din figura 5) cît și în dealul Stinișoara.

Complexul eruptiv de Colții Lazărului

Acest complex situat în partea de sud a districtului este contemporan cu seria de Cetraș (Ghițulescu, Socolescu, 1941) și a fost generat de o magmă de compozиție cuarț-dioritică-tonalitică, din care



au rezultat mai multe tipuri de andezite, constituite din plagioclaz (andezin, labrador) hornblendă verde sau bazaltică, biotit și cuart în proporții oarecum asemănătoare dar cu structuri și pastă deosebite, după

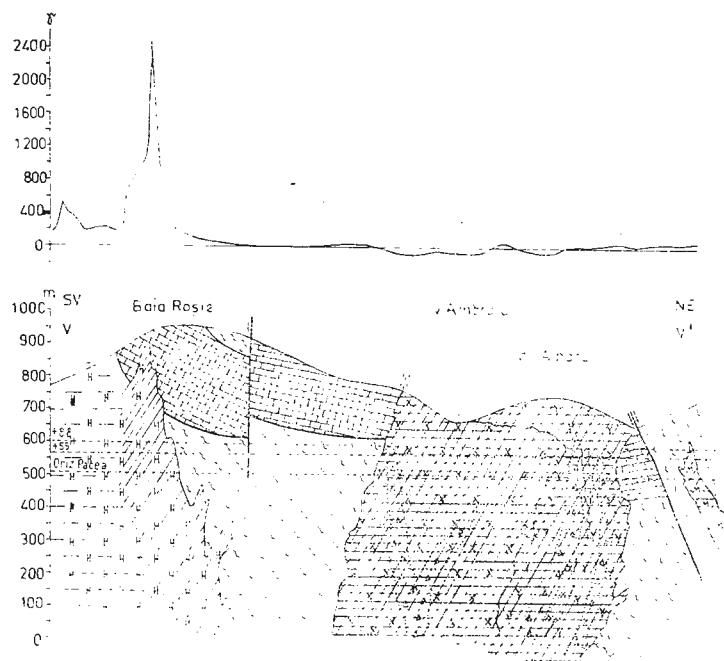


Fig. 5. — Profilul V : Corelație între structura geologică, transformările endogene și variația cimpului magnetic vertical. Profil între Valea Hărmaneasa, Dealul Baia Roșie și Delul Ambru. 1, șisturi cristaline ; 2, calcare cristalline ; 3, corpul subvulcanic de andezite tip Valea Lacului ; 4, corpul subvulcanic de andezite tip Hărmaneasa ; 5, corpul subvulcanic de andezite tip Ambru ; 6, apofize de andezit tip Mălai ; 7, coșuri vulcanice de brecie ; 8, transformări argilitice incipiente ; 9, transformări sericito-argilitice intense ; 10, transformări propilitice.

Profil V : Corrélation entre la structure géologique, les transformations endogènes et la variation du champ magnétique vertical. Profil entre Valea Hărmaneasa, Dealul Baia Roșie et Dealul Ambru. 1, schistes cristallins ; 2, calcaires cristallins ; 3, corps subvolcanique d'andésites de type Valea Lacului ; 4, corps subvolcanique d'andésites de type Hărmaneasa ; 5, corps subvolcanique de type Ambru ; 6, apophyses d'andésites de type Mălai ; 7, cheminées volcaniques de brèche ; 8, transformations argilitiques de début ; 9, transformations séricito-argilitiques intenses ; 10, transformations propilitiques.

cum reprezintă roci din subvulcani, neck-uri, curgeri de lavă sau fragmente din piroclastite.

Structura ansamblului este cunoscută prin cartări de detaliu (Romanescu, 1959 ; Pitulea et al., 1976, 1977, 1978 a, 1978 b) și prin rezul-

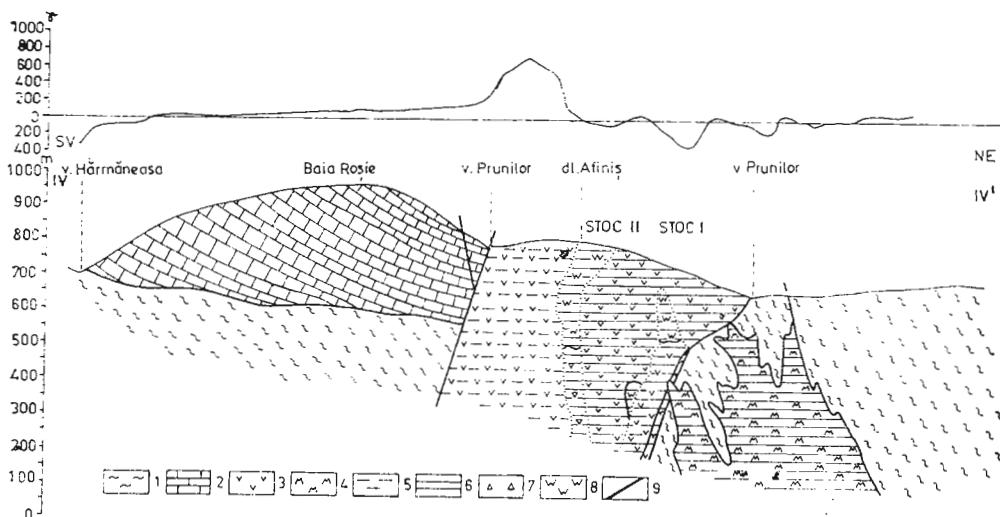


Fig. 6. — Profilul VI : Corelația între structura geologică, transformările endogene și anomaliiile ΔZ ale cimpului magnetic. Profil între Valea Hărmăneasa, Dealul Baia Roșie, Dealul Afiniș și Valea Prunilor. 1, sisturi cristaline ; 2, calcare cristaline ; 3, corpul subvulcanic de andezite tip Afiniș ; 4, corpul subvulcanic de andezite tip Mălai ; 5, transformări argilitice incipiente ; 6, transformări sericito-argilitice intense ; 7, coșuri vulcanice de brecie ; 8, stock-uri aurifere ; 9, fractură.

Profil VI : Corrélation entre la structure géologique, les transformations endogènes et les anomalies ΔZ du champ magnétique. Profil entre Valea Hărmăneasa, Dealul Baia Roșie, Dealul Afiniș et Valea Prunilor. 1, schistes cristallins ; 2, calcaires cristallins ; 3, corps subvolcanique d'andésites de type Afiniș ; 4, corps subvolcanique d'andésites de type Mălai ; 5, transformations argilitiques de début ; 6, transformations séricito-argilitiques intenses ; 7, cheminées volcaniques de brèche ; 8, stocks aurifères ; 9, fracture.

tatele sondelor de referință executate de IPEG Cluj între anii 1974—1978. S-a recunoscut existența unor aparate vulcanice cu neck-urile respective și a cîtorva corpuri subvulcanice, deschise prin eroziunea din bazinile văilor Ambru și Obîrșia. Se observă infrastructura unui ansamblu de aparate vulcanice, a căror suprastructură a fost distrusă în cea mai mare parte și din care s-au păstrat cîteva mici lambouri de lave acoperind formațiunile cristaline din culmea dealurilor Mesteceni-Simulești, la cote de aproximativ 1 000—1 100 m. În sens orizontal, dimensiunile craterului vulcanic sunt de aproximativ 2 000 m pe direcția ENE-VSV și de circa 1 400 m în sens transversal. Pe verticală infrastructura a fost străbătută de foraje de referință pînă la

nivelul mării, făcindu-se astfel parțial cunoscută pe o înălțime de circa 1 000 m. Caracteristica principală a rocilor din acest complex este faptul că au rămas nealterate de fenomenele hidrotermale, cu excepția unor mici porțiuni situate la confluența văilor Ambru și Obîrșia, astfel că parametrii rocilor și-au păstrat în general valorile nediminuante indicate în tabelele 4 și 7.

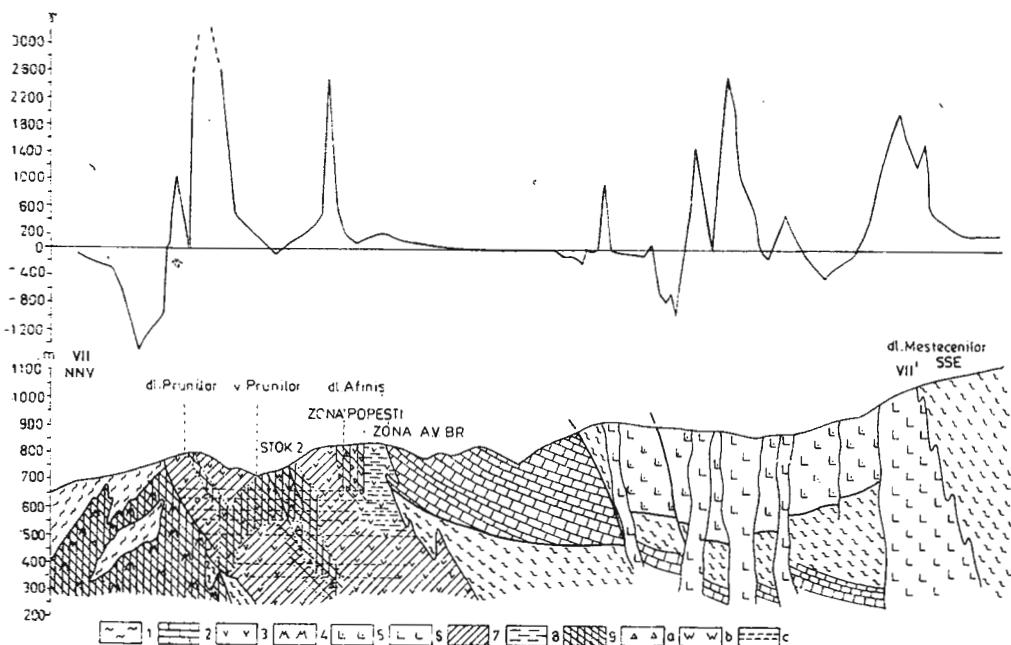


Fig. 7. — Profilul VII : Corelația între structura geologică, transformările endogene și anomaliiile ΔZ ale cîmpului magnetic. Profil între Dealul Prunilor, Dealul Afiniș și Dealul Mestecenilor. 1, sisturi cristaline ; 2, calcare cristaline ; 3, corpul subvulcanic de andezite tip Afiniș ; 4, corpul subvulcanic de andezite tip Mălai ; 5, formațiuni intracrateriale, din vulcanul Colții Lazărului, lave și pyroclastite ; 6, corperi înrădăcinate din vulcanul Colții Lazărului, neck-uri și subvulcani ; 7, transformări propilitice ; 8, transformări argilitice incipiente ; 9, transformări sericito-argilitice intense ; a, coșuri vulcanice de brecie ; b, stock-uri aurifere ; c, orizonturi miniere.

Profil VII : Corrélation entre la structure géologique, les transformations endogènes et les anomalies ΔZ du champ magnétique. Profil entre Dealul Prunilor, Dealul Afiniș et Dealul Mestecenilor. 1, schistes cristallins ; 2, calcaires cristallines ; 3, corps subvolcanique d'andésites de type Afiniș ; 4, corps subvolcanique d'andésites de type Mălai ; 5, formations intracratérales du volcan Colții Lazărului, laves et pyroclastites ; 6, corps enracinés du volcan Colții Lazărului, necks et subvolcans ; 7, transformations propylitiques ; 8, transformations argilitiques de début ; 9 transformations séricito-argilitiques intenses ; a, cheminées volcaniques de brèche ; b, stocks aurifères ; c, horizons miniers.

Datele de care dispunem nu sunt suficient de numeroase pentru a permite generalizări și pentru a stabili legăturile existente între fabricul petrografic și parametrii magnetici ai tuturor tipurilor de roci, dar suntem în măsură să face cîteva observații. Formațiile breciforme repre-

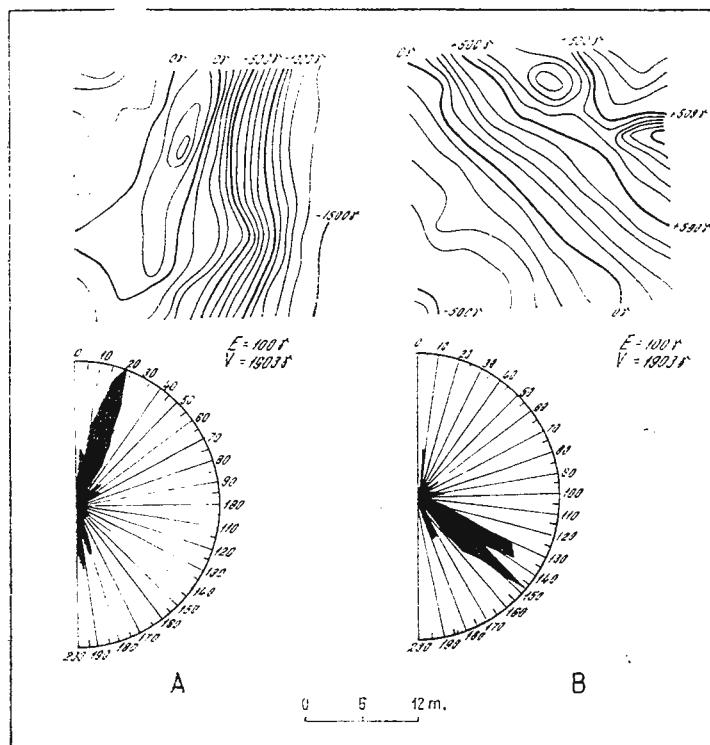


Fig. 8. — Microhărți ΔZ în rețea pătratică cu latura de 3 m, pe corpul andezitic de tip Afiniș (după Romanescu, 1963). A, rețea amplasată la vest de virful Prunilor; B, rețea amplasată la sud-est de virful Pleșu. (Izodinamele sunt dispuse paralel cu faciesul orientat al andezitelor în punctele respective.) E, echidistanța izodinamelor; V, variația maximă a valoilor ΔZ .

Cartes micromagnétiques ΔZ . (réseau carrée 3×3 m) sur le corps andésitique de type Afiniș (selon Romanescu, 1963). A, réseau située à l'ouest de Virful Prunilor; B, réseau située au SE de Virful Pleșu (les isodinames sont disposées parallèlement au facies orienté des andésites dans les points respectifs); E, l'équidistance des isodinames; V, variation maximale des valeurs ΔZ .

zintă umplutura de coș vulcanic sau depozite de piroclastite, acestea din urmă fiind mai mult sau mai puțin stratificate și alternând cu bancuri de lave, ca de exemplu acelea care aflorează pe valea Obîrșiei

și pe affluentii acesteia. Aceste formațiuni sunt constituite din bucăți de lave de diferite tipuri și forme angulare, subangulare și chiar rotunjite și din fragmente de șisturi și calcare cristaline cuprinse într-o matrice de sfârșimături și de cenușă vulcanică. Formațiunile breciforme, care constituie umplutura coșului vulcanic, se deosebesc de piroclastite prin faptul că nu includ andezite rotunjite, iar textura nu apare stratificată și nu cuprinde intercalații de bancuri de lave. Formațiunile breciforme au parametrii magnetici de valoare redusă (tab. 7); susceptibilitatea magnetică variază între $20-780 \cdot 10^{-6}$ uCGS, magnetizarea remanentă naturală între $5-260 \cdot 10^{-6}$ uCGS, iar coeficienții Q au valori subunitare.

Bancurile de lăvă sunt constituite din andezite de tipuri diferite, cu structură macroporfirică pînă la microporfirică și culori variind de la cenușiu închis la cenușiu deschis, cafeniu și roșu hematit. Tipul cel mai frecvent de andezit în lave este oligoporfiric pînă la macroporfiric, constituit din fenocristale bine dezvoltate de andezin și de hornblendă verde, cît și din cristale mai mult sau mai puțin bine dezvoltate de biotit și cuart într-o pastă microcristalină. Din tabelele 4 și 7 reiese că susceptibilitatea magnetică are valori cuprinse între $20-2\,140 \cdot 10^{-6}$ uCGS și magnetizarea remanentă naturală între 10 și $2\,880 \cdot 10^{-6}$ uCGS, iar valorile lui Q variază de la 0,6 la 3,9. Pentru lavele din vecinătatea confluenței văilor Ambru și Obîrșia pînă spre Colții Aneșului, care formează bancuri masive de culoare cenușiu închis, studiul anizotropiei conduce la rezultate interesante (tab. 4). Factorul de anizotropie P are valori cuprinse între 1,015 și 1,046, fabricul predominant este acel de foliație, cu planul de susceptibilitate magnetică maximă orientat E-V pînă la ENE-VSV și cu înclinări oscilând în jurul verticalei. Una din probe indică un fabric de liniație, fenocristalele fiind orientate predominant în același sens cu linia de cea mai mare pantă a planului de foliație menționat la eșantioanele precedente. Interpretarea petrologică conduce la ideea că fenocristalele acestor lave sunt în bună parte orientate paralel cu peretele cavității craterului, care este dirijat aproximativ E-V și are o înclinare aproape verticală; fluxul de mișcare a lavei corespunde unei ascensiuni a magmei pentru umplerea craterului.

Corespunzător valorii reduse a parametrilor magnetici formațiunile breciforme și lavele produc anomalii ΔZ pozitive și negative, care nu depășesc cîteva sute de gamma. Aceasta este o caracteristică de o deosebită importanță din punct de vedere geologic și a adus o contribuție utilă la descifrarea structurii geologice a complexului eruptiv de Colții Lazărului.

Din contra, corpurile înrădăcinante (neck-uri, subvulcani) produc anomalii ΔZ semnificative, contururile circulare de aflorare ale acestor corperi coresponzînd aproximativ izodinamei $+500$ gamma, iar apexurile generînd valori de ordinul a cîteva mii de gamma. Cartarea geologică (Pitulea et al., 1977) a stabilit o corelare foarte bună între observațiile geologice și datele magnetometrice, permitînd conturarea cîtorva neck-uri și a două corperi subvulcanice. Acestea din urmă se disting prin înrădăcinarea lor oblică, prelungită sub șisturile cristaline și evidențiată prin extinderea anomaliei ΔZ pozitivă în domeniul șistu-

riilor. Izodinamele mizează în general conturul corpului înrădăcinat, iar morfologia lor indică sensul de intruzie al lamelor de magmă, ca de exemplu în neck-urile de la est de cota 1032 (Baia Roșie).

Copurjile înrădăcinate sunt constituite din andezit macroporfiric, cu o compoziție modală care cuprinde frecvent labrador ($\leq 37\%$) amfibol verde sau bazaltic ($\leq 12\%$), biotit bine dezvoltat (4—5%) și cuarț (circa 1%), într-o pastă microcristalină. Parametrii magnetici pentru neck-urile de la Colții Ancășului și de la Baia Roșie sunt arătați în tabelul 4. Se remarcă valorile ridicate pentru toți parametrii. Anizotropia susceptibilității magnetice arată în neck-ul de la Colții Ancășului un fabric cu orientarea planului de susceptibilitate maximă pe direcția NV-SE și o cădere aproape verticală, similară cu poziția generală a corpului și cu morfologia izodinamelor NZ. În neck-ul de la est de Baia Roșie, planul de susceptibilitate maximă este orientat aproximativ N-S, iar căderea are o valoare mare spre est, de asemenea în concordanță cu orientarea generală a corpului și morfologia izodinamelor.

Caracterizarea proprietăților magnetice ale rocilor andezitice din district

Susceptibilitatea magnetică (K)

Valoarea acestui parametru este un indicator al proporției de minerale feromagnetice în compoziția modală a rocilor și a modului de distribuție a acestora. În district, valoarea maximă a susceptibilității nu a depășit decât rareori $3000 \cdot 10^{-6}$ uCGS.

În lavele intercalate între formațiunile breciforme, andezitele microporfirice au susceptibilități de ordinul a $660 \cdot 10^{-6}$ uCGS, pe cind ultimele veniri de lave, cu structură oligo- sau macroporfirică, au susceptibilități de valori ridicate pînă la $1285—1640 \cdot 10^{-6}$ uCGS aproape de valorile măsurate în neck-uri, compozitiile modale fiind similare. Cercetări sistematice vor putea determina sensul de variație a susceptibilității magnetice în lave și în general în magme, în ordinea de diferențiere și emisie din vetre.

Valoarea susceptibilității magnetice în formațiile breciforme de coș sau în pirolastite este redusă ($20—720 \cdot 10^{-6}$ uCGS), fiind condiționată de cantitatea de material provenind din seriile cristaline.

Transformările endogene afectează în mod diferit susceptibilitatea magnetică. Astfel, în timp ce procesul de propililitare nu schimbă decât într-o mică măsură valoarea acestui parametru, hidrotermalizarea îl diminuează, pînă la totală sa anulare, proporțional cu intensitatea levigării mineralelor feromagnetice.

În district hidrotermalizarea a atins maximum de intensitate în cîșurile vulcanice de brecie, ca de exemplu în sectorul aurifer Afinis,



unde s-au măsurat valori de $5 \cdot 10^{-6}$ uCGS în forajul 1 040 la adâncimea de 265 m (tab. 5), ca și în aproape totalitatea stock-ului 2.

În cazul andezitelor proaspete, indiferent de forma lor de apariție, se evidențiază o constantă relativ bună a valorilor susceptibilității magnetice, fapt ce arată că magmele din care s-au format acestea au avut o compoziție similară, deci au provenit din același bazin magmatic.

În ceea ce privește anizotropia susceptibilității magnetice se constată că aceasta se încadrează în limitele caracteristice rocilor eruptive (Janak, 1972), factorul P având valori cuprinse între 1,02—1,07. Determinarea orientării planului de foliație și a lineației s-a putut face pentru majoritatea eșantioanelor recoltate și a condus la interpretări interesante, dovedindu-se o metodă utilă în studiul proceselor petrogenetice neogene.

Studiul anizotropiei susceptibilității magnetice pe eșantioane provenite din andezite de tip Afinit și Valea Lacului, aflate în diferite stadii de hidrotermalizare (tab. 2, eșantioanele 3/1, 3/2 și tab. 3, eșantioanele 6/1, 6/2, 8/1, 8/2) arată că, cel puțin în perioada incipientă a procesului, acesta nu afectează valoarea coeficientilor caracteristici (P , L , F , E), ceea ce sugerează ideea că elipsoidul susceptibilității evoluează în timpul procesului de hidrotermalizare fără schimbări ale raporturilor dintre K_1 , K_2 și K_3 .

După cum se vede, studiul susceptibilității magnetice prezintă un deosebit interes pentru cercetările geologice întreprinse în zone cu formațiuni eruptive. Subliniem faptul că și determinările *in situ* ale acestui parametru, într-un număr corespunzător de puncte dintr-un afloriment, furnizează valori reprezentative ce pot aduce un aport substanțial la rezolvarea multor probleme geologice.

Intensitatea magnetizării remanente naturale (I_n)

Magnetizarea remanentă naturală atinge valori ridicate în corpurile înrădăcinate de andezite proaspete sau propilitizate ($5\,000 - 19\,000 \cdot 10^{-6}$ uCGS), valori medii în lavele de andezite proaspete ($180 - 1\,745 \cdot 10^{-6}$ uCGS) și valori foarte mici în formațiunile breciforme de coș ($5 - 230 \cdot 10^{-6}$ uCGS).

Nu s-a putut stabili o relație de proporționalitate directă între intensitatea magnetizării remanente naturale și susceptibilitate, ceea ce arată că magnetizarea remanentă naturală depinde nu numai de cantitatea de minerale ferromagnetice din rocă, ci și de alți factori legați în special de condițiile fizico-chimice în care iau naștere aceste minerale.

În diagramea din figura 9 se observă că pentru aceleași valori ale susceptibilității magnetice din andezitele proaspete de tip Colții Lazărului, corespund valori ale magnetizării remanente de 2—3 ori mai mari în corpurile înrădăcinate față de aceleia din lave. În zona susceptibilităților magnetice de ordinul $1\,900 - 2\,000 \cdot 10^{-6}$ uCGS, valoarea magnetizării remanente naturale crește brusc, marcând influența pe care o au condițiile de formare a componentelor ferromagnetice din corpurile înrădăcinate asupra acestui parametru.



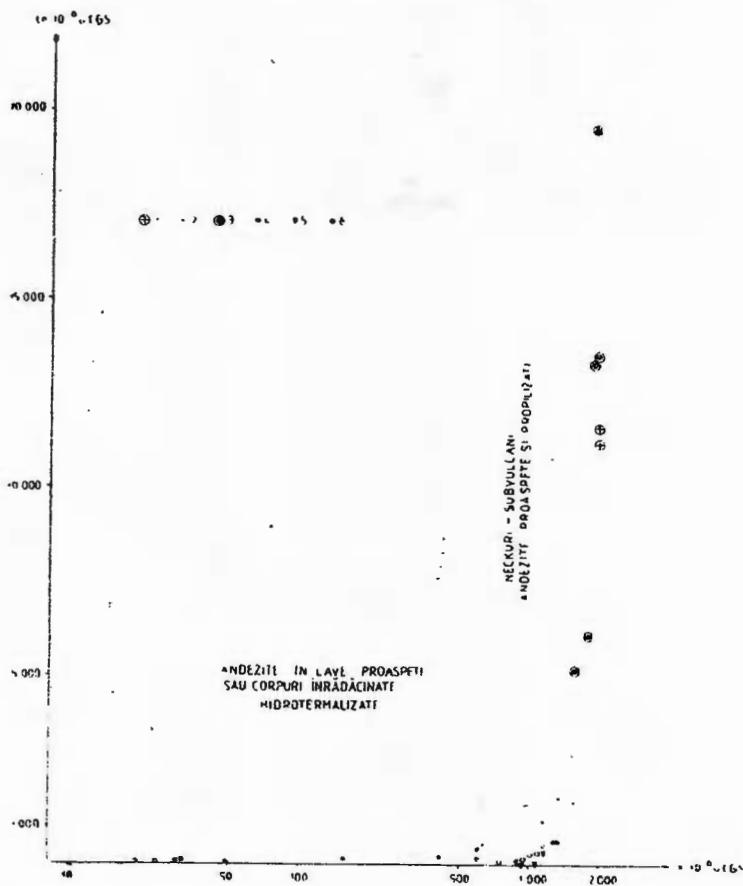


Fig. 9. — Corelația dintre valoarea susceptibilității magnetice medii K_m și valoarea magnetizării remanente naturale I_n în roci din diverse structuri (neck-uri și subvulcani, lave) și diferite tipuri de andezite proaspete sau cu grade de transformare endogenă deosebite (tab. 2—6). Andezite din corpul subvulcanic de Afiniș în stare propilitată (1) sau hidrotermalizată (2); andezite proaspete din complexul vulcanic de Colții Lazărului neck-uri (3) și lave (4); andezite hidrotermalizate din corperi înrădăcinante din Valea Lacului (5) și Ambru (6).

Corrélation entre la valeur de la susceptibilité magnétique moyenne K_m et la valeur de l'aimantation rémanente naturelle I_n dans des roches de structures diverses (necks et subvolcans, laves) et les différents types d'andésites fraîches ou à divers degrés de transformation endogène (tab. 2—6). Andésites du corps subvolcanique d'Afiniș en état propylitisé (1) ou hydrothermalisé (2); andésites fraîches du complexe volcanique de Colții Lazărului, necks (3) et laves (4); andésites hydrothermalisées des corps enracinés de Valea Lacului (5) et Ambru (6).

Altă observație interesantă se referă la efectul procesului de hidrotermalizare asupra valorii magnetizării remanente, remarcindu-se că procesul produce o scădere mai puternică a acestui parametru decit a susceptibilității magnetice. În corpul subvulcanic de Afiniș, având o constituție petrografică destul de uniformă, contrastul apare evident între valorile parametrilor medii din partea rămasă în stare de propilitizare față de aceea din zona hidrotermalizată aşa cum rezultă din datele prezentate în tabelul 1.

TABELUL 1

Facies	Susceptibilitate medie 10^{-6} uCGS	Magnetizare remanentă naturală medie 10^{-6} uCGS
1. Propilitic	1930	13 720
2. Hidrotermalizat	8,89	1 070
3. Raport 1 : 2	2,4	12,7

În andezitele de același tip din coșurile vulcanice de explozie, valoarea magnetizării remanente naturale scade la $5 \cdot 10^{-6}$ uCGS, iar cea a susceptibilității magnetice, la $20 \cdot 10^{-6}$ uCGS. Această scădere a valorii magnetizării remanente naturale poate fi atribuită nu numai descompunerii mineralelor feromagnetic ci și schimbării de facies petrografic prin apariția neomineralelor de origine hidrotermală cu parametri total diferiți.

Coeficientul Koenigsberger (Q)

Conform definiției deja amintite, coeficientul Koenigsberger Q este raportul dintre intensitatea magnetizării remanente naturale I_r și intensitatea magnetizării induse I_n . Din rezultatele obținute se observă că valoarea lui Q, ca și cea a lui I_n , este puternic influențată de petrogeniza mediului geologic, respectiv de elementul structural căruia îi aparține roca, adică neck, subvulcan sau lavă. Q atinge valori mari, de ordinul 6,6—21,6 în coruri înrădăcinate, valori medii de ordinul 0,9—2,6 în lave și valori mici de ordinul 0,1—0,9 în piroclastite. De asemenea aceste rezultate arată că valoarea lui Q este diminuată de hidrotermalizarea argilitică-sericitică, în raport cu intensitatea acestui proces.

Romanescu (1978) a observat fenomene similare în cazul rocilor banatitice intruzive din regiunea Băișoara-Cluj și a stabilit o corelație între I_n și Q, corelație care se regăsește și în cazul rocilor eruptive neogene din zona Baia de Arieș (fig. 10). În coordonate semilogaritmice s-a reprezentat $Q = f(I_n)$ pentru 31 de eșantioane din tabelele 2-7. Diagrama conține parametrii I_n și Q determinați pe eșan-



tioane de roci în stare proaspătă, propilitizate sau hidrotermalizate provenite atât din corpuri înrădăcinatice cît și din lave.

Rezultatele obținute justifică continuarea acestor cercetări, urmând a se stabili dacă relația dintre Q și I_n ar putea constitui un indicator caracteristic pentru vetele magmatice ale magmatitelor banatitice sau neogene, pentru provinciile sau subprovinciile acestora.

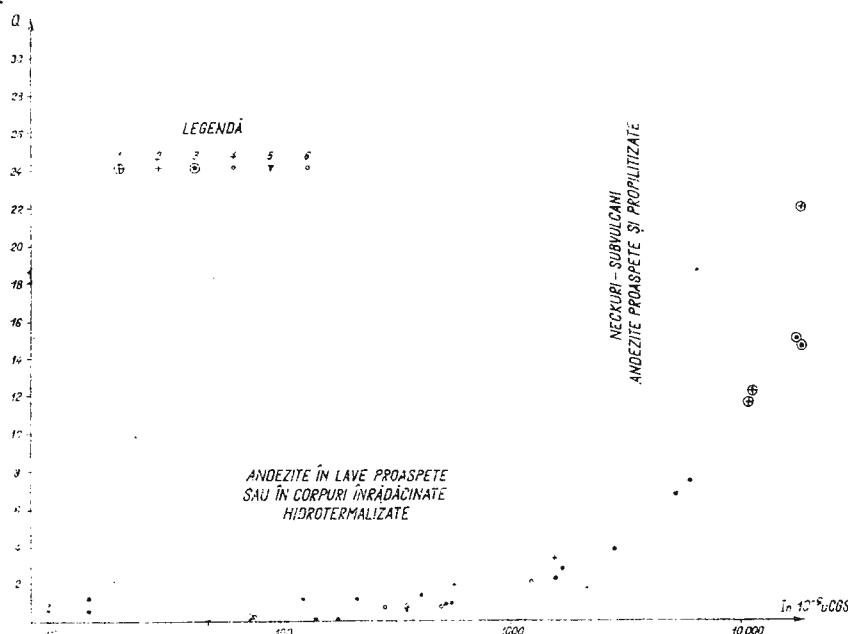


Fig. 10. — Corelația dintre valoarea magnetizării remanente naturale I_n și coeficientul Koenigsberger Q în roci din diverse structuri (neck-uri și subvulcani, lave) și diferite tipuri de andezite proaspete sau cu grade de transformare endogenă deosebite. Legenda este aceeași ca cea de la figura 9.

Corrélation entre la valeur de l'aimantation rémanente naturelle I_n et le coefficient Koenigsberger Q dans les roches de structures diverses (necks et sub-volcans, laves) et de différents types d'andésites fraîches ou à divers degré de transformation endogène. La légende est la même que celle de la figure 9.

După cum s-a arătat mai sus, în cazul rocilor proaspete sau propilitizate, valoarea coeficientului Q este supraunitară putind ajunge, în corpurile înrădăcinatice, pînă la 22, ceea ce arată că intensitatea magnetizării remanente naturale este sensibil mai mare decit a magnetizării induse de cîmpul magnetic terestru actual. Aceasta subliniază importanța luării în considerare a magnetizării remanente naturale la explicarea formei și intensității anomalialilor magnetice.

În tabelele menționate sunt indicate și pozițiile spațiale ale vectorului I_n . În stadiul actual al cercetării, numărul acestor informații este insuficient pentru a se putea aborda cercetări paleomagnetice. Asemenea cercetări sunt posibile, având în vedere că o serie de roci andezitice din zonă prezintă o apreciabilă stabilitate din punct de vedere magnetic (Romanescu, 1972).

Concluzii. Rezultatele preliminare ale acestui studiu metodologic evidențiază noi posibilități de cercetare a structurii și evoluției formațiunilor eruptive din Munții Apuseni, printr-o investigare complexă geologică, magnetometrică și petromagnetică.

Dintre rezultatele posibile se menționează :

— Diferențierea și conturarea cu precizie satisfăcătoare a corpurilor înrădăcinat (neck-uri, subvulcani, apofize, dyke-uri), în raport cu lavele din curgeri și crater. Primele sunt evidențiate prin anomalii ΔZ sensibil mai intense și mai ales prin valori crescute ale magnetizării remanente naturale și ale coeficientului Koenigsberger.

— Descifrarea structurii interioare a corpurilor înrădăcinat prin studiul fabricului petromagnetic, evidențiat de parametrii anizotropiei susceptibilității magnetice, și de morfologia izodinamelor ΔZ în ridicările magnetometrice de detaliu și micromagnetice. Aceste studii se corroboră cu investigarea faciesurilor orientate din roci. Pe această cale, există posibilitatea de a descifra structura lamelară a corpurilor intruse prin injecții succesive de magmă.

— Investigarea ariilor de transformări hidrotermale în ce privește conturul, extinderea și intensitatea, transformări care se manifestă prin anomalii magnetice de valori scăzute și foarte scăzute și prin diminuarea proporțională a parametrilor petromagnetic (susceptibilitate și magnetizare remanentă naturală). Magnetizarea remanentă naturală se remarcă printr-o sensibilitate deosebită la efectele metamorfismului hidrotermal.

— Cunoașterea condițiilor fizico-chimice și termodinamice de formare a rocilor endogene prin studiul amănunțit al parametrilor petrofizici, în special al celor petromagnetic.

În afara rezultatelor de mai sus, studiul sugerează ideea că $Q = f(I_n)$ ar putea constitui un indicator pentru caracterele petrologice și petrofizice ale diverselor bazine magmatice terțiare.

Toate acestea fac să se întrevadă posibilitatea de a concepe un sistem de clasificare structogenetică a rocilor endogene prin coroborarea caracteristicilor geologice ale rocilor cu comportamentul lor magnetic.

În final, studiul relevă necesitatea unei conlucrări foarte strânse între prospectarea geologică și cea magnetometrică în cadrul unei organizații a lucrărilor, care să permită cartarea geologică pe țărușii prospecțiunii geofizice și participarea directă a geologilor la determinarea *in situ* a parametrilor fizici ai rocilor. Cercetarea complexă concepută astfel va contribui fără îndoială la mărirea eficienței prospectării substanțelor minerale utile.

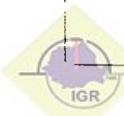


TABELUL 2
Campul subvulcanic de andezit tip Afins. Parametrii magnetici

Număr sau număr de secțiune N	Pozitia geografică	Caractere petrografice	Parametrii anizotropici						Caracterul anizotropici			Magnetizare re- manență naturală			
			Susceptibilitatea magnetică			K _L	K _E	K _P	K _I	Foliatie	Iinecatie	In 10 ⁻⁶ uCGS	D°	I°	
			10 ⁻⁶ uCGS	d°	i°	P	R	E	K _P	d _f i°	i° d _t	i° d _t	19120	260	41 21,6
1/2	Dealul Prunilor	andezit propillilitat	1913 1908 1812 val. med.	173 111 261 1896	10 66 21	1,022 1,032 1,040 1,043	1,010 1,038 1,038 1,038	84 69							
2/1	idem	idem	2011 2012 1935 val. med.	71 217 312 2009	66 20 12	1,055 1,059 1,059 1,059	1,032 1,054 1,054 1,057								
2/2	idem	idem	2052 2032 1937 val. med.	58 208 315 2907	40 31 16	1,030 1,030 1,030 1,030	1,010 1,030 1,030 1,030	1,040 1,055 1,055 1,031	135 132 132 135	71 78 78 71					
3/1	Valea Băilor	andezit hidrocer- malizat	978 911 929 336 val. med.	110 54 39 59	30 7 17	1,053 1,053 1,043 1,043	1,010 1,013 1,013 1,013	0,974 0,974 1,046 1,046							
3/2	idem	idem	651 613 631 645 val. med.	124 265 21 17	39 55 17										

TABLEL 3
Corpul subuleanie de andezit tip Valea Iacului. Parameteri magnetici

Estantion	Pozitia geografica	Caractere petrografice	Susceptibilitatea magnetică						Parametrii anizotropiei						Caracterul anizotropiei			
			10^{-6} uG/S			χ^e	P	I.	R	K _p	K _A	Foliatie	Linieală	I_h 10^{-6} uG/S	I_B^o	I_t^o	Q	
			d _f	i _f	d _f	d _f	i _f	d _f	i _f	d _f	i _f	d _f	i _f	d _f	i _f	d _f		
6/1	Valea Ambrelui aval sonda 1027	andezit sericitizat	1,151 1,140 1,098 val. med.	218 31 36 394 -4	57 - - - -	1,048 - - - -	1,015 - - - -	1,037 - - - -	1,026 - - - -	1,042 - - - -	304 - - - -	89 - - - -	-	-	370 - - - -	190 - - - -	16 - - - -	0,7
6/2	idem	idem	1,098 1,086 1,043 val. med.	217 34 306 -1	30 66 -1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8/1	Valea Ambrelui aval confluenta cu valea Ohitesci	andezit	1,076 945 935 924 val. med.	1,053 350 37 25 22	1,010 56 - - -	1,042 - - - -	1,032 - - - -	1,047 - - - -	1,031 - - - -	1,029 - - - -	306 - - - -	86 - - - -	-	-	50 - - - -	178 - - - -	11 - - - -	0,1
8/2	idem	idem	935 924 911 900 val. med.	350 37 25 22 14	56 - - - 14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-



TABELUL 4

Complexul vulcanic de andezit tip Colții Lazărești. Parametrii magnetici

Eșantion	Poziția geografică	Caracterele petrografice	Susceptibilitatea magnetică				Parametrii anizotropici				Caracterul anizotropiei			Magneticizare remanență naturală				
			10^{-6} uCGS	d°	i°	P	L	R	E	K _p	K _I	Foliatie	Liniealie	$\ln 10^{-6}$ uCGS	D°	I°		
						d_f°	i_f°	d_t°	i_t°	d_f°	i_f°	d_f°	i_f°	d_t°	i_t°			
9/2	Confluență Valea Ambrului V. Obîrșici	lavă de andezit proaspăt	1420	1380	176	85												
9/3	idem	idem	1638	1370	88	0	1,036	1,029	1,008	0,980	1,022	1,032		176	85	1745	348	84
10/1	Flancul estic al văii Ambrului sprie Colții Ancis	idem	1647	234	63													2,6
10/2	idem	idem	1623	1641	97	20	1,015	1,004	1,011	1,007	1,013	1,004	181	73		1669	287	67
			1305	90	10													2,1
			1287	321	74													
			1261	3	—12													
			1285															
			val.															
			med.															

(continuare Tabelul 4)

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
11/1	Dîmbul Colții Ancaș	Neck de andzit proaspăt	1759 1725 1714 1733	12 315 —11 228	71 16															
11/3	idem	idem				1,026	1,020	1,006	0,986	1,016	1,023						12	71	6070	177
12/1	Neck sub cotă Baia Rosie	idem	1658 1649 1608 1638	357 333 246 —	63 —25 10														5130	
12/2	idem	idem	2014 1970 1922 1969	357 291 82 —	—11 64 23	1,032	1,006	1,026	1,020	1,029	1,014	66	80				167	63	6,6	



TABELUL 5

Cosuri vulcanice de brecie în structura Afiniș. Parametrii magnetici și densitatea

Localizare	δ g/cm ³	χ $10^{-6} \mu\text{G}/\text{S}$	I_{in} $10^{-6} \mu\text{G}/\text{GS}$	Q	Caracterizare petrografică
Foraj subteran	A dinic. m				
F 1019 Orizontul -150 partea de SV a cosului Afiniș	99	2.40	15	5	0.70 Brecie poligenă de cos cu elemente de andezit tip Afiniș și sisturi cristaline, slabe piritizări
	159	2.32	15	10	1.40 Brecie poligenă de cos cu blocuri de andezit tip Afiniș și slabe piritizări
	348	2.59	f. slab	f. slab	f. mic Calcar cristalin în brecie (tip F.B.C)
	740	2.35	f.slab	f.slab	f. mic Andezit microporfiric tip Barza, hidrotermalizat (cu fisuri piritizate, subordonat caleopirita)
F 1040 Orizontul -150 în cosul Craișor	102	2.54	15	5	0.70 Brecie poligenă de cos cu elemente de cristalin și fragmente de andezite hidrotermalizate
	136	2.42	10	5	1.05 idem
	164	2.49	10	5	1.05 idem
	224	2.51	10	10	2.10 idem, predominând elemente de cristalin
	265	2.28	5	0	0 Andezit înlocuit hidrotermalizat
	279	2.53	20	5	0.50 idem
	293	2.27	10	10	2.10 idem



TABELUL 6
Corpul subvulcanic de andezit tip Ambra. Parametrii magnetici

Eșantion	Poziția geografică	Caracterul petrografic	Susceptibilitatea magnetică		Parametrii anizotropici						Caracterul anizotropiei		Magnetizare remanentă naturală							
			10^{-6} uCGS	d°	i°	P	I.	F	E	K_p	K_t	d_f^*	i_f°	d_l^*	i_l°	In	10^{-6}	D ^o	l°	
																$uCGS$				
16/2	V. Ambrolui vis-a-vis galeria Neculae	Andezit propilitat	35 165 80	67 15 -17																
16/3	idem	val. med.	967	1,048	1,031	1,016	0,985	1,038	1,040							105	60	80	292 -65	0,2
17/1	idem	idem	val. med.	790	105 179 264	28	1,059	1,018	1,041	1,023	1,050	1,038	174	62			75	292 -63,5	0,2	
17/3	idem	idem	val. med.	1017	345 254	42	1,045	1,010	1,034	1,024	1,039	1,027	164	48			290		0,6	
17/4	idem	idem	val. med.	1167	7 109	49	1,041	1,007	1,033	1,026	1,037	1,024	169	41			350		0,6	
17/5	idem	idem	val. med.	1256	10 77 294	35											1190		2,0	
			val. med.	1223	139 41 80	-11	1,043	1,007	1,035	1,028	1,048	1,025	204	55			511		0,9	

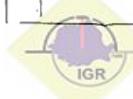
TABELUL 7
Complexul vulcanic de Colții Lazărului

Localizare	Foraj subteran	δ g/cm ³	α 10 ⁻⁶ uCGS	In 10 ⁻⁶ uCGS	Q	Caracterizare petrografică
	290	2,47	610	220	0,70	Brecie poligenă de cos cu fragmente de roci cristaline și de andezit microporfiric!
	329	2,51	520	240	0,97	Brecie poligenă de cos cu fragmente de cristalin și andezite microporfirice verzuie
	344	2,38	780	200	0,50	Brecie poligenă de cos cu elemente de cristalin și andezite microporfirice cu biotit și feldspat proaspăti
	315	2,45	630	260	0,80	Cinerit formind matricea breciei de cos
	436	2,64	20	5	0,50	Brecie poligenă de cos în care predomină calcare cristaline și andezite cu matrice violacee
Foraj A localizat pe flancul de Est al Vâii Olănești, în cursul central al complexului vulcanic	532,5	2,41	2140	710	0,70	Andezit mediu porfiric cu biotit și feldspat larg cristalizat, hornblendă, roci proaspătă
	570	2,44	600	420	1,50	Andezit microporfiric, slab pirlizat, fragment în brecia poligenă
	701	2,44	600	180	0,60	Fragment andezit microporfiric cu hornblendă proaspătă, în matrice cineritică din F.B.C.
	713,5	2,48	1570	2880	3,90	Andezit mediu porfiric, cu hornblendă, feldspat și biotit în stare proaspătă
	796	2,41	210	70	0,70	Brecie poligenă de cos, fragment de andezit cu feldspat alterat în matrice cineritică



(continuare Tabelul 7)

Foraj subteran	Localizare		δ g/cm³	κ 10^{-6} uCGS	In 10^{-6} uCGS	Q	Caracterizare petrografică
	Adinc. m						
F. 1061 în bazinul superior al Văii Ambreului	38	2,70	20	370	3,90	Galear cristalin fisurat, slab piroxitat	
	53	2,72	f. slab			Galear mineralizat cu galenă, bleundă și alabandină	
	176	2,79	40	35	1,80	Quartite negre cu benzi de cuart alb, piritizate	
	193	2,71	15	50	7,0	Quartile negre	
F. 1057 la confluența văilor Ambru și Obirsia	155	2,67	25	10	0,80	Andezit de Colții Lazăru lui	
	212	2,63	410	220	1,1	idem	
	219	2,65	160	120	1,6	idem	
	310	2,51	30	15	1,05	Andezit de Colții Lazăru lui cu pastă melanocrață	
	550	2,70	50	15	0,60	idem	
	572	2,69	30	10	0,70	idem	



BIBLIOGRAFIE

- Andrei J. (1962) Raport, arh. IPGG, București.
- Calotă C., Romanescu Dr. (1963) Asupra aplicabilității metodelor gravimetrice și magnetice în cercetarea erupțiilor neogene și a mineralizațiilor legate de acestea. *Probl. Geofiz. II*. Ed. Acad. R.P.R., București.
- Cochet R. (1957) Contribuții geologice asupra zăcămintelor aurifere de la Baia de Arieș. *Revista minelor VIII*, 10, București.
- Crăstescu Tr., Ștefănciu Al. (1970) Raport, arh. IPGG, București.
- Fărăcanu M. (1961) Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom. XXI*, București.
- Sprînceană M., Giura O., Covrig C. (1958) Raport, arh. Întrepr. Min. Baia de Arieș.
 - Pitulea G., Ghițulescu I. (1979 a) Petrogenesis of the Volcanic Breccia Pipes of Baia de Arieș, The Apuseni Mountains. *Rév. roum. géol. géophys. géogr. (Géol.)* 23, 2, *Acad. R. S. România*, București.
 - Pitulea G., Ghițulescu I. (1979 b) The Role of the Volcanic Breccia Pipes in the Metallogenesis in the Baia de Arieș Mining District. *Rév. roum. géol. géophys. géogr. (Géol.)* 23, 1, *Acad. R. S. România*, București.
- Graham I. W. (1954) Magnetic Susceptibility Anisotropy an Exploited Petro-fabric Element. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65, Wash. D.C.
- Hrouda F. (1970) The Relation Between the Fabric and Anisotropy of the Magnetic Susceptibility for some West Moravian Gneisses. *Vést. Ustr. Ust. Geol.*, 45, Praha.
- Janák F. (1967) The Effect of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility on the Direction of the Vector of Isothermal Remanent Magnetic Polarization. *Studia geophys. geol.*, 11, Praha.
- (1972) Magnetic Susceptibility Anisotropy of Various Rock Types and Significance for Geophysics and Geology. *Geophys. Prospect.*, 20, Amsterdam.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi Edit. Acad. R. S. România, București.
- Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Edit. Acad. R. S. România, București.
- Khan M. A. (1962) The Anisotropy of Magnetic Susceptibility of some Igneous and Metamorphic Rocks. *J. Geophys. Res.*, 67, Wash. D.C.
- Pitulea G., Ghițulescu I., Mărăńeanu Gr., Mustătea E. (1976) Raport arh. IPGG, București.
- Ghițulescu I., Mărăńeanu Gr. (1977) Raport, arh. I.P.G.G., București.
 - Ghițulescu I., Mărăńeanu Gr., Mustătea E. (1978 a) Raport, arh. IPGG, București.
 - Ghițulescu I., Bergheș St., Bergheș M. (1978 b) Raport, arh. IPGG, București.
- Popescu-Brădet M., Dima E. (1975) Raport, arh. IPGG, București.
- Ress A. (1968) The Production of Preferred Orientation in a Concentrated Dispersion of Elongated and Flattened Grains. *J. Geol.*, 76, Wash. D.C.
- Romanescu Dr. (1963 a) Cercetări magnetice asupra eruptivului neogen din partea de est a Munților Metaliferi (Baia de Arieș, Zlatna). *Asoc. Geol. CarpaŃo-Balcanică 1961*, V. Tom VI, 49–72, București.

- Romanescu Dr. (1963 b) Cazuri particulare în magnetizarea rocilor eruptive din Munții Metaliferi. *St. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geol.)* 10, 1, 165—178, Acad. R. S. România, București.
- (1969) Trăsăturile caracteristice ale magnetizării rocilor din Munții Apuseni și din partea de nord a masivului Poiana Ruscăi. *St. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geofiz.)* 7, 2, 201—216, Acad. R. S. România, București.
 - (1970) Iavlenie obratnogo namagnicivania v oblastiah rasprostranenia izverjenih porod gor Metaliferi României. *Rev. roum. géol., géophys. géogr. (Géophys.)* 14, 1, 93—118, Acad. R. S. România, București.
 - (1972) Stabilitatea magnetică a rocilor efuzive din munții Metaliferi. *St. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geofiz.)* 10, 1, 55—68, Acad. R. S. România, București.
 - (1978) Raport arh. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Romanescu O. (1959) Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz., București.

ÉTUDES MÉTHODOLOGIQUES, GÉOLOGIQUES ET MAGNÉTIQUES DANS LA RÉGION BAIA DE ARIES

(Résumé)

La région de Baia de Arieș offre une structure géologique particulièrement favorable pour des études méthodologiques ayant comme but : l'amélioration des méthodes d'interprétation de la prospection magnétométrique et l'application des méthodes pétrophysiques, notamment celles pétromagnétiques, afin de résoudre certains problèmes importants pétrologiques et structural-génétiques du magmatisme néogène.

Étudiées depuis presque deux siècles, la structure géologique et la métallogenèse de la région ont été élucidées par des récentes recherches faites à la surface, dans de nombreux travaux minières et des forages assez profonds.

La prospection magnétique ΔZ au sol (1959—1975) vient d'être complétée par des mesures systématiques de susceptibilité magnétique et de son anisotropie, de l'aimantation rémanente naturelle et de son orientation. Cette étude constitue le début d'une série des recherches systématiques dans les Monts Métallifères, poursuivant le même but méthodologique.

Le soubassement de la région est constitué par des formations méso- et épimétamorphiques et d'un massif de granite hercien. L'orogenèse alpine a créé une structure profondément disloquée; comportant chevauchement de la mésozone sur l'épizone et de nombreuses fractures de direction NE-SC et NO-SE. Le magmatisme néogène (sarmatiens-pliocène) s'est manifesté par des venues de magma quartzdioritique et dioritique, contemporaines des séries de Barza, Cetraș et Rotunda et donnant naissance à des corps enracinés (subvolcans, necks, dykes) et à un complexe volcanique. À noter l'existence de nombreuses chéminées de brèches volcaniques (breccia pipes) qui ont joué un rôle très important dans l'épanchement des solutions hydrothermales et dans la formation de riches gisements d'or et de sulfures polymétalliques. Les roches de la série de Barza ont



été complètement affectées par la propylitisation et partiellement par l'altération argilitique-séricitique autour des breccia pipes et des corps de minéraux.

La susceptibilité magnétique des roches a été mesurée *in situ* à l'aide d'un kappamètre type KT-3 et dans le laboratoire en employant un pont de susceptibilité de type KLY-1, qui a permis de déterminer, en même temps, l'anisotropie de ce paramètre. À cette fin, les échantillons orientées lors de leur prélèvement ont été coupés en cubes (côté de 2 cm). Pour chaque cube on a mesuré la susceptibilité en quinze directions pré-déterminées et, à l'aide des données ainsi obtenues, on a calculé les valeurs maximales (K_1), moyennes (K_2) et minimales (K_3) de la susceptibilité magnétique et leur orientation. L'anisotropie magnétique reflète l'anisotropie pétrographique, provoquée par les conditions physico-chimiques structural-génétiques dans lesquelles a cristallisé la roche. C'est le stress qui a déterminé l'orientation des phénocristaux et aussi des minéraux ferromagnétiques, qui se sont disposés en plans perpendiculaires au stress ou en direction magnétique (disposition en plans parallèles) et un „fabric“ de linéation magnétique (orientation linéaire). Le plan de foliation est perpendiculaire à K_3 et contient les vecteurs K_1 et K_2 . L'orientation linéaire est approximativement parallèle à la direction de la susceptibilité maximale.

L'aimantation rémanente naturelle a été mesurée à l'aide d'un magnétomètre astatique LAM-3, d'une sensibilité assez élevée.

À partir des valeurs de la susceptibilité magnétique et de l'aimantation rémanente on a calculé le coefficient Koenigsberger (Q).

Pour chaque structure on a établi une corrélation entre les données magnétiques et géologiques.

Le corps subvolcanique de l'andésite d'Afiniș a la forme d'un cylindroïde, dont la vergence est d'environ 70° NNE. La mise en place sur un plan de chevauchement a eu lieu par l'intrusion de plusieurs lames de magma. Les limites de celles-ci sont signalées, du point de vue pétrographique, par un facies d'andésite visiblement orienté et du point de vue magnétique par la forme en mosaïque des isodinames ΔZ , ainsi que par un „fabric“ de foliation magnétique. L'andésite macroporphyrique est entièrement propylitisée. La susceptibilité varie autour de $2\ 000 \cdot 10^{-6}$ uCGS, tandis que le coefficient Koenigsberger a des valeurs entre 10 et 22. Par conséquent, l'anomalie ΔZ produite par l'andésite est très puissante. L'isodiname de 500 gamma marque les limites du corps andésitique, mais l'intérieur de celui-ci est couvert par un mosaïque des isodinames de forme elipsoïdale allongée en direction de l'intrusion des lames de magma, leur valeur variant entre -2 000 et +1 000 gamma. L'altération argilitique-séricitique a réduit, d'un façon très marqué, toutes les valeurs indiquées plus haut. Les cheminées de brèche volcanique et les corps de minerai aurifère sont marqués par des anomalies circulaires de -200 à -300 gamma. Les corps subvolcaniques constitués par les andésites de type Valea Lacului, Ambru et Mălai ont souffert des altérations hydrothermales relativement intenses et par conséquent leur paramètre magnétique et les anomalies magnétiques correspondantes sont insignifiantes.

La structure éruptive de Colții Lazărului est constituée par un complexe volcanique comprenant une aire cratériale, remplie par des assises alternantes de pyroclastites et de laves d'andésite. La structure est traversée par des corps subvolcaniques et se prolonge vers la profondeur par une cheminée remplie de brèche volcanique, identifiée par un forage plus profond. Sur le bord de l'aire



cratérale on remarque des assises des laves déversées latéralement sur la surface ancienne, située actuellement à l'altitude de 1 000—1 100 mètres. Presque la totalité de ces roches se trouvent à l'état fraîche. Les formations bréchiformes ont des valeurs réduites pour la susceptibilité magnétique ($200-780 \cdot 10^{-6}$ uCGS), pour l'aimantation rémanente naturelle (5 à $2 600 \cdot 10^{-6}$ uCGS) et pour le coefficient Koenigsberger, qui a toujours des valeurs inférieures à l'unité. Les laves ont des valeurs très variables pour la susceptibilité magnétique (20 à $2 140 \cdot 10^{-6}$ uCGS) et des valeurs modérées pour l'aimantation rémanente naturelle (180 à $1 740 \cdot 10^{-6}$ uCGS), de façon que le coefficient Koenigsberger varie entre $0,6$ et $2,6$. La structure constituée par des formations bréchiformes et par les laves donne naissance à des anomalies ΔZ très faibles. Par contre, les corps enracinés (cheminées volcaniques et subvolcans) produisent des anomalies ΔZ dipolaires de quelques milliers de gamma. L'aimantation rémanente naturelle est forte (de $5 000$ à $13 500 \cdot 10^{-6}$ uCGS) et les valeurs du coefficient Koenigsberger hautes (6 à 15). L'anisotropie de la susceptibilité indique tant des „fabric“ de foliation que de linéation.

La valeur du paramètre K (la susceptibilité magnétique) dépend de la concentration des minéraux ferromagnétiques dans les roches et des conditions structural-génétiques dans lesquelles a eu lieu la consolidation du magma. Il nous reste à établir s'il existe une relation entre la valeur de la susceptibilité magnétique et le degré de différenciation magmatique pour une même phase éruptive. Afin de disposer des données plus nombreuses il s'avère nécessaire que les levées géologiques soient accompagnées par des mesures simultanées de la susceptibilité magnétique *in situ*.

Quant à l'anisotropie de la susceptibilité magnétique les paramètres caractéristiques de celle-ci ont des valeurs normales pour les roches éruptives et conduisent à une corroboration satisfaisante avec les observations géologiques. Il paraît que le processus de hydrothermalisation ne modifie pas les rapports $K_1 : K_2 : K_3$, en conservant les caractères anisotropiques de la roche.

L'intensité de l'aimantation rémanente naturelle (I_n) atteint des valeurs élevées dans les structures enracinées, moyennes dans les laves et réduites dans les formations bréchiformes. Cette observation peut constituer un critère supplémentaire pour distinguer les assises des laves par rapport aux corps enracinés. La hydrothermalisation réduit ce paramètre beaucoup plus fort que la susceptibilité magnétique, ce qui suggère l'idée d'un effet combiné de la décomposition des minéraux ferromagnétiques et de l'apparition des néominéraux caractéristiques.

La valeur du coefficient Koenigsberger (Q) permet aussi la différenciation de l'andésite des laves de celle des necks et des subvolcans. Les diagrammes représentées dans les figures 9 et 10 montrent les relations entre la valeur de I_n et K respectivement entre I_n et Q . Nous nous proposons d'étudier la forme de la fonction $Q = f(I_n)$ des différents bassins magmatiques afin de nous rendre compte si elle leur est caractéristique.

L'étude montre la possibilité de rendre plus complexe et plus intime la collaboration entre les méthodes géologiques, géomagnétiques et pétromagnétiques, ce qui conduit à la solution de nombreux problèmes structural-génétiques du magmatisme néogène et de la métallogénèse associée. La morphologie des isodynamiques et le „fabric“ des roches permettent d'obtenir des informations plus détaillées concernant les conditions dans lesquelles ont pris naissance les structures magmatiques. On entrevoit la possibilité de concevoir un système de

classification structural-génétique des roches endogènes par la corroboration des caractères géologiques des roches et le comportement magnétique des structures respectives. Les recherches complexes, contribueront à rendre plus efficace la prospection minière.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique des anomalies ΔZ du district Baia de Arieș. Géologie d'après G. Pitulea et Ioana Ghițulescu (1980). Isodynames ΔZ d'après Dr. Romanescu (1963).

Néogène : 1, Complexe volcanique de Colții Lazărului (a — Necks et subvolcans, b — Pyroclastites, c — Laves) ; **Série de Barza :** 2, cheminées volcaniques de brèche ; 3, Andésites de type Mălai ; 4, Andésites de type Ambru ; 5, Andésites de type Valea Lacului ; 6, Andésite de type Hărmăneasa ; 7, Andésites de type Afiniș ; **Crétacé :** 8, Sédiments sénoniens ; **Précambrien :** 9, Série épimétamorphique de Muncel-Biharia ; 10, Série mésométamorphique de Baia de Arieș (a — schistes cristallins, b — calcaires cristallins) ; 11, Failles ; 12, Fractures à fonction pétrologique et métallogénétique ; 13, Lignes de chevauchement ; 14, Dégénération ; 15, Limite géologique ; 16, Limite tectonique plausible ; **Isodynamies ΔZ :** a — de l'intervalle +500 gamma, b — de la valeur 0 gamma, c — de l'intervalle -500 gamma.





Institutul Geologic al României

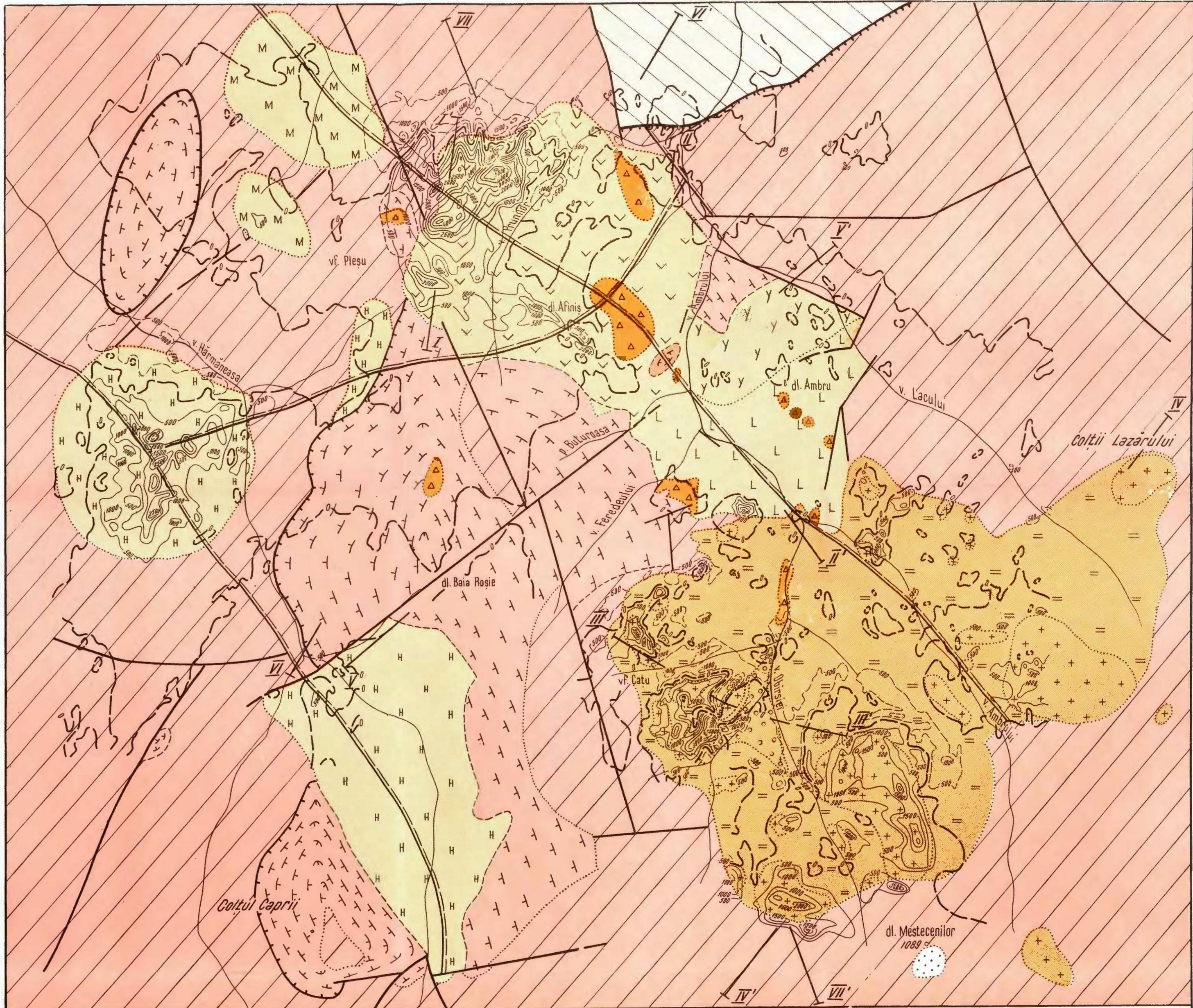
HARTA GEOLOGICĂ ȘI ANOMALIILE ΔZ DIN DISTRICTUL BAIA DE ARIES

0 100 200 300 400 500 m

Geologia după G. Pitulea și Ioana Ghitulescu (1980)

Izodinamele ΔZ după Dr. Romanescu (1963)

T.P. GHITULESCU et al. Studii magnetice și geologice - Baia de Arieș



LEGENDA

NEOGEN		
COMPLEXUL VULCANIC DE COLȚII LAZĂRULUI		
1	a	b
a	b	c
2	Δ	Δ
3	M	M
4	Y	Y
5	L	L
6	H	H
7	V	V
SERIA DE BARZA		
Cosuri vulcanice de brecie		
Andezit de Mălai		
Andezit de Ambru		
Andezit de Valea Lacului		
Andezit de Hărmaneasa		
Andezit de Afins		

CRETACIC		
Sedimente senoniene		
8
PRECAMBRIAN		
9
10	a	b
Seria epimetamorfică de Muncel - Biharia		
Seria mezometamorfică de Baia de Arieș		
a. șisturi cristaline		
b. calcare cristaline		

- 11 — Falii
- 12 — Fracturi cu funcție petro și metalogenetică
- 13 — Linii de încălcare
- 14 — Digităție
- 15 — Limită geologică
- 16 — Limită tectonică probabilă
- IZODINAME ΔZ
- 17 a — de interval + 500 γ
- de valoare 0 γ
- c — de interval - 500 γ

CERCETĂRI PETROFIZICE ÎN MASIVUL GILĂU
ȘI BAZINE ADIACENTE¹

DE

DRAGOMIR ROMANESCU², ELENA SZABÓ², VALENTIN STOENESCU²,
ANCA GEORGESCU²

Petrophysics. Density. Magnetic susceptibility. Natural remanent magnetisation. Metamorphic rocks. Sedimentary rocks. Granites. Banatites. Neogene magmatic activity. Apuseni Mountains. Bihor Unit-Gilău Mountains.

Abstract

Petrophysical Researches in the Gilău Mountains and in Adjacent Basins. This paper presents the results of the magnetic and density property researches on surface and depth rocks forming the Gilău Mountains and some of the adjacent basins.

The results of magnetic susceptibility measurements carried out on 30,000 core meters and on several outcrops are presented in tables. The magnetic susceptibility χ , the natural remanent magnetisation I_n and density δ have been determined in laboratory and the values obtained are presented in tables, too.

The results have been used to account for the magnetic and gravimetric anomaly sources, to render evident some horizons with disseminated magnetite in the Iara basin, to point out some characteristics of banatites and to zone, from a density point of view, the Muntele Mare granite.

Dezvoltarea cercetărilor geofizice pentru cunoașterea subsolului și aprofundarea substratului fizic al surselor generatoare de anomalii a făcut necesară studierea detaliată a proprietăților fizice ale rocilor. Informațiile petrofizice servesc la stabilirea metodelor celor mai adecvate de cercetare a unei regiuni, la interpretarea cantitativă a datelor de observație geofizică și oferă informații asupra genezei și istoriei rocii, a conținutului ei mineralologic.

¹ Comunicată la Al XII-lea Simpozion de Fizica Pământului și Geofizică Aplicată, București, decembrie 1982.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



În acest context, lucrarea de față cuprinde o sinteză a proprietăților fizice ale rocilor și formațiunilor ce participă la alcătuirea edificiului geologic din zona Valea Vadului-Iara-Luna de Sus-Gilău-Someșul Cald-Someșul Rece-Muntele Mare.

Informațiile petrofizice sunt rodul mai multor ani de cercetări pe teren și în laboratoarele din București și de la Observatorul geofizic Surlari. În urma solicitărilor IPEG-Cluj, în anul 1976 s-au efectuat primele studii petrofizice în partea de sud a regiunii și anume în districtul Valea Vadului-Băișoara-Iara-Agris (Romanescu, Polonic, 1977), în scopul obținerii de date suplimentare necesare unei mai bune interpretări a anomaliei cimpului magnetic și gravific din zonele înconjurătoare zăcământului de magnetită și pirotină Băișoara-Mașca-Cacova. Studiul s-a încheiat la sfîrșitul anului 1977 dar cercetările au continuat în zonă și în anul 1978, cu un volum mult mai redus, în special prin determinări de densitate pe probe prelevate din subteran și din iviri la zi. În ansamblu au fost măsurăți aproximativ 30 000 m de carote, o mare parte din acestea fiind extrase din forajele de explorare a zăcământului Băișoara-Mașca-Cacova, s-au executat sute de determinări *in situ* ale valorii susceptibilității magnetice pe toate aflorimentele existente, efectuându-se în medie 30 de măsurători pe km². În anul 1980 și în special în 1981, cercetările petrofizice și-au extins aria de observație la nord de Băișoara-puțul Lita pînă la Luna de sus-Gilău prin măsurători de susceptibilitate magnetică la suprafață și determinări, în laborator, de susceptibilitate magnetică, magnetizare remanentă naturală și densitate pe probe prelevate din aflorimente (Romanescu et al., 1980, 1981).

În anul 1982 cercetările s-au continuat spre vest cuprinzînd aria de dezvoltare a granitului de Muntele Mare (Romanescu et al., 1982) unde s-au efectuat măsurători *in situ* la suprafață și determinări de susceptibilitate, magnetizare remanentă naturală și densitate, în laborator, pe probe prelevate din aflorimente. În zonele studiate în ultimii trei ani, neexistînd lucrări miniere sau de foraj, nu s-au putut executa măsurători pe probe din subteran, cu excepția a două foraje săpate în corpul banatitic de la Gilău-dealul Batori.

Din punct de vedere geologic, regiunea cercetată este alcătuită preponderent din formațiuni cristalofoiene (seria de Someș, Arada, Biharia, Muncel, Baia de Arieș), străbătute de roci magmatische formate din granitul de Muntele Mare, foarte bine dezvoltat, precum și din roci aparținînd fazei ulterioare, banatitice. În partea de est rocile cristalofoiene se afundă sub un complex sedimentar alcătuit din roci cretacice, de regulă senoniene, care suportă formațiuni paleogene și uneori, mai spre est, chiar neogene, caracteristice părții de vest a bazinului Transilvaniei.

Informațiile geologice au fost extrase de pe harta geologică la scara 1 : 10 000 redactată la IGPSMS de colectivul Solomon et al. (1976) pentru sud estul zonei, iar pentru restul zonei s-a utilizat harta geologică 1 : 25 000 întocmită la IGG de colectivul Lazăr et al. (1981, 1982).



Pentru zona sudică a granitului de Muntele Mare s-a folosit harta geologică din cadrul foii Cîmpeni, scara 1:50 000 întocmită la Institutul Geologic de colectivul Dimitrescu et al. (1974).

În cadrul formațiunilor sedimentare, rocile miocene prezintă valoile cele mai scăzute de susceptibilitate magnetică ($\chi = 0-40 \cdot 10^{-6}$ uCGS). Depozitelor de terasă și șesurilor aluvionare, prin eterogenitatea lor, le este propriu un interval ceva mai larg de valori, comparabil cu cel al formațiunilor eocene ($\chi = 0-80 \cdot 10^{-6}$ uCGS). Rocile senoniene nu prezintă nici ele valori prea mari de susceptibilitate magnetică, exceptie făcind gresiile și conglomeratele cretacice care aflorează în zona pîriul Feneșelu-valea Stolna. Valorile pe aceste roci ajung în mod curent la $120 \cdot 10^{-6}$ uCGS, uneori chiar la $500-1\,200 \cdot 10^{-6}$ uCGS și mai rar $2\,000-3\,000 \cdot 10^{-6}$ uCGS, fiind generate de un conținut difuz, neuniform repartizat de magnetită. Sursa mineralelor feromagnetice a constituit-o probabil remanirea șisturilor amfibolitice active magnetic, ce se dezvoltă la vest de zona menționată. Dintre toate formațiunile sedimentare rocile permiene, care aflorează pe valea Ierții, au cele mai ridicate valori de susceptibilitate ($\chi = 20-200 \cdot 10^{-6}$ uCGS, rareori $2\,000 \cdot 10^{-6}$ uCGS), datorită conținutului lor difuz de magnetită (Rămanescu, Polonic, 1977).

Valorile susceptibilității magnetice caracteristice seriilor de roci cristalofiliene sunt scăzute ($\chi = 5-100 \cdot 10^{-6}$ uCGS) și asemănătoare, ceea ce face ca fundamentul cristalin să apară ca slab sau foarte slab magnetic și practic nediferențiabil petrofizic pe diferențele serii de roci. Valori mari de susceptibilitate magnetică ($\chi = 1\,000-5\,000 \cdot 10^{-6}$ uCGS) se întâlnesc pe intercalații de șisturi cu magnetită, amfibolite, șisturi amfibolice, cuarțite, cuiburi de minereuri active magnetic.

Rocile magmatice prezintă o gamă largă de valori ale susceptibilității magnetice. În cadrul granitului de Muntele Mare se întâlnesc în mod constant valori foarte scăzute $\chi = 0-20 \cdot 10^{-6}$ uCGS foarte rar $50-80 \cdot 10^{-6}$ uCGS. Exceptie face o zonă restrinsă de aflorare a granitului, pe Someșul Rece la confluența cu pîriul Negru, la cca 3 km sud de Măguri Răcătău. În această zonă se întâlnesc frecvent valori de susceptibilitate magnetică ce depășesc $80 \cdot 10^{-6}$ uCGS, atingând $200-300 \cdot 10^{-6}$ uCGS. Este probabil ca granitul din acest loc să conțină o oarecare cantitate de magnetită, datorată activității hidrotermale a banatitelor din apropiere, activitate atestată de existența unor piritizări (Lazăr et al., 1981).

În cazul banatitelor am observat că valoarea susceptibilității magnetice depinde de tipul rocii și de gradul ei de alterare, cele netransformate fiind active magnetic. Rocile banatitice din partea de sud a regiunii (Băișoara-Valea Vadului) respectiv granodioritele de la Băișoara-Mașca-Cacova sunt puțin active magnetic ($\chi = 10-250 \cdot 10^{-6}$ uCGS), comparativ cu granodioritele din alte părți ale provinciei banatitice din țara noastră. Valori ceva mai ridicate de susceptibilitate magnetică prezintă granodioritul de pe valea Almășani ($\chi = 50-500 \cdot 10^{-6}$ uCGS); în cadrul lui a fost pus în evidență un filon de andezite bazal-



toide cu valori de $1\ 000\text{--}2\ 000 \cdot 10^{-6}$ uCGS. De asemenea, în această zonă mai prezintă valori ridicate o parte din banatitele din valea Vadului ($\chi = 2\ 000\text{--}3\ 000 \cdot 10^{-6}$ uCGS). În ansamblu s-a observat că valurile medii de susceptibilitate magnetică proprii banatitelor din acest perimetru nu depășesc $500 \cdot 10^{-6}$ uCGS cu excepția filonului de pe valea Almășani și a celor din valea Vadului, în timp ce în orice altă regiune susceptibilitatea granodioritelor sau a altor tipuri de banatite netransformate măsoară între $1\ 500$ și $3\ 000 \cdot 10^{-6}$ uCGS, uneori chiar mai mult. De altfel, Lazăr et al. (1972) analizând frecvența valorilor de SiO_2 pentru rocile banatitice de la Mașca-Băișoara comparativ cu acelea ale provinciei banatitice din România, găsește că în zona noastră frecvența acestor valori este mult mai ridicată. Cunoscut fiind faptul că mărimea procentului de silice atrage diminuarea proprietăților magnetice ale rocilor respective, concluzia noastră că banatitele din acest district sunt mai puțin magnetice apare concordantă cu rezultatele cercetărilor petrografice.

În partea nordică și vestică a regiunii de la Băișoara pînă la Luna de Sus-Gilău-valea Someșul Cald-valea Someșul Rece, valorile susceptibilității magnetice caracteristice banatitelor sunt dependente în principal de gradul de alterare a rocii respective, variația fiind de la zeci la mii de unități $\text{CGS} \cdot 10^{-6}$. În general susceptibilitățile magnetice sunt scăzute (zeci, rar sute de unități $\text{CGS} \cdot 10^{-6}$), majoritatea banatitelor întîlnite fiind puternic alterate. Banatitele netransformate sunt active magnetic atingînd frecvent $1\ 000\text{--}2\ 500 \cdot 10^{-6}$ uCGS (văile Stolna, Fetii, Someșul Rece, Răcătău).

Multitudinea de foraje și lucrări miniere existente în sudul regiunii cercetate a permis studiul petrofizic pe eșantioane prelevate de la diferite adincimi, fapt care a furnizat elemente noi față de cele de la suprafață și care explică sursele anomaliei cîmpului magnetic. Astfel în cadrul zăcămîntului pirometasomatic Băișoara-Mașca-Cacova am pus în evidență valori de susceptibilitate magnetică ce variază în limite extrem de largi de la cîteva unități $\text{CGS} \cdot 10^{-6}$ pe calcare la $150\ 000 \cdot 10^{-6}$ uCGS și chiar mai mult pe mineralizația de magnetit. Banatitele, cu iviri sporadice la suprafață, au o largă dezvoltare în adîncime și în cadrul lor am evidențiat trei sectoare cu proprietăți magnetice diferite și anume: partea centrală (Mașca) slab magnetic ($\chi = 100\text{--}250 \cdot 10^{-6}$ uCGS), partea de nord (Valea Almășani) cu valori mai mari de susceptibilitate ($\chi = 200\text{--}500 \cdot 10^{-6}$ uCGS) și cea dinspre Valea Vadului fiind cea mai puternică magnetică ($\chi = 500\text{--}750 \cdot 10^{-6}$ uCGS). Puțin mai spre nord măsurătorile efectuate pe carote din corpul banatitic de la Băișoara au evidențiat și în acest caz valori de susceptibilitate relativ reduse ($\chi = 200\text{--}300 \cdot 10^{-6}$ uCGS).

Un fapt interesant a fost sesizat cu ocazia studierii din punct de vedere magnetic a coloanelor litologice ale forajelor 31778 Iara și 31777 și 31789 dealul Boitaș. Măsurătorile au evidențiat o zonă de susceptibilitate magnetică relativ ridicată ($\chi = 50\text{--}500 \cdot 10^{-6}$ uCGS) în cadrul rocilor senoniene impregnate difuz cu magnetită, în special în jurul coloanelor banatitice care străpung complexul senonian în aceste zone. După părerea noastră magnetita difuză cantonată în roci senoniene con-

stituie sursa generatoare de anomalii magnetice în centrul bazinului Iara și dealul Boitaș.

În sectorul valea Ierții-valea Iara-Cheile Băișorii măsurătorile efectuate pe foraje au evidențiat o zonă de susceptibilități mai ridicate ($\chi = 50-200 \cdot 10^{-6}$ uCGS) datorată rocilor metamorfice cornificate; în cadrul lor separindu-se un pachet de cuarțite cu magnetită ($\chi = 200-2000 \cdot 10^{-6}$ uCGS).

Pentru restul regiunii, în lipsa unor foraje sau lucrări miniere, nu dispunem de măsurători pe probe din profunzime, cu excepția zonei Gilău unde au fost amplasate forajele 31781 și 31786, primul în comuna Gilău, la sud de șoseaua Cluj-Napoca-Huedin, iar cel de al doilea la nord de comună, pe dealul Batori. Studiul carotelor din banatite, prinse în foraje, a indicat valori de susceptibilitate magnetică cuprinse între 1 500 și $2000 \cdot 10^{-6}$ uCGS.

Rezultatele măsurătorilor de susceptibilitate magnetică efectuate pe teren sunt prezentate sintetic în tabelele 1-6. Rezultatele cercetă-

TABELUL 1

Valorile susceptibilității magnetice a rocilor sedimentare

$\chi \cdot 10^{-6}$ uCGS	Tipuri de roci
0—15 0—30	Calcare cretacice Soluri de culoare inchisă Marne, calcare, gresii, nisipuri miocene Calcare, nisipuri grosiere Gresii și conglomerate senoniene (bazinul Iara) Conglomerate senoniene (pîriul Feneșelu) Argile senoniene Soluri roșcate Argile tortoniene Gresii și microconglomerate eocene Gresii cretacice (exclusiv cele senoniene din bazinul Iara) Marne și argile cretacice
20—40	Depozite de terasă și sesuri aluvionare Argile roșii eocene Marne eocene
10—50 30—50 30—70	Conglomerate din baza eocenului (bine studiate la vest de Cacova) Gresii cretacice feruginoase (valea Hăjdatelor) Gresii și marne cretacice limonitizate (zona galeriei Lita)
10—80 40—80	Sol negru (bazinul Iara-zona Agriș și Cheile Băișoarei) Conglomerate cretacice (valea Stolna-valea Feneșului Marc)
10—120 uncor 500—1200 rar 2000—3000	Sedimente senoniene cornificate și limonitizate (Cheile Băișoarei) Sedimente senoniene conținând o foarte slabă mineralizație difuză cu magnetită (bazinul Iara, forajul 31778)
10—125 50—150	Sedimente senoniene conținând o slabă mineralizație difuză cu magnetită (bazinul Iara, forajul 31778, pe zone restrînse)
100—500	Conglomerate permiene (valea Ierții)
20—125 rar 500 200—500	Gresii permiene (valea Ierții)
uncor 1 000 rar pînă la 2 000	



TABELUL 2

Valorile susceptibilității magnetice a rocilor cristalofiliene

$\chi \cdot 10^{-6}$ uCGS	Tipuri de roci
5—30 rar pînă la 50 5—50 rar pînă la 80 5—90 (valorile frecvente 20—50) 5—100 (valorile obișnuite în uncele perimetre 5—20, în altele 20—90)	Seria Baia de Arieș (practic nemagnetică) Seria de Biharia (foarte slab magnetică) Seria de Arada foarte slab magnetică Seria de Muncel (slab magnetică) Seria de Someș (slab magnetică)

TABELUL 3

*Valorile susceptibilității magnetice a rocilor și minereurilor active magnetic
din seriile cristalofiliene*

$\chi \cdot 10^{-6}$ uCGS	Tipuri de roci și minereuri
50—500 uneori 7 000—8 000	Scarne cu magnetită Corneenc cu magnetită (valorile cresc proporțional cu conținutul în magnetită)
50—1 000 uneori 3 000—4 000 100—1 000 uneori 5 000—6 000 200—5 000 rar 10 000	Cuarțite cu magnetită Diferite sisturi (în special cloritoase și tufogene) cu magnetită Amfibolite, sisturi amfibolice
250·000 350·000 12·000	Magnetită pirometasomatică Magnetită hidrotermală Pirotină

TABELUL 4

Valorile susceptibilității magnetice întîlnite în zăcămîntul Băisoara-Mașca-Cacova

$\chi \cdot 10^{-6}$ uCGS	Tipuri de roci și minereuri
10—15	Calcare
100—30.000	Calcare mineralizate *
10—500	Banatite
250—50.000	Banatite mineralizate *
5 000—12.000	Pirotină **
50 000—200.000	Magnetită**

* Valorile depind de conținutul de magnetită

** Valorile cresc odată cu cantitatea de magnetită și pirotină conținută de minereu



TABELUL 5

Valorile susceptibilității magnetice a granitului de Muntele Mare

$\chi \cdot 10^{-6}$ uCGS	Tipuri de roci
0–10	Granit — valea Someșului Rece la confluența cu pîriul Negru
0–80	Granit — valea Someșului Rece, 250 m amonte de pîriul Negru
0–20	Granit — valea Someșului Rece, 300 m amonte de pîriul Negru
rar 100–300	
0–30	Granit — valea Someșului Rece, 750 m amonte de pîriul Negru
0–10	Granit — valea Someșului Rece, 1 km amonte de pîriul Negru
0–20	Granit — valea Someșului Rece, 1,3 km amonte de pîriul Negru
0–20	Granit — valea Someșului Rece, 1,50 km aval de valea Irișoara
0–10	Granit — valea Răcătăului
0–10	Granit — pîriul Voiniga
0–20	Granit — valea Răcătăului, 150 m aval de confluența cu valea Fintinele
0–30	Granit — valea Răcătăului, între valea Fintinele și valea Dobrusului
0–10	Granit — Chicera Comorii
0–10	Granit — drumul ce coboară din Măguri spre Someșul Rece
0–10	Granit — virful Muntele Mare
0–20	Granit — valea Bistra

rilor petrofizice de laborator pe eșantioane prelevate din ivirile de roci din zona Feneșu Mare-Gilău-valea Someșul Cald-valea Someșul Rece-Muntele Mare sint prezentate în tabelul 7.

În general, rezultatele obținute sint normale din punctul de vedere al magnetizării remanente naturale. Factorul Koenigsberger (Q) care este raportul dintre magnetizarea remanentă naturală și cea inductivă este de regulă subunitar sau aproape egal cu unitatea și în extrem de puține cazuri, supraunitar. Aceasta concordă cu rezultatele obținute pînă acum pe banatitele din țara noastră pentru care Q este de obicei subunitar. Magnetizarea rocilor este aproape în totalitate normală.

O excepție de la cele prezentate mai sus o constituie corpul andezitic de pe Someșul Mic, în care este încastrat barajul de la motelul Gilău. În acest caz factorul Koenigsberger este tot subunitar, în schimb se evidențiază fenomenul de magnetizare inversă. Înclinația medie în coordinate actuale a vectorului magnetizării remanente naturale (I_A) este aproximativ -40° . Orientarea complet diferită a vectorului magnetizării remanente naturale a acestor roci explică existența unei anomalii magnetice mult mai slabe și cu caracter mozaicat față de cele de la nord de Gilău-dealul Batori, gura pîriului Stolna-nord de Vlaha etc., deși susceptibilitatea magnetică a acestor andezite de pe Someșul Mic este de același ordin de mărime cu aceea a corpurilor banatitice cotate. Tot în această zonă includem și banatitul care afloreză pe o arie destul de restrînsă într-o vale plasată între comuna Gilău și Luna de Sus. Si în acest caz coeficientul Koenigsberger este subunitar iar magnetizarea este inversă.

Un caz interesant îl constituie și banatitele de pe valea Răcătău la confluența cu pîriul Voiniga. Deși o parte din ele sint puternic

TABELUL 6
Valorile susceptibilității magnetice a rocilor banatitice

$\chi \cdot 10^{-6}$ uCGS	Tipuri de roci
1	2
freevent	Granodiorite — corpul Băișoara (valea Ierții) Granodiorite — zona părțilului Almășani (părțul Micilor, puț 1 și 2)
frecent	Granodiorite — zona Mașca și Cacova
foarte rar	
10—250	
50—500	
50—300	
10—250	
50—100	
250—750	Granodiorite — zona valea Vadului
2000—3 000	Diorite — zona valea Vadului
1 000—2 000	Filon de andezite bazaltoide în corpul granodioritic din părțul Almășani (Micilor)
500—1 000	Filoane de andezite cu hornblendă și piroxeni — valea Ierții valea Vadului
10—50	Filoane de andezite transformate — valea Ierții, valea Vadului
10—15	Filoane de dacite — valea Ierții
5—100	Filoane banatitice (transformate) la diferite adâncimi în forajele 31778 Iara, 31777 și 31789 dealul Boitaș
10—20	Silluri de dacite — valea Ierții, gura părțului Căcicii
50—150	Dyke de dacite — valea Iara, 200 m amonte de părțul Căcicii
20—70	Două corpuri de porfire granodioritice — Cheile Băișorii, pe dreapta părțului Lita, vis-à-vis de galerii
400—1 000	Corp de andezite — părțul Carpenei (750 m amonte de șosea)
2 200—2 500	Xenolite de microdiorite porfirice din cariera de dacite valea Fetii
400—2 200	Dacite — cariera valea Fetii
2 000—2 200	— dacite nealterate
aproximativ 1 000	— zona centrală, parțial alterată
400—500	— zona din aval, alterată
1 300—1 600	— zone intermediare
0—10	Andezite foarte alterate — valea Stolna aproape de vârsare (înăpod)
250—500	Sill de andezite — valea Stolna, la ieșirea din sat, spre aval
(cu scăderi la 800—1 400	Sill de andezite — valea Stolna, în sat
100—200 pe zona alterată din aval)	
5—10	
15—40	Corp (dyke) și sill de riolite — ramificația dreaptă a văii Stolna
frecent	Andezite — cariera dc pe valca Sărății
20—30	
30—100	Dacite cu xenolite de microdiorite — afluent stîng al văii Sărății (aproximativ 1 km amonte de gura văii Sărății)
10—15	Afloriment de andezite transformate — valea Sărății
1 200—2 100	Corpul andezitic de pe Someșul Mic (motelul Gilău)
1 000—2 000	Corpul dacitic Gilău — date obținute din măsurarea coloanei litologice a forajului 31781 Gilău
800—1 200	Andezit — valea Someșului Rece, 1 km amonte de părțul Negru
500—1 000	Andezit — valea Someșului Rece, 1,3 km amonte de părțul Negru
500—1 000	Andezit — 100 m aval de valea Irisoara pe valea Someșului Rece
500—900	Andezit proaspăt — valea Someșului Rece, 300 m aval de drumul spre Măguri, pe malul lacului de acumulare
0—10	Andezite foarte alterate — valea Răcătăului la confluența cu valea Dornei
10—30	Andezit alterat — valea Răcătăului, 500 m aval de valea Dornei
10—20	Andezit alterat — valea Răcătăului, 550 m aval de valea Dornei

continuare Tabelul 6

1	2
300—1400	Andezit — valea Răcătăului la confluența cu pîriul Voiniga
0—200	Banatit alterat — 300 m amonte pe pîriul Voiniga
0—80	Banatit alterat — 600 m amonte pe pîriul Voiniga
10—300	Alternanțe banatitice cu granite — pîriul Voiniga
frecent 80—200	
300—700	Andezit — valea Răcătăului, 20 m amonte de valea Fintinele
200—600	Andezit — valea Stînișoarei
150—300	Andezit — malul stîng al văii Butului
600—1 000	Andezit — drumul spre Chicera Comorii

alterate prezintind susceptibilități magnetice scăzute, ele au factorul Koenigsberger subunitar și magnetizarea inversă. Înclinația medie în coordonate actuale a vectorului magnetizării remanente naturale (I_A) este de aproximativ -40° .

Concluzia care se poate trage pe baza acestui studiu este că banatitele din zona motelului Gilău și cele de la confluența văii Răcătău cu pîriul Voiniga s-au pus în loc într-o perioadă diferită de timp față de celelalte banatite, perioadă în care există o inversiune a cîmpului magnetic terestru.

Tot în cadrul studiilor de laborator am efectuat și determinări de densitate aparentă (tab. 8-11). Formațiunile sedimentare eocene și miocene au valori asemănătoare, relativ reduse de densitate ($2,30—2,55 \text{ g/cm}^3$), cele senoniene sunt ceva mai dense ($2,50—2,70 \text{ g/cm}^3$), în timp ce sedimentele permienne au cele mai ridicate valori de densitate ($2,62—2,99 \text{ g/cm}^3$). Rocile metamorfice aparținând diferitelor serii prezintă densități comune ($2,60—2,93 \text{ g/cm}^3$), în cadrul lor putind fi separate, ca mai dense, calcaroane, dolomitele cristaline și amfibolitele.

În cadrul granitului de Muntele Mare am diferențiat cinci zone de densități (tab. 10) limitele acestora fiind însă destul de aproximative. Aceste limite ar putea fi precizate prin mărirea numărului de observații. În orice caz trebuie menționat că zona sudică a masivului granitic prezintă cele mai ridicate valori de densitate. Explicăm acest fapt pentru partea de sud și sud-est prin găsirea granitului iar pentru zona de sud-vest prin efectuarea observațiilor la un nivel mai coborât spre interiorul masivului.

Banatitele prezintă variații de densitate mult mai reduse decât cele de susceptibilitate. În sudul regiunii am separat totuși în funcție de densitate trei tipuri de granodiorite (tab. 11). Andezitele au densități mai mici decât granodioritele, în cadrul lor nepuțindu-se diferenția decât andezitul de pe cursul superior al văii Răcătău la confluența cu pîriul Voiniga care are cele mai mari valori de densitate dintre toate banatitele din zonă.

Menționăm că datele petrofizice de teren și de laborator din această lucrare au condus la elaborarea hărților petrofizice de suscep-tilitate și densitate la scara 1 : 25 000 pentru rocile care aflorează și

TABELUL 7

Rezultatele cercetărilor petrofizice de laborator ale eșantioanelor prelevate în zona Feneșul Mare — Gilău — Someșul Cald — Someșul Rece — Munții Măre

Nr. crt.	Tipul rocii și localizarea	δ g/cm ³	$\chi \cdot 10^{-6}$ uCGS	$I_n \cdot 10^{-6}$ uC GS	Q	D_A	I_A
			3	4			
0	1	2					
1	Andezite — cariera valea Sărătii	2,63	15	76	10,8	253,6	46,7
2	Andezite — cariera Valea Sărătii	2,67	22	68	6,5	255,1	47,2
3	Andezite — valea Stolna, sillul din sat	2,59	1689	63	0,1	108,7	58,5
4	Andezite — valea Stolna, sillul de la ieșirea din sat spre aval	2,56	554	213	0,8	70,0	54,0
5	Dacite — cariera valea Fetii (zonă nealterată)	2,62	2454	425	0,4	228,5	58,5
6	Dacite — cariera valea Fetii (zonă foarte puțin alterată)	2,60	1973	329	0,4	19,7	59,9
7	Dacite — cariera valea Fetii (zonă nealterată)	2,62	2002	287	0,3	202,8	61,8
8	Dacite — cariera valea Fetii (zonă nealterată)	2,62	2136	198	0,2	220,6	65,5
9	Microdiorite — xenolite în dacitele din cariera valea Fetii	2,53	2581	777	0,6	195,6	70,4
10	Gresie micacee — piriul Feneșelu	2,57	28	0,3	0,02	104,7	-18,4
11	Element conglomerat — piriul Feneșelu	2,64	1954	112	0,12	—	—
12	Gresie în bancă printre conglomerate — piriul Feneșelu	2,52	1325	127	0,20	42,7	75,5
13	Gresie — valea Stolna, 100 m amonte de biserică	2,57	2364	144	0,13	—	—
14	Gresie — valea Stolna, 100 m amonte de biserică	2,52	2920	150	0,11	—	—
15	Gresie — valea Stolna, 600 m amonte de biserică	2,53	333	17	0,11	302,8	15,2
16	Gresie — piriul la cca 600 m vest de biserică	2,52	1568	32	0,04	283,0	36,0
17	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,60	2095	284	0,3	237,5	-42,8
18	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,55	1336	123	0,2	278,6	-6,9
19	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,56	1878	93	0,1	282,6	-1,3
20	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,57	685	144	0,44	207,5	-54,5
21	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,55	1511	196	0,27	—	—
22	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,61	1647	295	0,38	272,0	-24,6
23	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,55	1377	143	0,22	272,6	-53,5
24	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,58	2119	247	0,25	247,0	-49,1
25	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,56	1663	154	0,20	229,7	-10,4
26	Andezite — corpul de pe Someșul Mic (Motel Gilău)	2,58	2099	217	0,22	261,8	34,6
27	Banatit — Gilău (sat)	2,53	595	43	0,15	254,1	-55,8

continuare Tabelul 7

0	1	2	3	4	5	6	7
28	Banatit — Gilău (sai)	2,50	390	5	0,03	40,6	-33,5
29	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 40 m)	2,48	686	3683	11,23	—	—
30	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 42 m)	2,65	417	308	1,55	—	—
31	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 48 m)	2,66	497	148	0,63	—	—
32	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 58 m)	2,64	183	321	3,69	—	—
33	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 63 m)	2,71	499	95	0,40	—	—
34	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 84 m)	2,56	2346	2656	2,38	—	—
35	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 89 m)	2,73	1104	263	0,50	—	—
36	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 91 m)	2,78	1228	336	0,58	—	—
37	Andezit — foraj Căpușu Mic (h = 94 m)	2,55	1305	1066	1,72	—	—
38	Andezit — foraj 8 Căpușu Mic (h = 240 m)	2,31	1000	32	0,07	—	—
39	Andezit — foraj 8 Căpușu Mic (h = 246 m)	2,53	881	216	0,52	—	—
40	Andezit — foraj 8 Căpușu Mic (h = 167 m)	2,40	924	336	0,77	—	—
41	Andezit — Căpușu Mic	2,65	1759	462	0,55	244,2	-10,6
42	Andezit — Căpușu Mic	2,52	489	408	1,76	98,9	-17,3
43	Andezit — Căpușu Mic	2,54	502	257	1,08	274,7	13,4
44	Adezit — Căpușu Mic	2,69	96	226	4,95	243,0	-50,2
45	Cuarțit — valea Brădetului	2,62	1280	59	0,10	15,1	63,0
46	Cuarțit — valea Brădetului	2,63	1149	75	0,14	1,9	58,0
47	Sist amfibolitic — valea Brădetului	2,65	1066	83	0,16	320,5	57,9
48	Amfibolit — valea Brădetului	2,89	1268	159	0,26	291,4	-10,4
49	Amfibolit — valea Brădetului	2,84	4881	1189	0,31	329,3	47,2
50	Banatit — Poiana Horea	2,61	1709	45	0,06	—	—
51	Granit — valea Someșului Rece la confluență cu pîriul Negru	2,57	351	25	0,15	302,0	18,5
52	Granit — 25 m amonte de punctul precedent	2,60	626	52	0,17	276,8	-38,3
53	Granit alterat — 250 m amonte de confluența cu pîriul Negru	2,56	89	5	0,13	304,1	-4,4
54	Granit alterat — 300 m de confluență	2,58	273	6	0,04	287,5	31,4
55	Granit — 800 m amonte de confluență	2,62	6	0,6	0,20	350,7	54,4
56	Granit — 1 km amonte de confluență	2,66	14	0,4	0,06	86,0	0,0
57	Banatit — 1 km amonte de confluență	2,58	1653	159	0,20	272,7	-0,4
58	Banatit — 1 km amonte de confluență	2,54	1689	196	0,24	309,1	38,4
59	Granit — 1,3 km amonte de confluență	2,65	13	0,6	0,09	348,4	-48,8
60	Banatit — 1,3 km amonte de confluență	2,58	675	117	0,37	53,9	76,9
61	Banatit — 1,3 km amonte de confluență	2,59	685	113	0,35	3,2	65,3
62	Andezit — 100 m aval de valea Irișoara	2,62	273	38	0,29	89,1	73,4
63	Andezit — 100 m aval de valea Irișoara	2,64	1091	62	0,12	275,7	-7,9
64	Andezit — 100 m aval de valea Irișoara	2,59	1012	43	0,09	107,5	62,6
65	Granit — 1,5 km aval de valea Irișoara	2,67	22	14	1,35	359,5	41,7
66	Granit — confluența valea Someșului Rece cu valea Stinișorii	2,51	36	5	0,31	21,0	42,9
67	Granit — confluența valea Someșului Rece cu valea Stinișorii	2,50	38	4	0,25	61,1	34,7
68	Andezit — 300 m aval de drumul spre Măguri	2,59	1188	123	0,22	36,6	15,6
69	Andezit — 300 m aval de drumul spre Măguri	2,57	1064	106	0,21	355,0	55,9
70	Andezit — 300 m aval de drumul spre Măguri	2,56	1089	101	0,19	202,8	75,8
71	Granit — valea Răcătău	2,66	18	1	0,16	87,7	7,5
72	Granit — valea Răcătău	2,65	16	0,6	0,08	264,2	-11,5
73	Granit — valea Răcătău	2,67	13	0,7	0,11	162,8	18,8
74	Granit alterat — 2 km de Mărișel	2,64	17	0,4	0,05	27,1	27,5
75	Granit alterat — 2 km de Mărișel	2,67	12	0,3	0,06	266,3	30,0

continuare Tabelul 7

0	1	2	3	4	5	6	7
76	Andezit alterat — valea Dornii	2,31	6	0,9	0,30	348,5	13,9
77	Andezit alterat — valea Dornii	2,41	11	0,4	0,08	351,5	5,7
78	Andezit alterat — aval de valea Dornii	2,47	20	1	0,11	50,0	34,0
79	Andezit alterat — aval de valea Dornii	2,55	17	1	0,14	22,0	-13,0
80	Andezit alterat — aval de valea Dornii	2,53	19	1	0,15	17,8	-28,3
81	Andezit alterat — aval de valea Dornii	2,54	16	0,9	0,11	329,7	27,5
82	Andezit — valea Răcătău la confluența cu pîriul Voiniga	2,77	1659	129	0,16	7,5	0,2
83	Andezit — valea Răcătău la confluența cu pîriul Voiniga	2,79	1891	233	0,26	344,3	-9,9
84	Andezit — valea Răcătău la confluența cu pîriul Voiniga	2,75	1824	214	0,25	342,6	-33,1
85	Andezit — valea Răcătău la confluența cu pîriul Voiniga	2,78	1839	193	0,22	15,5	-43,6
86	Andezit foarte alterat — pîriul Voiniga	2,41	5	0,3	0,10	205,0	-80,0
87	Andezit — pîriul Voiniga	2,59	236	183	1,63	323,0	-31,9
88	Andezit — pîriul Voiniga	2,62	162	63	0,81	20,9	-62,8
89	Andezit — pîriul Voiniga	2,60	225	41	0,38	3,3	-44,5
90	Granit — valea Răcătău	2,67	14	1	0,18	303,0	0,7
91	Andezit — valea Răcătău, amonte de valea Fintinele	2,60	836	148	0,38	151,2	81,1
92	Andezit — valea Răcătău, amonte de valea Fintinele	2,63	897	161	0,38	8,9	50,9
93	Granit — 600 m amonte de valea Fintinele	2,64	13	4	0,62	351,4	24,3
94	Granit — 600 m amonte de valea Fintinele	2,57	32	3	0,21	9,0	62,6
95	Andezit — valea Stinișorii	2,49	1233	4149	7,08	—	—
96	Andezit — valea Stinișorii	2,37	1411	59	0,09	—	—
97	Andezit — valea Butului	2,46	257	104	0,85	318,5	-11,6
98	Andezit — valea Butului	2,56	311	88	0,60	317,1	-9,4
99	Andezit — Chicera Comorii	2,54	977	161	0,35	75,0	82,2
100	Granit — Măguri	2,60	9	0,9	0,22	295,1	25,6
101	Andezit — confluența valea Rea cu Someșul Cald	2,59	1681	90	0,11	58,5	48,3
102	Andezit — confluența valea Rea cu Someșul Cald	2,66	1762	113	0,13	167,2	25,4
103	Andezit — Someșul Cald (130 m de baraj),	2,56	792	74	0,20	302,2	73,2
104	Andezit — Someșul Cald (100 m aval de baraj)	2,63	444	101	0,48	20,0	80,0
105	Andezit — Someșul Cald (100 m aval de baraj)	2,54	622	175	0,59	358,3	62,8
106	Sill de andezite — Someșul Cald (500 m aval de baraj)	2,50	693	219	0,67	22,2	73,4
107	Granit — carieră în aval de baraj	2,65	12	8	1,35	290,9	-69,4
108	Andezit — carieră în aval de baraj	2,65	989	29	0,06	77,9	50,0
109	Andezit — carieră în aval de baraj	2,63	1956	66	0,07	132,2	-19,3
110	Granit — Muntele Mare	2,63	16	0,5	0,06	—	—
111	Granit — Muntele Mare	2,60	17	0,7	0,09	—	—
112	Granit — Muntele Mare	2,62	43	2	0,11	59,3	63,6
113	Granit — Muntele Mare	2,64	15	0,9	0,13	26,5	66,1
114	Granit — Muntele Mare (platou)	2,63	22	2,3	0,22	292,8	62,3
115	Granit — Muntele Mare (platou)	2,69	25	1,4	0,12	5,0	14,3
116	Granit — Muntele Mare (platou)	2,66	19	0,3	0,03	308,0	55,0
117	Granit — Muntele Mare (platou)	2,67	16	0,6	0,08	290,4	49,6

continuare Tabelul 7

0	1	2	3	4	5	6	7
118	Granit — Muntele Mare (platou)	2,71	19	1,1	0,12	333,1	63,8
119	Granit — Muntele Mare (platou)	2,58	21	1,6	0,16	289,6	61,1
120	Granit — valea Bistra	2,78	30	1,3	0,09	304,4	51,8
121	Granit — valea Bistra	2,68	32	1,3	0,08	1,4	38,5
122	Granit — valea Bistra	2,78	21	1,4	0,14	49,6	59,2
123	Granit — valea Bistra	2,68	18	0,45	0,05	306,0	85,3
124	Granit — valea Bistra	2,67	19	0,3	0,03	107,7	-23,3
125	Granit — valea Bistra	2,69	16	0,0	0,00	90,0	90,0
126	Granit — valea Bistra	2,61	14	0,18	0,03	330,0	80,0

TABELUL 8

Valorile densității aparente a rocilor sedimentare

Intervalul de variație δ g/cm ³	Tipuri de roci	Valoare medie caracteristică δ g/cm ³
2,31—2,38	Calcare eocene (luteiene)	2,34
2,30—2,48	Argile și marne miocene (tortoniene)	2,39
2,32—2,51	Argile eocene	2,42
2,41—2,49	Conglomerate miocene (sarmațiene)	2,45
2,47—2,51	Marne eocene	2,50
2,48—2,65	Gresii eocene	2,55
2,44—2,68	Conglomerate din baza eocenului	2,58
2,50—2,68	Sedimente cretacice (senoniene) fără calcar	2,62
2,58—2,70	Calcare cretacice	2,66
2,62—2,70	Conglomerate permiene (fără elemente bazice) — valea Ierții	2,66
2,79—2,83	Elemente bazice din conglomerate permiene — valea Ierții	2,81
2,78—2,99	Gresii permiene	2,88
2,63—2,76	Sedimente senoniene conținând o foarte slabă mineralizație difuză cu magnetită (bazinul Iara, forajul 31778)	2,70
2,68—2,83	Sedimente senoniene conținând o slabă mineralizație difuză cu magnetită (bazinul Iara, forajul 31778, zone restrinse)	2,75

pentru un nivel inferior pentru întreaga regiune. Aceste hărți au fost prezentate la cel de Al XII-lea Simpozion de Fizica Pământului și Geofizică Aplicată din decembrie 1982.

Datele petrofizice prezentate constituie o sinteză a proprietăților magnetice și de densitate ale rocilor și formațiunilor geologice din zona valea Vadului-Iara-Luna de Sus-Luna de Jos-Gilău-Someșul Cald-Someșul Rece-Muntele Mare.

Studiul efectuat ne-a furnizat informații privind compozitia mineralogică a rocilor (în spătă cantitatea de elemente ferromagnetică) geneza lor, gradul de alterare, momentul de punere în loc a banatitelor.



TABELUL 9

Valorile densității aparente a rocilor cristalofiliene și a minereurilor

Intervalul de variație $\delta \text{g/cm}^3$	Tipuri de roci	Valoare medie caracteristică $\delta \text{g/cm}^3$
2,70 – 2,78	Cuarțite	2,73
2,82 – 3,02	Cuarțite feruginoase	2,90
2,60 – 2,93	Diverse formațiuni cristalofiliene din toate seriile (fără calcar, dolomite și amfibolite)	2,74
2,65 – 2,81	Calcare și dolomite cristaline	2,74
2,84 – 2,94	Amfibolite	2,89
2,62 – 2,85	Corneene și scarne	2,73
2,65 – 3,95	Corneene și scarne mineralizate	3,35
3,34 – 4,40	Minereu de pirotină + pirită + magnetită + urme de banatite și calcar (Mașca și Cacova)	3,95
4,14 – 4,90	Minereu de magnetită și pirotină (Mașca și Cacova)	4,50

TABELUL 10

Valorile densității aparente a granitului de Munțele Mare

Intervalul de variație $\delta \text{g/cm}^3$	Tipuri de roci	Valoare medie caracteristică $\delta \text{g/cm}^3$
2,50 – 2,65	Granit — sud vest Măguri	2,58
2,57 – 2,67	Granit — valea Fintinelor, Chicera Comorii, platou	2,62
2,63 – 2,69	Granit — valea Răcătău, valea Someșul Cald	2,66
2,64 – 2,71	Gnaisse granitice — sud vest Munțele Mare	2,68
2,64 – 2,78	Granit — valea Bistra	2,71

TABELUL 11

Valorile densității aparente a rocilor banatitice

Intervalul de variație $\delta \text{g/cm}^3$	Tipuri de roci	Valoare medie caracteristică $\delta \text{g/cm}^3$
2,37 – 2,54	Andezite — valea Butului, Chicera Comorii	2,46
2,55 – 2,67	Andezite (corpuri și filoane) din întreaga zonă	2,63
2,58 – 2,67	Dacite (corpuri și filoane) din întreaga zonă	2,63
2,59 – 2,67	Granodiorite — Băisoara	2,64
2,60 – 2,68	Granodiorite — valea Vadului și vest Mașca	2,65
2,63 – 2,70	Granodiorite — pîriul Almășani (puț 1 și 2)	2,67
2,75 – 2,79	Andezite — pîriul Voiniga	2,77



În ansamblu datele petrofizice servesc la proiectarea unor lucrări geofizice, la interpretarea sau reinterpretarea anomaliiilor geofizice, la conturarea unor zone cu mineralizații diseminatice.

Reprezentarea sub formă de hărți petrofizice la o anumită scară a datelor este foarte sugestivă și constituie un pas spre standardizarea acestei metode.

BIBLIOGRAFIE

- Dimitrescu R., Bordea J., Bordea S. (1974) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50 000, *Foaia Cîmpeni, Inst. Geol.*, București.
- Lazăr C., Intorsureanu I., Popescu M. (1972) Studiul petrografic al rocilor bana-tițice din zona Mașca-Băisoara (M-ții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/1, 143—173, București.
- Gheorghita I., Horvath A., Intorsureanu I., Nițoi E., Pomîrleanu V., Stefan A., Călinescu E., Popescu F., Serbănescu A., Romanescu D., Georgescu A., Stoinescu V., Ștefanescu A., Cristescu Tr., Mânzatu S., Vâjdea E., Tănărescu A., Iosipenco N. (1981) *Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
 - Gheorghita I., Horvath A., Intorsureanu I., Pomîrleanu V., Stefan A., Călinescu E., Popescu F., Serbănescu A., Romanescu D., Stoinescu V., Cristescu Tr. (1982) *Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Romanescu D., Polonic P. (1977) *Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Szabo E. (1980) *Raport, 95—117 arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
 - Stoinescu V., Szabo E. (1981) *Raport, 155—173 arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
 - Stoinescu V., Szabo E., Georgescu A. (1982) *Raport, 251—303 arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Solomon I., Moțoi Gr., Vioreanu A., Mărgărit Gh., Mărgărit M. (1976) *Raport, arh. Intr. Prosp. Geol. Geofiz.*, București.

RECHERCHES PÉTROPHYSIQUES DANS LE MASSIF DE GILĂU ET LES BASSINS ADJACENTS

(Résumé)

La recherche pétrophysique présentée dans cette étude fait partie de l'orientation relativement récente vers la recherche des propriétés physiques des roches, pour obtenir des informations supplémentaires en ce qui concerne la genèse, l'âge, la composition minéralogique de celles-ci, en vue d'élucider et conturer plus précisément les sources des anomalies géophysiques.

Les données pétrophysiques présentées constituent le résultat de nombreuses années de recherches sur le terrain et dans les laboratoires de Bucarest et de l'Observatoire de Surlari. Les premières recherches ont été commencées en 1976 quand Romanescu, à la sollicitation d'IPCG Cluj, a effectué des mesures



de susceptibilité magnétique *in situ* et de densité apparente, dans la zone Valea Vadului-Iara-Băișoara-Mașca-Cacova. Les recherches ont été continuées jusqu'en 1922, comprenant la zone qui s'étende vers le nord jusqu'à Gilău et le granite de Muntele Mare vers l'ouest. Les mesures totalisent environ 30 000 m carottes de forages, des milliers des déterminations de susceptibilité magnétique *in situ* et des centaines des mesures dans le laboratoire. Le grand nombre de mesures et leur caractère systématique a été imposé par la nécessité de mettre en évidence les variations rapides sur l'horizontale et la verticale, des propriétés physiques des roches et des formations géologiques, variations caractéristiques pour les zones où, à côté du sédimentaire, on rencontre aussi des formations cristallophylliennes et surtout des roches magmatiques.

Les mesures de susceptibilité magnétique nous ont permis de caractériser les différents types de roches et formations géologiques. Parmi les plus actives du point de vue magnétique, à l'exception des minéralisations de magnétite, se trouvent des roches magmatiques d'âge banatique, mais aussi dans ce cas les valeurs de susceptibilité dépendent du type de roche et de leur degré d'altération. On doit mentionner que, en moyenne, les banatites qui se développent dans la partie sud de notre région, respectivement Valea Vadului-Băișoara-Mașca-Cacova, ont des susceptibilités inférieures que les roches magmatiques qui se développent dans les autres zones banatiques de notre pays. Ce fait est dû au pourcentage un peu plus élevé de SiO_2 contenu dans ces roches.

Les mesures de propriétés magnétiques dans le laboratoire ont mis en évidence que les andésites de Valea Someșului Mic, aux environs du barrage du motel Gilău et celles de la confluence de Valea Răcătău avec le ruisseau Voiniga, ont des aimantations rémanentes inverses, qui indiquent un âge différent de mise en place en comparaison avec les autres banatites de la zone, respectivement dans une période d'inversion du champ géomagnétique.

Les mesures de densité nous ont permis de caractériser chaque type de roche et les différentes formations géologiques. Les variations sont un peu plus réduites que dans le cas des susceptibilités magnétiques.

C'est intéressant à remarquer que le granite de Muntele Mare peut être séparé en cinq régions de densités différentes, qui ne sont pas rigoureusement conturées à cause du nombre relativement réduit des mesures.



MODELUL GEOFIZIC DE SIMULARE ȘI ROLUL SAU
ÎN INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A INFORMAȚIEI GEOFIZICE¹
DE
RADU BOTEZATU²

Geophysical information. Geophysical model. Geophysical signal. Noise. Message. Coding. Transducer. Algorithm.

Sommaire

Le modèle géophysique de simulation et son rôle dans l'interprétation géologique des informations géophysiques. Le processus d'interprétation géologique des informations géophysiques est réconsidéré du point de vue de l'Informatique et de la Théorie des Communications. L'équation générale de la prospection géophysique est établie. La notion d'information géophysique est définie comme „le support matériel des messages physiques et géologiques rapportables à la structure géologique et aux accumulations minérales contenues par celle-ci“. Le schéma de la propagation de l'information géophysique depuis sa source (l'objet géologique) jusqu'à la réception (le modèle géophysique de simulation) est établie et discutée. L'importance des hypothèses et du meilleur algorythme de reconnaissance est aussi mise en évidence.

Examiné du ce point de vue, le processus d'interprétation géologique des informations géophysiques dévoile de nouveaux aspects, contenus et significations. La conclusion qui s'impose c'est que l'amélioration de l'efficacité de ce processus est directement liée au perfectionnement du modelage géophysique de simulation.

Cunoașterea aprofundată a metodelor de prospecție geofizică, flosirea adecvată a acestora și interpretarea corectă a informațiilor obținute, reprezintă cele trei laturi inseparabile și care se condiționează reciproc pentru rezolvarea complexelor probleme care se pun

¹ Predată la 10 februarie 1981, acceptată pentru publicare la 10 februarie 1981, comunicată în ședința din 27 martie 1981.

² Facultatea de Geologie Geografie a Universității București, Bd. Bălcescu nr. 1, București.



prospecțiunii, determinarea formelor structurale ale rocilor și a condițiilor favorabile de acumulare a substanțelor minerale utile în zăcăminte, integrarea acestora în ansamblul și caracteristicile structurii geologice regionale și locale și, în ultimă instanță, creșterea eficienței economice a activității de prospectare a subsolului.

Interpretarea geologică a informației geofizice urmărește să clasifice problemele de legătură dintre rezultatele prospecțiunilor geofizice și geologice, în scopul descifrării pe cale indirectă a structurii geologice ascunse a subsolului și a imbogățirii gradului de cunoaștere geologică a acestuia. Întreaga experiență acumulată în cei peste 55 de ani de activitate geofizică românească, de către toate generațiile de ingineri geofizicieni, a contribuit la adâncirea, diversificarea și rafinarea interpretării geologice a informației geofizice, făcind din aceasta un domeniu de tradiție în țara noastră.

Privit prin prisma teoriei comunicației, procesul de interpretare geologică a informației geofizice dezvăluie unele aspecte, conținuturi și semnificații noi, atât teoretice cât și practice; este ceea ce ne-am propus să arătăm în această lucrare.

Ecuația generală a prospecțiunii geofizice

Considerată la un nivel de largă generalitate, prospecțiunea geofizică poate fi definită ca activitatea de obținere la suprafața solului a unor semnale — naturale sau provocate — cu o semnificație fizică net diferită, care poartă în ele informații de la structura geologică ascunsă a subsolului, prelucrarea acestor semnale și interpretarea lor în termeni geologici. Sub aspect fizic, nici o apropiere nu se poate face între natura acestor semnale utilizate în diferitele metode geofizice. Într-adevăr, cum am putea găsi o cît de mică asemănare între, să zicem, cîmpul electric generat prin polarizație naturală și vibrația solului creată de sosirea la suprafață a unei unde elastice reflectate, între oricare din acestea două și intensitatea radiației γ naturale și.a.m.d.

Și totuși, dacă analizăm cu atenție ceea ce de fapt reprezintă prospecțiunea geofizică constatăm că astfel de semnale, indiferent de fenomenul fizic care le provoacă, satisfac o relație unică pe care putem să o numim „ecuația generală a prospecțiunii geofizice“ și care poate fi exprimată analitic ca :

$$S(x, y, o, t) = I(x, y, z, t) * G(x, y, z, t) + Z(x, y, z, t).$$

În această relație :

$S(x, y, o, t)$ reprezintă semnalul geofizic recepționat la suprafața solului;

$I(x, y, z, t)$ este informația geofizică generată de obiectul geologic de prospectat și a cărei definire o vom face pe larg mai departe;

$G(x, y, z, t)$ este o funcție care depinde de caracteristicile mediului geologic prin care se propagă informația geofizică, cum sint de exemplu reflectivitatea, transmisivitatea, absorbtia, atenuarea, ecranarea, semnale provenite de la alte obiecte geologice învecinate sau de la elemente geomorfologice de suprafață etc.;



$Z(x, y, z, t)$ definește zgomotul, considerat în general ca având un caracter aleator, dar care nu întotdeauna are în realitate această caracteristică.

În acord cu relația de mai sus, semnalul geofizic — de care geofizicianul ia act la efectuarea măsurătorilor pe teren — reprezintă conoluarea informației geofizice pe care căută să o determine cu o funcție de transfer, ce depinde de mediul geologic și la care se adaugă un zgomot.

Particularizarea acestei ecuații generale la oricare din metodele, tehnice sau variantele de prospecțiune geofizică se poate face fără dificultăți.

Problema fundamentală a prospecțiunii geofizice este aceea de a determina cît mai exact pe $I(x, y, z, t)$, respectiv informația geofizică, cunoșcind semnalul geofizic determinat experimental $S(x, y, o, t)$ și aproximând funcțiile $G(x, y, z, t)$ și $Z(x, y, z, t)$; cu alte cuvinte, de a stabili cantitativ informația geofizică provenită de la obiectul geologic de prospectat. Odată stabilită aceasta, și numai în condițiile unui grad de incredere foarte ridicat asupra realității ei, se poate trece la interpretarea geologică a informației geofizice.

Informația geofizică

Obținerea, înmagazinarea, regăsirea, prelucrarea, prezentarea și interpretarea geologică a informațiilor reprezintă cimpul de activitate al geofizicianului în acțiunea sa de descifrare a structurii geologice ascunse a subsolului. În aceste forme de manipulare a informației el își consacră timpul, depune eforturi și își pune în valoare pregătirea profesională, imaginația, inventivitatea și puterea sa creatoare sau, în general, personalitatea sa autentică.

Spre deosebire de alte sectoare ale activității umane, fie în științele naturii (matematică, fizica, biologia etc.), fie în cele economice sau sociale, informația în prospecțiunea geofizică are un conținut dualist. Pe de o parte, ea cuprinde un „răspuns” sau o „știre” cu privire la structura geologică ascunsă ori la bogățiile minerale pe care aceasta le include, fiind necesar să fie descifrată și înțeleasă ca atare și servind în acest fel la avansarea gradului de cunoaștere geologică a subsolului regiunii prospectate. Pe de altă parte însă, ea are și un conținut fizic raportabil la „modul de reflectare” al unui anumit tip de structură geologică sau acumulare de substanțe minerale utile într-un anumit tip de informație geofizică caracteristică metodei de investigație folosită, analiza și interpretarea acestei laturi a informației prin prisma fundamentării teoretice a metodei utilizate contribuind la progresul geofizicii însăși. Acest dualism, după părerea noastră, conferă informației geofizice caracteristici și proprietăți particulare și, în același timp, definițorii.

Practic, geofizicianul folosește informația în mai multe forme:

Mărimi fizice furnizate de echipamente de teren și aparate de laborator; reprezentări grafice concretizate în profile, hărți, secțiuni, diagrame, histograme și alte tipuri de grafice; fotografii alb-negru, color și fals-color; date petrofizice; informații faptice și conceptuale



consemnate în lucrări geofizice tipărite sau în rapoarte de arhivă; informații geologice, sub toate formele de prezentare ale acestora.

Adincind, și analizând în același timp formele de informații geofizice utilizate de către geofizician în activitatea sa, putem spune următoarele :

În prospectiunea gravimetrică, informația este, în primul rînd, valoarea cîmpului gravitației măsurată cu gravimetru. Dar, tot informație reprezintă și profilele sau hărțile anomaliei gravitației în reducerea Bouguer, după cum tot informații sunt și hărțile obținute prin separarea anomaliei locale de cele regionale cu diferite grade de regionalitate, ale componentei sau ale gradientului orizontal al gravitației, ale gradienților verticali de ordinele I, II și IV ai gravitației, ale cîmpului continuat analitic în sus sau în jos în planuri situate la diferite distanțe față de suprafața pămîntului, secțiunile verticale ale anomaliei gravitației determinate prin măsurători în subteran și altele.

Despre prospectiunea magnetometrică, fie că este vorba de cîmpul geomagnetic total sau de componenta verticală ori orizontală a acestuia, se poate spune practic același lucru, adăugind doar că, varianta prospectiunii cu magnetometre aeropurtate permite obținerea de valori ale mărimilor cîmpului magnetic, de profile și hărți ale anomaliei acestora, în mai multe planuri orizontale deasupra suprafeței solului corespunzătoare plafonului de zbor ales și folosit.

În prospectiunea radiometrică, informația este reprezentată de valurile cîmpului de radiații sau de emanații exprimabile în parametri diferiți, în funcție de aparatura folosită, precum și de profile și hărți.

Pentru prospectiunea geotermică informație este și valoarea temperaturii determinată în condițiile acestui gen de prospectiune, dar și profilele sau hărțile cu distribuția acestor temperaturi la suprafața solului ori la diferite adâncimi, a gradientului geotermic și a fluxului termic al pămîntului, precum și altele.

În prospectiunea electrometrică, avînd în vedere varietatea procedeelor și tehniciilor de lucru pe care le include, informația — în afara mărimilor fizice măsurate direct — este reprezentată în diferite forme ca : hărți sau profile ale valorilor potențialului natural, ale teluroparametrului μ sau invariantului J , conductanței longitudinale unitare, rezistivitatei aparente, diferenței de fază, raportului amplitudinilor, raportului căderilor de potențial, factorului de încărcare, factorului metalic, distribuției unor mărimi convenționale ca vectorul obținut prin procedeul inducției sau al spirei și altele. De asemenea, prin diagramele de sondaj electric vertical de rezistivitate și de polarizație indușă cu cei doi parametri curent folosiți pentru acesta din urmă, de sondaj magnetoteluric și electromagnetic, precum și prin secțiunile geoelectrice de rezistivitate, factor de încărcare și factor metallic. La acestea se adaugă secțiunile și schițele structurale, concretizînd forma și adâncimile orizontului electric de referință determinate pe baza rezistivității aparente, pe baza metodei curenților telurici etc.

În prospectiunea seismometrică, în primul rînd informația este reprezentată de seismograma, ca materializare a fenomenului fizic de propagare a undelor elastice, înregistrată oscilografic pe hîrtie sau analogic ori digital pe bandă magnetică, fie că folosim procedeul de re-



fracție al undelor elastice, fie că îl folosim pe acela de reflexie al acestora. Dar, tot informație este și secțiunea de timp ca și cea de adâncimi, după cum tot informații reprezintă și materialele intermediere între seismogramă și secțiune obținute în urma aplicării diferențelor prelucrări ale seismogramelor ca: tablourile de undă, spectrele de frecvență, auto și retrocorelogramele, filtrarea de frecvență sau în număr de undă, însumarea, deconvoluția de contractare și predicativă, migrarea, analiza și studiul vitezelor, teste și soluții de acoperire multiplă etc. Tot informații sunt și hărțile de izocrone, seismocarajele, hărțile cu variația laterală a vitezei de propagare a undelor elastice, hărțile cu variația grosimii zonei de viteze mici, schițele și hărțile structurale ale orizonturilor reflectatoare sau refractatoare, hărțile cu compartimentarea ariilor de viteza diferită la suprafața fundamentului și încă multe altele.

Teledetectia, cea mai recentă metodă de cercetare și prospectare geofizică, furnizează ca informații — obținute din avioane sau din sateliți — fotografii în alb-negru, color și fals-color, dar și hărți cu prelucrări statistice ilustrând direcții preferențiale, liniații și altele.

La toate acestea trebuie adăugate rezultatele determinărilor petrofizice concretizate în tabele cu valori medii și intervale de variație, histograme, diagrame, grafice de dependență și alte tipuri de grafice privind parametrii fizici ai rocilor sau formațiunilor geologice care interesează prospecția geofizică (densitatea, susceptibilitatea magnetică, magnetizarea remanentă și indușă, conținutul în elemente radioactive, conductibilitatea termică, căldura specifică, rezistivitatea electrică specifică, polarizabilitatea rocilor, viteza de propagare a undelor elastice).

Dacă ținem cont și de informațiile geologice necesare, precum și de informațiile sactice și conceptuale privind progresul fundamentării teoretice a metodelor geofizice și al aplicării practice a acestora în diferite situații geologice, avem tabloul complex al informațiilor cu care este confruntat geofizicianul în exercitarea profesiei sale.

Trebue precizat că cele arătate mai sus nu sunt exhaustive. Ele reprezintă o trecere în revistă a principalelor forme de informații geofizice, făcută cu unicul scop de a da o imagine apropiată de realitate asupra complexității și diversității formelor pe care le pot îmbrăca acestea.

Să ne reamintim acum diferențele sensuri posibile ale noțiunii de informație și să ne punem întrebarea dacă vreuna din explicații corespunde pe deplin termenului de informație geofizică așa cum a fost exemplificat mai sus. Răspunsul este categoric nu !

Arsac (1973) observă că există o legătură strinsă între informație și aport de cunoaștere, dar că acești doi termeni nu pot fi considerați întru totul identici. Mai mult decât atât, nu este necesar ca informația să aducă un cîștig de cunoștințe pentru toată lumea, ci este de ajuns să existe oameni pentru care informația realizează un astfel de aport; de aceea, este mai indicat să considerăm informația ca producind un aport eventual de cunoștințe. De asemenea, consider că, deoarece informația trebuie să poată comunica o cunoștință, ea trebuie să se refere la un fenomen variabil și, cum ea trebuie să se materializeze într-o anumită formă, fenomenul variabil trebuie să



se prezintă într-un număr finit de stări. În concluzie, propune această definiție: „Fie un fenomen variabil, care se poate prezenta într-un număr finit de stări; informația există atunci cînd este desemnată starea actuală a fenomenului“.

Guiașu și Theodorescu (1965) încercînd să explice noțiunea de informație consideră că, pentru un sistem oarecare, ea reprezintă un mesaj despre evenimentele care au, au avut sau vor avea loc atât în exteriorul sistemului cît și în interiorul lui. De unde, următoarea definiție: „Informația este un tip deosebit de raport între procesele materiale, raport care nu există în afara acestor procese“.

Pentru informația geofizică, atât în lucrările publicate cît și în limbajul curent al geofizicienilor, se folosesc termeni ca „date geofizice“, „rezultate geofizice“ și chiar „răspuns al structurii geologice“, „mesaj al pămîntului“ sau „semnal geofizic“. Toate aceste formulări se regăsesc în diferitele explicări ale noțiunii de informație, așa cum sint date în dicționare sau lucrări de specialitate. Opțiunea noastră merge însă către termenul de „informație geofizică“, pe care îl apreciem ca mai cuprinzător ținînd seama de diferitele forme materiale sub care se poate prezenta.

Să vedem acum ce termen putem adopta pentru aspectul semantic al informației geofizice. Dacă informația geofizică este suportul material, purtătorul de cunoștințe, termenul care ne vine în minte în primul rînd este acela de „conținut informațional“. Această formulare pare însă prea legată formal, ca exprimare cel puțin, de noțiunea de care vrem să o distingem. De aceea, din nou sănsem în situația de a face o alegare, iar opțiunea noastră merge acum către termenul de „mesaj“. Aceasta pentru faptul că printre explicările acestei noțiuni, în Dicționarul explicativ al limbii române tipărit în 1975 găsim și „comunicare“, „ceea ce se predă sau se comunică cuiva, ceea ce trebuie predat sau comunicat cuiva“, iar în Dicționarul de neologisme aparut în 1978 găsim și „conținutul de idei (al unei opere de artă)“.

Din toată discuția de mai sus rezultă că nu există o altă atitudine posibilă decit o alegere „a priori“ a definiției pentru informația geofizică. Stabilesc aşadar prin convenție că, *informația geofizică reprezintă suportul material al mesajelor fizice și geologice raportabile la structura geologică ascunsă a subsolului și la acumulările de substanțe minerale utile pe care aceasta le conține*, cu sensurile pentru noțiunile de „informație geofizică“ și de „mesaj“ care au fost adoptate mai sus.

În unele domenii, cum este în meteorologie de exemplu, și după cum este și în prospecțiunea geofizică de altfel, nu avem de-a face cu un mesaj izolat, ci cu mai multe mesaje elementare a căror totalitate formează un întreg unitar și coerent. Îmbinarea acestora dă informației geofizice un caracter complex, structura acestei informații depinzînd de modul în care elementele care o compun se combină între ele.

În general, noțiunea de informație este intim legată de transmiterea ei. De fapt, atîta vreme cît nu există posibilitatea de transmisie, indiferent de sursă, informația nu există.

În teoria comunicației se consideră esențial faptul că toate sistemele de comunicație propriu-zisă (telefon, radio, televiziune, radar etc.)

pun în evidență o schemă abstractă, de structură și funcționare comună, care în principiu este următoarea: informația emisă de o sursă și purtătoare a unui anumit mesaj se propagă pe un anumit canal (cablu electric, aerul atmosferic etc.), prin intermediul căruia ajunge la destinație unde este recepționată. Pe canalul respectiv pot să apară perturbații, din diferite cauze, care să altereze informația. În unele cazuri, este preferabil ca informația provenită de la sursă, înainte de a intra în canalul de comunicație, să fie transformată într-un semnal de altă natură cu ajutorul unui traductor. Dacă este așa, atunci apare necesitatea existenței unui al doilea traductor, plasat la ieșirea din canal, care are funcțiunea de a face transformarea inversă a semnalului în informație sub forma ei inițială. Schema generală a unui sistem de comunicație, în sensul celor prezentate mai sus, este ilustrată în figura 1.

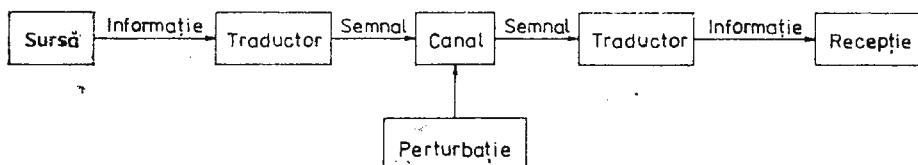


Fig. 1. — Schema generală a transmiterii informației în sistemele de comunicație.
Schéma général de la propagation de l'information dans les systèmes de communication.

În analiza propagării informației geofizice, trebuie să plecăm de la faptul că una din trăsăturile definitorii ale acesteia este caracterul ei indirect. Geofizicianul nu este în situația unui cetățean oarecare ce ia contact direct cu știrea pe care o vehiculează, informația pe care o citește în ziar. Nu este nici în situația unui specialist dintr-un alt domeniu de activitate care făcând un experiment cu un echipament sau un aparat ia contact nemijlocit cu rezultatul acestuia, putind face imediat legătura între cauză și efect. Scopul prospecțiunilor geofizice fiind descoperirea de acumulări de substanțe minerale utile sau de结构uri geologice favorabile existenței acestora, situate în subsol, despre care geofizicianul nu are nici o cunoștință prealabilă decât cel mult cu privire la șansele care există de a le detecta, și cu care nu poate lua un contact nemijlocit, deci nu poate cunoaște cauza, operațea numai cu informații indirecte.

Încercând o analiză în acest sens am ajuns la rezultatul pe care îl prezentăm în cele ce urmează.

Rolul de sursă al informației geofizice îl are obiectul geologic de prospectat. Obiectele geologice care joacă un asemenea rol pot fi foarte diferite, ca de exemplu:

- forme structurale în terenuri sedimentare, cum sunt anticlinalele, sinclinalele, flexurile, falile, monoclinele, horsturile, grăbenele etc.;

- variații listostratigrafice, lentilizări, îndințări de facies, discordante, efilări, convergențe și altele, de asemenea în formațiuni sedimentare;

— variații mai mult sau mai puțin lente ori schimbări petrografice brusce în terenuri constituite din metamorfite, precum și accidente tectonice în astfel de formațiuni ca fracturi, decrosări, încălecări etc.;

— produse ale magmatismului intruziv sau efuziv, cum sunt batholitele, lakkolitele, neckurile, dyke-urile, sillurile, curgerile de lave, formațiunile vulcanogen-sedimentare și altele;

— transformări ale corpuriilor de magmatite prin autohidrotermalism sau fenomene de metamorfism de contact ale acestora, însoțite sau nu de procese metalogenetice;

— acumulații de substanțe minerale utile, îndeosebi metalifere și de sare.

Astfel de obiecte geologice pot produce — pe cale naturală sau prin intervenția geofizicianului — manifestări în cimpurile fizice având drept rezultat informații geofizice. Aceste informații geofizice pot fi: abateri de la valoarea normală a cimpului gravitației sau a celui geomagnetic ori termic; electropotențiale, ca rezultat al fenomenului de polarizație naturală; fenomene de polarizație indușă, deformări ale cimpului electromagnetic ca urmare a excitării subsolului prin aplicarea pe suprafață pământului a unor diferențe de potențial electric etc.; emisiuni de radiații sau de emanări radioactive; devieri ale undelor elastice pe suprafețe de contrast de impedanță acustică prin reflexie, refracție sau difracție.

În cele de mai sus am încercat să sintetizăm, pe categorii principale, informațiile geofizice care provin de la obiectele geologice, deoarece o precizare mai completă a lor poate fi găsită mai sus, unde au fost examineate formele informației geofizice pe tipuri de metode.

Propagarea informației geofizice de la obiectul geologic care o provoacă pînă la suprafața solului are loc printr-un canal, care, în acest caz, este reprezentat de ceea ce am denumit „mediul geologic“, respectiv formațiunile geologice care acoperă și înconjoară lateral obiectul geologic de prospectat.

În acest canal, informația geofizică originală generată de obiectul geologic este alterată datorită unor perturbații. Natura acestor perturbații produse de mediul geologic poate fi foarte diferită, corelativ cu natura cimpului fizic respectiv și cu caracteristicile fizico-geologice concret locale ale mediului. Iată cîteva exemple: informații geofizice provenite de alte obiecte geologice situate deasupra, dedesubt sau lateral față de obiectul geologic de prospectat și care conduc la cumuluri de efecte în gravimetrie și magnetometrie; ecranări ale propagării în adîncime a undelor elastice sau a curentului electric; ecranări în propagarea spre suprafață ale cimpurilor de radiații sau de emanări; absorbții și dispersii ale undelor elastice, reflexii multiple, unde de schimb etc.; absorbții ale altor tipuri de cimpuri fizice, cu efecte poate mici, dar, oricum, necunoscute în prezent; efecte de relief, ale cuverturii superficiale etc.

Ajunsă la suprafața solului, informația geofizică alterată este reperționată de un traductor. Acesta este reprezentat de aparatul geofizic de măsurare sau de înregistrare, ca de exemplu gravimetru, magnetometru, radiometru, echipament seismic de înregistrare etc. Pentru



a nu se produce confuzie, îndeosebi în ceea ce privește aparatura seismică, precizăm că deși aceasta în mod real este construită pe schema unui sistem de comunicații, având un traductor la intrare (geofonul), canalul de comunicație și de prelucrare a semnalului seismic și un al doilea traductor la ieșire (gaivanometrul sau capul magnetic de înregistrare), noi o considerăm, prin assimilare cu celelalte tipuri de apărate geofizice, în ansamblu ca un traductor unic. Funcțiunea esențială a acestui traductor este de codificare a informației geofizice alterate.

Codificarea ce are loc în traductor nu este nici ea scutită de perturbații. Acestea sunt de natură unor efecte instrumentale legate de factori externi (temperatură, presiune etc.) sau constructivi, erori fortuite de măsurare și altele.

Ieșirea din traductor, identificindu-l pe acesta cu aparatura geofizică, ar trebui să o denumim — prin tradiție — semnal. Opțiunea noastră este însă pentru termenul de „informație geofizică codificată”, înțelegind prin aceasta informația geofizică, originală, produsă de obiectul geologic de prospectat, alterată de perturbațiile din mediul geologic și de cele legate de funcționarea aparaturii geofizice și codificată de aceasta într-un limbaj simbolic specific acesteia, de o altă natură decât cel al informației geofizice ca, de exemplu, diviziune de scală, intensitate de curent electric, afișaj sau înregistrare cifrică, trasă seismică, bandă magnetică cu înregistrare analogică sau digitală etc.

În continuarea propagării ei, informația geofizică codificată străbate un nou canal, care, de data aceasta, nu mai este de natură obiectivă ci subiectivă și pe care l-am desemnat generic prin termenul de „activitate conceptuală”. Aici intervine geofizicianul care analizează, alege și stabilește cadrul conceptual, căile și mijloacele practice de decodificare a informației, de eliminare cît mai totală a perturbațiilor care au alterat informația geofizică inițială, atât la propagarea ei prin mediul geologic cît și la codificarea ei prin aparatura geofizică, de prelucrare și de analiză a ei astfel încât să dezvăluie cît mai corect și mai sugestiv atât mesajul geologic cît și cel fizic, al căror suport material îl reprezintă. Caracterul subiectiv al acestui canal — care de fapt ține de personalitatea geofizicianului, de pregătirea lui profesională, experiența și creativitatea sa — impune existența unor perturbații. Aceste perturbații derivă din măsura în care geofizicianul a reușit să optimizeze stabilirea procedeelor de prelucrare și de analiză care urmează a fi aplicate. În parte, aceste perturbații pot fi și de natură obiectivă, ca de exemplu cele legate de valorile de densitate adoptate pentru determinarea anomaliei gravitației în reducerea Bouguer, de valorile vitezei de propagare a undelor elastice la treceerea de la secțiunile de timp la cele de adâncimi, de latura rețelei de mediere a valorilor la separările de cîmpuri privind anomaliiile gravinațice și magnetice etc.; în parte ele rămîn însă de natură subiectivă.

După parcurgerea acestui canal, informația geofizică codificată intră într-un al doilea traductor, pe care îl denumim „prelucrare și analiză”. În acest traductor are loc de fapt decodificarea și îndepărțarea perturbațiilor care au intervenit pe parcurs în propagarea informației geofizice initiale, revenindu-se pe cît posibil, la informația pro-



dusă de obiectul geologic de prospectat. Tot aici are loc și prelucrarea informației geofizice initiale, precum și materializarea ei sub diferitele forme de prezentare, care au fost deja amintite. Acest traductor poate fi reprezentat în totalitate de o aparatură automată, cum este cazul analizoarelor în prospecțiunea seismometrică actuală. Tendința, în momentul de față, este de a dezvolta și diversifica prelucrarea automată a datelor geofizice, cuprinzând măcar în parte, informațiile provenite din celelalte metode geofizice ca gravimetria, magnetometria — îndeosebi varianta aero —, electrometria etc.

Nici acest traductor nu este scutit de perturbații, reprezentate de erorile de calcul, precum și de erorile de construcție a hărților, profilelor, secțiunilor, diagrameelor, histogramelor și a altor forme de reprezentări grafice. Poate că aceste perturbații sunt cele mai puțin importante, au cea mai mică influență negativă — mai ales atunci cind beneficiem de automatizarea calculelor și de plotter pentru reprezentarea rezultatelor —, totuși ele există și nu le putem eluda.

Informația geofizică ieșită din acest traductor, în diferite forme de prezentare grafică, intră într-un al treilea traductor pe care l-am denumit de asemenea cu un termen generic, respectiv „interpretarea informației geofizice“. Aici nu avem o simplă înregistrare, o luare de act asupra existenței informației geofizice, ci o fază activă în care geo-

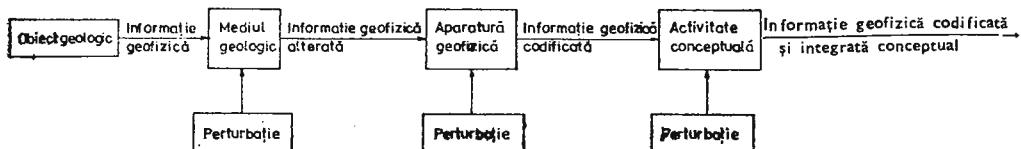


Fig. 2. — Schema sinoptică a transmiterii informației geofizice.

fizicianul analizează, sintetizează și compară mesajele celor două tipuri — geologic și fizic — vehiculate de informația geofizică; tot aici intervin și informațiile petrofizice precum și cele geologice de diferite tipuri. Pe baza întregului conținut informational avut la dispoziție pe cele trei căi care au fost menționate mai sus, ținind cont de legitățile care guvernează astăzi prospecțiunea geofizică prin metoda folosită cît și științele geologice pe de o parte, precum și de experiența practică pe de altă parte, prin analogii și deducții logice, are loc elaborarea și optimizarea modelului interpretativ.

Și în acest traductor pot apărea perturbații; natura acestora ține de asemenea de personalitatea geofizicianului, de puterea lui de analiză și de sinteză, de puterea de reprezentare mintală în spațiul tridimensional al obiectelor geologice care au generat mesajele, de modul cum se imbină organic cunoștințele teoretice și experiența practică în aplicarea metodelor geofizice și încă multe altele.

Ieșirea din acest traductor este reprezentată de rezultatul interpretării, concretizat în modelul geofizic. Acest model, aşa cum s-a mai arătat — și după cum reiese din însăși definiția pe care am adoptat-o pentru informația geofizică —, îmbracă două laturi de conținut infor-

mațional care, deși distințe din anumite puncte de vedere (sferă disciplinară, natură fizică etc.) se întrepătrund și se intercondiționează organic. Astfel, modelul geofizic aduce de fapt un ciștig de cunoștințe asupra structurii geologice ascunse și, în același timp, un ciștig de cunoștințe pentru metoda geofizică folosită. Este de altfel și logic, lăsind la o parte experiența care confirmă în fiecare caz practic acest lucru, că dualismul ce caracterizează informația geofizică să se transmită și în modelul care rezultă din prelucrarea acesteia și care, în ultimă instanță, reprezintă o altă formă, superioară, a aceleiași informații geofizice inițiale.

În fine, la capătul drumului parcurs de informația geofizică se găsește recepția. Aceasta este de fapt dublă, fiind reprezentată de geologie dar și de geofizică. Acest dualism al ciștigului de cunoștințe nu trebuie să surprindă pe nimeni deoarece, privind acum lucrurile din punctul de vedere practic, dacă scopul prospectiunii geofizice, unanim recunoscut, este avansarea gradului de cunoaștere asupra structurii geologice ascunse a subsolului, nu este mai puțin adevărat că perfecționarea acestui grad de cunoaștere depinde în primul rînd de perfecționarea și de rafinarea metodelor de investigație geofizică pentru care modelele geofizice obținute în practica folosirii acestora joacă un rol deosebit de important, dacă nu chiar esențial.

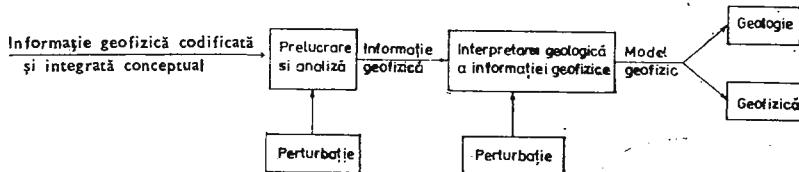


Schéma synoptique de la propagation de l'information géophysique.

În figura 2 este prezentată o schemă a modului de propagare a informației geofizice, în acord cu cele discutate mai sus. Spre deosebire de schema din figura 1, ea conține două canale și trei traductori între sursă și recepție. Aceasta provine din faptul că informația geofizică, prin natură și utilizarea practică a ei, nu admite o schemă de transmitere simplă ca în cazul comunicațiilor.

Ipoteza. Prin natura specifică a informației geofizice ca și prin caracterul ei indirect, precum și prin imposibilitatea obiectivă de a putea lua contact nemijlocit cu sursa acesteia — obiectul geologic de prospectat care o produce —, geofizicianul este pus în mai multe momente ale procesului de propagare a informației în situația de a elabora ipoteze. De valabilitatea acestor ipoteze depinde stabilirea procedeelor de prelucrare și analiză, construirea modelelor și optimizarea lor și, în final, aportul de cunoștințe pe care îl aduce prospectiunea geofizică efectuată.

Din punct de vedere teoretic, ipoteza reprezintă un răspuns incert, posibil, la o problemă sau o întrebare apărută într-o situație determinată. De cele mai multe ori ea este un procedeu rațional prin

care încercăm să punem de acord un fapt constatat prin măsurători — în cazul nostru prin prospecțiunea geofizică — cu o clasă de legi, principii și norme admise în geofizica actuală, deci pe treapta de dezvoltare a acesteia în momentul de față. Plecind de la analiza faptelor și urmând un proces rational bazat pe reguli sau procedee inductive, ipoteza nu exclude ci, din contra, include în elaborarea ei imaginația creatoare a geofizicianului, sinteza originală a experienței sale teoretice și practice.

Ipoteza enunță de regulă o relație de condiționare între faptul constatat experimental, starea sau condițiile acestuia și efectul sau consecințele rezultate. Cu alte cuvinte, ea conține o relație de causalitate, un raport între cauză și efect. Ipotezele se verifică practic, în măsura în care ele pot fi verificate, prin consecințele lor.

Între informația geofizică — în sensul larg al acestui termen, aşa cum a fost precizat mai înainte — și ipoteze există o legătură strânsă. Complexitatea și durata imaginilor, reprezentărilor mintale pe care ni le facem asupra obiectelor geologice de prospectat, asupra structurii geologice ascunse a subsolului în ultimă instanță, depind, mai ales de complexitatea sistemului de ipoteze în limita căruia să se diferențieze imaginile, reprezentările respective. Nu toate elementele imaginii au același conținut informațional sau, cu alte cuvinte, nu participă în egală măsură la complexitatea reprezentării pe care ne-o facem asupra structurii geologice ascunse a subsolului. Purtătorii principali de mesaje sunt așa numitele „puncte critice optime“ — cum ar fi cele care se referă la intrarea în corpul geologic, forma, dimensiunile obiectului geologic, accidentele tectonice care îl afectează etc. — resul elementelor nefurnizând nici o informație și deci nici un mesaj, astfel încât examinarea lor este practic de prisoș.

Elaborând și operind frecvent cu ipoteze în exercitarea profesiei sale, geofizicianul este confruntat adesea cu situații dificile și, uneori, de-a dreptul critice. De aceea, înțelegerea deplină a ceea ce reprezintă o ipoteză, a modului cum trebuie elaborată și folosită în activitatea curentă pe care o depune, reprezintă o necesitate de o deosebită importanță și care — credem noi — nu mai trebuie argumentată.

Algoritmul de recunoaștere

În sensul larg al termenului, algoritm înseamnă o rețetă. Algoritmul de rezolvare a unei anumite clase de probleme reprezintă rețeta cu ajutorul căreia se pot rezolva probleme din clasa respectivă. De aici rezultă marea importanță a cunoașterii algoritmului.

Matematica este plină de astfel de algoritmi și este de fapt știință în care ei au fost recunoscuți și studiați pentru prima dată. Dar algoritmii sunt la fel de necesari și în alte științe, nu numai în matematică. Îndeosebi, un interes particular îl prezintă algoritmii de recunoaștere, adică acei algoritmi prin care putem determina cărui tip de problemă ii aparține o problemă concretă dată. Conștient de acest fapt sau numai intuindu-l, geofizicianul operează frecvent cu algoritmi de recunoaștere. Aceștia intervin pe parcursul transmiterii informației



geofizice, începînd cu canalul pe care l-am denumit „activitatea conceptuală” și pînă la optimizarea modelelor.

De altfel, între algoritm și ipoteză există o strînsă legătură. Mai mult decît atît, metodă de determinare a celui mai rațional algoritm de recunoaștere se bazează practic pe studiul ipotezelor. Atunci cînd a fost elaborat un sistem de ipoteze, egal probabile sau cu anumite probabilități ce se pot diferenția, și trebuie să recunoaștem cărei ipoteze îi aparțin o formă oarecare de structură geologică sau de acumulare de substanțe minerale utile, care se încadrează în una dintr-o ipotezelă ce aparțin sistemului elaborat, trebuie procedat în modul următor: se descompun ipotezele în anumite caracteristici care, în compoziția ipotezelor, sunt legate între ele prin conjuncția „și”. Aceste caracteristici apar de fapt în însăși definiția sistemului de ipoteze. Folosind evaluarea cu propoziții — ipotezele chiar dacă nu se referă la o structură gramaticală ci definesc anumite tipuri de structuri geologice sau de morfostructuri pe care le imbracă informația geofizică, tot prin propoziții se definesc — facem să apară în cadrul fiecărei ipoteze toate caracteristicile. După aceea, trecem la evaluarea conținutului informațional al mesajului pe care îl conține fiecare caracteristică, obținînd astfel, treptat, cel mai rațional algoritm de recunoaștere, cu alte cuvinte cea mai rațională ordine în care trebuie verificate caracteristicile necesare (nu întotdeauna toate) pe forma concretă a tipului pe care urmărим să-l determinăm.

Ne situăm, de exemplu, în cazul prospecției seismometrice de reflexie, în Platforma moesică. Experiența dobîndită pînă în prezent la prospectarea prin această metodă geofizică a structurilor locale din cuvertura acestei platforme a arătat că în afară de unde utile se înregistrează și unde perturbatoare. Sistemul de ipoteze care va sta la baza stabilirii celui mai rațional algoritm de recunoaștere pentru fiecare zonă prospectată, caracterizată prin condiții seismogeologice specifice, va fi deci formulat prin propoziția „în zona prospectată avem unde utile și unde perturbatoare”. Undele utile sunt reprezentate prin reflexiile reale; undele perturbatoare pot fi reflexii multiple, unde de schimb, difracții etc. În cadrul acestui sistem putem elabora deci mai multe ipoteze, formulabile prin propozițiile: „reflexii reale și reflexii multiple”, „reflexii reale și difracții”, „reflexii reale și unde de schimb” etc. Numai studierea secțiunii brute de timp ne va permite să accordăm o pondere mai mare uneia sau alteia dintre ipoteze sau, poate, o pondere egală la două ori chiar mai multe ipoteze; după cum este posibil ca unele ipoteze să fie date la o parte ca nefiind corespunzătoare situației reale.

Să analizăm acum un caz real, studiat de Ebed (1978). Concret, este vorba de un profil de seismică reflexie în zona Optaș, pentru care studiul secțiunii brute de timp arată că dintre undele perturbatoare, cele care deranjează cel mai mult această secțiune sunt reflexiile multiple. Din sistemul de ipoteze se va reține deci numai propoziția „reflexii reale și reflexii multiple”, cei doi termeni din propoziție reprezentînd caracteristicile pentru care trebuie evaluat conținutul informațional sau mesajul pe care îl vehiculează. Mesajul reflexiilor reale fiind de fapt ceea ce ne interesează, ceea ce vom valorifica în modelul



geofizic al structurii ascunse a subsolului, problema care se pune de fapt în acest caz este de a identifica și atenua măcar, dacă nu putem elmina în totalitate, reflexiile multiple. Așa dar, algoritmul de recunoaștere va urmări acest obiectiv.

Pentru atingerea obiectivului de mai sus a fost folosit următorul algoritm de recunoaștere : „determinarea hodografilor teoretici pe baza grosimilor și vitezelor de strat cunoscute din trei găuri de sondă“ — „determinarea amplitudinii undelor multiplu reflectate“ — „stabilirea timpilor pentru reflexiile multiple care au influența cea mai mare“ — „construirea tablourilor de unde“ — „analiza de frecvență, pentru separarea pe bază de frecvență a reflexiilor reale de reflexiile multiple“ — „aplicarea deconvoluției de contractare înainte de însumare“ — „însumarea înregistrărilor cu acoperire multiplă și aplicarea auto și retrocorelației“ — „stabilirea variantei de însumare care asigură cea mai bună atenuare a reflexiilor multiple, folosind însumarea totală, însumarea depărtată și însumarea selectivă“ — „deconvoluția predictivă“ — „filtrarea de frecvență și stabilirea filtrului optim“. Aplicarea acestui algoritm pe profilul studiat și analiza rezultatelor obținute prin folosirea metodelor și procedeeelor respective a condus la determinarea celui mai rațional algoritm de recunoaștere, cu cele mai mari șanse de valabilitate pentru zona Optași considerind condițiile seismogeologice comparabile, pe o arie mai mare, cu cele din profilul studiat. Acest cel mai rațional algoritm de recunoaștere este reprezentat de : „însumarea cu deconvoluție predictivă“ — „însumarea depărtată“ — „însumarea depărtată cu filtrare“.

Astfel de exemple privind determinarea celui mai rațional algoritm de recunoaștere pot fi date relativ la oricare din metodele de prospecțiune geofizică și la oricare din momentele procesului de propagare a informației geofizice.

La baza stabilirii algoritmului stă analiza. Analiza este în același timp, dintr-un punct de vedere, și prima fază a prelucrării informației geofizice în cei doi traductorii pe care i-am considerat ca operind în cea de a doua parte a transmiterii ei spre recepție.

Analiza este faza de formalizare a mesajelor purtate de informația geofizică, respectiv acea fază în care mesajele sunt transpusă în starea de a fi susceptibile de manipularea care să conducă la rezultat, adică la un aport de cunoștințe. Pentru geofizician există mesaje-date (informații geofizice) și mesaje-rezultate (modele geofizice) care le sunt asociate. Aceste mesaje trebuie formalizate și trebuie stabilită legătura dintre date și rezultate pentru ca să se poată traduce pe planul formelor transpunerea legăturilor care există pe planul semnificațiilor.

În general, spre deosebire de matematică, în domeniile nenumărate ca economia, biologia, meteorologia etc., după cum de altfel este cazul și în prospecțiunea geofizică, partea prelucrării poate fi uneori mai puțin dificilă însă trecerea de la sens la formă sau invers devine mult mai grea. În domeniul economic-administrativ, de exemplu, specialiștii sunt în consens în a admite că pot distinge două etape în procesul de analiză și anume :

— analiza funcțională, în care preocuparea esențială este de a da mesajelor o anumită formă ;



— analiza organică, avind drept scop stabilirea procedeelor de prelucrare a informației.

Părerea noastră este că și în prospecțiunea geofizică putem face aceeași distincție.

Un aspect deosebit de important al analizei este descrierea informației geofizice. Termenul de descriere, în acest context, constă în cercetarea, alegerea și definirea caracterelor sau, cu alte cuvinte, descompunerea informației geofizice într-o serie de elemente de mesaj, obiectivate. Ca mijloace de descriere pot fi următoarele: — inlocuirea datelor discrete, discontinue, uneori abundente, alteori parțiale, prin valori reprezentative sau prin curbe continue și, în unele cazuri, la o altă scară, astfel încât semnificațiile să apară mai evident; — folosirea suprafețelor de tendință sau altor procedee pentru separarea cîmpurilor cu diferite grade de regionalitate sau a părților utile față de perturbații; — analiza scărilor de variație care controlează variația verticală globală; — corelații simple și multiple, studiul legăturilor cauzale și al posibilităților de estimare a unor parametri cunoscind pe alții; — analiza multivariatională, atunci cînd mai mulți factori sau variabile independente influențează asupra unei informații geofizice, determinarea factorilor preponderenți și a ordinii de influență a lor, a ponderii cu care își exercită influență; — analiza similarităților care, aşa cum remarcă Byramjee et al. (1969), este insuficient folosită deocamdată în geoștiințe din cauza dificultăților care provin din polimorfismul constant al noțiunii de asemănare și din eterogenitatea frecventă a informațiilor supuse analizei etc.

În geofizica aplicată, dacă nu mai mult ca în alte domenii în orice caz într-o măsură foarte mare, analiza similarităților este o operație de dificultate notabilă. Numărul mare de procedee de prelucrare, de transformare a formei informației geofizice de care dispunem în prezent, necesitatea alegării unor parametri optimi care intervin în aceste prelucrări (parametri petrofizici, laturi de rețele, intervale de eșantionare, benzi de filtrare etc.) ne pune adesea în situația de a face o alegere judicioasă și care, de fapt, conține unele elemente de arbitrar. În multe cazuri, buna corelație statistică ce se constată între rezultate obținute pe cai diferențe ușurează totuși situația. Astfel, pe de o parte statistică, pe de altă parte experiența, pot influența în mod pozitiv metodele, procedeele și tehniciile cele mai indicate, cele mai adaptabile atât la natura informațiilor geofizice de care dispunem cât și la cea a problemelor puse, asigurînd astfel o sansă certă de determinare a celui mai rațional algoritm de recunoaștere.

Modelul geofizic

Termenul de model, mult utilizat în științe de mai bine de un secol, are înțelesuri diferite.

În matematică și în logică, modelarea este o operație interlingvistică de interpretare a unui sistem de semne într-un alt sistem; aceasta constă din a pune în corespondență fiecărui termen primitiv un alt termen și fiecărei operații o altă operație corespunzătoare, având ace-



leași proprietăți formale. Pe această cale se trece de la original la model.

În fizică, după cum este cazul și în alte discipline experimentale, se pleacă de la unele proprietăți cunoscute, observate, măsurate etc. și prin intermediul unei analogii se conchide asupra unei structuri, proprietăți și relații care, o dată admise, dau un înțeles datelor de la care s-a plecat. În construirea unui astfel de model certe sănt, în primul rînd, consecințele care rezultă din structura adoptată, presupusă, deoarece acestea au fost controlate experimental, și nu structura ca atare. În consecință, coerenta logică și capacitatea explicativă sănt cele două elemente de bază, de o hotărîtoare importantă, a construcției rationale care stă la baza elaborării modelului. După cum rezultă din cele de mai sus, valoarea unui model într-o disciplină experimentală poate fi deci judecată din două puncte de vedere și anume: al capacitatii sale de cuprindere a faptelor experimentale determinate, precum și al valorii de adevăr a supozitiiilor, a ipotezelor implicate în modelul respectiv.

Este important de precizat că, de fapt, nu se poate vorbi de reguli sau de canoane stabilite pentru elaborarea de modele în științe. Elaborarea unui model presupune în general, cel puțin trei etape mai importante: construirea modelului, studierea proprietăților acestuia, extrapolarea sau transferul unor concluzii de la model la original.

Un rol de prim ordin în conceperea și construirea unui model îl joacă experiența teoretică și practică a celui care îl elaborează, educația și formația gîndirii sale teoretico-științifice. Un model nou creat trebuie întotdeauna raportat la teoriile, ipotezele și modelele existente, la tehniciile experimentale, de măsurare, de care dispune disciplina științifică respectivă în momentul creării acestuia. În științele experimentale, cele două surse de influență — teoretică și practică-experimentale — se îmbină, se întrepătrund și fuzionează în activitatea de creare a unui model.

În multe științe experimentale, cum este de altfel și cazul geofizicii aplicate, este necesar să se recurgă la modele, ideale (logicomatematice) sau materiale, atunci cînd sănt privați de posibilitatea de a acționa direct asupra obiectului cercetat din cauza proprietăților acestuia, a depărtării sau inaccesibilității lui ori a unor interdicții de o altă natură.

Modelul și modelarea nu trebuie privite ca un scop în sine; dimpotrivă, ele trebuie să conducă la stimularea cercetării originalului, să sugereze noi ipoteze privind structura și proprietățile obiectului cercetat.

Modelele pot fi clasificate după mai multe criterii. În contextul în care discutăm despre noțiunea de model, reținem deocamdată următoarele două tipuri importante de modele:

— „analoage“, respectiv acelea la care originalul și obiectul-model au aceeași structură, putînd fi confecționate uneori chiar din același material;

— „omoloage“, la care obiectul-model este confecționat din alt material avînd însă o similitudine de funcție.



Din considerațiile generale de mai sus se desprinde concluzia că termenul de model este lipsit de univocitate și că poate fi folosit pentru a desemna concepte diferite. De aici apare necesitatea de a se preciza de fiecare dată acceptația în care este folosit. Se poate totuși distinge o trăsătură comună, prezentă în fiecare din acceptările pe care le putem adopta și, anume, prezența unui raport de corespondență între elementele a două sisteme — originalul și modelul — și dezvoltarea pe baza acestuia a unui raționament prin analogie.

În prospectiunea geofizică suntem confruntați nu cu probleme directe ca în alte științe experimentale — cum ar fi de exemplu fizica —, ci cu probleme indirecte sau inverse. Practic, este vorba de a determina localizarea în subsol, forma și dimensiunile, natura și tipul geologic-mineralogic și, în general, de a stabili o imagine cît mai completă asupra obiectului sau obiectelor geologice de prospectat, inaccesibile observației directe, din niște informații geofizice ca rezultat al unor măsurători de cîmpuri fizice efectuate și raportabile la suprafața pămîntului.

Din cauza acestei situații particulare în care geofizicianul își desfășoară activitatea să, apare necesitatea ca el să opereze în mod frecvent cu modele geofizice. De la început trebuie să ne fie clar că pentru a construi un model este necesar a simplifica. Este de asemenea necesar ca aceste modele să fie flexibile, versatile, să aibă caracteristici care pot fi repede și ușor testate pe baza informațiilor geofizice, petrofizice și geologice de care se dispune. Dacă potrivirea nu este bună, atunci modelul trebuie modificat, uneori printr-un proces de aproximări succesive, pînă cînd va corespunde cel puțin în limite satisfăcătoare. Un astfel de model geofizic va deveni folositor numai atunci cînd va fi capabil să reproducă cele mai semnificative trăsături caracteristice ale informațiilor de la care s-a plecat la elaborarea și optimizarea lui. Nu trebuie uitat însă că este posibil, mai mult chiar că este probabil, ca să determinăm și alte modele care să satisfacă aceleasi informații de la care se pleacă. Aceasta este un aspect care derivă din ambiguitatea fundamentală a metodelor geofizice. De aceea, abordarea unui model geofizic trebuie întotdeauna să fie pluralistă. Niciodată nu vom putea găsi un model univoc determinabil, care să îmbrace toate cauzele efectelor cuprinse în informațiile pe care le avem la dispozitie și care să funcționeze ca o reprezentare unică și completă a obiectului geologic prospectat.

Așa cum remarcă Robinson (1967), un model științific, în cazul nostru un model geofizic, reprezintă încorporarea teoriei și rezultatelor experimentale — măsurate sau înregistrate — furnizate de prospectiunea geofizică. Din necesitate, el trebuie să reprezinte un compromis între simplitate și realitate. Niciodată nu va putea fi un model atotcuprinsător. Mai presus de orice, un model trebuie să încorporeze informațiile practice doarece rolul său interpretativ trebuie să corespundă necesităților practice.

Modelele geofizice, avînd funcția de reprezentări, de imagini ale structurii ascunse a subsolului, sint în fond niște modele matematice; forma de prezentare a modelului, conținînd caracteristicile acestuia, este grafică, adaptată și paralelizată formelor de reprezentare



folosite în științele geologice. Din acest punct de vedere credem că nici o confuzie nu este posibilă.

Vorbind despre modele matematice, trebuie să ne reamintim că acestea se împart în două clase principale: „modele analitice“ și „modele de simulare“. Cu toate că aceste două clase se întrepătrund și, chiar sunt identice în anumite privințe, se poate face totuși o distincție între ele luând drept criteriu scopul urmărit. Dacă scopul este de a simplifica, trebuie să considerăm modelul ca avind o natură analitică. În acest sens, folosirea metodelor statistice, a analizei de tendință, a analizei armonice etc. sunt analitice prin aceea că încercă să simplifice relațiile, raporturile dintre cauză și efect. Modellele de simulare nu încearcă neapărat să simplifice, dimpotrivă, rolul lor este în general de a explica. Modelul de simulare este construit în aşa fel încit să posedă, pe cit posibil, însușirea de a fi o copie a obiectului geologic prospectat astfel încit, prin comportamentul identic sau măcar comparabil cu al acestuia, să ne ajute la explicarea fenomenelor fizice măsurate care sunt asociate lui și prin aceasta să obținem un aport de cunoștințe asupra acestuia.

În fapt, componentele unui model de simulare sunt dezvoltate inițial ca modele analitice și, chiar în faza finală, optimizată, modelul geofizic de simulare poate conține componente care reprezintă în sine relații analitice, uneori relații statistice simple.

Geofizicianul, în activitatea sa, operează cu ambele clase de modele matematice. Este clar însă că modelul geofizic final, ca rezultat al interpretării informației geofizice, este un model de simulare.

Discutînd despre modele de simulare în științele geologice, Harbough și Merriam (1968) ajung la concluzia, de altfel corectă și după părerea noastră, că majoritatea modelelor de simulare sunt atît adevărate cît și false. Aceasta din cauză că unele dintre relațiile incorporate în model sunt de dorit să fie adevărate, în sensul în care apar în natură; cu toate acestea, orice model este în mod obiectiv incomplet și prin aceasta fals. Totuși, valabilitatea unui model de simulare nu constă în faptul că el ar fi „adevărat“, ci că ajută la emiterea unor ipoteze care pot fi, la rîndul lor, riguroș testate.

Considerînd modelul geofizic ca o formă de model matematic, cum de altfel și este, nu putem să eludăm problema posibilităților de calcul prin care se realizează acesta.

În trecut, modelele geofizice, din necesitate, au fost foarte simplificate. Un exemplu elovent în acest sens îl reprezintă modelarea în gravimetrie. Posibilitățile de calcul numeric, reduse la rigla de calcul sau la mașinile manuale ori, ceva mai tirziu, electrice de calcul, au proliferat folosirea ca modele ale surselor de anomalii gravimetrice corpuri geometrice simple ca sfera, cilindrul orizontal infinit, cilindrul vertical semiinfinite, treapta dreaptă sau înclinată etc. pentru care modelul analitic (formula de calcul) este simplă iar calculul numeric se putea realiza ușor cu mijloacele la care ne-am referit mai sus. Asimilarea unui masiv de sare cu un cilindru vertical semiinfinite sau a unei structuri anticlinale cu un cilindru orizontal infinit reprezinta însă o suprasimplificare a situației geologice reale. În unele cazuri, cu un model matematic simplificat plecînd de la



potențialul logaritmic al lui Neumann, s-au putut construi modele mai apropiate de realitatea geologică realizându-se secțiuni în ipoteza simplificatoare a bidimensionalității structurii geologice, deci a conservării secțiunii respective cu riguros aceleași caracteristici pe o direcție orizontală, ortogonală pe secțiune și extinzindu-se între plus și minus infinit, folosind abace și graticule, în fapt evaluări pe cale grafică și calcule de efecte totale de atracție prin operațiuni aritmetice simple. Aceasta, deși limitată la conceptul de sursă bidimensională de anomalie gravimetrică, a reprezentat totuși un pas important înainte în realizarea de modele de simulare în gravimetrie, asigurînd obținerea de reprezentări a structurii geologice ascunse mult mai apropiate de realitate. Aceeași situație a fost și în prospecțiunea seismometrică, cînd plecindu-se de la seismograma înregistrată oscilografic, avînd semnalul seismic deja prelucrat înainte de înregistrare (amplificat, filtrat, mixat etc.), se trecea direct la secțiunea de adîncimi în ipoteza propagării undelor elastice după legile opticii geometrice și folosind valori constante pe domeniul de adîncime pentru vitezele de propagare a undelor elastice, reflectate sau refractate; și în acest caz, modelul analitic era simplu, iar calculele numerice se puteau realiza cu aceleași mijloace de asemenea simple. Am putea extinde exemplele și la alte metode de prospecțiune geofizică, însă credeam că nu mai este cazul.

Cu tot caracterul lor suprasimplificat, nu se poate contesta că astfel de modele geofizice de simulare au jucat un rol deosebit de important la vremea lor, atât pentru avansarea gradului de cunoaștere geologică a subsolului, cit și pentru dezvoltarea, progresul și rafinarea metodelor geofizice de prospecțiune.

O dată cu introducerea și dezvoltarea calculului electronic, frontierele posibilităților modelării matematice s-au lărgit foarte mult. Cu capacitatea mare de memorie a noilor generații de calculatoare pe de o parte și beneficiind de progresul realizat pe parcurs în ceea ce privește fundamentarea teoretică în toate metodele de prospecțiune geofizică — avînd drept rezultat modelele analitice reprezentate de relații matematice mult mai complexe — cit și în ceea ce privește experiența practică reflectată în construcția de aparatură geofizică din ce în ce mai maniaabilă, mai precisă, mai diversificată și mai rafinată, pe de altă parte, este posibil acum să elaborăm și să optimizăm modele geofizice de simulare care să încorporeze un număr mult mai mare de evidențe empirice, de mesaje purtate de informațiile geofizice, petrofizice și geologice care există ca date de plecare în modelarea actuală. Astăzi, o secțiune de timp de pildă, obținută cu aparatura cu înregistrare magnetică analogică sau digitală, migrată după prelucrările adecvate specifice, devenite curente și la care s-au folosit legitățile determinante în zona respectivă pentru variația atît pe verticală cît și pe orizontală a vitezelor de propagare a undelor elastice, conduce la o secțiune de adîncimi care, ca model geofizic, este incomparabil mai aproape de realitatea geologică decit se putea realiza mai demult plecînd de la seismograma oscilografică.

În viitor, este de așteptat ca modelele geofizice să reprezinte din ce în ce mai mult într-un mod mai just atît teoria cît și informația



geofizică sau, cu alte cuvinte, atât analiza teoretică cît și evidența empirică, în contextul celorlalte informații de natură petrofizică și geologică. Pe această cale, lacuna, pe care o simțim încă destul de intens în multe situații concrete (dintre teorie și observație), va putea fi unită printr-o punte, prin aceasta îmbogățindu-se și completindu-se cadrul conceptual în care activează geofizicianul, cadru conceptual care va genera desigur noi și noi metode ori tehnici de realizare a modelelor geofizice de simulare.

Modelele geofizice de simulare pot îmbrăca diferite forme de reprezentare grafică; toate însă au aceeași trăsătură comună prin aceea că ne oferă o imagine — mai mult sau mai puțin apropiată de realitate în funcție de posibilitățile și limitările metodei geofizice, care furnizează informațiile cît și de gradul de complexitate al alcăturii geologice — a structurii geologice ascunse a subsolului.

Așa cum s-a precizat de la început, privit prin prisma teoriei comunicării și a informaticii și integrat în contextul mai general al legităților gnoseologiei, procesul de interpretare geologică a informației geofizice ne apare ca un proces complex dar unitar în desfășurarea lui, care are ca punct de plecare informația geofizică produsă de corpul geologic de prospectat și se încheie cu modelul geofizic de simulare al cărui rol este de a furniza o imagine mai mult sau mai puțin simplificată a structurii geologice ascunse a subsolului.

Deși frecvent folosite în limbajul curent, termenii de informație și model reprezintă noțiuni de o largă generalitate și acesta este principalul motiv pentru care sunt utilizati cu sensuri diferite.

O primă confuzie privește termenii de „informație“ și de „mesaj“, care sunt adeseori substituți unul celuilalt. Uneori se acceptă pentru mesaj sensul că ar reprezenta însăși documentul scris sau informația transmisă oral, alteori — ca de exemplu în artă, dar nu numai în acest domeniu — fiind identificat cu conținutul de idei.

Aceeași situație privește și termenul de „model“. Noțiunea de model nu poate fi desprinsă de cele de original și de copie. Pentru un pictor, modelul este tocmai originalul care pozează pentru tabloul pe care îl realizează; în multe alte situații este folosit, cu sensul corect, de copie a unui original.

Ca în orice ocazie cînd avem de a face cu noțiuni de largă generalitate, sunt necesare opțiuni judicioase care să le confere un conținut corect în domeniul în care sunt folosite. Este ceea ce a încercat autorul în această lucrare.

BIBLIOGRAFIE

- Arsac J. (1973) Informatica, Editura enciclopedică română, București.
 Byramjee R., Combaz A., Dupuy M., Etienne J., Fouck J. M., Gounon B., Jekhowski B., Leroy F., Sourisse Cl. (1969) Méthodes modernes de traitement de l'information géologique sur ordinateur, Editions Technic, Paris.



- Ebed A. A. (1978) Condiții de formare și procedee de atenuare a reflexiilor multiple. Aplicații în prospecțiunea seismică a structurilor de platformă, Universitatea din București, Facultatea de Geologie și Geografie, București (Rezumatul tezei de doctorat).
- Guiașu S., Theodorescu R. (1965) Matematica și informația, Editura științifică, București.
- Harbough J. W., Merriam D. S. (1968) Computer applications in stratigraphic analysis, John Wiley and Sons Inc., New York.
- Robinson E. A. (1967) Multichannel time series with digital computer programs, Holden-Day Inc., San Francisco.

THE GEOPHYSICAL MODEL OF SIMULATION AND ITS ROLE IN THE GEOLOGICAL INTERPRETATION OF THE GEOPHYSICAL INFORMATION

(Summary)

Considered from the point of view of the Communication theory, the geological interpretation of the geophysical information process discloses some new theoretical and practical aspects, contents and significances.

A thorough analysis of what represents in fact the geophysical prospecting reveals that any geophysical signal produced by different physical phenomena used in this activity checks up a unique relationship called "the general equation of the geophysical prospecting". According to this equation, the observed geophysical signal represents the convolution of the geophysical information produced by the geological buried bodies with a transfer function depending on the characteristics of the geological medium at which noise is to be added.

As it is shown in this paper, considered from the points of view of Informatics and Communication theories and integrated in a more general context of Gnoseology, the geological interpretation of the geophysical information appears as a complex but unique process in its development, that starts with the geophysical information produced by the geological body to be prospected and finishes with the simulation geophysical model, the last having the role to furnish a more or less simplified image on the unknown geological structure of the subsoil.

Although frequently used, the terms of information and model represent notions of large generality and this is the main justification for their use with different meanings.

A first confusion is related to the terms of information and message that sometimes replace each other. Usually the message is accepted to represent written or oral information. Other times, i.e. in the fine arts but not only in these domains, this term is identified with the content of ideas.

The same situation concerns the term of model. The notion of model cannot be separated from those of original and copy. For a painter, the model is the original itself that has posed for the picture carried out; in many other



circumstances this term is used with its correct meaning, that is the copy of an original.

As in other instances when general notions are used, there are necessary options regarding their correct content in a certain domain. This paper is a trial with this aim.

DISCUTII

R. Dimitrescu : Anomalia aeromagnetică de la Adâncata ar putea fi provocată de prezența unui corp anortozitic sau charnockitic în fundimentul cristalin. Asemenea corpuri sunt cunoscute în R. S. Moldovenească, R. S. Ucraineană și R. P. Polonă.

R. Botezatu : În principiu, desigur că este posibil. Această ipoteză nu a fost luată în considerare deocamdată, însă este de reținut pentru viitor.



GEOTHERMAL PROSPECTING OF COMPLEX SULPHIDE MINERALIZATIONS¹

BY

SERBAN VELICIU², MIHALACHE ROMAN³

Geothermal anomaly, heat generation, oxidation of sulphides bodies, reaction heat.

Sommaire

La prospection géothermique des minéralisations des sulfures complexes. La chaleur dégagée pendant les réactions chimiques externes des zones d'altération des minéralisations de sulfures polymétalliques engendre des anomalies géothermiques qui peuvent être détectées par la technique de mesure de la température à une profondeur de 2 m dans le sol. Dans le cas de l'oxydation de la pyrite, l'amplitude de ces anomalies peut atteindre 2—3°C.

La prospection géothermique nous offre une possible méthode de séparation des minéralisations de sulfures situées dans les roches graphiteuses.

Deux exemples de prospection géothermique et de prospection géoélectrique mises en pratique dans des aires à roches graphiteuses et minéralisations de sulfures, situées dans les Monts Bistrița (les Carpathes Orientales) ont prouvé expérimentalement la possibilité d'améliorer l'interprétation géologique des données géophysiques d'observation.

Introduction

Field observations which have been done in time, have shown that in the alteration zones of polymetallic sulphide deposits, where exothermal chemical reactions with active oxygen participation are present, detectable geothermal anomalies are mapped by means of surface

¹ Received on April 9, 1984, accepted for communication and publication on April 10, 1984.

² Institutul de Geologie și Geofizică, București.

³ Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice, București.

temperature measurements. Although the endothermal reactions are also associated to the alteration processes, they are not so important and the thermal balance is very positive in almost all cases (Kappelmeyer, Haenel, 1974).

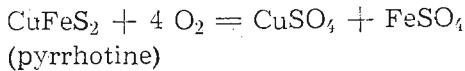
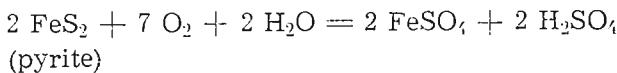
First investigations of this kind, which are quoted in relevant literature, are the temperature measurements at 2 m in soil over a pyrite deposit in Waldsassen — Germany (Paul, 1939). In Czechoslovakia, Krčmár, Masin (1970) have reported a more complex study and obtained anomalies with amplitudes of 2—3°C, in the zone of some veins, which are mineralized by complex sulphides. In our country, this kind of investigations were not known until now.

PHYSICO-GEOLOGICAL PREMISES TO APPLY THE GEOTHERMAL METHOD FOR PROSPECTING THE COMPLEX SULPHIDE MINERALIZATIONS

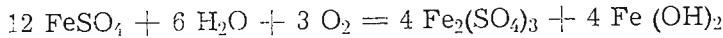
The geothermal anomalies are determined in the presence of the sulphide deposits by the thermo-dynamic equilibrium in chemical oxidation reactions, which are specific to the alteration zone, on one hand, and on the other hand by the hydrogeological and deposit conditions which permit or not these reactions (Smirnov, 1954).

Several authors' studies (Saukov, 1954; Sato, Moonéy, 1960) have settled the relations between the heat quantity during chemical reactions of polymetallic sulphide alteration and the composition and the quantity of components within these reactions, the components' phase, the pressure and temperature conditions.

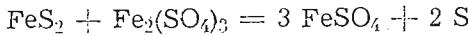
So, the precipitations water contains 2.5—3% gases of which about 30% O₂, 60% N, and 10% CO₂. Reaching mineralized zones, the stream water determines the metallic sulphide oxidation, as follows :



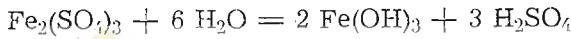
Ferrous sulphate, in low acidity solutions and in the presence of free oxygen, is not stable and becomes ferric sulphate :



Under the conditions of the oxidation zone, ferric sulphate is very active in comparison with pyrite :

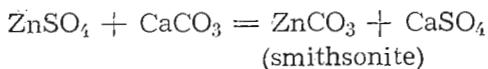
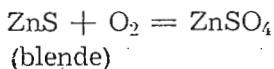


In neutral or low acidity solutions, ferric sulphate is not stable and easily hydrolyzes, forming sulphuric acid and ferric hydroxide which decomposes itself as goethite and hydrogoethite :



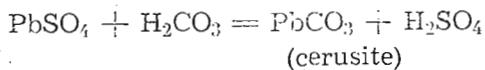
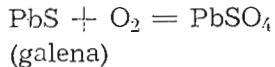
As far as the the solutions penetrate deeper into the mineralized zone, they lose oxygen and, at a certain depth, ferric sulphate is not forming anymore. Ferric sulphate inside the solution hydrolyzes or reacts with pyrite and becomes ferrous sulphate. Thus, after these chemical reactions, on the upper part of an ore body prevail ions of trivalent iron and the solutions' character to oxidize is much more powerful.

The oxidation reaction for the blende is the following :



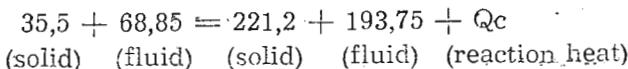
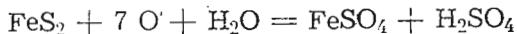
When in the solution is present colloidal silica that appears from the silicate decomposition, zinc silicate is forming.

Galena oxidizes itself in a similar way as blende :



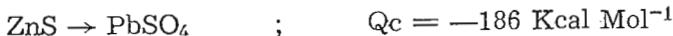
Lead sulphate is less soluble than zinc one and, combining with H_2CO_3 , forms cerusite.

The thermodynamic equilibrium of the chemical reactions is expressed by two independent variables : "pH" representing the influence of the hydrogen ions and "E", oxidation potential; representing the electrons-influence. On the other hand, reaction heat of a thermodynamic transformation at the constant pressure (this case is often met at the alteration phenomena of polymetallic sulphide deposits), is equal to the system's enthalpy and does not depend but to initial and final stage. Reaction free enthalpy can be calculated knowing free enthalpy of the ions from the solution (D'Ans, Lax, 1949) :



Heat per gram-molecule is indicated by chemical symbols. Reaction heat can be easily calculated, because both members of the thermal equation must be equal (Hess's axiom). It results $Q_c = -311,2 \text{ Kcal Mol}^{-1}$, minus signifying the presence of an exothermal reaction.

Reaction heat from galena's and blende's oxidation was similarly determined :



Hydrogeological and deposit conditions favorable for geothermal anomalies

Alteration processes take especially place within polymetallic sulphide deposits and heat can be generated in connection to their oxidation zone. Factors, that have an influence on this kind of deposit alteration, are classified as regional factors (climate, erosion, rate) and local ones (mineralogical composition, texture, character of surrounding rocks, deposit stratigraphic conditions).

Climate influence is determined by yearly average temperature and precipitations in the region. High ambient temperature favours alteration processes and the water from precipitations determines the concentration degree of the solutions that circulate in the upper zones.

Generally, alteration processes develop within a long period of geological time. When the erosion takes quickly place and exceeds the alteration rate of the useful minerals, then, there is no alteration zone practically. If the erosion is slower than the alteration, then the oxidation can be active at a relatively great depth. For example, we remember the case of USA Elny's deposit, where 15% pyrite was oxidized in one year up to 15 m depth ,after the artificial descent of the hydrostatic level.

The mineralogical composition more and more influences the alteration processes, because the value of the alteration rate for different minerals varies in a wide range. So, pyrrhotine and blende easily oxidize in comparison with galena. If the pyritous ores are altered (they are the most active from the point of view of alteration reactions) they are profoundly oxidated and, under these conditions, H_2SO_4 is forming and strongly acts on the other sulphides, accelerating the oxidation reactions.

It is difficult to quantitatively assess the influence of the above factors on the heat released by chemical reactions specific to the alteration zone. Our field observations indicate a coefficient which diminishes temperature values as a result of summing these factors' action. This fact can explain the lower amplitudes of the measured geothermal anomalies, in comparison with the results of theoretical calculation.

The amplitude of the geothermal anomalies generated by the oxidation of polymetallic sulphide mineralizations

Heat released during chemical reactions in the alteration zone of the sulphide deposits adds to the heat flow and generates some temperature positive anomalies near the soil surface. In order to quantitatively evaluate the contribution of reaction heat to establish the soil temperature, Kappelmeyer, Haenel (1974) have integrated the equation of thermal conduction for one variable ("z" depth) into steady regime :

$$K \left(\frac{d^2T}{dz^2} \right) = q$$



Taking into consideration the temperature jump at the soil surface ($z = 0$) equal to $T - T_0 = q/\alpha$, the equation solution becomes :

$$T = T_0 + (qc/\alpha) (1 + \alpha z/Ks)^{-1}$$

where $T = T(z)$ represents the temperature distribution versus depth T_0 represents air temperature at soil surface, qc represents heat per unit of time and surface generated by alteration chemical reactions, α represents thermal transfer coefficient at soil surface, (2×10^{-4} cal $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{C}^{-1}$). Ks represents soil thermal conductivity (3×10^{-3} cal $\text{cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{C}^{-1}$).

This solution permits to calculate the heat released during exothermal reactions of polymetallic sulphide alteration in order to generate a temperature anomaly with the amplitude of 1°C at soil surface and also at 1, 2, 4, 10 and 50 m depths (table 1).

TABLE 1

Heat generated during sulphide oxidation reactions in order to sustain some anomalies of 1°C at various depths

Depth Z(m)	0	1	2	4	10	50
Generation of heat q (cal/cm ² s)	$2,0 \times 10^{-4}$	$2,6 \times 10^{-5}$	$1,4 \times 10^{-5}$	$7,2 \times 10^{-6}$	$3,0 \times 10^{-6}$	$0,6 \times 10^{-6}$

Data examination from table 1 shows that for the existence at soil surface of an anomaly of 1°C amplitude, it is necessary to generate 2×10^{-4} cal $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (8360 mWm^{-2}), which exceeds by about 100 factor, the "normal" value of terrestrial heat flow. In order to sustain an anomaly with the amplitude of 1°C at 2 m depth, it is necessary to generate $1,4 \times 10^{-5}$ cal $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (585 mWm^{-2}) which represents the equivalent of ten times the average of terrestrial heat flow.

Knowing the heat which determines a 1°C rising of temperature, we can calculate the quantity of substance that has to decompose in alteration reactions of polymetallic sulphides, in order to sustain such a value of geothermal anomaly amplitude, in accordance with the heat per gram-molecule (table 2) :

$$m_c = q_c/Q_c$$

It is interesting to point out that this calculation's results ask about the explanation given for some geothermal anomalies identified in the areas of complex sulphide mineralizations. So, in Cavnic and Baia Sprie mines (Maramureş region), in the galleries from the XIIIth and XVIth levels, temperatures of 40 and 45°C have been recorded. Regarding thermal problems in the mining works of this zone, it was



TABLE 2

The quantity of sulphides decomposed in order to sustain an anomaly of 1°C

Chemical reaction	Reaction heat		kg/m ² year, at depth of :		
	(cal/Mol)	(cal/g)	2m	4m	50m
$\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeSO}_4$	311×10^3	$2,59 \times 10^3$	1,71	0,88	0,07
$\text{FeSO}_4 \rightarrow \text{Fe}_2(\text{SO}_4)_2$	43×10^3	$0,28 \times 10^3$	15,80	8,74	0,68

given the hypothesis of heat source, which may be represented by exothermal reactions of complex sulphide alteration. Because oxidation reactions characterize upper levels, where oxygen concentration is higher, and on the other hand, according to the calculations, it would be necessary during one year of at least 700 g pyrite per m² in order to maintain a 40°C temperature in the gallery, we consider the least valid the above hypothesis, under the conditions of so deep levels. It is very probable that the above geothermal anomaly has a hydrogeothermal origin, certified by the mapping of some emergencies of thermal waters, in the mentioned galleries.

Conclusions regarding the conditions for the generation of geothermal anomalies

Physico-geological, geochemical and thermodynamic considerations on the alteration processes of metallic sulphide mineralizations permit us to state the following remarks about the geothermal anomalies of these deposits : (1) The anomalies are generated near an ore body which present zones situated above the hydrostatic level characterized by free oxygen abundance ; (2) The ore which constitutes the deposit must be oxidizable. The minerals that generate strong geothermal anomalies are pyrite and pyrrhotine ; (3) In the case of oxidation processes of polymetallic sulphides, the anomalies are very positive and relatively stable in time ; (4) The amplitude of generated geothermal anomalies can reach 3—4°C, taking into account the system free enthalpy ; (5) Field observations suggest the existence of some more intense geothermal anomalies in the case of disseminated mineralizations in comparison with massive ore bodies. This can be explained by some active and greater surfaces, in the first case.

The generation conditions of geothermal anomalies near the polymetallic sulphide deposits are mostly similar to those required by the occurrence of geoelectrical self-potentials (S.P.). Self-potential anomalies have been brought into view also in the presence of graphite, being caused by the difference among oxido-reduction potentials of the waters



which flow at various depths. (Taking into account the variation of oxygen concentration of water versus depth, graphite deposit can be considered as an oxygen galvanic element.) Laboratory investigations have shown that graphite appears as a stable element from the chemical point of view and oxidation processes are not specific to it. Therefore, under certain geological conditions, the separation of some polymetallic sulphide mineralizations from graphitous schists is possible by means of geothermal prospecting, where mineralizations cannot be outlined without ambiguity by electrometry.

GEOTHERMAL ANOMALIES GENERATED BY COMPLEX SULPHIDE MINERALIZATIONS FROM THE EAST CARPATHIANS' CRYSTALLINE-MESOZOIC ZONE (BISTRITA MTS)

The main purpose of the author's geothermal investigations in two zones from Bistrița Mts constituted, on one hand, a collection of some data regarding the way how are reflected in geothermal anomalies, mineralizations of polymetallic sulphides from Crystalline Mesozoic Zone of the East Carpathians, being also the first methodical treatment of this problem in our country (Veliciu, 1972; 1973), on the other side, the geothermal investigation of some geoelectrical anomalies of the self-potential, with the view to reduce the ambiguity in the interpretation of their geological causes. The respective zones, Grințieș and Fluturica, have been already geologically mapped in details (Vlădescu et al., 1971; Nedelcu et al. 1972), who brought into view several polymetallic mineralisations.

Geothermal investigations have been done for each zone parallelly with geoelectrical prospecting, by means of about 1000 measuring points of temperature at 2 m depth in soil, in a network of profiles from E to W perpendicularly to structural trend. The choice of a spacing of 20 m between measuring points was done, taking into account the results of Fourier's analysis for lateral distribution of the temperatures.

Geological setting of the Grințieș zone

From the geographical point of view, the area geothermically investigated in Grințieșul Mare, is located in the south of Bistrița Mts. Though this area occupies a relatively small surface for a better statement of premises to explain the geophysical data, it is necessary an outlook to a more regional geological context.

The area indicated by the map in figure 1 belongs to the Crystalline-Mesozoic zone of the East Carpathians where outcrop mostly crystalline epimetamorphic formations from the Upper Proterozoic — the Paleozoic Age. At S.SW. (outside the map's frame) is situated the contact with the crystalline formations of Upper Ante-Proterozoic (Rărău mesometamorphic series).

The crystalline formations of the Upper Proterozoic Age are represented by a series which was metamorphized under the conditions of green schists facies named Tulgheș series (or acid volcanogen-sedi-



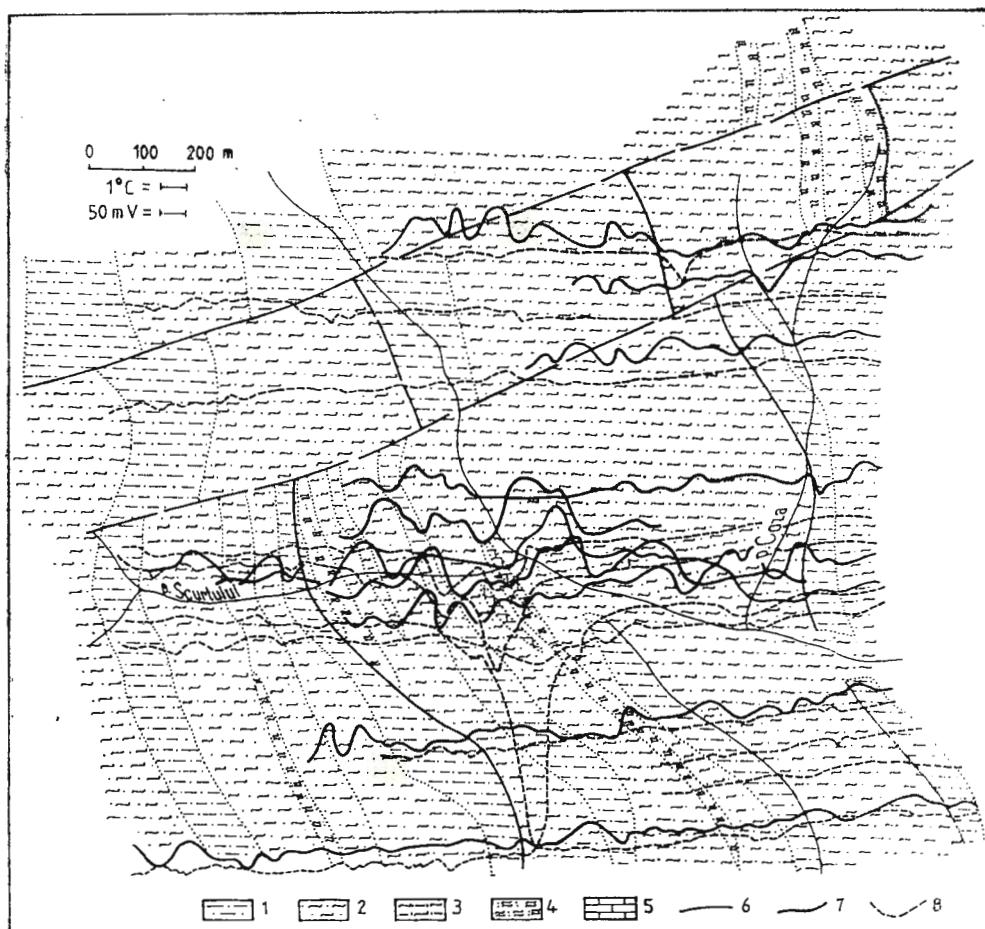


Fig. 1. — Geothermal anomalies and S.P. in the Grinties zone (Bistrita Mts).
 1, porphyrogenic rocks; 2, sericite-chlorite schists; 3, chlorite schists; 4, graphite schists and black quartzites; 5, limestones schists; 6, faults; 7, temperature profile; 8, geoelectrical self-potential profile.

mentary series), within which several stratigraphic complexes can be distinguished (Bercia et al., 1976). At the series base is situated a terrigenous complex composed of an alternation of graphitous schists, chloritous schists and sericite-chloritous schists where black quartzites are inserted. This complex's characteristic is the association of graphite black quartzites with manganese silicates and carbonates.

On black quartzites complex, in normal succession follows middle volcanic complex composed of sericite-chlorite schists, less graphite sericite schists, rarely black quartzites which alternate with acid meta-tuffs and rare intercalations of green tuffs.

The upper volcanic complex normally overlies middle complex. This is composed of acid metatuffs and chlorite schists, sericite-chlorite schists (terrigenous one). At the upper side of the complex, two green schists levels are separated (basic tuffaceous rocks). Different from medium volcanic complex, upper volcanic complex is characterized by a large development of acid metatuffs. Volcanic-sedimentary ores of complex sulphides in the south of Bistrița Mts (Leșul Ursului) are inserted in a stratigraphic horizon rich in acid metatuffs which is situated at upper side of this complex.

From surface geological mapping as well as from drillings in the region, we can conclude that the formations of mesometamorphic series (Rărău gnaiss series) overthrusted the crystalline formations of Tulgheș series. The overthrust was done at the end of the Cretaceous after Laramian movements.

The epimetamorphic series forms, as in the map from figure 1, a syncline which has on the flanks, the older formations of lower graphite terrigenous complex. Generally, the folds are overfelt towards east and there are overthrusting tendencies along some directional faults. Plicative structures were affected by longitudinal and transversal fractures, which determined structural compartments into different formations.

In the zone we have geothermically investigated appear numerous zones of limonitic and hematitic alteration, which sometimes look like the gossans (iron hats). Vlădescu et al. (1971) describe some mineralized points which are economically interesting and which have later become the subject of easy mining works. So, in the center of the zone, at the confluence of Pîrîu Scurtului and Grintieș Valley, was described a pyrite mineralization. Pyrite mineralization, galena's, blende's and chalcopyrite's occur within the sericite schists, passing to metatuffites and present as ideomorphic crystals disseminated among the schists. From the chemical analysis have resulted the following contents : Cu = 2,42% ; Pb = 0,004% ; Zn = 0,24%.

Electrometric prospecting with self-potential technique (Roman, 1972), which is done in a profile network (50×5 m and 100×5 m), has disclosed on Pîrîul Scurtului a S.P. negative anomaly with values exceeding -400 mV, extending on about 400 m along the profiles (fig. 1). The form, the amplitude and the extension of the S.P. anomaly have been correlated with the presence of a complex of chlorite schists and sericite-chlorite ones with graphite, where may appear mineralized zones as impregnations.

Geothermal anomalies in the Grintieș zone

The debate on the measurement data (according to the methods we have mentioned before) has permitted to draw the geothermal map for the Grintieș zone. The map with revolving profiles of the temperature distribution at 2 m depth (fig. 1) stresses some anomalies' existence.

The analysis of physical intermediary, by which the heterogenities inside the soil can command the distribution of the temperature



field near the soil surface, indicates a correspondence both with variations of thermal conductivity of diverse types of rocks and with the heat generated by local sources.

The measurement data regarding the contrast among thermal conductivities of various types of epimetamorphic crystalline schists give us a limited variation range, so that the influence of local structure and of the tectonics on temperature field distribution, owing to the dissipation of regional heat flow, is not so important and manifests itself on the investigated profiles as some irregularities of temperature measured curves. These irregularities cannot exceed 1°C.

Positive geothermal anomalies having amplitudes of more than 1°C, are related to the presence of polymetallic sulphide mineralizations, whose alteration phenomena constitute local geothermal sources. A positive anomaly individualizes because of temperature values amplitude and its extending in space. This anomaly is situated in the middle of the map from figure 1, at the confluence of Piriul Scurtului with Grințieș Valley. Here, temperature relative values reach 2.5—3°C and their correlation among measuring profiles in the middle of the perimeter leads to the discrimination of three "anomalous bands" directed approximately from north to south. If we compare the location of the geothermal anomaly with the situation of mineralized outcrops described by Vlădescu et al. (1971), we can remark their good correlation.

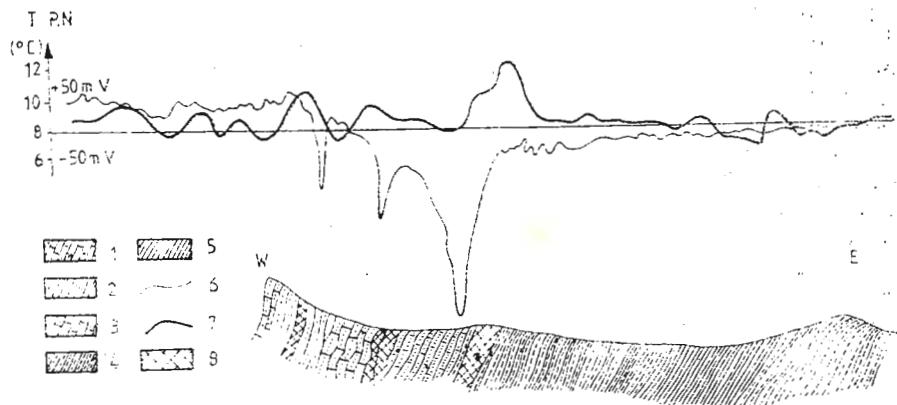


Fig. 2. — Geothermal and self-potential profile (S.P.) in the Grințieșui Mare zone (Bistrița Mts). 1, sericite-chlorite schists; 2, graphite schists; 3, limestones schists; 4, sericite-chlorite graphite schists; 5, porphyrogenic rocks; 6, geoelectrical self-potential profile; 7, temperature profile at 2 m in soil; 8, mineralized zone.

A special interest has the examination of geothermal data as compared with the results of geoelectrical prospecting. In figure 2 are parallelly presented the curves of temperature variation in soil and of the self-potential on a characteristic geological section crossing the mineralized zone. Geoelectrical measurements bring into view the pre-

sence of a minimum values of self-potential from —150 to —250 mV, minimum that is extending to about 400 m along the profile and inside which geothermal measurements separate the thermally "anomalous bands".

Owing to the proposals after geophysical investigations, a mining work (coast gallery) was carried out, being situated at about 50 m upstream of the confluence between Piriuł Grintieș and Piriuł Scurtului and directed approximately from NE to SW. This gallery had as aim the investigation of the mineralized zone in the depth. On the first 2—3 m, graphitous schists with pyrite and chalcopyrite mineralizations have been met, then on the other 50 m nonmineralized graphitous schists and then sericite-chloritous schists were encountered. The mineralization was seen again at the meter 140 inside sericite-chlorite-graphite schists.

Mining work has confirmed the given interpretation of geophysical investigation data, the mineralizations which are brought into view by the gallery being located at the limit of the first and the second thermally "anomalous bands" and within the complex of graphite schists and sericite-chlorite-graphite ones. The presence of graphitic schists explains the large geoelectrical anomaly. The third geothermally "anomalous band" was not explored by the mentioned gallery.

Geophysical profiles parallelly with geological section from figure 2, show that the S.P. anomaly reflects entirely the zone of graphitic schists' development, while geothermal anomalies indicate the presence of the sericite-chlorite schists with polymetallic sulphide im pregnations.

Geological setting of the Fluturica zone

The area which was geothermally investigated in the Fluturica zone, was situated in Bistrița Mts at NW of Cîrlibaba, between the river Bistrița Aurie and Piriuł Cîrlibaba. From the geological point of view, this zone is formed by crystalline formations, eruptive rocks and sedimentary formations (Nedelcu et al., 1972).

Crystalline schists have largely developed in the region, but limiting the geological formations description only at the investigated zone, where there are middle and upper terms of Tulgheș Series, we distinguish some rock types having the following petrographical characters : sericite-chlorite-quartzite schists ; chlorite-sericite-graphite schists ; psammitic gnaiss and chlorite quartzites (as intercalations) ; dolomitic limestones and crystalline ones ; porphyrogenic rocks.

Porphyrogenic rocks are represented by lamprophyres with massive textures.

Sedimentary formations appear near the geothermally investigated zone and belong to the Cretaceous (conglomerates) and to the Eocene (breccia, marly sandstones and limestones with numulits).

From the point of view of plicative tectonics, in the Fluturica zone, we can distinguish two structures : a tight fold structure directed NW-SE and situated at NE and another structure of large folds syn-



cline parallel to the first, located at SW. Disjunctive tectonics belongs to general style of the East Carpathians, stratifying the whole structure into transversal and directional folds.

Special importance have directional fracturings because they are the center to deposit some sulphide hydrothermal mineralizations.

From the metallogenetic point of view, complex sulphide mineralizations are related to initial magmatism, being appreciated to belong to metamorphized volcanic-sedimentary type. On the Fluturica Hill, on the right slope of Cîrlibaba Valley, within some old mining works, we met pyrite mineralizations, chalcopyrite's, galena's and siderite's, as impregnations or as granules or nests. At the same time, we have seldom met areas of limonites in the sericite-chlorite schists. The results of the geochemical prospecting (Nedelcu et al., 1972) confirmed that sericite-chlorite-graphitic schists have been weakly mineralized during the metamorphism.

Geothermal anomalies in the Fluturica zone

Temperature measurements data at 2 m depth in soil permitted to draw a geothermal map with revolving profiles (fig. 3). Geothermal anomalies have amplitudes which exceed 1,5°C and are caused by oxidation phenomena of polymetallic sulphide mineralizations, which constitute local thermal sources.

On the map in figure 3 two sectors are individualized by their agitated thermal regime: an anomalous zone situated at the east side, on the left slope of the Cîrlibaba Valley and a zone situated at the west side, starting with the neighbourhood of the Fluturica peak and coming down to the Bistrița Aurie Valley. The first sector is characterized by relative values of temperature as high as 2,5°C, but it is difficult to correlate here these profiles among themselves. This is because of the mineralization character on one hand and on the other because of the complicated tectonics which brings into contact geological formations characterized by various thermal conductivities, distort geothermal anomalies due to the sulphide oxidations.

Thermal field, in the second anomalous sector (western), located near the contact of sericite-chloritous schists with the crystalline limestones, is less agitated and relative temperature values are smaller than eastern sector. The interpretation of the geothermal anomaly supposed the existence in the western sector of a weaker mineralization and its situation at greater depths.

Generally, in the Fluturica zone, we have observed the presence of positive temperature anomalies in soil within the areas where geological mapping disclosed intense limonitisations or indicated occurrences of mineralized points. To obtain a clear geothermal anomaly similar to that outlined in the Grintiș zone, was not possible because of the weak mineralizations and hydrogeological conditions less favorable to generated this type of geophysical anomaly.

A special interest has the correlation of geothermal data with geoelectrical prospecting results obtained by self-potential method. Geoelectrical measurements (Roman, 1972) put into evidence minima of



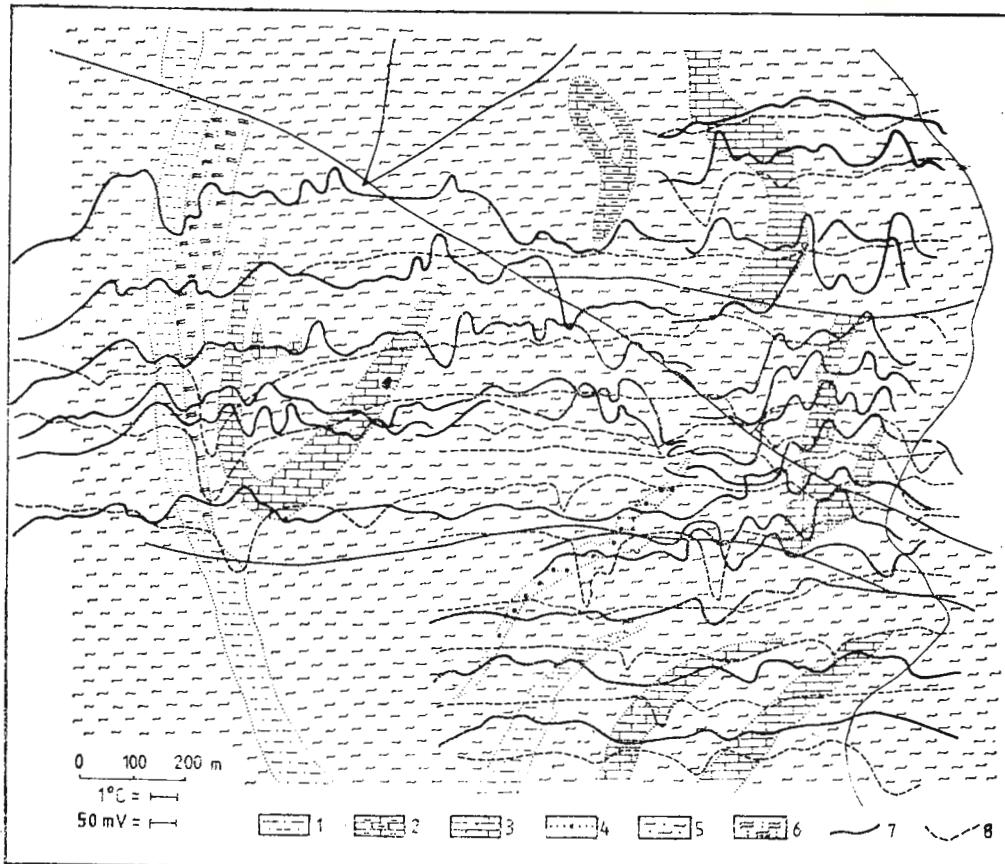


Fig. 3. — Geothermal anomalies and of self-potential (S.P.) in the Fluturica zone (Bistrița Mts). 1, porphyrogenic rocks; 2, cretaceous rocks; 3, crystalline limestones; 4, white quartzites; 5, sericite-chlorite schists; 6, graphite schists and black quartzites; 7, temperature profile at the depth of 2 m in soil; 8, geo-electrical self-potential profile (S.P.).

self-potential with values of -100 to -150 mV, minima which associate generally without entirely coincid to temperature maxima (fig. 3). The cases, when the situation of minimum of self-potential and maximum of temperature is different, can be explained if there are graphite schists, which constitute sources for geoelectrical anomalies but not for geothermal ones.

Implications

Field observations from the Grințieș and Fluturica zones, have indicated some temperature positive anomalies with amplitudes of $1,5-3^{\circ}\text{C}$, detectable with actual measuring techniques, anomalies related to alteration aureoles of polymetallic sulphide mineralizations.

At the same time, it was settled that, in the case of deposit and hydrogeological conditions less favorable, there are reduced chances to appear some extended and strongly individualized anomalies of temperature.

Author's data, obtained after the application of geothermal prospecting, even in the case of better results in the Grintieșul Mare zone in comparison with the Fluturica zone, must be considered facts of the first experiments on a large scale for this method and have not to be extrapolated in this stage of investigations, as valid for all types of mineralizations from the whole Crystalline-Mesozoic zone of the Eastern Carpathians.

Regarding practical application of the geothermal prospecting of the ores' investigations, it is recommended as a detail method, completing the works of geoelectrical prospecting by means of self-potential (S.P.) methods and induced polarization (I.P.). Geothermal investigations in anomalous geoelectrically zones would constitute in this way a key element to clarify the ambiguity during the geological interpretation process of geophysical data from the areas of complex sulphide mineralizations associated to graphitic rocks.

REFERENCES

- Bercia I. et al. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. An. Inst. Geol. Geofiz., L., 37—70, București.
- D'Ans J., Lax E. (1949) Taschenbuch für Chemiker und Physiker. 2. Aufl., Springer, Berlin.
- Kappelmayer C., Haenel R. (1974) Geothermics with special reference to application. Gebr. Brontrawger, 1—238. Berlin-Stuttgart.
- Krémar B., Masin J. (1970) Prospecting by the geothermic method. Geophys. Prospecting, XVIII, 2.
- Nedeicu L. (1972) (unpublished) Report, Archives IPEG Suceava. Cimpulung Moldovenesc.
- Faul M. (1972) Über Messungen der Erdbohrentemperatur an Salzdomen. Z. Geophys., XI 7/8, 388—392.
- Roman M. (1972) (unpublished) Report, Archives IGPSMS, București.
- Sato M., Mooney H. M. (1960) The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. Geophysics, 1, 87—97.
- Saukov A. A. (1954) Geochemia. Gosgheolizdat-Moskva. 243.
- Smirnov S. S. (1954) Die Oxidationzone sulfidisher Lagerstätten. Akademie Verlag-Berlin, 112.
- Vlădescu N. (1971) (unpublished) Report, Archives IGPSMS, București.
- Veliciu S. (1972) (unpublished) Report, Archives IGG, București.



STRUCTURA FLANCULUI NORDIC AL MASIVULUI SEBEŞ ÎN LUMINA UNOR DATE GEOFIZICE RECENTE¹

DE

LUCIAN BEŞUȚIU²

*Regional magnetic and gravimetric anomaly. Physical-mathematical model.
Geological interpretation. South Carpathians — Metamorphic Getic Domain
— Northern Sebeş Mountains.*

Abstract

The Structure of the Northern Area of the Sebeş Mountains According to Some Recent Geophysical Data. Magnetics and gravity north of the Sebeş Mountains line out an important conjugate anomaly.

This paper shows a physical-mathematical model which explains the magnetic anomaly of this area.

The gravity data fully confirm this model and improve the reliability of the magnetic solution.

The geological interpretation of the magnetic model gives a new structural image of the northern area of the Sebeş Mountains.

Introducere. Cercetări magnetometrice regionale întreprinse de autor au confirmat existența unei anomalii de maxim pe flancul de nord al masivului cristalin al Sebeșului, denumită convențional anomalia Cugir. Prezența ei fusese semnalată anterior și de alți cercetători, atât în cadrul unor prospecții executate la sol (Ionescu, 1958), cât și în harta aeromagnetică regională (Cristescu et al., 1964), scara 1 : 200 000.

Încercările de interpretare a acestui efect, extins pe o arie considerabilă, s-au lovit de absența proprietăților magnetice ale formațiunilor cunoscute în zonă. Determinările de susceptibilitate magnetică

¹ Predată la 26 mai 1980, acceptată pentru publicare la 12 februarie 1981, comunicată în ședința din 17 ianuarie 1981.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



executate în aria zonei de diaftoreză a cristalinului seriei de Sebeș-Lotru, căreia i se circumscrie formal anomalia, ilustrează clar acest lucru.

Elaborarea recentă (Visarion et al., 1980), a hărții anomaliei Bouguer nu a avut darul să clarifice problema cu toate că ea prezintă în această arie o anomalie gravimetrică cu morfologie foarte asemănătoare celei magnetice.

Lucrarea de față urmărește să ofere un model fizico-matematic al sursei acestei anomalii, încercând să-l integreze cît mai bine situației geologice cunoscute la suprafață.

Materialul de observație utilizat

La bază procesului de interpretare a stat în primul rînd harta anomaliei componentei verticale a cîmpului geomagnetic obținută la sol (Velcescu et al., 1979) (fig. 1), căreia i s-a adăugat și imaginea furnizată de harta aeromagnetică ATa.

Rezultatele obținute în urma interpretării datelor magnetice au fost apoi confruntate cu informațiile oferite de harta anomaliei Bouguer.

Determinările de variație a componentei verticale a cîmpului geomagnetic la sol au fost completate cu măsurători de susceptibilitate magnetică efectuate fie pe probe, fie pe formațiunile *in situ*.

Efectul anomal Cugir, după cum îl arată și imaginile menționate, reprezintă o anomalie magnetică, de formă eliptică, mult alungită după direcția VSV-ENE. Ea apare delimitată în partea de sud de o zonă de gradient relativ intens ce se suprapune faliei direcționale, pe alocuri cu caracter de incălecăre, care separă complexul micașisturilor din seria de Sebeș-Lotru de seria epimetamorfică de Căpilna-Cărpiniș, în timp ce pe flancul său nordic valorile cîmpului geomagnetic scad treptat pentru a ajunge, către extremitatea foii de hartă, să se suprapună zonei intens anomal corespunzătoare „șanțului ofiolitic“ al munților Metaliferi.

Deși circumscrisă destul de bine ariei de aflorare a șisturilor cristaline din zona de diaftoreză a seriei de Sebeș-Lotru, anomalia nu poate fi corelată genetic cu acestea datorită lipsei lor de proprietăți magnetice, dovedită direct de determinările de susceptibilitate efectuate (Ionescu et al., 1975). De altfel, menținerea unei morfologii foarte asemănătoare a anomaliei continue analitic la —500 m cu imaginea hărții de suprafață reprezentă tot un argument în favoarea ipotezei privind natura profundă a sursei magnetice.

Date geologice generale

Din punct de vedere geologic, aria examinată corespunde zonei de contact a cristalinului Carpaților Meridionali cu unitățile Munților Apuseni. Trecerea aceasta este mascată de sedimentele post-tectonice ale culoarului Mureșului, dispuse transgresiv pe șeful cristalinului de Sebeș.



Structural, depozitele cristaline ale acestui masiv aparțin pînzei getice care încalecă de la nord către sud formațiunile domeniului danubian. Cristalinul getic cuprinde în principal două serii cu grad diferit de metamorfism :

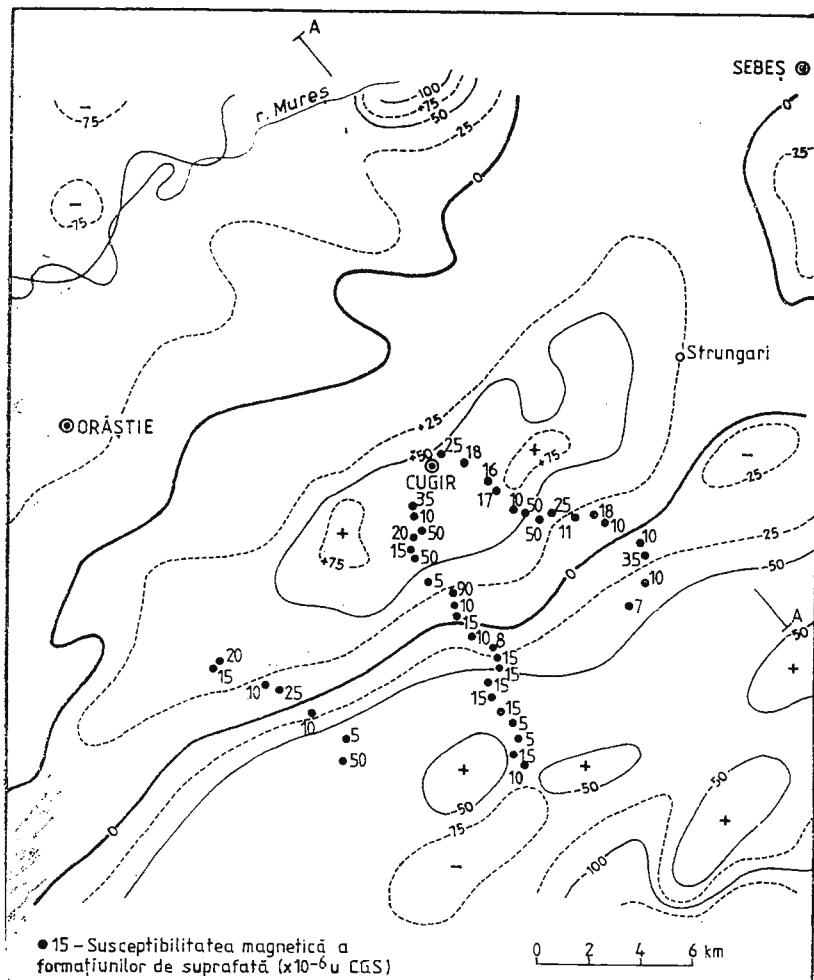


Fig. 1. — Anomalia componentei verticale a cîmpului geomagnetic pe flancul nordic al masivului Sebeș.

Anomalie de la composante verticale du champ géomagnétique sur le flanc septentrionale du Massif de Sebeș.

— seria mezometamorfică de Sebeș-Lotru (atribuită Precambrianului mediu);

— seria epimetamorfică de Căpîlna-Cărpiniș (Precambrianul superior).

Prima dintre ele este larg dezvoltată, acoperind aproape în întregime aria masivului cristalin, în timp ce epimetamorfitele ocupă doar o zonă restrânsă în apropierea faliei inverse de pe rama nordică a acestuia.

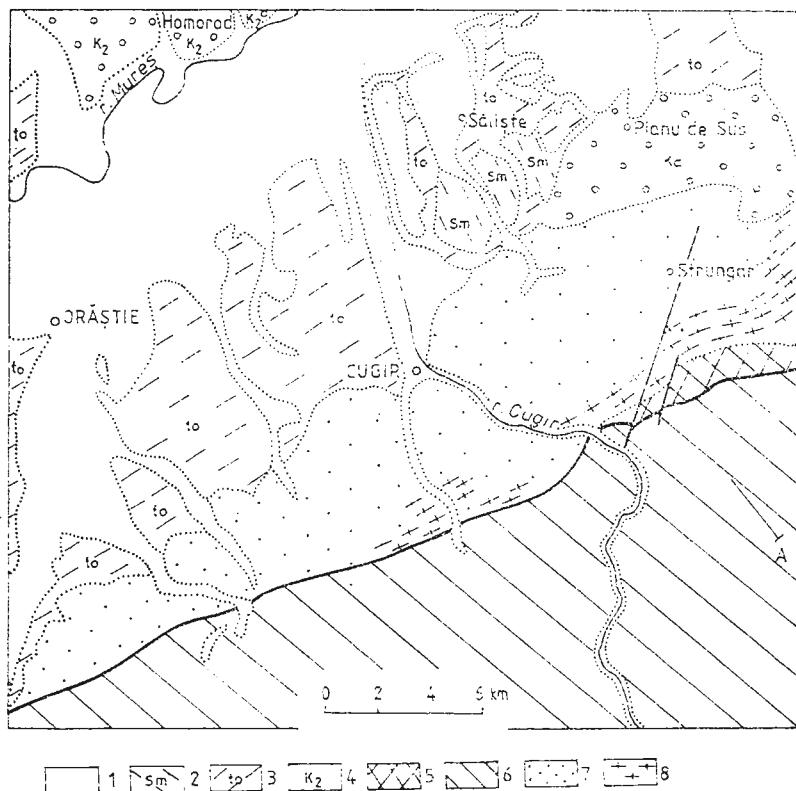


Fig. 2. — Schiță geologică simplificată a ariei investigate magnetic (după Harta geologică a RSR, sc. 1 : 200 000).

1. Cuaternar ; 2. Sarmatian ; 3. Tortonian ; 4. Cretacic ; 5. serie epimetamorfică ; 6. micașisturi și paragnaise ; 7. zona de diaforeză ; 8. migmatite metablastice.

Schéma géologique simplifié de la zone recherchée magnétiquement (selon la Carte géologique de RSR, échelle 1 : 200 000).

1. Quaternaire ; 2. Sarmatiens ; 3. Tortoniens ; 4. Crétacé ; 5. série épimétamorphique ; 6, micaschistes et paragneiss ; 7, zone de diaftorèse ; 8, migmatites métablastiques.

Fără a intra în amănunte, îată care este alcătuirea litostratigraphică a acestor serii (după cum reiese din Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 200 000).

a) Seria de Sebeş-Lotrău, aşa cum a fost ea descrisă de H. Savu în axul anticlinoriului situat la nord de valea Lotrului, cuprinde patru

orizonturi principale: complexul gnaiselor și paragnaiselor cu amfibolite și roci migmatice, complexul amfibolitelor cu alternanțe de gnais și paragnaise, complexul gnaiselor cuarțo-fedspatice cu intercalări rare de amfibolite și complexul micașisturilor în care apar subordonat și amfibolite, gnais și paragnaise și sisturi cu silicati de mangan și fier.

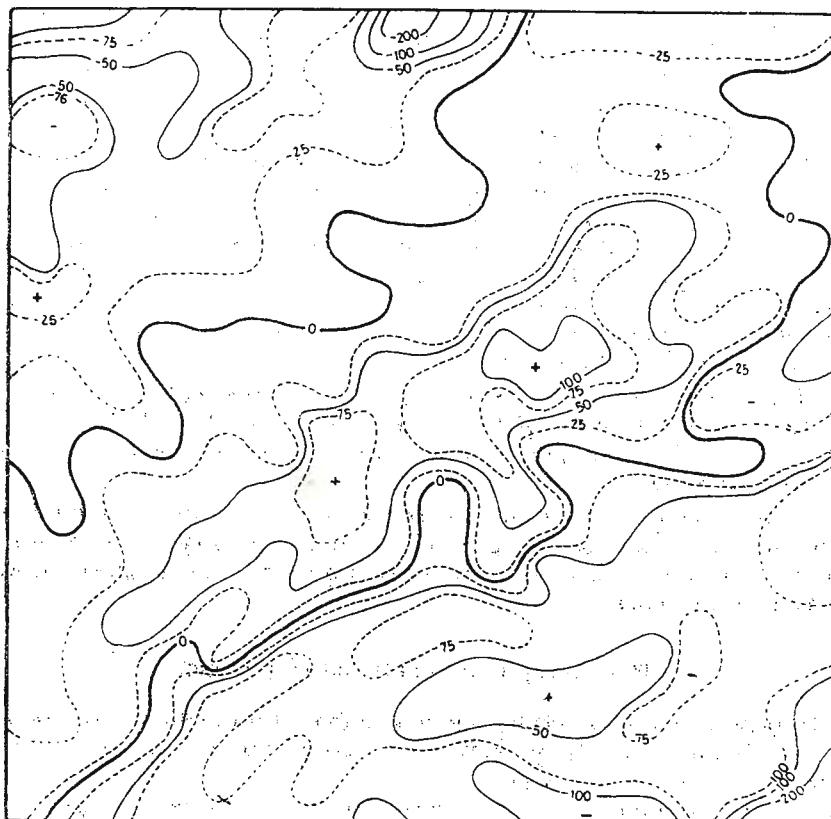


Fig. 3. — Anomalia componenței verticale a cimpului geomagnetic continuată analitic în jos la -500 m.

Anomalie de la composante verticale du champ géomagnétique prolongée analitiquement en bas à -500 m.

Întregul pachet al seriei mezometamorfice de Sebeş-Lotru este străpuns de roci ultrabazice și alcaline reluate odată cu formațiunile care le conțin în procesul metamorfismului regional. Ele sunt prezente mai ales în aria centrală a munților Sebeș unde se constituie într-o serie de corpuri alcătuite din wehrlite, hornblendite și granatite aflate în diverse stadii de serpentinizare.

b) Seria epimetamorfică cuprinde (Chivu, 1970) trei orizonturi principale: complexul tufogen-migmatogen bazic cu magnetit, com-

plexul rocilor carbonatice și al șisturilor cuarțitice și complexul superior, alcătuit din șisturi tufogene și tufitogene.

Din punct de vedere magnetic, singurul care prezintă interes este complexul bazal, care conține un orizont de metatufuri impregnate cu magnetit, orizont de care se leagă genetic, în masivul Poiana Ruscă, o serie de anomalii magnetice relativ intense.

În zona analizată însă, aspectul cimpului geomagnetic, ca și determinările directe de susceptibilitate din aria de aflorare a acestor formațiuni nu justifică o legătură cauzală între ele și anomalia cartată.

Alte surse potențiale de anomalii geomagnetice din cuprinsul cristalinului de Sebeș pot fi considerate și lentilele de amfibolite sau microacumulările de magnetit, cum sunt cele care apar în zona Pravăt-Tițianu sau în districtul Răscoala. Capabile să justifice prezența unor anomalii locale de maxim destul de intense ele nu pot influența însă, datorită dimensiunilor reduse și caracterului discontinuu, aspectul regional al cimpului geomagnetic, fapt dovedit și de imaginea generală a hărții magnetice (Velcescu et al., 1979) care, în zona axială a masivului Sebeș, adică acolo unde apar mai frecvent aceste formațiuni, conturează o arie generală de minim.

Fără a mai urmări în detaliu coloana litostratigrafică a depozitelor post-tectonice din culoarul Mureșului ne vom rezuma să iată că examinarea ei nu a permis evidențierea vreunei surse probabile de anomalii magnetice.

Toate aceste considerații, corelate cu rezultatele determinărilor directe de susceptibilitate magnetică, acreditează ideea unei surse profunde a anomaliei Cugir, ale cărei caracteristici vor fi puse în discuție în cele ce urmează.

Modelarea fizico-matematică a sursei

Interpretarea anomaliei geomagnetice reprezintă o problemă totdeauna dificilă, dată fiind lipsa de univocitate a soluției problemei inverse a cimpurilor potențiale.

Acestei nedeterminări fundamentale vin să i se adauge și complicațiile conferite de caracterul vectorial al intensității de magnetizare — principalul parametru ce caracterizează magnetizarea diferitelor sectoare ale scoarței terestre — ceea ce îngreunează și mai mult interpretarea datelor de observație.

În acest fel, rezolvarea problemei (adică stabilirea amplasării, formei și parametrilor fizico-geometrii ai sursei anomale) devine, practic, imposibilă în absența unor informații complementare de altă natură (geofizice, geologice, petrofizice etc.).

În cazul de față, absența, din cadrul formațiunilor care aflorează, a rocilor capabile să ofere contraste de proprietăți magnetice — care să justifice anomalia observată — complică și simplifică în același timp problema. O complică, pentru că nu este ușor să introduci în secțiunea geologică, făurită pe baza unor observații directe (numai de suprafață), o formațiune necunoscută despre care nu se știe decât că se manifestă activ din punct de vedere magnetic. Simplificarea provine din faptul că la întocmirea noului model nu trebuie să se țină seama decit



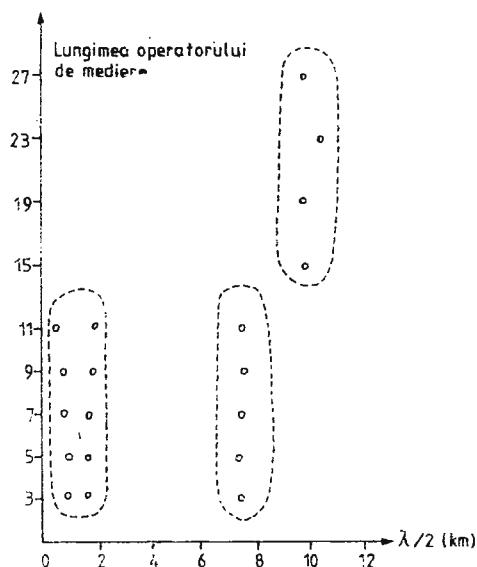
de această sursă, ocolind complicațiile care apar în cazul prezenței unei mari diversități de roci cu proprietăți magnetice, și mai ales în cazul în care aceste formațiuni aflorează sau se află în imediata apropiere a suprafeței de observație.

Oricum, una din primele operații întreprinse în procesul interpretativ a fost aceea de stabilire a numărului de surse magnetice principale, care generează această anomalie. Analiza, ca de altfel întreaga interpretare a datelor, a fost efectuată pe un profil transversal, perpendicular pe axa de extindere maximă a anomaliei, fapt justificat de alungirea pronunțată a acesteia după o direcție, ceea ce permite abordarea problemei în cazul bidimensional. Desigur, amplasarea profilului a avut în vedere această ipoteză simplificatoare, evitându-se zona de apex a anomaliei, în care izolinile nu au desfășurarea caracteristică surSELOR bidimensionale (Logacev, 1968). El a fost ales într-o zonă apropiată acesteia, astfel încât pe aliniamentul respectiv să existe cât mai multe puncte de observație, pentru a utiliza date directe de măsură, nu rezultate dintr-un proces de interpolare (chiar dacă în această zonă anomală poate fi acceptată variația lineară a cîmpului geomagnetic între două puncte consecutive de măsură).

În stabilirea numărului de surse magnetice principale a fost utilizat un procedeu relativ recent introdus în literatură (Botezatu, 1971)

Fig. 4. — Analiza numărului de surse magnetice principale.

Analyse du nombre des sources magnétiques principaux.



care are la bază prelucrarea statistică a informației cuprinsă în semnalul geofizic.

Rezultatele obținute se grupează în trei domenii distincte (fig. 4), caracterizate de lungimi de undă diferite, ceea ce corespunde existenței a trei surse magnetice principale.

Primele informații asupra formei și localizării în adâncime a sursei anomale au fost obținute cu ajutorul unor metode aproximative. Astfel, comparind aspectul general al curbei observate cu efectul produs de diverse corpuri cu geometrie simplă, s-a ajuns la concluzia că cel mai apropiat pare a fi modelul unui corp prismatic infinit, extins pe orizontală și magnetizat inductiv în cîmpul terestru (fig. 5).

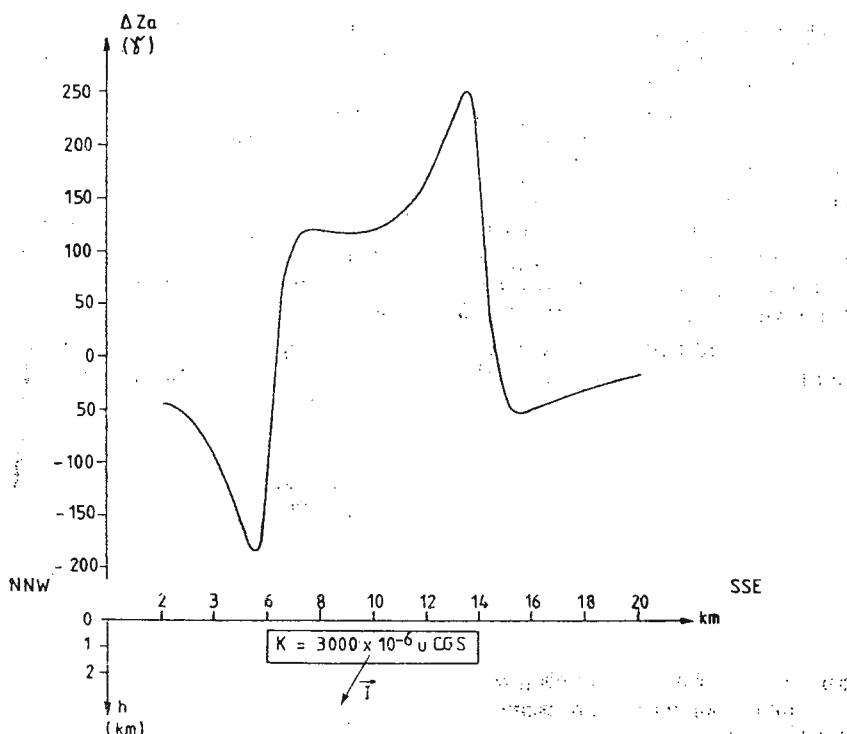


Fig. 5. — Efectul magnetic produs de o prismă rectangulară, infinit extinsă pe orizontală, magnetizată înclinat.

Effet magnétique produit par une prisme rectangulaire, infiniment extendue sur l'horizontale, magnétisée incliné.

În legătură cu adâncimea la care se află amplasat, un prim indiciu a fost oferit de aplicarea procedeului aproximativ propus de Mikov (1961), care utilizează valorile cîmpului magnetic obținute în trei puncte de măsură situate în vecinătatea apexului anomaliei. Procedeul a fost preferat altor metode pentru că se bucură de cîteva avantaje semnificative :

— utilizează date din zona de valori maxime a anomaliei, adică acolo unde influențele laterale sunt relativ mai reduse;

— este stabil la variații destul de mari ale susceptibilității magnetice luate în considerare (pentru abateri ale acestui parametru cuprinse între -33° și 33° , adâncimea estimată nu se modifică cu mai mult de 10°), lucru foarte important în condițiile în care nu există date directe de observație asupra acestei mărimi;

— consideră punctele de măsură amplasate pe suprafața reală de observație și nu pe un plan fictiv, ceea ce permite să se țină seama de efectul geometric al reliefului.

Pe această cale, poziția limitei superioare a corpului perturbant a fost estimată la cota -3200 m în raport cu nivelul mării (în ipoteza arbitrară a unui contrast de susceptibilitate magnetică de 5000×10^{-6} uCGS).

Pornind de la aceste informații cu caracter semicantitativ, obținute cu ajutorul problemei indirecte, s-a trecut apoi la modelarea fizico-matematică a sursei anomale, folosind de această dată problema directă a magnetometriei.

Prinț-un proces iterativ destul de labios, a fost stabilit în final modelul din figura 6. El reprezintă o suită de trei corperi prismatice rectangulare, infinit extinse pe orizontală, magnetizate inductiv în cimpul terestru și având un contrast de susceptibilitate magnetică de 5500×10^{-6} uCGS.

După cum se poate observa, fața superioară a corpului 1, situat în zona de apex a anomaliei se situează la cota -3400 m ceea ce arată o corelare excelentă cu indicațiile furnizate de procedeul aproximativ propus de Mikov (eroarea relativă de estimare a adâncimii fiind sub 6°).

Rezultatul suprapunerii efectelor celor trei surse corespunde destul de bine anomaliei magnetice observate, exceptie făcind poate doar extremitatea sa nordică, unde pare să se resimtă influența anomaliei regionale produsă de ofiolitele din „șanțul” Metaliferilor.

Semnificația geologică a rezultatelor obținute Corelarea lor cu alte date de observație

Atribuirea unei semnificații geologice concrete modelului fizico-matematic elaborat pentru explicarea acestei anomalii nu este o problemă simplu de rezolvat având în vedere faptul că nici una din formațiunile cunoscute în zonă nu poate fi responsabilă de un asemenea contrast de proprietăți magnetice, fără a mai pune în discuție forma și extinderea acestei surse, aparent în contradicție cu structura geologică acceptată.

Extinzind însă puțin aria investigațiilor spre est și spre nord vom întîlni foarte repede un model real cu care se poate asimila ușor situația de față: curgerile de lave ultrabazice (bazalte și diabaže) întâlnite la zi pe rama sudică și estică a Munților Apuseni precum și în forajele din sud-vestul depresiunii Transilvaniei. Așadar, să admitem



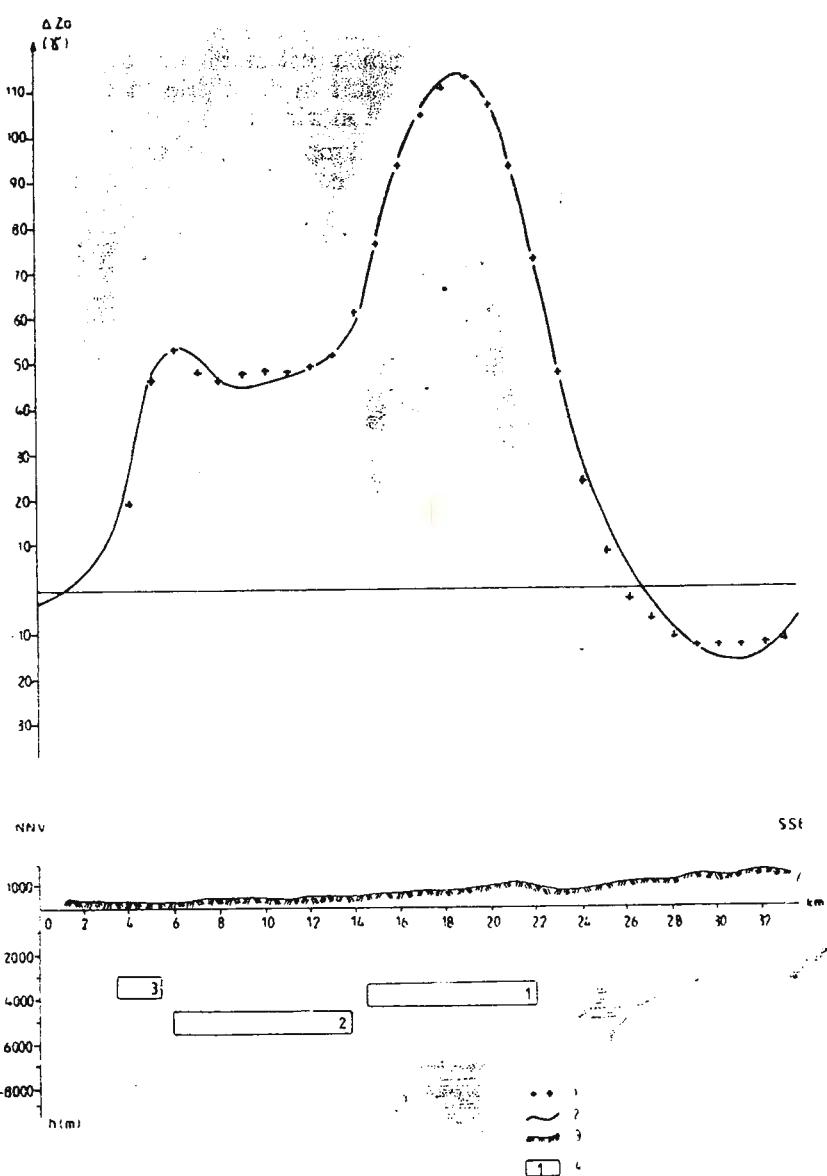


Fig. 6. — Modelare bidimensională a sursei anomaliei magnetice Cugir. 1, anomalia calculată ; 2, anomalia observată ; 3, profilul suprafeței topografice ; 4, conturul sursei anomale.

Modelage bidimensionnel de la source de l'anomalie magnétique Cugir. 1, anomalie calculée ; 2, anomalie observée ; 3, coup de la surface topographique ; 4, contour de la source anomale.

că sursa anomaliei magnetice Cugir este o curgere de bazalte cu proprietăți magnetice considerabile. Valoarea susceptibilității magnetice considerate în cadrul modelului creat este perfect compatibilă cu datele de observație directă asupra acestui parametru, înregistrate de diversi autori pe formațiuni similare din muntii Metaliferi.

În legătură cu geneza lor, se poate presupune că ele s-au pus în loc la suprafața autohtonului ca urmare a unor erupțiuni liniare de mari proporții, care au precedat etapa mișcărilor tectonice ce au condus la decolarea pînzei getice. Ulterior, după glisarea depozitelor cristaline ale domeniului getic pe suprafața acestor lave, au avut loc o serie de mișcări tectonice verticale care au condus la compartimentarea întregului ansamblu (autohton + pînză) în sectoare mai ridicate sau mai cobește, în cadrul celor din urmă desfășurîndu-se și punerea în loc a sedimentelor post-tectonice din culoarul Mureșului.

Pentru poziția relativ mai ridicată a compartimentului sudic par a pldea, de altfel, și unele argumente de ordin geologic direct, cum ar fi prezența la zi în această zonă a complexului inferior al seriei cristaline de Sebeș-Lotru, încălecată dinspre sud de depozitele orizontului superior al aceleiași serii.

Datele gravimetrice, furnizate de harta anomaliei Bouguer, par să acrediteze și ele ideea unei asemenea structuri. Într-o lucrare recentă Visarion et al. (1980), autori au încercat să modeleze gravimetric structura de ansamblu a masivului Sebeș, modelare din care reproducem un fragment în figura 7. Dincolo de faptul că modelarea nu ține seama de amplasarea riguroasă a punctelor de măsură pe suprafața de observație (date fiind denivelările nu prea mari ale acesteia, erorile introduse pe această cale nu pot fi totuși prea mari) se desprind cîteva concluzii interesante :

- zona de maxim (A) apare subcompensată cu circa 5 mgal, adică tot atît cît măsoară anomalia gravimetrică conjugată celei magnetice din această regiune ;

- supracompenarea efectului înregistrat în zona (B) de deasupra culoarului Mureșului ;

- absența din anomalia calculată a gradientului relativ intens care separă cele două zone în cazul datelor de observație.

Acceptarea modelului structural rezultat din interpretarea datelor magnetometrice compensează însă excelent aceste neconcordanțe. El presupune acțiunea combinată a excesului de masă introdus de prezența în subasment a curgerii de bazalte, a căror densitate de $2,82 \text{ g/cm}^3$, folosită în calcule, apare pe deplin justificată de observații sistematice (Andrei et al., 1980) întreprinse asupra unor roci similare, situate pe rama Munților Apuseni, cu deficitul creat de îngroșarea relativă a sedimentarului din culoarul Mureșului, ca urmare a imaginării unei structuri în graben a acestuia.

Accidentul tectonic ce marchează flancul nordic al masivului cristalin în imaginea furnizată de interpretarea datelor magnetice și găsește astfel oglindirea deplină în semnalul gravimetric ce caracterizează această zonă.



Sintetizînd, să notăm deci că datele petrofizice din aria investițiată, coroborate cu unele observații asupra morfologiei anomaliei magnetice înregistrate la sol și imaginii ei continuate analitic în semispațiu inferior, arată că sursa acestei anomalii se situează în profunzime, necorelindu-se cu formațiunile cunoscute în această arie.

Interpretarea cantitativă a datelor magnetice pune în evidență o structură în trepte a flancului nordic al cristalinului muntîilor Sebeș, pe baza identificării poziției spațiale diferențiate pe verticală a unui

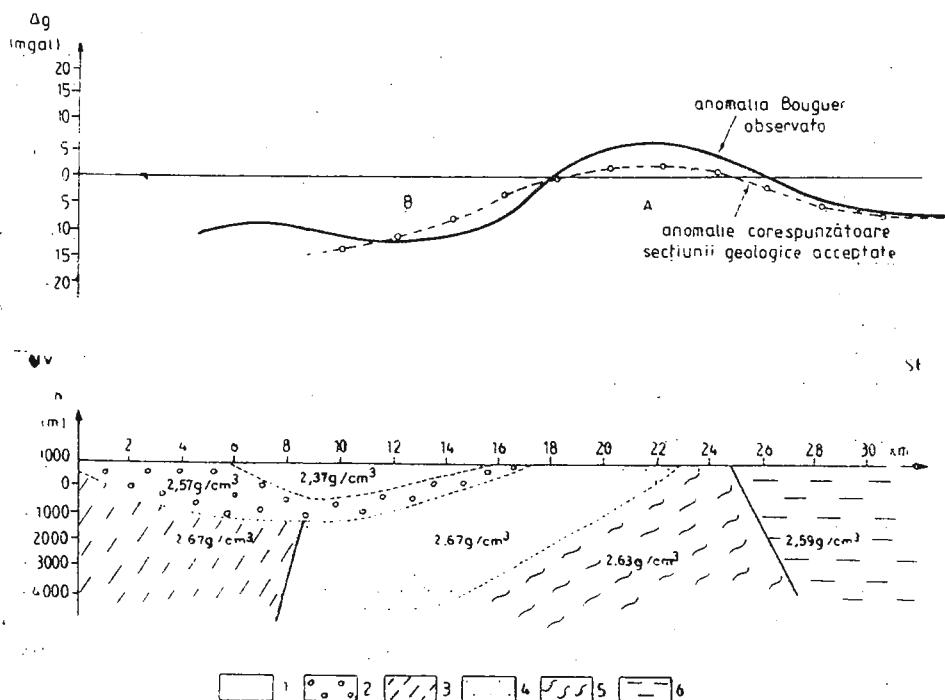


Fig. 7. — Modelare gravimetrică a structurii de ansamblu a masivului Sebeș (după Visarion et al., 1980). 1, Neogen ; 2, Cretacic superior ; 3, faciesul șisturi-verzi ; 4, zora de diaftoreză ; 5, migmatite ; 6, micașisturi și paragnaise.

Modelage gravimétrique de la structure d'ensemble du Massif Sebeș (selon Visarion et al., 1980) 1, Néogène ; 2, Crétacé supérieur ; 3, faciès de schistes verts ; 4, zone de diaftorèze ; 5, migmatites ; 6, micaschistes et paragneiss.

„orizont reper“ (curgere de lave puse în loc la suprafața autohtonului într-o fază anterioară decolărîi pînzei getice).

Confirmînd acest model structural, datele gravimetricice sporesc gradul de probabilitate al soluției oferite de interpretarea datelor magnetometrice, fără a putea înălătura desigur caracterul ei neunivoc.

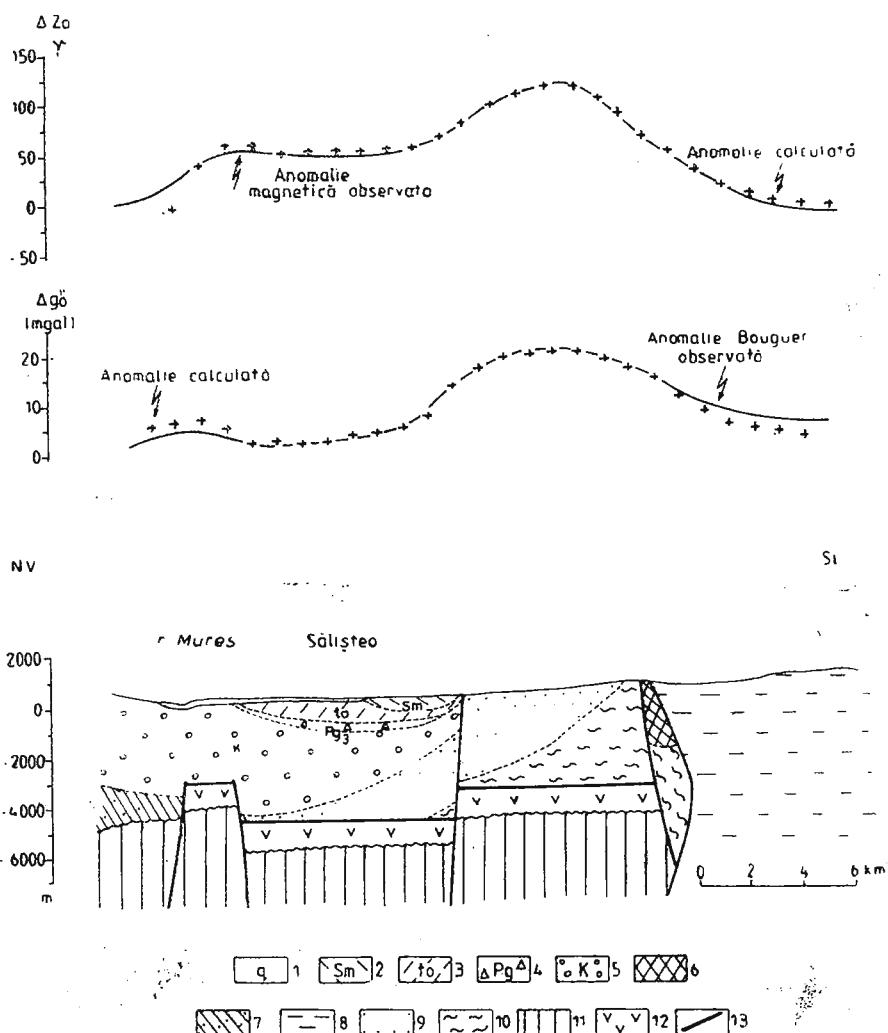


Fig. 8. — Schița structurală a flancului nordic al masivului cristalin al Sebeșului, modificată pe baza datelor de observație magnetometrice și gravimetrice. 1, Quaternaire ; 2, Sarmatien ; 3, Tortonien ; 4, Paléogène ; 5, Crétacé ; 6, série épimetamorfică ; 7, faciesul șisturilor verzi ; 8, micaschisturi și paragneiss ; 9, zonă de diaftoreză ; 10, migmatite metablastice ; 11, autohton ; 12, roci ultrabazice (bazalte, diabaze) ; 13, fălii.

Schéma de la structure du flanc septentrional du massif cristallin de Sebeș, modifiée à la base des données d'observation magnétométriques et gravimétriques. 1, Quaternaire ; 2, Sarmatien ; 3, Tortonien ; 4, Paléogène ; 5, Crétacé ; 6, série épimétamorphique ; 7, faciés des schistes verts ; 8, micaschistes et paragneiss ; 9, zone de diaftorèse ; 10, migmatites métablastiques ; 11, autochton ; 12, roches ultrabasiques (basaltes, diabases) ; 13, failles.

Concluzii. Corelarea excelentă a efectului calculat pe baza modelului magnetic elaborat cu anomalia observată, ca și justificarea sa din punct de vedere geologic, reprezentă, fără îndoială, un aspect pozitiv în aprecierea calității interpretării.

Nu trebuie însă uitată niciodată ambiguitatea soluției obținute din interpretarea cîmpurilor potențiale, ca și simplificările convenționale acceptate în elaborarea modelului (magnetizare pur inductivă, formă geometrică regulată, limite tranșante între domenii cu susceptibilitate diferită etc.), sau erorile inerente ce afectează orice proces de măsură și prelucrare a datelor.

Chiar și corelarea rezultatelor obținute cu datele furnizate de cercetarea gravimetrică nu poate ridica pe deplin ambiguitatea soluției obținute, unicul criteriu de verificare reală a interpretării datelor fiind observația directă, pe baza rezultatelor unui foraj sau a lucrărilor miniere.

BIBLIOGRAFIE

- Andrei J., Calotă C., Cristescu Tr., Ciucur E., Neștianu T., Szabo E., Bălan M. (1980). Raport arh. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Botezatu R. (1971) Interpretarea anomalilor gravimetrice și magnetice cu ajutorul funcțiilor periodice. St. tehn. ec. (Geofiz.), Inst. Geol. Geofiz., București.
- Chivu Cr. (1970) Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Codarcea Al. (1934) Vues nouvelles sur la tectonique des Carpates méridionales. An. Inst. Geol. Rom., XX, București.
- Cristescu Tr., Ștefănciuc Al., Georgescu Cristina, Georgescu C. (1964) Raport, arh. IGPSMS, București.
- Gavăt I., Botezatu R., Visarion M. (1973) Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice. Ed. Acad. R. S. România, București.
- Gay Parker S. Jr. (1963) Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over along tabular bodies. Geophysics, XXVIII, 2.
- Ionescu Fl. (1958) Raport, arh. IGPSMS, București.
- Bercia E., Strechie M. (1975) Raport arh. Inst. Geol. Geofiz., București.
- Koulomzine Th., Lamontagne Y., Nadeau A. (1970) New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dykes of infinite length. Geophysics, XXXV, 5, București.
- Logacev A. A. (1968) Magnitorazvedka. Izd. Nedra, 295, Leningrad.
- Mikov B. D. (1961) Ob interpretatii magnitnîh anomalij v usloviah slojnovõ reliefsa mestnosti. Akademia Nauk SSSR, Sibirskoe otdelenie, Trudi Instituta geologhii i gheofiziki, 2.
- Savu H., Pavelescu M., Stancu J., Lupu D. (1968) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 200 000 Com. Stat. Geol. Inst. Geol., București.
- Șteflea V., Ianăș N. (1973) Prelucrarea în domeniul spectral a datelor gravimetrice și magnetice. C.I.D.I. Culgere tematică. Geol. Geofiz., 1, 2, București.
- Velcescu G., Beșuțiu L., Beșuțiu G. (1979) Raport, arh. IGG, București.
- Visarion M., Nicolescu A., Roșca V. (1980) Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz., București.



LA STRUCTURE DU FLANC SEPTENTRIONAL DU MASSIF SEBES DANS LA LUMIÈRE DE NOUVEAUX DONNÉES GÉOPHYSIQUES

(Résumé)

Des recherches géophysiques régionaux (magnétométriques) ont constaté une importante anomalie de maximum au nord du massif cristallin de Sebeș.

Les tentatives d'interpréter cette anomalie se sont heurtées à l'absence des propriétés magnétiques des formations mises en évidence dans cette zone. La corrélation des données pétrophysiques avec quelques observations sur la morphologie de l'anomalie magnétique conturée à la surface et à ses images continuées analitiquement en bas, ont mis en évidence l'emplacement profonde de la source anomale.

L'interprétation quantitative des données magnétiques indique une structure descendente en degrés du flanc septentrional du massif cristallin en identifiant la position spatiale différentiée sur la verticale d'un „horizon repère“ (écoulement de laves ultrabasiques, localisées dans la partie supérieure de l'autochtone avant la mise en place du domaine géétique, fragmenté par des mouvements tectoniques ultérieures).

En confirmant cette structure hypothétique les données gravimétriques réduisent l'ambiguïté de l'interprétation de celles magnétiques, mais sans réussir la écarter définitivement.

De cette manière, les données géophysiques conjuguées parviennent d'offrir une image structurelle nouvelle de cette région.

DISCUȚII

M. Săndulescu : Considerăm că sursa anomaliei magnetice pusă în evidență pe versantul nordic al munților Sebeș este dată de complexul ofiolitic ce aparține pînzei de Severin, situată între pînza getică ce o acoperă tectonic și autohtonul danubian peste care este șariată. Sub acest aspect se impune a considera că amplitudinea șariajului getic se mărește considerabil. Extinderea „rădăcinii“ pînzei de Severin pînă la verticala văii Mureșului confirmă ipoteza (Rădulescu, Săndulescu, 1973) că banatitele ce străbat ofiolitele din munții Metaliferi își găsesc originea în planul de consum al ariei de origine a pînzei de Severin.

R. Dimitrescu : Sursa perturbantă din sud-vestul munților Sebeșului, în afară de ipoteza pînzei Severinului, ar putea fi reprezentată și de eclogitele cunoscute la Sibișel, care ar fi provenit din roci metamorfozate de tip bazaltic ale însuși Cristalinului getic.

L. Beșuțiu : Rocile ultrabajice care străbat seria de Sebeș-Lotru, deși local au dovedit unele proprietăți magnetice, nu se manifestă din punct de vedere magnetic. Astfel, în zona centrală a munților Sebeș, acolo unde aceste ultrabajite apar frecvent, harta magnetică pune în evidență, pe ansamblu, un minim regional. Fenomenul este cunoscut și el se datorează pierderii proprietăților magnetice ale formațiunilor magmatice în cadrul procesului de metamorfism.





Institutul Geologic al României

THE STUDY OF SEDIMENTATION CONDITIONS IN SOME
ROMANIAN HYDROCARBON ZONES BY THE ANALYSIS
AND INTERPRETATION OF SEISMIC PROSPECTION DATA¹

BY

OPREA DICEA², NELU IONESCU³

*Seismic prospection. Sedimentation conditions. Stratigraphic seismology.
Seismic facies. Basic level. Progradation. Subsidence. Onlap. Downlap. Gravitational sliding. Deltaic apparatus.*

Sommaire

L'étude des conditions de sédimentation de quelques zones d'intérêt pour les hydrocarbures de la Roumanie, par l'analyse et l'interprétation des résultats de la prospection sismique. Les progrès technologiques réalisés les dernières années dans le domaine de la prospection sismique, facilite l'interprétation géologique des résultats obtenus et d'ici l'utilisation d'un important volume d'informations à caractère géologique-géophysique, insuffisamment valorisées jusqu'à présent. L'analyse de la configuration des réflexions de chaque section sismique de la plate-forme Moesienne, du flanc externe de l'avant-fosse carpathique et de la Dépression Pannonienne permet de déduire les conditions de sédimentation et les effets structuraux produits après la sédimentation.

On délimite tant les principales séquences lithologiques que le caractère des limites qui se séparent. En outre, dans les séquences on a évidentié des faciès de progradation, faciès de haute et basse énergie, faciès carbonatés, constructions récifales, structures de cônes sous-marins, structures de glissement sous-marin etc.

In the last years, the results of seismic prospection have been more and more often used in order to give an account of the deposition conditions of geological formations in different sedimentation

¹ Received on March 31, 1980, accepted for publication on February 9, 1981; presented at the Meeting on April 16, 1980.

² Întreprinderea de Prospecții Geologice și Geofizice, București.

³ Rompetrol, Calea Victoriei nr. 109, București.



basins, of their evolution in time, space and certain favourable conditions as well as of the formation facies and nature of fluids from porous rocks.

It is known that the characteristics of seismic waves depend on the variation of state conditions of geological formations such as depth, areal extent, thickness, stratification, tectonisation degree, propagation velocity of seismic waves and density, the last two being directly influenced by the lithology, age, compression degree, depth of burying and nature of the fluids filling the rock pores. Thus, it results that the study of seismic waves features offers information on the actual state conditions of geological formations and also on the mode of deposition of these formations, starting from the association between reflection and refraction planes on one hand and stratification or discordant planes on the other hand.

Obviously, all these have been known since the beginning of seismic prospections and have permitted the geophysicist to offer the geologist useful information especially on the geometry of geological formations, their depth and tectonisation degree ; it was also mentioned the presence, under favourable conditons, of some unconformity planes which point to the main sedimentation cycles. However, at that time the seismic prospection technology did not favour the geological revaluation of other useful information offered by the analysis of seismic waves.

The progress achieved by technological improvements of acquisition and processing of seismic data lead at solving up the following major problems :

- the attenuation — during both the acquisition and processing stage — of disturbant waves of any kind, which leads to improving the signal/noise ratio, that is seismic waves are better emphasized ;
- the processing, by maintaining the real amplitude of the signal, which aids at the quantitative determination of amplitude variations of reflections ;
- the carrying out of some permanent analyses on the variation of interval velocities, as well as of seismic waves frequency and amplitude ;
- the use of certain bidimensional and tridimensional migration methods by keeping unaltered the features of the seismic signal ;
- the use of contraction deconvolution in view of reducing the duration of the seismic signal and of increasing the resolution, implicitly ;
- the use of some special programmes in order to get some other characteristics of the seismic signal (instantaneous phase, power etc.), the inversion of seismograms and so on ;
- the presentation, as suggestive as possible, on sections (black and white or coloured), maps or even in relief, of the results of



seismic prospection, so that the interpreter geophysicist and the geologist could get best of them.

The carrying out of these points has offered the possibility for a better revaluation of seismic prospection results by analysis means, used by several authors under the denomination of seismic stratigraphy (Vail et al., 1977).

The main concepts of seismic stratigraphy used by the interpreter — who can be a geologist with good knowledge of geophysics, a geophysicist who got acquainted with geological problems or a team made up of both geologists and geophysicists — are the seismic sequence and the seismic facies. The two concepts have been defined by Mitchum, Vail and Sangree in some articles published by the American Association of Petroleum Geologists, under the title "Seismic Stratigraphy — Application to Hydrocarbon Exploration" in 1977 (Payton, 1977). They are also used by other authors (Brown et al., 1977) and we are going to use them in this paper as well, so that further on we intend to give a brief presentation of these concepts.

The seismic sequence is a depositional sequence identified on a seismic section. It represents a series of conformable reflections, constituting beds with genetical connection, and is bordered, both in its bed and overlier, by discontinuity surfaces, discordance surfaces marked by the reflection ends. In case seismic sections are of big dimensions (tens or hundreds of km), one may notice that although a seismic sequence is delimited on certain portions by discordance surfaces, the latter may pass laterally to stratification surfaces occurring in a normal, continuous succession.

The reflection ends at the top (toplap) or at the bottom (baselap) of the seismic sequence represent the main criterion for recognizing it.

As compared to the stratigraphic sequence used by Krumbein and Sloss (1963), the depositional sequence and its corresponding seismic sequence are of smaller size. The chronostratigraphic significance of the depositional sequence is rather obvious as it represents a series of beds formed during a well defined time interval.

The reflectant surfaces of a seismic sequence may have different configurations. The comparison between reflectant surfaces and stratification ones shows that the stratification may be parallel, sub-parallel, divergent, of progradation, chaotic or may be even absent, according to the configuration of reflectant horizons.

The tridimensional aspect of seismic sequences points to their occurrence as beds, lenses, wedges or fans, to the massive or mound shape, as well as to their resemblance to pre-existent depressionary zones.

The study of the seismic facies consists in the description and interpretation in geological terms of seismic reflection parameters, such as configuration, continuity, amplitude, frequency and interval velocity.



The following table presents the geological information inferred from the study of these parameters.

TABLE 1

The parameters of seismic reflections used by seismic stratigraphy and their geological significance (acc. to Mitchum, Vail and Sangree, 1977)

Parameters of the seismic facies	Geological information on
Reflection configuration	<ul style="list-style-type: none"> — shape of beds — depositional processes — erosion forms and paleotopography — flat spot
Reflection continuity	<ul style="list-style-type: none"> — beds continuity — depositional processes
Reflection amplitude	<ul style="list-style-type: none"> — acoustic impedance contrast (velocity \times density) — parting of beds — bright spot
Reflection frequency	<ul style="list-style-type: none"> — thickness of beds — bright spot
Interval velocity	<ul style="list-style-type: none"> — estimation of lithology — estimation of porosity — bright spot
Appearance and areal association of seismic facial units	<ul style="list-style-type: none"> — main depositional conditions — source of sediments — geological setting

Seismic facies units represent groups of reflections the parameters of which differ with regard to adjacent units. The parting of these units within seismic sequences occurs in space, by means of network seismic sections.

The purpose of lithostratigraphic analysis and interpretation of seismic sections consists in finding out the depositional sequences and lithological facies of the formations contained by a sedimentation basin.

The prediction, on this base, of the depositional environment, of sedimentation processes and of structural processes posterior to the deposition, offer good premise for discovering and studying the hydrocarbon lithostratigraphic traps.

In our country there have also been other preoccupations for the revaluation of lithostratigraphic information offered by the configuration and geometrical relationships between seismic reflections, included in the research studies for pointing out the lithostratigraphic



traps (Ionescu, 1967, 1978; Dicea et al., 1971, 1975, 1979). These investigations envisaged only a certain type of configurations and geometrical relationships of reflections, emphasizing especially those traps generated by discordancies and pinch-outs and leaving aside the depositional environment and the sedimentation processes of geological formations.

The investigation apparatus and the processing of data which have been used for the seismic exploration since 1973 enabled our researchers to get good seismic sections for lithostratigraphic analyses and interpretations.

The present paper is an analysis of seismic sequences and facies based on geometrical relationships and on the configuration of seismic reflections, inferred from common time sections, without any complicated processing.

There have been investigated 11 seismic sections from the Moesian Platform, External Carpathian Foredeep and Pannonian Depression.

Figure 1 represents a time migrated section from the eastern part of the Moesian Platform. It contains two seismic sequences delimited by a major discordance plane. The discordance plane is a relief within lower sequence formations covered by the upper sequence. The basal reflections of the upper sequence end unconformably on the slopes, generating onlap relationships (Mitchum et al., 1977). On flat areas, the reflections are concordant with the relief.

Chronostratigraphically, the lower sequence is Paleozoic and the upper one Neogene in age (Fig. 2). The lower sequence includes reflections only accidentally, due to the monotony of the lithological composition, which does not generate any acoustic impedance contrast.

Within the upper sequence, one may easily distinguish three seismic facies units. The lower unit seismic facies is characterized by relatively continuous reflections, with high amplitude and low frequency. The lowermost part of this facial unit represents the filling material of former paleovalleys from the lower sequence formations. The reflections of the paleovalley A are slightly continuous, less undulated and the paleovalley slopes have the configuration of a fan. The reflection amplitude and frequency point out the deposition under relatively high energy conditions. The material has probably been transported by high energy submarine currents. The slightly undulated beds point to an unstable slope regime.

The reflections of the paleovalley B present a better continuity, especially to the top, and end unconformably (onlap) on the paleovalley side and on the front zone of a fan. On the left side of the paleovalley B, one may notice the chaotic configuration of seismic reflections which pass to a seismic facies with high amplitude concordant reflections. The contact between the reflections and the chaotic zone is of the onlap type. The seismic facies from this part of the paleovalley points to the presence of a submarine fan. The concavity of central and marginal reflections shows that the material has also been transported by a submarine current along the paleovalley (McKee, 1957).



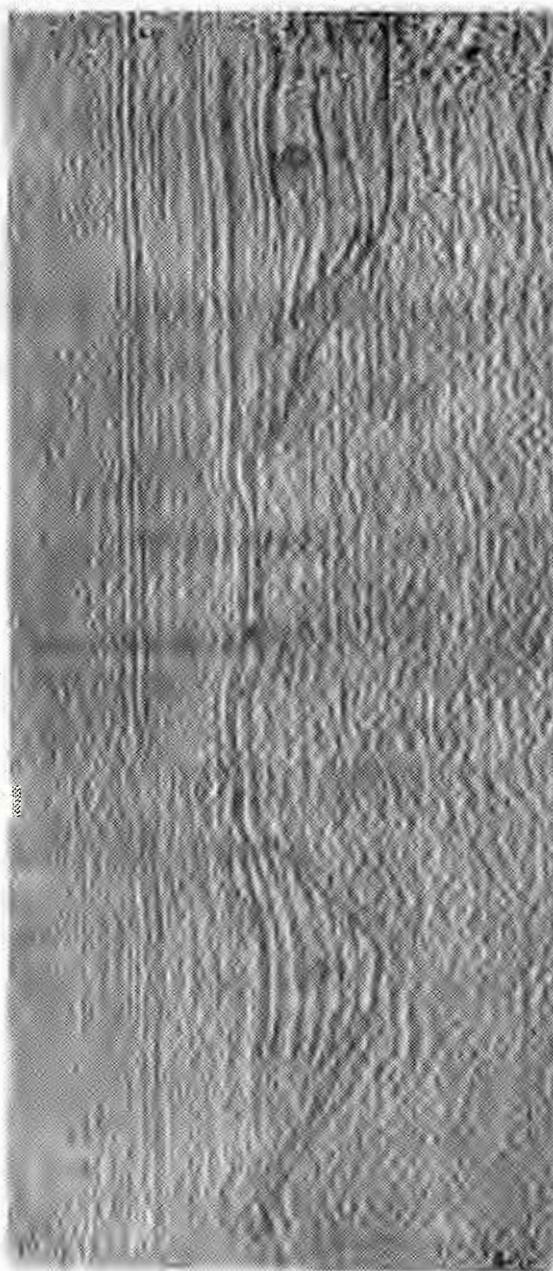


Fig. 1. — Time migrated seismic section in the east of the Moesian Platform, studied from lithostrialgraphic view point. A, B, paleovalleys filled with Badenian and Sarmatian formations (the seismic facies of submarine fans marked by dots); Pz, Paleozoic; Sa, Sarmatian; M, Meotian; P, Pontian; D, Dacian.

The top of the lower facial unit drapes the pre-existing relief like a sheet and the filled paleovalleys too, forming slight concavities above the paleovalleys. The reflections from this part of the facial unit present a good continuity and a high amplitude, revealing a high acoustic impedance contrast. The seismic facies of this group

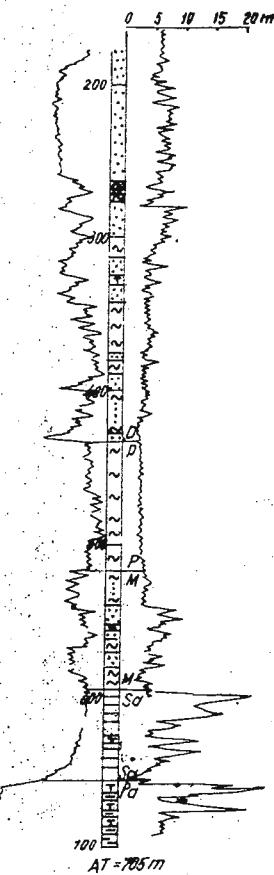


Fig. 2. — Electric log of borehole 155 plotted on Fig. 1 together with the lithologic column. Pa, Paleozoic; Sa, Sarmatian; M, Meotian; P, Pontian; D, Dacian.

of reflections accounts for the deposition of beds under high energy conditions.

The median seismic facies unit is weakly structured and the seismic reflections are hardly insinuated, in places, pointing to the lithological homogeneity and the low energy deposition conditions. The few reflections occurring from place to place are considered to be temporary influxes of coarse-grained material.

The upper facies unit, whose lower part alone enters the resolution limits of the registering apparatus, presents continuous, parallel, high amplitude reflections which remind of a high energy seismic facies.

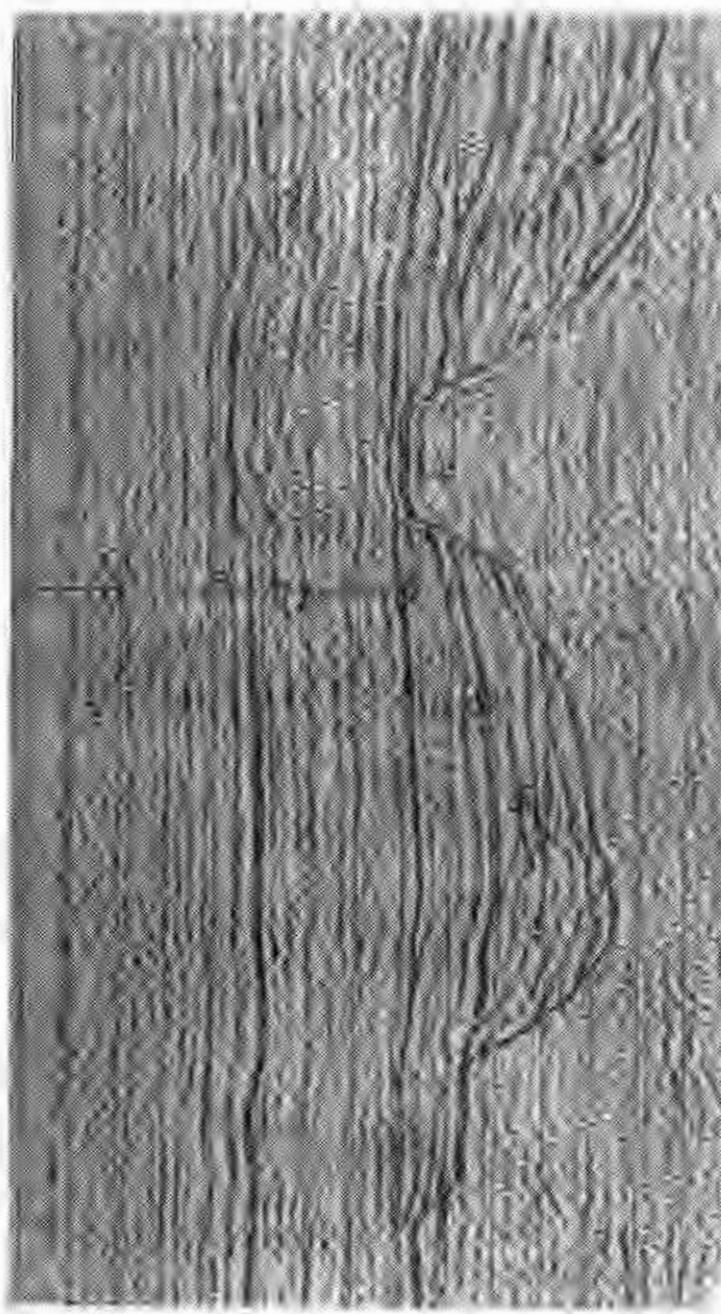


Fig. 3. — Time migrated seismic section in the east of the Moesian Platform, studied from lithostratigraphic view point. A, B, paleovalleys filled with Badenian-Sarmatian formations ; Pz, Paleozoic ; Bn, Badenian ; Sa, Sarmatian ; M, Meotian ; P, Pontian ; D, Dacian. The paleovalley slope exhibits the seismic facies of fans.

The correlation of seismic sequences and facies with geological data obtained by drilling (Fig. 2) confirms the lithostratigraphic interpretation of seismic reflection configuration. The lower sequence consists of Paleozoic, lithologically homogeneous formations, lying transgressively over the pre-existent relief from the eastern part of the Moesian Platform. The seismic facies units from the upper depositional sequence belong to the Badenian-Sarmatian and Meotian — lower unit —, to the Pontian — median unit — and to the Dacian-Levantine — upper unit (Fig. 2).

The high energy seismic facies are represented by sands, in the upper facial unit and by sands, sandstones and occasionally gritty limestones, in the lower facial unit. The low energy seismic facies of the median facial unit is represented by Pontian marls and sandy marls, which point to the maximum development of Pliocene transgression and to the relative orogenic and epirogenic quiescence.

Figure 3 presents a migrated time section, occurring to the south, parallel to the first section from the eastern Moesian Platform.

The seismic sequences and facies of this section are generally the same. It is worth mentioning an advanced degree of deepening of negative relief forms and a more obvious structuring of the median facial unit of the upper sequence, pointing thus to a bigger and more regular amount of psammitic material in the sedimentation area of pelites, as a result of the relative energy increase of the transport agent.

The attention is also drawn to the two fans occurring on the same paleovalley sides, revealing the presence of some submarine piedmonts along these paleovalleys.

As compared to the paleovalleys on the first section, the two ones from Figure 3 are larger and deeper, giving the impression that the basal level of the rivers which cut the valleys was somewhere southward. According to the thickness of depositional sequences, the material seems to have been transported from the north to the south-southeast.

The comparison with the drilling data (Fig. 4) shows that the Meotian gets thicker southward and together with the Pontian it forms the fluctuating energy facies unit of the seismic section (Fig. 3). The electric diagraph and lithological column (Fig. 4) confirm the ununiform enrichment in sandy beds during the Meotian-Pontian interval.

Figure 5 represents a migrated time section of a seismic profile to the east of Viziru — eastern part of the Moesian Platform. There is an obvious similarity between the sequences and units of the seismic facies of this section and those of Figure 3. The deepening degree of the paleovalley is more advanced, while the basal part of the lower facial unit resembles a submarine piedmont (aprons) with obvious slidings. The overlying bed of the lower facies unit consists of Sarmatian limestones. The piedmont and the slidings occur within Badenian formations.

The thinning out of Meotian sands to the uplift zone seems to have been determined by the presence of this relief above the basal level (Barrel, 1917) during the transport and deposition of sands. The



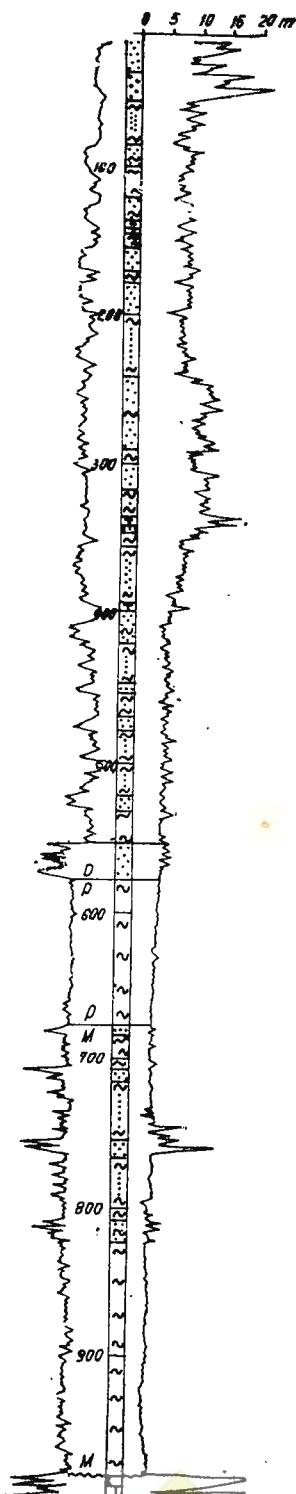


Fig. 4. — Electric log of borehole 65 plotted on Fig. 3 together with the lithologic column.
M, Meotian; P, Pontian; D, Dacian.

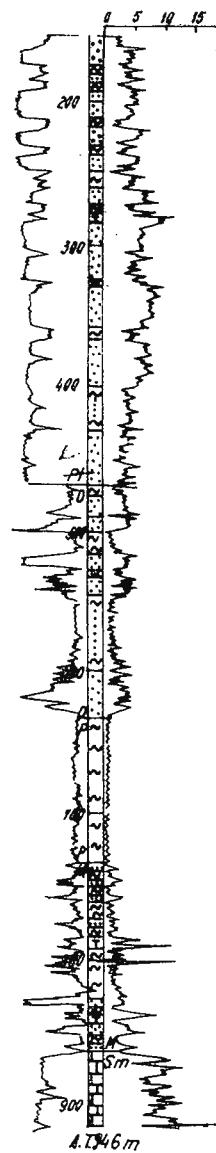


Fig. 6. — Electric log of borehole 43 plotted on Fig. 5 together with the lithologic column.
Sm, Sarmatian; M, Meotian; P, Pontian; D, Dacian; L, Levantine.

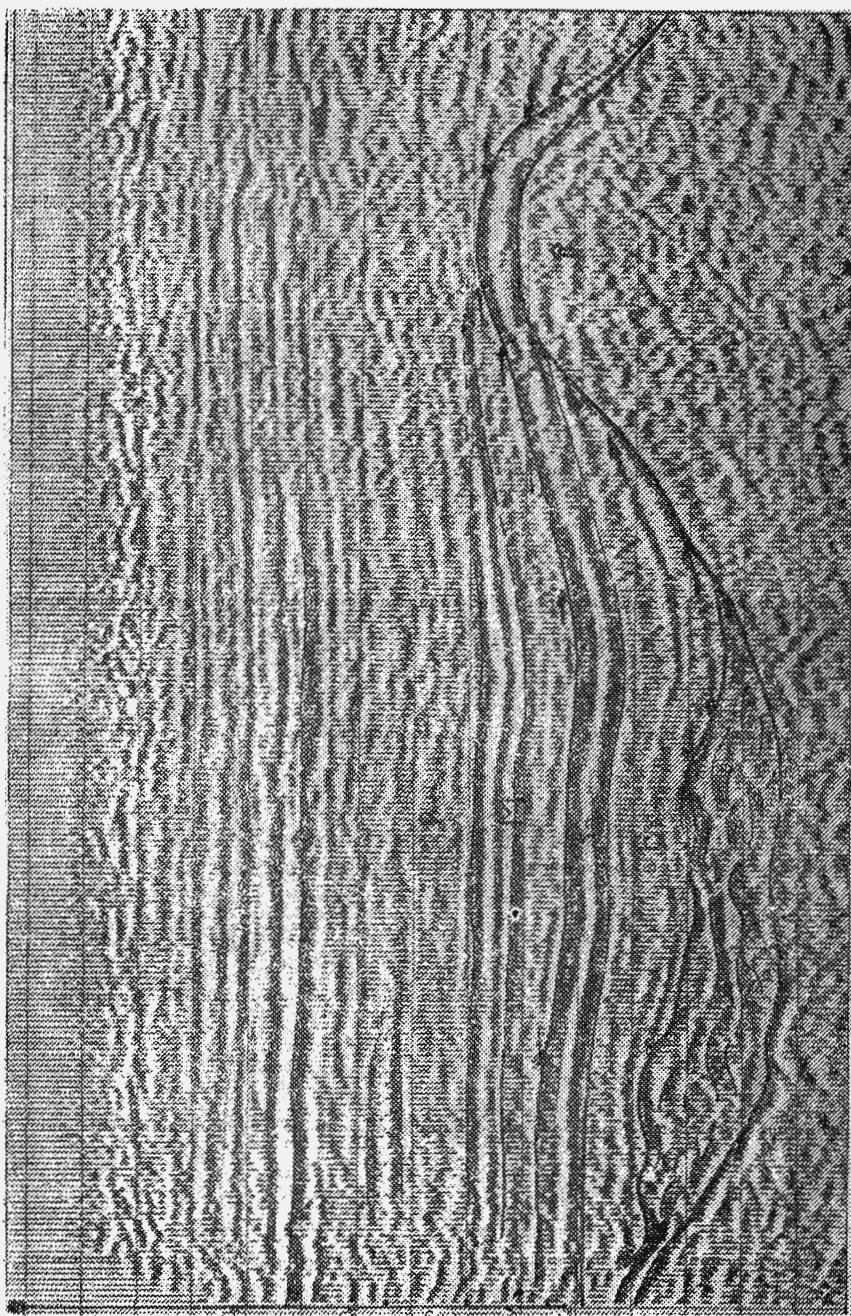


Fig. 5. — Time migrated seismic section in the east of the Moesian Platform studied from lithostratigraphic view point. Paleovalley which exhibits submarine sliding. Bn, Bacidian; Sa, Sarmatian; M, Meolian; P, Pontian; D, Dacian.



comparison with the electric diagraph and the lithological column (Fig. 6) points to the agreement between the data obtained from the analysis of seismic facies and reality.

Figures 7 and 9 present the non-migrated time sections of some profiles from the Slobozia-Lehlui zone. On these sections, the depositional sequences are hard to delimit due to the relatively monotonous configuration of seismic reflections. A thorough investigation makes possible the recognition of some slightly discordant or wedge-like reflection groups, which aid at distinguishing several depositional sequences.

Sequence K₃ from Figure 7 presents a cut-off limit at the top, while the reflections converge to the right. The reflection configuration in this sequence points to complex depositional processes: to the left of the section, at the lower part of the sequence, one may notice a by-pass phenomenon (depositional hiatus) due to the basal level downfall; to the right of the section, the convergent reflections may be interpreted as a result of the reduced transport energy of the wave. In this case, the effect gets accentuated by subsequent erosion which removed a part of the deposed formation. The discordant configuration (toplau) from the central part of the section confirms this phenomenon. The absence of reflections from the sequences is determined by the calcareous constitution of K₁, K₂ and K₃ sequences and the argillaceous-sandy one of the Sarmato-Pliocene upper sequence. The analysis of bed velocity shows an increased velocity for the calcareous sequences (Fig. 7).

The general configuration of depositional sequences as well as the seismic facies point to the deposition under shelf conditions, with still waters and low transport energy.

The weak progradation structures registered within sequence K₃ point to some depositional regression moments accompanied by an important detrital supply from the land.

In Figure 8, the electric diagraph and the lithology mark, by means of the characteristic inflexions of resistivity curves and the PS, the boundaries between Sarmatian, Pliocene and Cretaceous sequences. The group of strong reflections in the basis of the upper sequence results from the calcareous-sandy Sarmatian, while the Middle-Upper Cretaceous intercalations of sandstones and sands — sequence K₃ — confirm the progradation configuration within this sequence, under the conditions of an inclined platform, with an increased supply of material from the land.

In Figure 9 the progradation configuration of sequence K₃ becomes more obvious. The reflection amplitude and frequency from the basis of the upper sequence are determined by the same calcareous-sandy constitution of the basal Sarmatian (Fig. 10). The slightly discordant contacts among sequences mark the gaps in the stratigraphic succession of the Mesozoic and Tertiary from the east of the Moesian Platform.

The five sections mentioned above show that in the east of the Moesian Platform, the sedimentation conditions and the depositional processes have been particularly complex. Although during the Mesozoic, the sedimentation occurred under the conditions of a stable con-



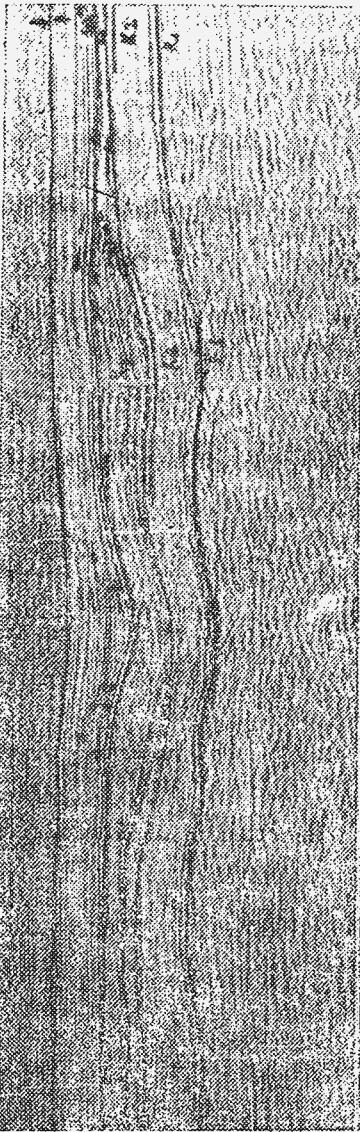


Fig. 7. — Time seismic section in the Slobozia-Lehlui area (Moesian Platform) studied from lithostratigraphic view point. K₁, Lower Cretaceous sequence ; K₂, Middle Cretaceous sequence ; K₃, Upper Cretaceous sequence ; Sa.b, lowermost Sarmatian ; M, Meotian ; P, Pontian ; D, Dacian ; a, by-pass phenomenon. The upper sequence exhibits the disconformity between Pontian and Meotian facies units.

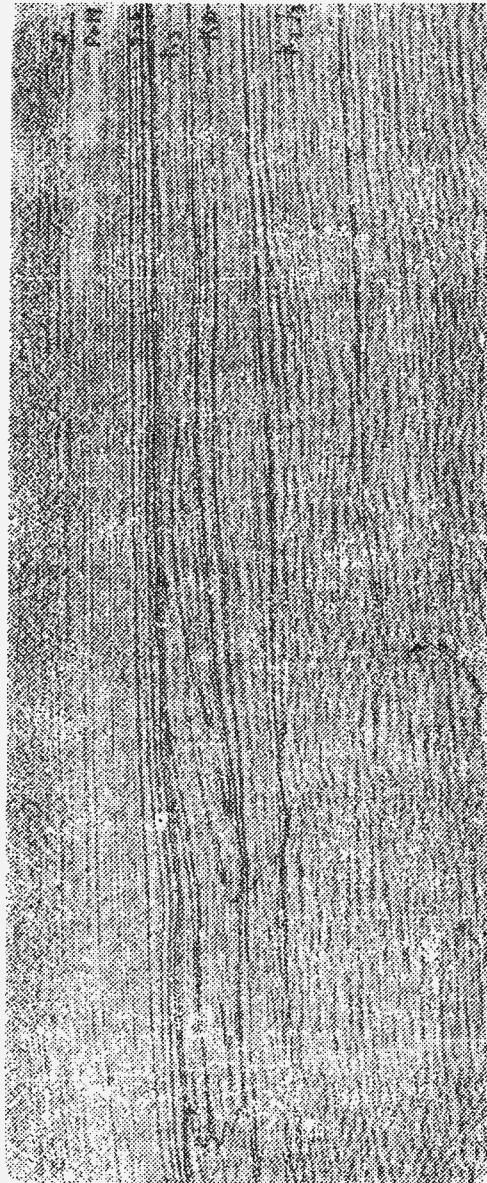


Fig. 9. — Time seismic section in the Slobozia-Lehlui area (Moesian Platform) studied from lithostratigraphic view point. K₁, J₃, Upper Jurassic-Lower Cretaceous ; K₂, Middle Cretaceous ; K₃, Upper Cretaceous ; Sa.b, Lower-most Sarmatian ; P+M, Pontian-Meotian ; D, Dacian.

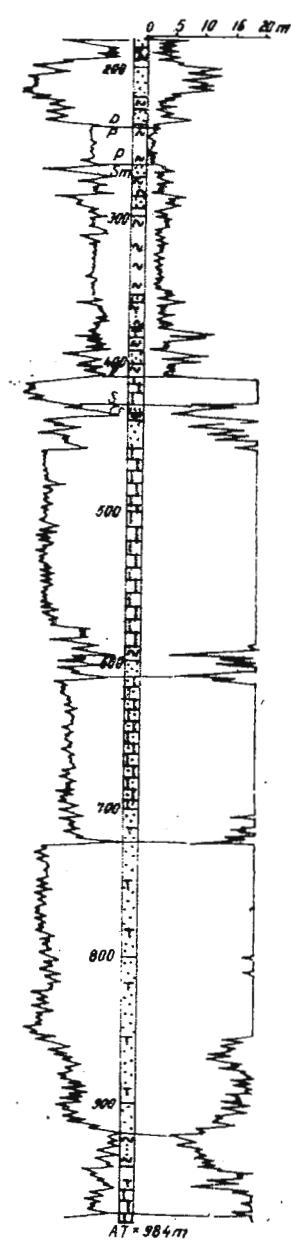


Fig. 10. — Electric log of borehole 577 in the area of Fig. 9 together with the lithologic column. Cr, Cretaceous; Sm, Sarmatian; R, guide mark of Sarmatian; P, Pontian; D, Dacian.

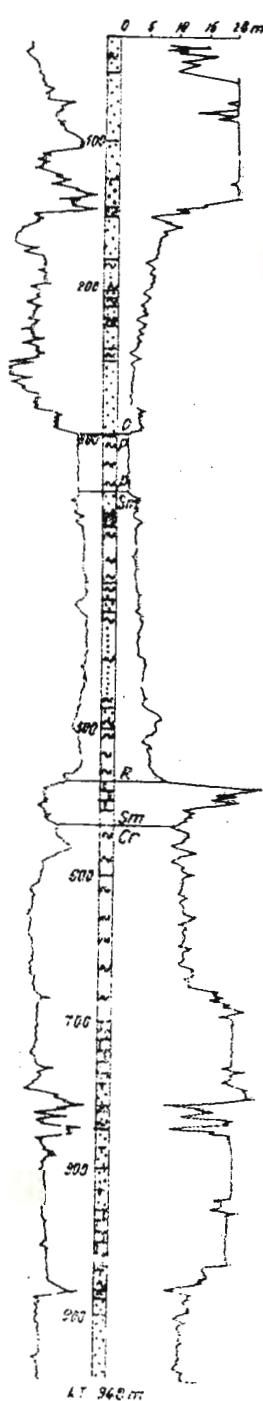


Fig. 8. — Electric log of borehole 578 in the area of Fig. 7 together with the lithologic column. Cr, Cretaceous; Sm, Sarmatian; P, Pontian; D, Dacian.

tinental platform with relatively quiet waters, the hydrographic system on the continent as well as the submarine waves have generated a specific depositional environment of repeated transgressions and regressions, of relative rising and lowering of sea level and of relative variation of the subsidence/supply ratio which influenced the sediments composition and structure.

During the Neogene, in the east of the Moesian Platform the sedimentation occurred under the conditions of sea invasion on a pre-existent undulated relief. The conditions of draining and submarine waves circulation were very complex, obviously manifesting in the seismic facies and being confirmed by the drilling data.

Figures 11 and 12 present two sections at the contact between the two sides of the South Carpathian foredeep.

On the section of Figure 11 (Bucharest meridian) one distinguishes three main sequences. The lower sequence, with divergent configuration is limited at its upper part by an unconformity surface. The high amplitude reflections are relatively discontinuous and their present position is due to the tectonic dislocation, posterior to the deposition. Stratigraphically, the sequence consists of Paleozoic and Triassic formations.

The middle sequence is delimited, both in its bed and overlier by reflections conformable to one another and unconformable to neighbouring sequences. The lower unconformity boundary is assigned to the Malm-Dogger and the upper one to the Neogene-Upper Cretaceous. The internal configuration of the middle sequence points to relatively homogeneous sedimentation conditions, with low energy and interrupted by local accidents pointing to reefal structures (Fig. 11).

The reflections between the reefs are parallel and conformable with the bed and the top and unconformable to the reef flanks. The reflections are absent inside the reefal body, while those from the bed and top present characteristic arching.

The upper sequence is relevant from structural, facial and depositional points of view. The chaotic configuration to the left of the section, which comes into wedge-like contact with the bed and top reflections, represents a part of the pericarpatic nappe, consisting of Lower and Middle Miocene formations which are thrust over the Lower and Middle Sarmatian from the external foredeep flank.

The nappe was emplaced after the Lower Sarmatian and during the Middle Sarmatian (Fig. 11).

Within the upper sequence one may distinguish two depositional subsequences. According to the reflection configuration, the lower depositional unit points to low energy conditions. The reflection ends lead to internal unconformity relationships which reveal supply and subsidence variations. During the Sarmatian deposition, in front of the ascending and gravitational sliding pericarpatic nappe there formed a depression — the external foredeep. The subsidence of this depression was compensated by sediments proceeding from the Carpathian shoreline (the pericarpatic nappe and the flysch nappes) on one hand and from the platform shoreline, on the other hand.



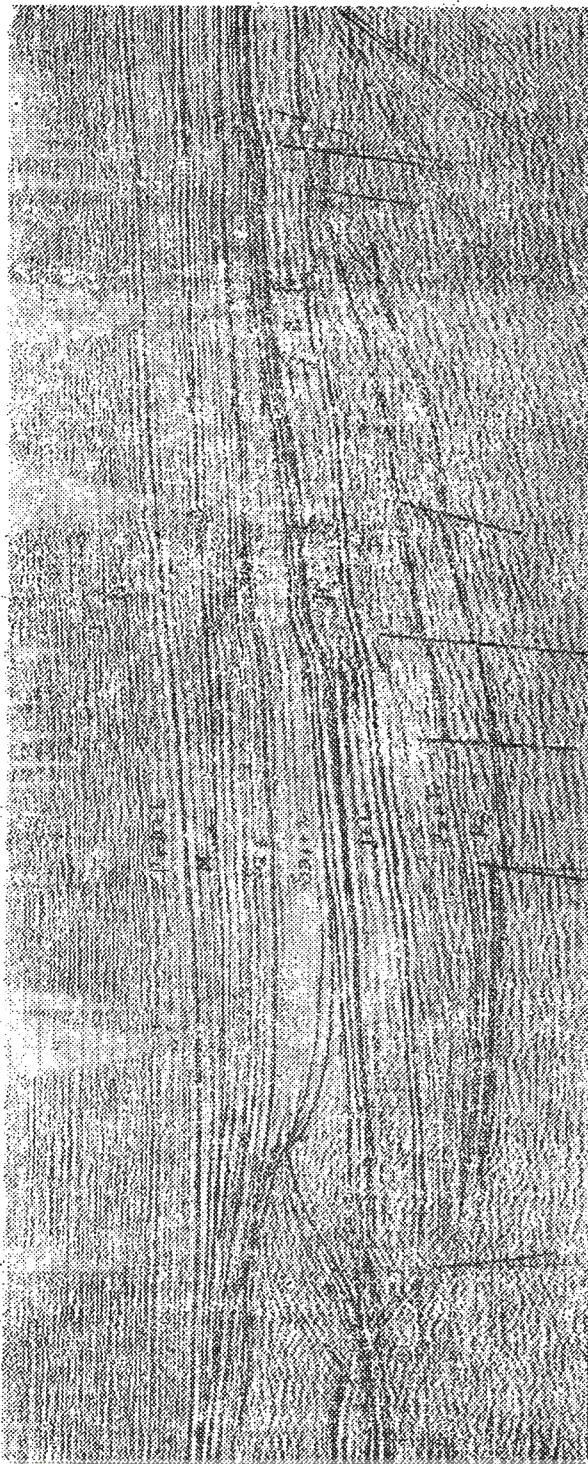


Fig. 11. — Time seismic section from platform to the foredeep, in the area of Bucharest meridian, studied from lithostratigraphic view point. Pz, Paleozoic; Tr, Triassic; J, Jurassic; Cr, Cretaceous; Sa₁₊₂, Lower-Middle Sarmatian; Sa₃, Upper Sarmatian; M, Meotian; P, Pontian; D, Dacian; L, Levantine; R, reef; A, B, facies subunits of the upper sequence.



Visible transgressions occur on either side — at least during the Badenian-Lower Sarmatian interval. We may speak of a trough filling process which followed the uplift of the lower molasse. The reflection configuration points to an increasing thickness in the depression axial zone and to obvious transgression contacts (onlap) both in the nappe front and on the platform. The pinching out of some layers towards the nappe proves the latter's continuous uplift during the depression filling. The floor level depassed the basal level so that the material was transported and deposited in great amounts only on the depression.

During the Meotian, the depression axis seems to have migrated to the platform as a consequence of an intense uplift which affected also the Upper Sarmatian substratum deposited immediately after it.

During the Pontian there occurred an accentuated subsidence of the entire foredeep, generating uniform sedimentation conditions all over the foredeep and the platform.

The relationships among the reflections point to an unimportant unconformity between Middle and Upper Sarmatian and between Upper Sarmatian and Meotian both to the platform and to the depression.

Figure 12 offers a more detailed image of lithostratigraphic events occurring at the boundary between the two foredeep zones, at the Spineni meridian. One may easily note the thinning out of the Sarmatian and Meotian on the pericarpatic nappe front. During the Meotian, there occurred submarine sliding preserved in the reflection configuration. The trough filling structure in front of the nappe with manifest transgressions on flanks is also confirmed.

The reflection configuration in the upper sequence points to the recurrent alternation of high and low energy conditions of depositional processes. The high energy periods of the depositional environment seem to correspond to the uplift stages of the foredeep internal flank. Below the Sarmatian nappe cover, the seismic facies point to the probable existence of Badenian salt formation.

Figures 13, 14 and 15 represent non-migrated time sections from the Pannonian Depression.

The section from Figure 13 presents a longitudinal direction on the Nadlac-Peregu uplift. There are three sequences with distinct seismic facies. The non-structural lower sequence belongs to the basement; the intermediate one, less developed stands out by its unconformable boundaries both in the bed and at the top. The reflections are discontinuous, present a low amplitude and some end unconformably on the onlap and others on the uplap (Fig. 13). The stratigraphic interval includes Miocene formations.

The upper sequence contains reflections ending unconformably on the lower limit, by aggradation on the pre-existent relief.

The seismic facies at the lower part of the sequence presents a low energy in the right half of the section and a relatively high one in the left half. This part of the section represents a paleovalley filled with sediments by submarine floor currents. The reflections generally follow the paleovalley. The right sector was influenced by a



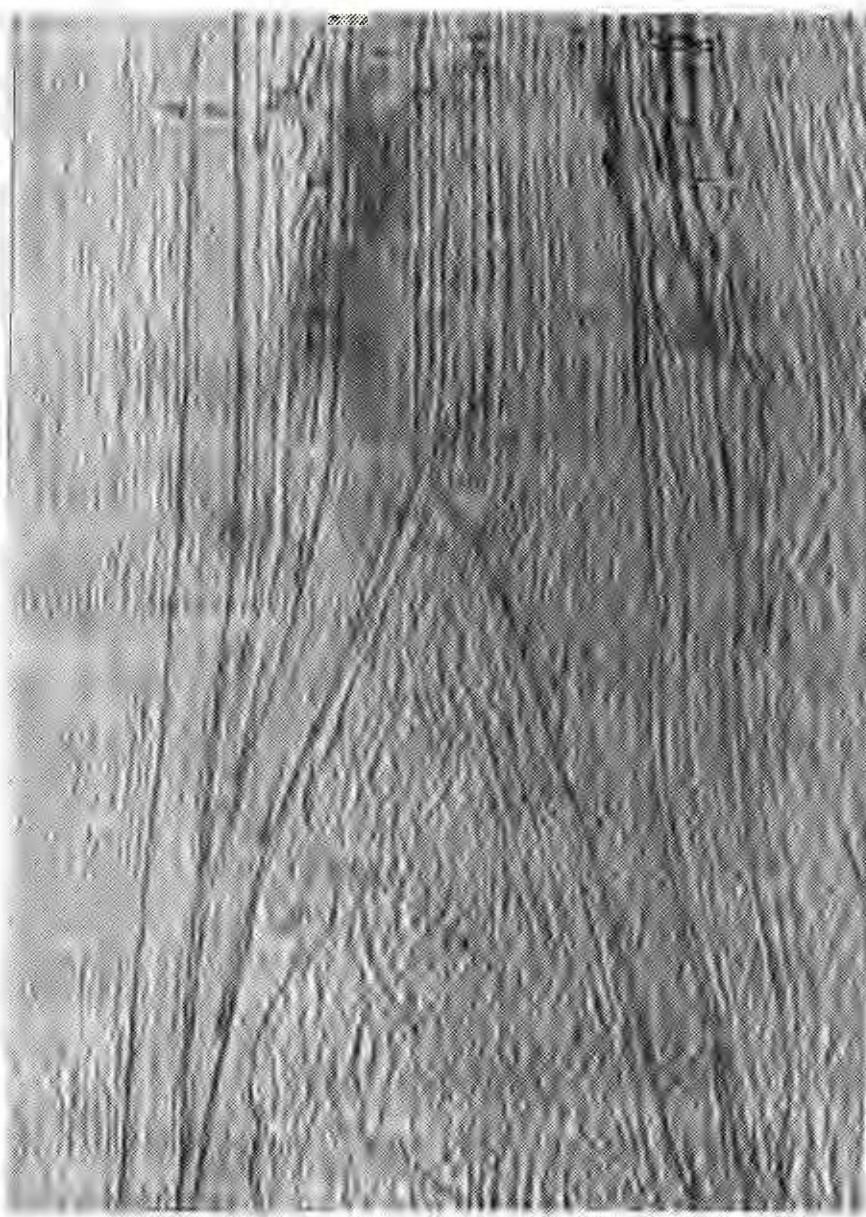


Fig. 12. — Time seismic section in the outer zone of the Carpathian Foredeep in the area of Spineni meridian, studied from lithostratigraphic and structural view points. T_1 , Lower Triassic; T_2 , Middle Triassic; J_3 , Upper Jurassic; K, Cretaceous; Sa₁, Lower Sarmatian; Sa₂, Middle Sarmatian; Sa₃, Upper Sarmatian; M, Meotian; P, Pontian; D, Dacian; Bn, Badenian; Σ , salt.

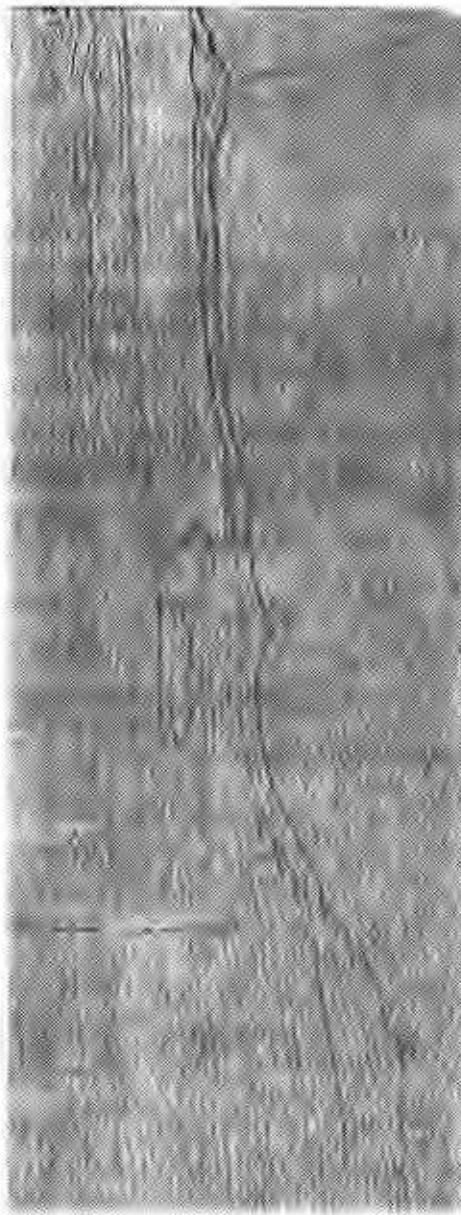


Fig. 13. — Time seismic section in the Peregă-Nădlac area (Pannonian Depression), with low and high energy seismic facies included.

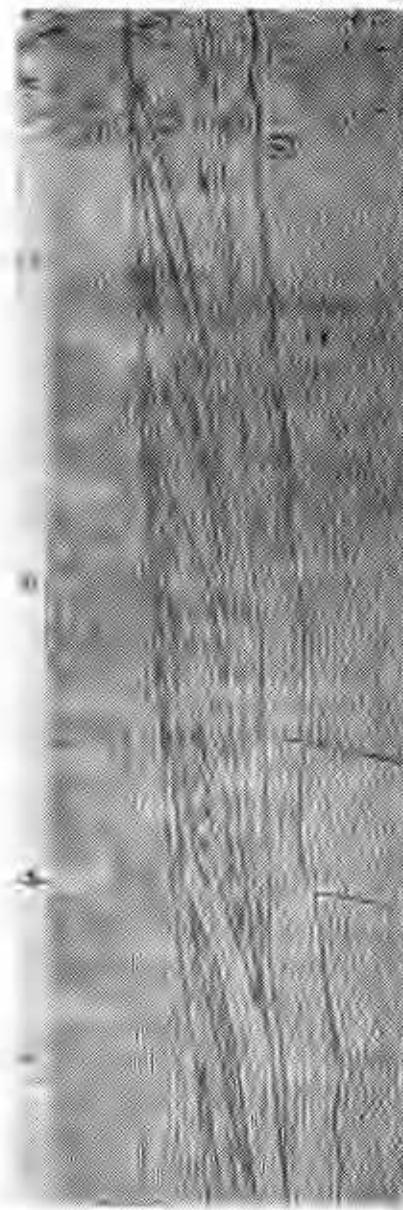


Fig. 14. — Time seismic section in the Salonta area (Pannonian Depression) studied from lithostratigraphic view point 1, 2, 3, 4, seismic sequences delimited; A, oblique progradation configuration within sequence 3 ; B, sigmoidal and mixed configuration within sequence 3 ; C, by-pass and oblique progradation within sequence 3.

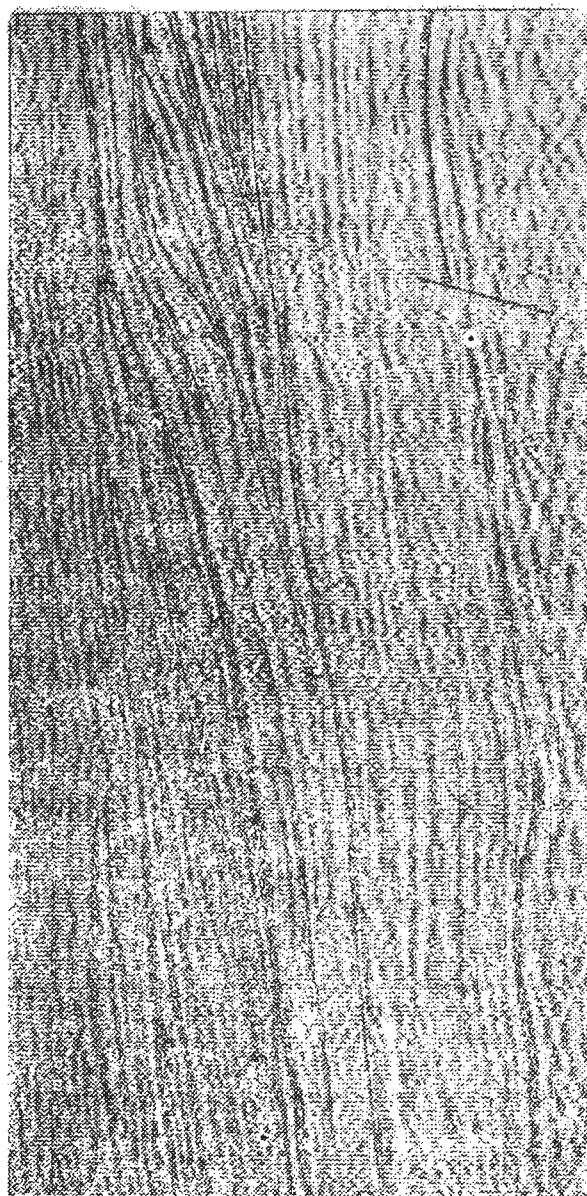


Fig. 15. — By-pass configuration and mixed progradation — detail of Fig. 14, domain C.

stable paleoplatform, with a reduced circulation of the waves and the gravitational deposition of sediments, at least in the first half of the depositional sequence.

The correlation with drilling data confirms, for the left side of the section, the presence of alternating sands and marls and for the right one, the occurrence of marls. The pointing out of this depositional inversion represents a successful achievement of seismic stratigraphy in the Pannonian Depression (Ionescu, 1978).

On the section of Fig. 14, one may easily notice four depositional units (sequences). The lower sequence (1) delimited by an unconformity at the top corresponds to the basement. The sequence (2) whose bed and top are delimited by two unconformable surfaces consists of Miocene formations. The reflection configuration reveals a conformable inner arrangement and a low energy facies. Sequence (3) stands apart the bed and top ones by the reflection configuration. It is a typical progradation configuration, occurring in deltaic environment. Those reflections trending downstream present downlap and uplap contacts with the lower and upper limit respectively. The inclined reflections pass into a sigmoidal and complex configuration. This configuration is the result of deltaic progradation under the conditions of subsidence/supply ratio variation (the supply usually depasses the subsidence).

Domain A with oblique reflections points to depositional conditions implying the combination of a relatively slight or even absent subsidence, a relatively abundant supply and a stagnant sea level. This leads to the rapid basin filling and to the erosion of the upper depositional surface which depasses always the basal level.

Domain B represents the combination of the sigmoidal and oblique forms, implying a complex depositional process — rapid and slow progradation as a result of an increasing or decreasing supply.

Domain C, presented on a large scale in Figure 15, represents a by-pass instance under the conditions of permanent presence of the depositional area above the basal level. The two arrows show two changing stages of the basal level and the edge which marks the starting point of the paleodelta front.

The upper sequence (4) is limited at its lower part by an unconformity surface which contains the onlap ends of the more and more recent beds. This sequence represents a general transgression stage corresponding to the Middle and Upper Pannonian.

According to the lithostratigraphic events inferred from seismic sections, the sedimentation occurred in this basin on the background of a relatively stable shelf, with a pre-existent (pre-Miocene and pre-Pannonian) uneven relief. The supply was favoured by evaluated deltaic apparatus, while the redistribution of material occurred by means of the subsea currents circulation, influenced in its turn by submarine relief forms.

Conclusions. The analysis of seismic sections from three different zones of our country proves the possibility of inferring the sedimen-



tation conditions and the depositional processes from the seismic reflection configuration.

The present paper includes the analysis of single sections because of the lack of a network of qualitatively homogeneous ones; however, the correlation of seismic sequences and facial units within a network is absolutely necessary in view of the spatial and time representation of phenomena and of their pointing out on adequate maps.

More elaborate processing, by computer, may bring an important contribution to stating the lithological identity and the fluid content of beds revealed by seismic reflections.

The well registered and processed seismic sections offer the interpreter geophysicist and the geologist the possibility of recognizing numerous lithological and stratigraphic elements, especially in those zones where drilling data are few or even absent.

We consider that the stratigraphic interpretation of seismic sections is essential, mainly for the investigation of new zones, as well as for the study of other detail problems connected with zones under exploration. The seismic sections offer information on the sedimentation conditions and the evolution of lithofacial units in time and space, which are rather useful for solving up any local problems as well as for grounding some hypotheses on regional, continental or even global scale (Vail et al., 1979).

REFERENCES

- Brown L. F. jr., Fisher W. L. (1977) Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins. AAPG Memoir 26. Ed. by Ch. Payton, Tulsa Oklahoma SUA.
- Chapman R. E. (1973) "Petroleum Geology" a concise study. Elsevier Publ. Amsterdam.
- Dicea O. (1975) Condițiile de formare a capcanelor litostratigrafice din flancul extern al avanfosei Carpaților Meridionali. *Rev. Mine, Petrol și Gaze*, 7, București.
- Tomescu L., Costescu M., Vasiliev S. (1971) Posibilități de cercetare a capcanelor stratigrafice prin prospectiunea seismică cu referire la zona Suta Seacă-Finta-Bilciurești. *Rev. Mine, Petrol și Gaze*, 11, București.
 - Ionescu N. (1979) Les études détaillées des paléoreliefs dans l'exploration du pétrole. W.P.C. PD, Buc. — Heyden.
- Ionescu N. (1967) Unele observații în legătură cu posibilitatea cercetării capcanelor stratigrafice prin metode seismice. *Petrol și Gaze*, 9, București.
- Alexandrescu M. (1979) Interpretări stratigrafice pe secțiuni seismice în Banat. *St. tehn. econ., Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Krumbein and Sloss (1963) "Stratigraphy and Sedimentation", Second Edition. Freeman Co.
- Mitchum R. M. jr., Vail P. R., Thomson S., III (1977) The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. Part 2, AAPG Memoir 26, Ed. by Ch. Payton, Tulsa Oklahoma SUA.



- Vail P. R., Sangree J. B. (1977) Stratigraphic interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. Part 6, *AAPG Memoir 26*. Ed. by Ch. Payton, Tulsa Oklahoma SUA.
 - Vail P. R. (1977) Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure Part 7. *AAPG Memoir 26*. Ed. by Ch. Payton, Tulsa Oklahoma SUA.
- Vail P. R., Mitchum R. M. jr. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, part 1 : Overview. *AAPG Memoir 26*. Ed. by Ch. Payton, Tulsa Oklahoma SUA.
- Mitchum R. M. jr. (1979) Global Cycles of Sea — Level Change and Their Role in Exploration. WPC, PD₂, Buc. — Heyden.

QUESTIONS

I. Moldovan : Is it possible to carry out these advanced lithostratigraphic investigations in areas in which the dip of beds exceeds 3—5°, being of 5—45°?

Answer : As regards the dislocated beds one may infer their lithology, fluid saturation and tectonic or sedimentary structure. The sedimentation conditions may be inferred from reconstructing the initial state of the non-shifted formations, which makes the interpretation rather difficult. In this case the configuration of reflections was influenced by tectonisation and it would be more difficult to find out the cause of more subtle deformations (synsedimentary or tectonic).

C. Motaş : Are there any additional transformations which could be performed on the seismic sections in view of amplifying certain anomalies?

Answer : The paper presents lithostratigraphic interpretations on time seismic sections and migrated time sections, available to all geologists and geophysicists from IPGGH reports. Some quantitative parameters regarding the amplitude, frequency, interval velocity etc. need more elaborate processing by the computer. However, the anomalies are formerly noticed and defined on common sections and then processed in order to infer the causes. The common processing implies the use of Hilbert transform, of power spectra, of coloured reproduction etc. which point out the anomalous areas of economic interest.

C. Vinogradov : 1. Do the reefs from Fig. 11 occur at the J₃/Cr₁ (Upper Tithonian-Berriasian) boundary?

2. Do they lie on an alignment forming a barrier or are they isolated?

3. Are there other reefs reported by seismic investigation from other formations?

Answer : 1. The configuration of seismic reflections which points to the presence of reef structures belongs to Malm-Neocomian calcareous formations. 2. Characteristic configurations have been distinguished on isolated profiles, but only a group of profiles would lead to delimiting different types of reef structures (isolated, barrier etc.).

3. Seismic configurations of reef type have also been pointed out in other areas of the Moesian Platform, at Fierbinți-Urziceni, Brincoveanu, north of Bucharest etc. They represent, at present, the object of study of some groups of geologists and geophysicists of IPGGH; the results of their investigations will be published soon.





Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIA SEISMOMETRIEI LA CUNOAȘTEREA
MORFOLOGIEI FUNDAMENTULUI CRISTALIN AL BAZINULUI
LAPUGIULUI ȘI CULOARULUI MUREȘULUI¹

DE

BOGDAN STANCHEVICI², PETRE CONSTANTINESCU²,
GABRIEL PISCUPESCU², NICOLAE IBADOF³

Seismic refraction method. Structure of intramountainous basins. Subvolcanic bodies. Complex interpretation of geophysical data. Lăpugiul basin — Mureș passage.

Abstract

The Seismometric Study of the Morphology of the Metamorphic Basement of the Lăpugiul Basin and the Mureș Passage. The refraction seismometric study of the metamorphic basement of the Lăpugiul basin and the Mureș passage points to an area of maximum sinking WSW-ENE-wards, the depth of which does not exceed 1 000 m. The northern slope is steeper and was affected by more faults as compared to the southern one.

Introducere. Bazinul Lăpugiului și prelungirea lui estică — culoarul Mureșului — reprezintă o subunitate geologică mai puțin cunoscută, fiind aproape în întregime acoperită de depozite pannoniene și cuaternare. În absența vreunui foraj de adincime, singurele informații de ordin structural sau litologic provin din extrapolarea observațiilor asupra formațiunilor care aflorează pe rama bazinului și din rezultatele prospectiunii gravimetrice și aeromagnetice.

Interpretarea datelor oferite de aeromagnetometrie a condus la concluzia prezenței în fundamentul bazinului a unor linii de acces al

¹ Predată la 18 februarie 1980, acceptată pentru publicare la 18 decembrie 1980, comunicată în ședința festivă organizată cu prilejul Congresului al XII-lea al P.C.R.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.

³ I.C.B. Tîrgoviște.



magmelor care au funcționat probabil în timpul fazei laramice, linii evidențiate printr-o succesiune de maxime ale cîmpului geomagnetic (Andrei, Cristescu, 1966).

Această ipoteză a făcut să crească foarte mult interesul pentru zona menționată, presupusele magme fiind susceptibile de a genera mineralizații interesante din punct de vedere economic.

Pentru aprecierea interesului pe care îl prezintă eventualele mineralizații, un element de primă importanță îl reprezintă cunoașterea cît mai exactă a adîncimii la care sunt localizate corporurile magmatice, implicit a grosimii copertei de formațiuni sedimentare. Pentru rezolvarea acestei probleme s-a făcut apel la metoda seismică în varianta ei de refracție.

Premisele aplicării metodei menționate erau favorabile, știut fiind că în cele mai multe cazuri rocile cristaline și cele eruptive sunt caracterizate prin viteze mai mari de propagare a undelor seismice în comparație cu cele sedimentare.

Cadrul geologic. Condiții seismogeologice

Bazinul Lăpujului (Gherasi et al., 1968) se dezvoltă între cratinalul masivului Poiana Ruscă la sud și aşa numita „Cordilieră a Mureșului” la nord.

Se presupune că fundamentul este alcătuit din șisturi cristaline epimetamorfice, calcare și dolomite cristaline și este străbătut de erupțiuni mezozoice (ofiolite), paleogene (banatite) și neogene.

Formațiunile sedimentare, care colmatează bazinul, aparțin la două perioade de sedimentare: una mezozoic superioară, reprezentată preponderent prin gresii și marne și alta neogenă, în care se pot separa depozite terigene mai puțin consolidate, tortoniene, sarmatiene și pannoniene, având în bază pirolastrite andezitice. La suprafață predomină nisipurile și pietrișurile cuaternare, fapt care constituie o dificultate în aplicarea metodei seismice întrucât înrăutățește calitatea recepționării și generării undelor.

În condițiile absenței unor foraje care să permită efectuarea de măsurători directe asupra vitezelor seismice, distribuția acestora în formațiunile geologice ce alcătuiesc bazinul, element esențial în caracterizarea condițiilor seismogeologice, a fost stabilită numai pe baza unor determinări pe aflorimentele existente și a valorilor de viteză cunoscute din literatură.

Sinteza informațiilor obținute conduce la concluzia existenției a trei grupe de roci caracterizate de viteze diferite și anume: roci terigene de vîrstă pannoniană, sarmatiene și tortoniană cu viteze cuprinse între 1 800—2 400 m/s, pirolastritele andezitice, argilele și gresiile mezozoice având viteze de 3 000—3 500 m/s și, în sfîrșit, șisturile cristaline, ofiolitele și banatitele ale căror viteze se situează între 4 200—6 000 m/s. În cuprinsul celor trei grupe menționate nu sunt diferențe de viteze semnificative.

Din cele de mai sus reiese că există premise favorabile pentru detectarea morfologiei suprafaței formațiunilor din fundamentul bazi-



nului și puțin favorabile pentru separarea, în cadrul fundamentului, a corpurilor vulcanice. Reiese, de asemenea, că se pot obține informații și asupra suprafeței depozitelor cretacice sau a piroclastitelor.

Probleme de metodologie

Înregistrările de teren s-au efectuat pe 15 profile prin metoda de corelare a undelor refractate, cele mai multe transversale pe aliniamentul magnetic pozitiv Gladna Montană-Gurasada. Parametrii sistemului de observație au fost proiectați astfel încât să se asigure o determinare continuă a limitei de refracție reprezentată de suprafața fundamentului bazinului. În stabilirea rețelei de profile s-au întâmpinat greutăți legate de morfologia terenului și de legislația privind ocuparea terenurilor agricole. Distanța dintre punctele de recepție a fost de 35 m iar lungimea hodografilor realizati a fost cuprinsă între 3 și 8 km, în funcție de adâncimea fundamentului cristalin.

Pentru obținerea înregistrărilor pe teren s-a folosit o stație seismică cu înregistrare magnetică, tip Rx-24, producție RDG, și geofoni tip MARK, producție SUA, cu frecvență proprie de 14 Hz.

În ce privește valorificarea datelor de observație menționăm că limitele de refracție au fost construite folosindu-se metoda cîmpurilor de timpi, metoda „ t_0 “ și, uneori, a curbelor aplanatice. Constituția geologică foarte heterogenă a umpluturii bazinului a ridicat probleme în ce privește alegerea vitezei medii pentru calculul limitelor de refracție. Vitezele medii folosite au fost cuprinse între 2 700 și 3 200 m/s funcție de presupusa constituție geologică pînă la limita refractatoare. Stabilirea zonelor de faliere s-a realizat pe baza existenței amortizărilor anomale, a decalajelor de timpi și, uneori, a undelor difracțiate. Vitezele de limită au fost calculate atît pe baza pantei hodografilor diferențiali cît și prin metoda cîmpurilor de timp.

Asupra tabloului de unde. Examinarea hodografilor undelor înregistrate în profilarea de refracție a pus în evidență faptul că tabloul de unde este dependent de poziția punctului de generare. Astfel, în cazul tuturor punctelor de generare amplasate pe formațiuni cuaternare sau pannoniene tabloul cuprinde o succesiune de trei unde: prima, V_1 , înregistrată în apropierea punctului de generare, are o viteză aparentă de 2 200—2 400 m/s și caracteră de undă directă prin formațiuni terigene neogene; în continuare se înregistrează unda V_2 cu viteză de 3 400—3 800 m/s, cu caracteră de undă frontală, apoi unda V_3 de asemenea frontală, cu viteză aparentă peste 4 800 m/s. Dacă punctele de generare sunt amplasate pe formațiuni cretacice se înregistrează numai undele V_2 și V_3 , iar dacă punctele de generare sunt situate pe formațiuni cristaline sau pe ofiolite se înregistrează numai unda frontală V_3 .

Cele de mai sus au constituit indicații prețioase în stabilirea corespondenței stratigrafice a limitelor seismice. Într-adevăr este foarte probabil ca unda V_1 să se propage prin formațiuni terigene neogene,



unda V_2 să alunece pe suprafața piroclastitelor sau a depozitelor mezozoice iar unda V_3 , pe suprafața fundamentului cristalin.

Sistemul de observație a asigurat urmărirea continuă numai a undei frontale V_3 , în scopul determinării morfologiei suprafetei fundamentului. Unele din seismograme au conținut însă și înregistrări ale undei V_2 ceea ce a permis ca sporadic să se obțină informații, evi-

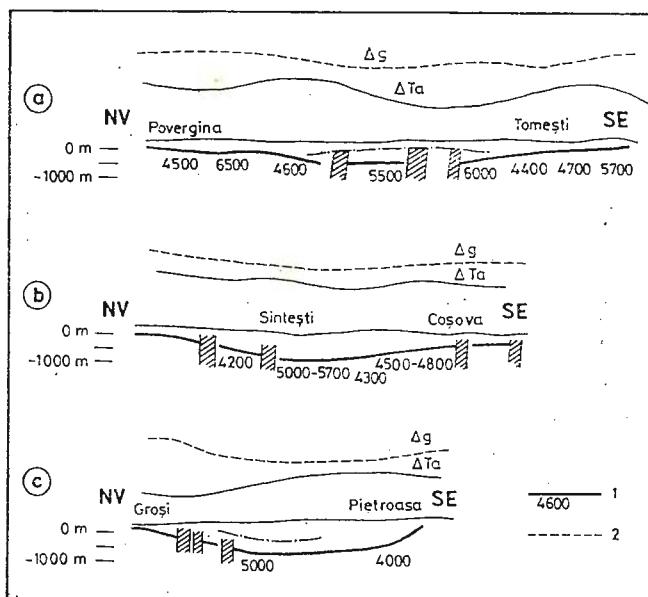


Fig. 1. — Secțiuni seismice : 1, suprafața fundamentului cristalin cu viteza locală de limită ; 2, suprafața depozitelor mezozoice sau a piroclastitelor andezitice.

Sections sismiques : 1, surface du soubassement cristallin à vitesse locale de limite ; 2, surface des dépôts mésozoïques ou des pyroclastites andésitiques.

dent mai puțin sigure, asupra adâncimii suprafetei depozitelor cretace (sau piroclastitelor).

Rezultate. Rezultatele obținute în urma cercetărilor seismometrice din bazinul Lăpujului sunt conținute în 15 secțiuni seismice dintre care şase, mai reprezentative, sunt reproduse în figurile 1 și 2. Secțiunile pun în evidență morfologia suprafetei fundamentului cristalin, faliile existente la acest nivel precum și vitezele de limită care caracterizează formațiunile din fundument. Pe secțiuni sunt redate și curbele de variație a cimpurilor gravific și geomagnetic.

Comparând morfologia suprafetei fundamentului cristalin cu variația cimpului gravific se constată o bună corespondență între zonele depresionare ale fundumentului și minimele gravimetrice și între faliile din fundument și intensificarea gradientului orizontal al anomaliei Bouguer (Visarion et al., 1974).

În ceea ce privește corelarea între maximele cîmpului geomagnetic și morfologia fundamentului nu se remarcă nici o corespondență, fapt care demonstrează că eventualele corpuri vulcanice nu coincid cu proeminente ale fundamentului.

Pe unele secțiuni seismice a fost trasată punctat și a doua limită caracterizată printr-o viteză de circa 3 400 m/s. Este foarte probabil

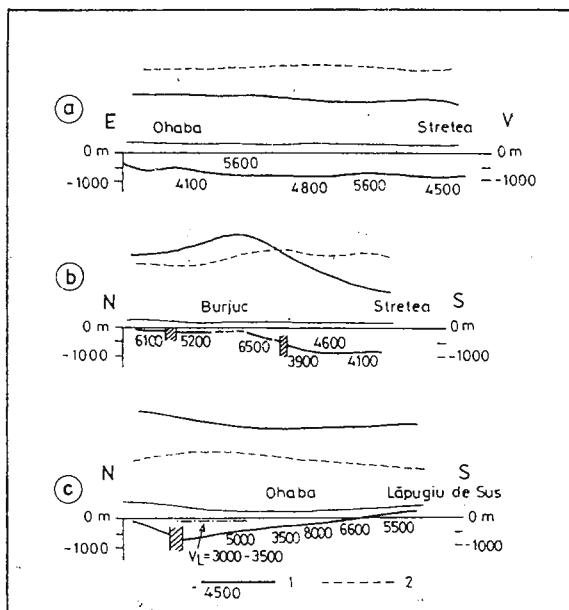


Fig. 2. — Secțiuni seismice : 1, suprafața fundamentalui cristalin cu viteză locală de limită ; 2, suprafața depozitelor mezozoice sau a piroclastitelor andezitice.

Sections sismiques : 1, surface du soubassement cristallin à vitesse locale de limite; 2, surface des dépôts mesozoïques ou des pyroclastites andésitiques.

ca ea să reprezinte suprafața formațiunilor mezozoice sau a piroclasitelor neogene. Determinarea ei sporadică și relativ nesigură este numai o consecință a parametrilor sistemului de observație care, așa cum s-a mai spus, au fost stabiliți în vederea urmăririi continue numai a suprafeței fundamentalui cristalin.

Pe baza rezultatelor obținute pe cele 15 secțiuni seismice s-a construit o hartă cu izobate (fig. 3) care oferă o imagine globală privind morfologia fundamentului bazinului și, în corelație cu datele oferite de aeromagnetometrie, o bază pentru orientarea forajului de explorare.

Zona de maximă afundare a bazinului este relativ largă și este orientată aproximativ VSV-ENE fiind jalonată de localitățile Sintăști,

Fîntoag și Stretea. De-a lungul ei adîncimile nu depășesc 1 000 m. Flancul nordic este mai abrupt și mai afectat de accidente tectonice; dintre acestea remarcăm falia Făget-Gurasada confirmată și gravimetric printr-un puternic gradient orizontal.

Flancul sudic are o pantă mai lină și practic nu este afectat de falii.

Cercetarea seismometrică efectuată nu permite precizarea evoluției bazinului spre est și vest. Se poate totuși afirma că spre vest structura bazinului este mai puțin calmă, fiind mult complicată de un sistem de accidente tectonice, iar înspre est el se îngustează concomitent cu o slabă ridicare a fundamentului său.

Urmărirea evoluției grosimii copertei de depozite sedimentare de-a lungul liniilor de maxime aeromagnetice prezintă interesul economic major, această analiză putînd da indicații prețioase asupra amplasamentelor optime ale forajului de explorare.

Încercarea de a localiza corpurile subvulcanice pe baza distribuției vitezelor de limită calculate pentru suprafața fundamentului nu a condus la rezultate pozitive: între zona de maxim aeromagnetic și valoarea vitezei de limită nu s-a putut stabili nici o corespondență concluzientă.

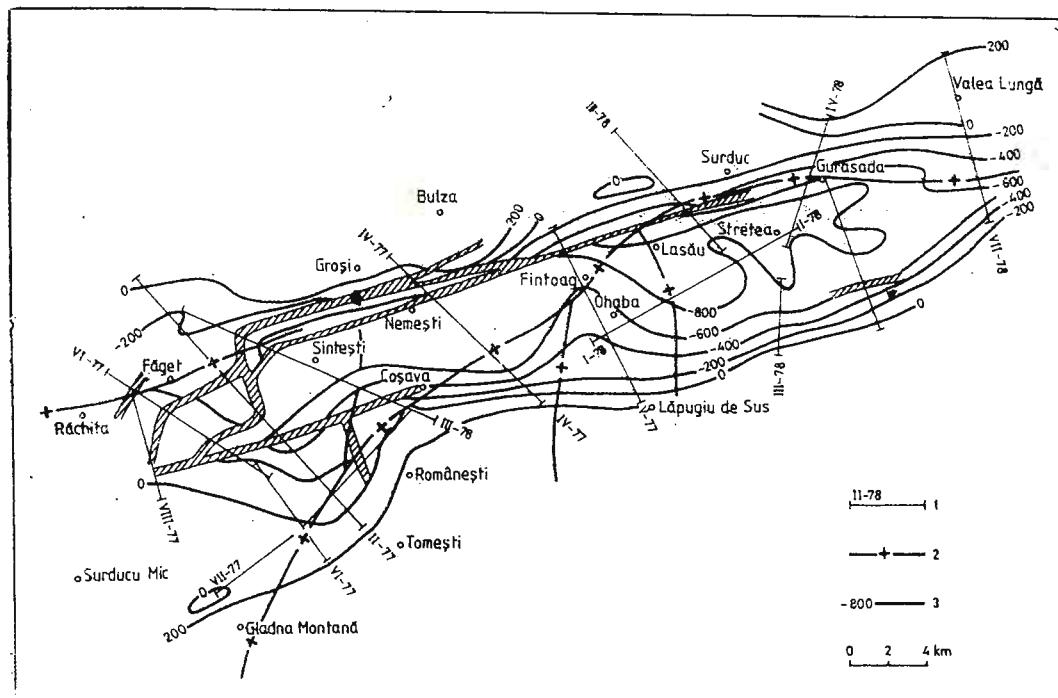


Fig. 3. — Harta cu izobate la suprafața fundamentului cristalin. 1, profil seismic; 2, ax anomalie aeromagnetică pozitivă; 3, izobate.
Carte à isobathes à la surface du soubassement cristallin. 1, profil sismique ; 2, axe anomalie aéromagnétique positive ; 3, isobathes.

BIBLIOGRAFIE

- Andrei J., Cristescu T. (1966) Asupra prezenței unei fracturi crustale pe rama nordică a bazinului Lăpugiu și Timiș-Begov, *St. cerc. geol. geofiz. geogr.* (*Geofiz.*), 2, 4, p. 311—315, *Acad. R. S. România*, București.
- Gherasi N. et al. (1968) Hartă geologică a R.S.R. sc. 1 : 200 000 Foaia Deva I.G.
- Visarion M. et al. (1974) Harta gravimetrică a R.S.R. sc. 1 : 200 000 Foaia Deva I.G.G.

LA CONTRIBUTION DE LA SISMOMÉTRIE À LA CONNAISSANCE DE LA MORPHOLOGIE DU SOUBASSEMENT CRISTALLIN DU BASSIN DE LĂPUGIU ET LE COULOIR DE MUREŞ

(Résumé)

Pour déterminer la morphologie de la surface du soubassement cristallin du Bassin de Lăpugiu et le Couloir de Mureş on a appliqué la méthode sismométrique dans sa variante de réfraction, étant connue que les vitesses de propagation des ondes dans les roches du soubassement sont plus grandes que dans les roches sédimentaires de couverture.

On a effectué des enregistrements sur 15 profils, la majorité orientés transversalement à la zone de maximum aéromagnétique, déterminée par des travaux antérieurs. On a pu séparer, sur des sismogrammes des ondes frontales correspondant à la surface des formations mésozoïques (ou aux pyroclastites néogénées) et cristallines ; celles-ci ont été continuellement suivis par un système adéquat d'observation.

Les résultats, présentés sous forme de sections sismique et une carte à isobathes, mettent en évidence la morphologie de la surface du soubassement cristallin et aussi les failles qui existent à ce niveau.

La zone de maximum enfoncement du bassin est large et orientée approximativement VSV-ENE. Le long de celle-ci les profondeurs ne dépassent pas 1 000 m. Par comparaison au flanc méridional, le flanc du nord est plus escarpé et plus affecté par les accidents tectoniques.

La corrélation entre les particularités de la variation des champs gravifique et magnétique et celle de la morphologie du soubassement conduit à des conclusions utiles en vue de programmer le forage d'exploitation qui vise les minéralisations qui accompagneraient les éventuels corps subvolcaniques.



ASUPRA FILTRĂRII CÎMPURILOR POTENȚIALE CU AJUTORUL
PROCEDEULUI MEDIILOR MOBILE ȘI AL CONTINUĂRII
ÎN SEMISPĂȚIUL SUPERIOR¹

DE

LUCIAN BEȘUȚIU², GEORGETA BEȘUȚIU²

Potential fields. Direct interpretation. Upward continuation. Running average. Spectral analysis.

Abstract

On the Data Processing by Means of "Running Average" and Upward Continuation Methods. It is generally accepted that by using the "running average" method and upward continuation in data processing similar results are obtained.

The paper reveals, on the basis of a quantitative spectral analysis, the differences and the resemblances between these two methods.

It is also demonstrated that it is possible to carry out an upward continuation by using the "running average" method.

Continuarea datelor în semispătiul superior și metoda mediilor mobile reprezintă două din căile cele mai utilizate astăzi în separarea componentei regionale a cîmpurilor potențiale.

Continuarea în semispătiul superior pornește de la premiza că datele de observație reprezintă valorile unei funcții armonice, distribuite pe o suprafață plană, orizontală, efectuind o transpunere a lor pe un alt plan, paralel cu primul, situat la o cotă h în raport cu acesta. Există mai multe procedee practice care realizează acest lucru, bazate de pildă pe formula lui Poisson (Hughes, 1942; Andreev, 1947), soluția ecuației lui Laplace în coordonate cilindrice în aproximarea Bessel-Fourier (Vestine, Davids, 1945), desfășurarea funcțiilor în serie MacLaurin (Evjen, 1936; Peters, 1949) etc.

¹ Predată la 4 februarie 1984, acceptată pentru publicare la 6 februarie 1984, comunicată în ședința din 16 martie 1984.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



Introducerea analizei de frecvență în interpretarea datelor gravimetrice și magnetice (Dean, 1958), dezvoltată pe larg și în țara noastră (Botezatu, 1971) aduce un instrument matematic prețios care facilitează rezolvarea unor probleme foarte complicate în domeniul spațial. Așa se face că astăzi, cel mai răspândit procedeu de continuare în semi-spățul superior este bazat pe prelucrarea datelor în domeniul spectral, unde acest lucru se realizează foarte simplu cu un operator având caracteristica de transfer

$$f = e^{-2\pi v h}, \quad (1)$$

unde am notat : v = frecvență,

h = altitudinea planului de continuare.

După cum se poate remarcă, aplicarea acestui operator duce la o creștere a ponderii frecvențelor joase în semnalul prelucrat, frecvențe purtătoare de informații asupra surselor de largă extindere, situate în profunzime, în detrimentul celor înalte, caracteristice efectelor locale, superficiale.

Înlocuind în relația (1) frecvența prin numărul de undă (l/l) se obține :

$$f = e^{-2\pi \frac{h}{l}} \quad (2)$$

Principalul dezavantaj al metodei constă în faptul că teoria interpretării anomalilor cîmpurilor potențiale reclamă semnale infinit extinse, continu și tînzînd către zero la mare distanță de surse, condiții imposibil de realizat în practică, ceea ce duce la apariția, în urma aplicării acestor tehnici, a unor fenomene parazite aşa-zise „de margine“ dar care afectează de fapt întreaga matrice a datelor prelucrate.

Pentru diminuarea lor, valorilor inițiale li se aplică niște funcții speciale (“Window functions”) care complică însă procedeul interpretării ridicînd totodată durata și costul prelucrării.

Procedeul mediilor mobile este mai puțin sofisticat și a fost aplicat de-a lungul timpului în diverse variante. În principiu el efectuează o mediere a datelor de observație în cadrul unei „ferestre“ de lungime $2L$ ce glisează de-a lungul profilului examinat. Valoarea medie obținută pentru o anumită poziție a „ferestrei“ se atribuie stației din centrul ei, după care dispozitivul se deplasează cu un pas și procesul se reia, media înregistrată corespunzînd stației următoare.

Întrucît media reprezintă valoarea cea mai probabilă a cîmpului în intervalul dat, rezultă că și acest procedeu îmbogățește semnalul filtrat în informații de la surse de largă extindere, a căror contribuție la realizarea mediei este mult mai mare decât cea a cauzelor locale, de dimensiuni reduse.

Constatarea este însă mult mai bine ilustrată de caracteristica de transfer a acestui operator. Pentru a o determina să observăm că acțiunea sa presupune :



a) datorită limitării în extindere, convoluția semnalului fizic cu o funcție „poartă“ de lărgime $2L$ al cărui spectru este (Gîrlășu, 1978)

$$f_p = 2L \frac{\sin 2\pi L/l}{2\pi L/l} \quad (3)$$

unde l = lungimea de undă a anomalilor;

b) ca urmare a caracterului discret al informației obținute în practică, convoluția cu o funcție de tip „pieptene“ (iii) având ca spectru tot o funcție „pieptene“;

c) medierea valorilor din intervalul $(-L, L)$.

Avind în vedere că în domeniul spectral convoluția unor funcții se transformă în simplul produs al spectrelor acestor funcții și notind cu S spectrul semnalului geofizic rezultă că spectrul mediei (M) pe intervalul de lărgime $2L$ va fi :

$$M = S \cdot \frac{\sin 2\pi L/l}{2\pi L/l}. \quad (4)$$

De aici rezultă imediat caracteristica de transfer a operatorului medii mobile :

$$f_{mm} = \left| \frac{\sin 2\pi L/l}{2\pi L/l} \right|. \quad (5)$$

Se remarcă astfel că pentru o alegere judicioasă a lărgimii fereștri de mediere se poate obține, cu ajutorul mediilor mobile, o filtrare foarte apropiată de cea realizată prin continuarea în semispațiul superior. Observația devine interesantă dacă se are în vedere faptul că procedeul mediilor mobile este mult mai simplu și mai comod de aplicat, timpul și costul prelucrării datelor fiind considerabil mai scăzut. În plus, se evită toate fenomenele perturbatoare ce însotesc trecerea datelor în domeniul spectral.

Dezavantajul metodei constă în aceea că harta mediată (echivalență uneia continuată în sus) are dimensiuni mai reduse decât matricea datelor initiale, prin prelucrare pierzindu-se informația de pe laturile acesteia.

În încheiere este prezentată o aplicație practică a considerațiilor teoretice menționate pînă aici.

Într-o zonă din vestul țării noastre, harta distribuției anomaliei componentei verticale a cîmpului geomagnetic la epoca 1967,5 (Velcescu, Beșuțiu, 1983) a fost eșantionată cu o funcție „pieptene“ avînd pasul de 2 km. Conturul neregulat al hărții a impus împărțirea ei în trei matrice dreptunghiulare de date initiale, care se suprapun parțial pentru a se putea controla nivelul efectelor perturbatoare și permite răcordarea după filtrare. Fiecăreia din aceste matrice i-au fost aplicate cele două procedee de separare a anomaliei regionale, direct pentru mediile mobile și după o prealabilă tratare a datelor cu ajutorul unei ferestre de tip cosinus-bandă în cazul continuării în sus. Alegerea parametrilor celor doi operatori s-a făcut pe baza examinării caracteristicilor de transfer și a lungimii de undă a anomalilor conturate în hartă. S-a stabilit astfel că pentru o înălțime de continuare $h = 2$ km este necesară o fereastră de mediere avînd lățimea $2L = 8$ km (fig. 1).



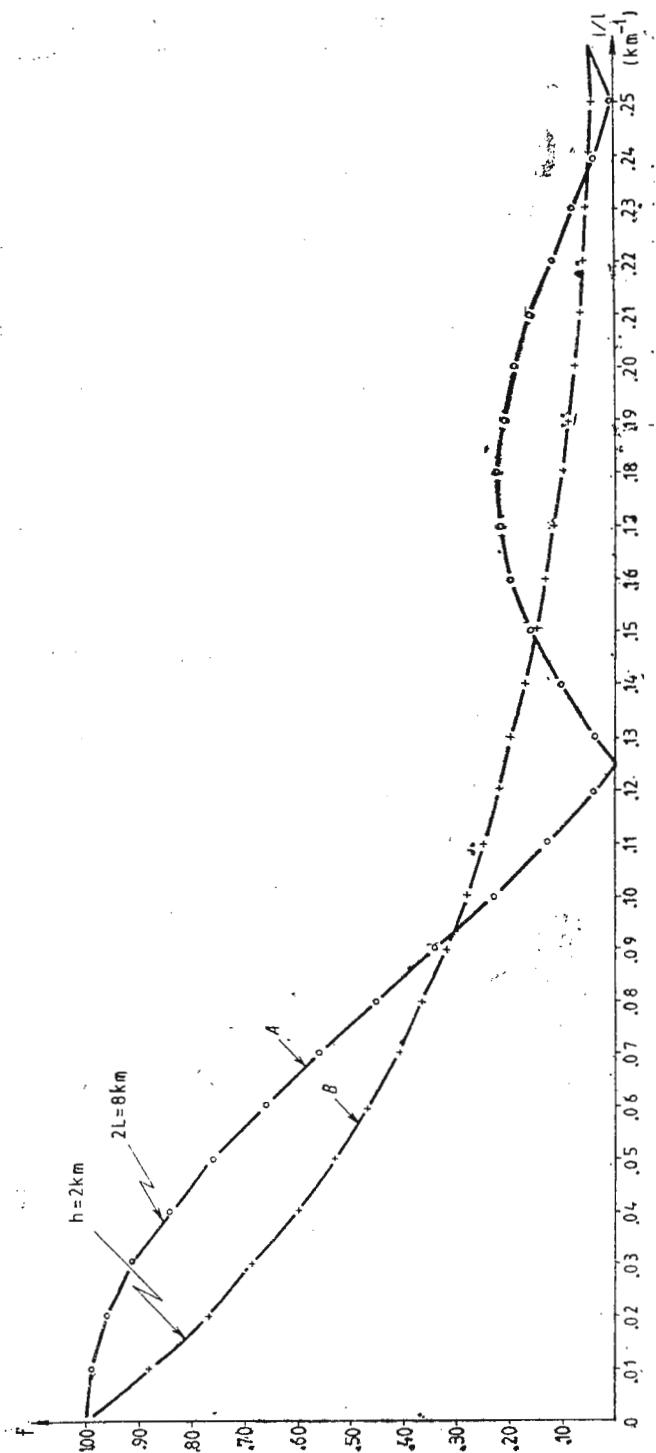


Fig. 1. — Caracteristica de transfer a operatorilor utilizati: A, medii mobile;

B, continuare in sus.

La particularité de transfert des opérateurs employés. A, moyennes mobiles;

B, prolongement en haut.

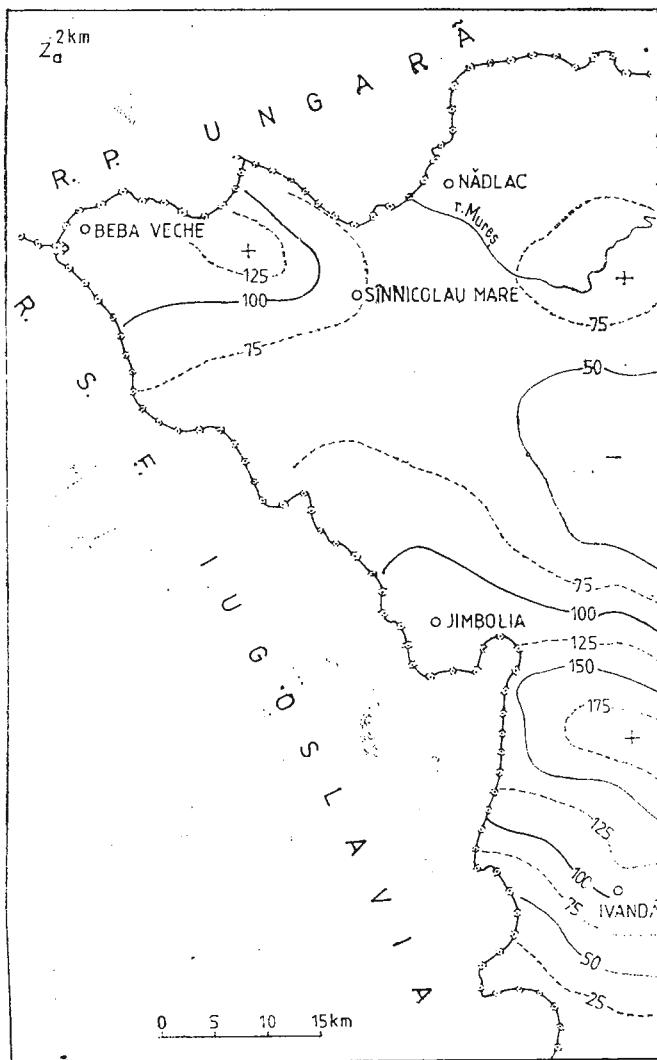


Fig. 2. — Anomalia regională a componentei verticale a cîmpului geomagnetic continuată în sus la înălțimea $h = 2$ km.
Anomalie régionale de la composante verticale du champ géomagnétique prolongée en haut jusqu'à la hauteur de 2 km.

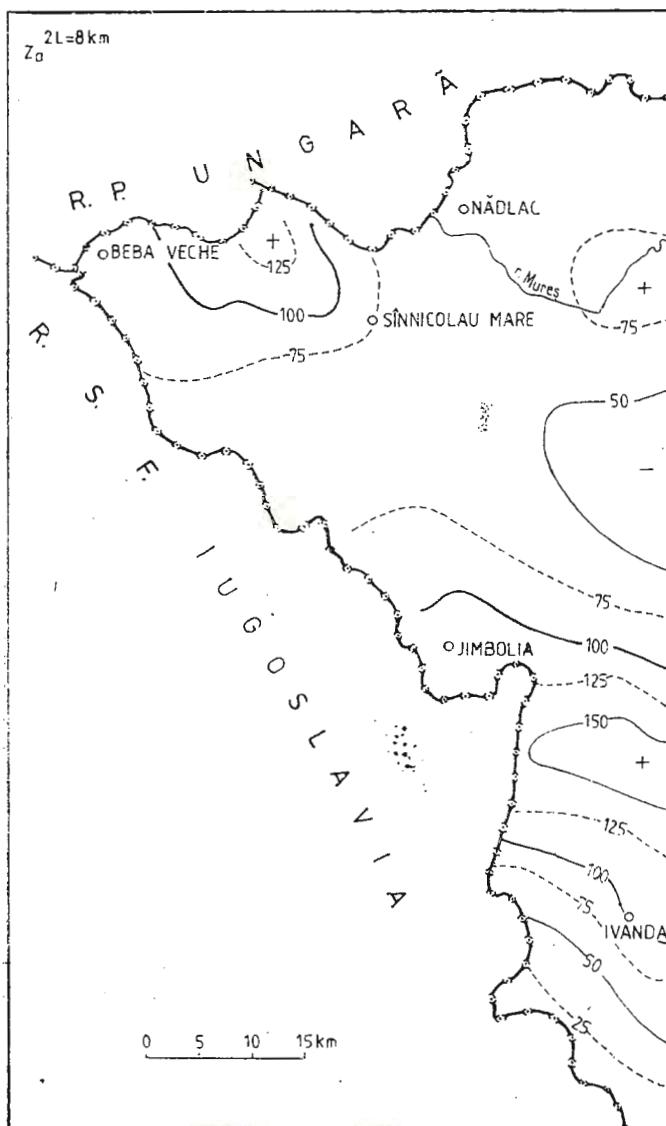


Fig. 3. — Anomalia regională a componentei verticale a câmpului geomagnetic obținută prin filtrare cu ajutorul mediilor mobile (lățimea „ferestrei“ $2L = 8$ km).

Anomalie régionale de la composante verticale du champ géomagnétique obtenue par la filtration à l'aide des moyennes mobiles (largeur de la „fenêtre“ $2L = 8$ km).

Figura 2 prezintă rezultatul continuării în semispațiul superior a datelor cu ajutorul proceadeului din analiza spectrală, în timp ce următoarea infățișează anomalia regională separată cu ajutorul procedeului mediilor mobile. Asemănarea celor două imagini confirmă astfel în mod nemijlocit considerentele teoretice expuse anterior.

BIBLIOGRAFIE

- Andreev V. A. (1947) Rascioti prostranstvenno raspredelenia potențialnīh polei i ih ispolzovanie v razvedocinoi geofizike. *Izv. Akad. Nauk SSSR*, XIII, 3, 15—39.
- Botezatu R. (1971) Interpretarea anomalilor gravimetrice și magnetice cu ajutorul funcțiilor periodice. *St. tehn. econ. ser. D*, 8, 3, *Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Dean W. C. (1958) Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, 23, 97—127.
- Evjen H. M. (1936) The place of the vertical gradient in gravitational interpretation. *Geophysics*, 1, 127—136.
- Gîrlășu O. (1978) Prelucrarea în timp real a semnalelor fizice. Ed. *Scrisul Românesc*, Craiova.
- Hughes D. S. (1942) The analytic basis of gravity interpretation. *Geophysics*, 7, 2.
- Peters L. J. (1949) The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, 14, 290—320.
- Velicescu G., Beșuțiu L. (1933) Harta magnetică a R. S. România, foile Jimbolia și Sinnicolau Mare. *Raport, arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.
- Vestine E. H., Davids N. (1945) Analysis and interpretation of geomagnetic anomalies. *Terrestrial magnetism and atmospheric electricity*, L, 1, 13—40.

SUR LA FILTRATION DES CHAMPS POTENTIALS À L'AIDE DES MOYENNES MOBILES ET DU PROLONGEMENT DANS LE DEMI-ESPACE SUPÉRIEUR

(Résumé)

L'étude se propose de réaliser une analyse comparative sur deux des plus utilisés procédés de séparation de l'anomalie régionale des champs potentiels.

Dans ce but on a déterminé la caractéristique de transfert des deux types d'opérations, prolongement en haut et les moyennes mobiles et on a comparé, dans le domaine de la fréquence, le mode d'actionner de chacun.

On observe ainsi que pour une élection adéquate des dimensions de la fenêtre de médiation, on peut obtenir une filtration similaire au prolongement des données dans le demi-espace supérieur.

On présente dans la fin de l'étude un cas pratique de prolongement des données à une altitude prédéterminée, à l'intermédiaire de la méthode des moyennes mobiles, sur un fragment de la carte magnétique nationale.





Institutul Geologic al României

CU PRIVIRE LA GEODEZIE ȘI STRUCTURA SA ACTUALĂ¹
DE
DIONISIE MARINESCU

Basic science. General science. Particular science. Terrestrial gravitational field. Terrestrial ellipsoid. Geoid. Basic geodesy. Complementary geodesy. Topography. Terrestrial maps.

Abstract

On Geodesy and Its Present-day Structure. By taking into account the different definitions of geodesy, it is proved a particular earth science and Helmert's (1880) definition is made topical in view of relating geodesy to other sciences, of a cooperation among geosciences and of a correlation with photogrammetry and mapping.

În ultimii ani, atât literatura de specialitate cât și cea enciclopedică consemnează considerarea geodeziei fie ca ramură a matematicilor aplicate, fie ca disciplină de sine stătătoare, fie ca ramură a măsurătorilor terestre, sau ca știință. În plus, se tinde a se atribui, în mod exclusiv, obiectului geodeziei și studiul cîmpului gravitațional terestru.

În legătură cu aceasta, precizăm că în opinia noastră, Geodezia : — nu poate fi privită ca ramură a matematicilor aplicate deoarece matematica, abstractizînd cuceririle numeroaselor științe, spre a le reda cu uz universal valabil, se conservă ca știință fundamentală fără tendințe de disocieri particulare ;

— ar putea constitui o disciplină și anume a geonomiei, dacă preocupările pentru integrarea geonomică a informațiilor geologice, geografice, geochemice, geodezice etc. vor determina, în ultimă instanță, consacrarea geonomiei ca știință generală despre planeta noastră ;

— nu poate fi considerată ramură a măsurătorilor terestre fiindcă dimpotrivă, pentru concretizarea obiectului geodeziei au fost integrate permanent observații terestre (din stații terestre la ținte terestre) și observații astrometrice (din stații terestre la aștri), completate ulterior.

¹ Prezentată la 6 mai 1983, acceptată pentru publicare la 6 mai 1983, comunicată în ședința din 16 februarie 1983.



rior cu observații gravimetrice (din stații terestre în special) și, în ultimele decenii, cu observații spațiale (din stații terestre la ținte spațiale și invers);

— este totuși știință particulară despre Pământ penîntru că studiază un domeniu distinct al realității (forma și mărimea suprafetei Pământului în ansamblu și pe porțiuni determinate), a elaborat numeroase metode, a legiferat elipsoidul terestru drept suprafață geometrică de referință și geoidul drept suprafață fizică de referință, îi sint proprii teorii și conceptii asupra figurii Pământului, confirmate de practică și noțiuni ca deviația verticalei, altitudinea ortometrică etc.;

— a adus și aduce contribuții remarcabile la determinarea și reprezentarea cîmpului gravitațional terestru și a variațiilor lui, dar nu-și poate atribui în exclusivitate studiul acestui cîmp, care prezintă un interes la fel de mare pentru geofizică și destul de mare pentru alte geoștiințe, astronomie.

De peste un secol s-a emis definiția „Geodezia este știința măsurării și reprezentării suprafetei Pământului“ (F. R. Helmert, 1880) și s-a considerat că geodezia cuprinde ca ramuri principale, geodezia superioară și geodezia inferioară.

Între timp, unele școli au grupat în geodezia superioară discipline ce concurau la rezolvarea unor probleme de fond și au tratat sub denumirea de geodezie (ocolind deseori să-i spună și inferioară), problematici reunite de diversi autori sub denumirea de topografie. Alte școli au preferat tratarea geodeziei cu accent pe construcția rețelelor geodezice constituind ca disciplină autonomă topografia, pe care au diversificat-o ca topografie inginerească, topografie minieră, topografie militară și.a.

Mai recent, sub impactul geodeziei cu revoluția tehnico-științifică contemporană, se constată o creștere a numărului „geodeziilor“.

Revenind la fondul geodeziei, reamintim că o reprezentativă lucrare (Geodezia : Tendințe și perspective, 1978) prezintă printre multe probleme interesante și un concept asupra „geodezului ideal“, ca „persoană avînd o diplomă de bază în științe sau în inginerie și care să fie bine familiarizat în matematici, fizică, inginerie sprijinită pe geodezie, aparatură și tehnică de calcul. El trebuie : să planifice și să conduce lucrări de triangulație, trilaterație, nivelment, determinări de distanțe cu laseri și prin interferometrie pe baze ultralungi; să determine cîmpul gravitațional terestru, forma și mărimea Pământului; să depisteze mișcările lîngă falii și să determine comportamentul dinamic al oceanelor; să fie familiarizat cu ridicările hidrografice și batimetriche; să posede cunoștințe despre restituție, sisteme analogice și analitice, precum și despre sisteme integrate în fotogrammetrie; să fie familiarizat cu tehnologia de teledetectie și cu posibilitățile de recoltare și depozitare a datelor; să fie expert în cartografie matematică și în sisteme automate de cartare; să fie inițiat în tehniciile de reproducere și copiere a hărților; să fie inițiat în realizarea hărților de navigație aeriană și maritimă; să fie expert în topografia de teren, în ingineria lucrărilor de artă și miniere; să fie expert în observații astronomice, mecanică cerească, surse de energie galactică, fizică și tec-tonică, în seismologie, oceanografie, navigație“.



Fără a ignora particularitățile problematice, reclamate în mod obiectiv de specificul național al sarcinilor ce revin unui astfel de specialist, considerăm că în prezent geodezia își perfecționează :

— sprijinul pe matematică și fizică (la modernizarea teoriilor, a modalităților culegerii și prelucrării informațiilor, a abordării efectelor mediului natural etc.), pe astronomie și cercetarea spațiului (la rafinarea sistemelor sale de referință, la integrarea retelelor geodezice, la determinarea formei și mărimii Pământului etc.), pe tehnica nouă (la modernizarea aparaturii sale de observare și de calcul) ;

— conlucrarea cu geoștiințele (geofizica, geografia, geologia prin intermediu geodinamicii, seismologia, oceanografia etc.) într-un context nou, menit să faciliteze concretizarea eforturilor depuse în studiul multilateral al planetei noastre. Cadrul adecvat al acestei conlucrări îl constituie U.G.G.I. ;

— corelarea cu fotogrammetria și teledetectia (la creșterea preciziei și randamentul „ridicării“ zonelor mari sau a ansamblului suprafeței terestre) și cu cartografia (la modernizarea soluțiilor legate de reprezentarea suprafeței terestre sub formă de hărți). Cadrul adecvat acestei corelări îl constituie învățământul superior și instituțiile cu profil larg.

Observind că geodezia nu și-a schimbat fondul structurii și problematicii sale ci numai le-a adaptat potrivit posibilităților și cerințelor în continuă evoluție, vom remarcă în principal, că :

— definiția lui Helmert (1880) rămîne cea mai reprezentativă, pentru exprimarea sintetică a fondului geodeziei ;

— geodezia superioară (mai potrivit poate, fundamentală), având ca subiect determinarea formei și mărimii Pământului, precum și construcția retelelor geodezice de bază (fie și într-un spațiu tridimensional variabil în timp), concretizează fundamentul geodezic (suprafațe generale și poziții de referință) al hărtilor terestre, al diferitelor „ridicări“ și al cercetărilor ce fac apel la poziții geodezice statice sau dinamice. Cu problematica ei se ocupă A.I.G. iar unii specialiști consideră că aceasta este geodezia ;

— geodezia inferioară (mai potrivit poate, complementară), având ca subiect construcția hărtilor terestre, pe fundamentele geodezice oferit de cealaltă ramură principală, obține în prezent măsurarea și reprezentarea cartografică a suprafeței terestre : — în zone mici de uscat, cu ajutorul topografiei și derivatelor sale, — în zone mari de uscat, cu ajutorul fotogrammetriei și teledetectiei, — în zonele acvatice, cu ajutorul oceanografiei, în principal ;

— o divizune a muncii în construcția hărtilor terestre se impunea datorită complexității sarcinii și a devenit posibilă, grație unei convergențe de interes ;

— hărțile terestre, ca produs al unei cooperări pe un cert funda-
ment geodezic, implică o deosebire categorială față de hărțile Cerului, Lunii etc., se diversifică în planuri și hărți topografice (pentru zone de uscat) și hărți hidrografice (pentru zone acvatice) și se referă strict la suprafața planetei noastre. Prin caracterul lor general, ele consti-



tuie baza geodezică a hărților geologice, geofizice, geografice, geo-chimice;

— titlul Topografie sub care s-au reînnoit și diversificat problematicile clasicei geodezii inferioare, deși consacrat prin uzanță, ignoră totuși referirea la Pămînt, neluind în considerare fie și numai caracterul universal al conceptului topocron sau al topologiei care au și ele în componentă, grecescul *topos* = loc.

În condițiile exploziei informaționale la care asistăm în prezent, deosebirile de vederi privind definirea geodeziei și formularea terminologiei geodezice apar ca inerente, dar în același timp, nivelul cerințelor tehnico-științifice actuale reclamă necesitatea realizării unei convergențe a opiniilor și în acest domeniu, pentru consolidarea rolului și locului geodeziei, în sistemul științelor naturii.

BIBLIOGRAFIE

- Heimert F. R. (1880) Die mathematischen und physikalischen Theorieen der höheren Geodäsie, Einleitung und I Teil, Leipzig.
- Levallois J-J. (1969) Géodésie générale, Tom I. Collection scientifique de l'Institut Géographique National, Paris.
- * * * (1978) Geodesy : Trends and Prospects, National Academy of Sciences, Washington, D. C.
- * * * (1978) Mic dicționar encyclopedic, Ediția a II-a revăzută și adăugită, Editura Științifică și Encyclopedică, București.
- * * * (1980) Informare documentară în teorie și practică, III, 8, C.Z.U., Clasa V Matematică și științele naturii, I.N.I.D., București.
- Constantinescu L. (1980, 1981) Integrări geonomice ale informației geodezice, Seminarul de geodezie, I.C.B. — C.N.I.T., București.
- Vaniček P., Krakiwsky E. J. (1982) Geodesy : The Concepts, Amsterdam/New York/Oxford : North-Holland Publ. Comp.
- Marinescu D. (1983) Cu privire la știința geodeziei și structura sa, Sesiunea de comunicări științifice a D.T.M., București.

CONCERNANT LA GÉODÉSIE ET SA STRUCTURE ACTUELLE

(Résumé)

Parmi les multiples définitions de la géodésie consignées dans la littérature de spécialité et encyclopédique des dernières années, on peut enregistrer la préférence pour : aborder la géodésie comme une science particulière de la Terre, tenant compte des critères de reconnaissance d'une telle science ; considérer la définition d'Helmut (1880) comme la plus représentative pour l'expression synthétique du fond de la géodésie ; l'idée que les problèmes fondamentaux de



la géodésie ne se sont pas modifiés, mais ils se sont adaptés à un nouveau contexte, de se baser sur la mathématique, la physique, l'astronomie, la recherche de l'espace et à la nouvelle technique, de collaboration avec les géosciences et de corrélation avec la cartographie et la photogrammétrie ; l'idée que la représentation cartographique de la surface de la Terre soit obtenue par la coopération de la géodésie (complémentaire dans l'opinion de l'auteur) avec la topographie, la photogrammétrie et l'océanographie ; l'adoption de la notion de cartes terrestres individualisées, des celles du Ciel, de la Lune etc.

Pour conclure, on souligne la nécessité de réaliser une convergence des idées pour définir la géodésie et formuler la terminologie géodésique.





Institutul Geologic al României

RECENTE

A. BREKKE, A. EGELAND: *From mythology to space research. The Northern Light*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg New York, Tokyo, 1983, 170 pag., 143 black and white photographs and drawings and 35 coloured photographs in 16 plates.

Studiul aurorelor polare face parte din domeniul geofizicii, atât ca un capitol al fizicii atmosferei cât și ca unul al geomagnetismului. Prin spectaculozitatea lor, aurorele boreale au atrăs din cele mai vechi timpuri atenția oamenilor, stîrnind admirări, spațiu dar și interesul științific, lor fiindu-le consacrate nenumărate scrieri, de la cele literare, la cele de înalt nivel științific. Cartea de față nu este însă nici literară și nici științifică în adevărul înțeles al cuvîntului, ci o carte de istorie, mai bine zis de istoria științei, ea relativă mai curind relațiile omului cu acest ciudat fenomen decît cu fenomenul în sine.

Cartea cuprinde 12 capitole în care se prezintă diversele demersuri făcute de oameni pentru înțelegerea ciudatelor apariției: aurorele în folclor și mitologie, aurorele în literatură, aurorele ca sursă de inspirație, primele demersuri științifice făcute în Scandinavia, de la vikingi pînă la vremea Renășterii, cercetările întreprinse în secolul al XVIII-lea, apoi în secolul al XIX-lea și pionierii cercetărilor la începutul secolului al XX-lea. După această parte mai mult generală, sunt prezentate diversele aspecte științifice ale fenomenului: aurorele ca indicatori meteorologici, aurorele și perturbările geomagnetice cu implicațiile lor asupra oamenilor (biologice dar și în ce privește navigația, receptiile radio etc.), aurorele ca unealtă de studiu al atmosferei superioare. Lucrarea se încheie cu prezentarea mijloacelor de investigație, mai ales în Norvegia, de către organisme internaționale specializate. Diversele tabele ale autorilor scandinavi, care s-au ocupat de aurore începînd din 1800, ale observatoarelor specializate și o bogată bibliografie, întregesc această interesantă carte, captivantă prin subiect ei extraordinar dar și prin stilul ușor și atractiv. Cartea este splendid ilustrată, cu un mare număr de fotografii color ce prezintă diversele forme și culori ale aurorelor și cu un considerabil număr de fotografii alb-negru, de un mare interes științific (reproduceri de tablouri, portrete, facsimile, desene istorice etc.).

M. Bleahu



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Redactor : MARIA BREBAN
Traduceri : DANA RĂDULICI, RUXANDRA NEGREA,
RAMONA CĂPITAN
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : iunie 1984. Bun de tipar : noiembrie 1984. Tiraj :
700 ex. Hirtie de scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar : 10. Co-
mando : 705. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(58).



Intreprinderea Poligrafică „Informația”
str. Brezoianu nr. 23–25 București — România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Studii tehnice și economice, serile 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