



Prof. dr. ing. RADU BOTEZATU
membru corespondent al Academiei R. S. R.

1921 — 1988

La inceputul unui nou an, pe data de 11 ianuarie 1988, a dispărut brusc și cu totul neașteptat, în plină activitate creatoare, unul dintre cei mai iluștri reprezentanți ai geoștiințelor din a doua jumătate a secolului XX, care va rămnine în memoria tuturor celor care l-au cunoscut, profesorul strălucit și omul de știință remarcabil — Radu Botezatu.

În întreaga sa viață a dăruit continuu tuturor geofizicienilor și, parțial, geologilor din țara noastră, din tot ceea ce a acușnat printre activitate exemplară și din ceea ce natura l-a înzestrat cu prisosință, din fondul său sufletesc deosebit de bogat, întruchipind în mod exemplar pe omul de omenie, pe specialistul incontestabil, pe cercetătorul cu vocație și pe dascălul plin de har.



Institutul Geologic al României

S-a născut la 8 ianuarie 1921 la Iași, oraș în care își începe pregătirea intelectuală urmând studiile primare și liceale, acestea din urmă la renomul „Seminar pedagogic universitar”, punindu-se astfel cu temei bazele strălucitei sale evoluții ulterioare. Minat de avide dorință de cunoaștere, care l-a caracterizat toată viața, atras fiind prin vocație spre științele exacte, urmează și absolvă, cu rezultate remarcabile, Facultatea de mine și metalurgie din cadrul Institutului Politehnic din Timișoara, obținind în anul 1945 titlul de inginer. În luna martie a aceluiași an își începe activitatea ca specialist, activitate ce se va desfășura neîntrerupt, pe linie continuu ascendentă, timp de peste 40 de ani. Funcționează în primul an și jumătate ca inginer stagiar în industria petroliferă, ca apoi să se producă fericita întâlnire cu geofizica aplicată, de căre s-a îndrăgostit și căreia i-a rămas devotat slujitor pînă la sfîrșitul prematur al vieții.

Geofizica românească a avut astfel șansa ca în cadrul ei să activeze un valoros specialist, care i-a îmbogățit patrimoniul științific și i-a sporit prestigiul. Format ca intelectual și specialist la școala de înaltă ținută a invățămîntului tehnic superior din țara noastră, Radu Botezatu și-a completat pregătirea în domeniile geologiei și geofizicii în cadrul Institutului Geologic și, apoi, al Comitetului Geologic, în atmosfera de înalt profesionalism, exigență științifică și competiție creatoare, care au caracterizat aceste instituții. Remarcat, încă de la început, pentru temeinica sa pregătire profesională, pasiunea pentru domeniul geostințelor, puterea să de muncă, conștiințiozitatea, calitatele organizatorice, alese calități morale, a fost promovat succesiv în funcții de răspundere — șef de echipă, șef de secție, inginer șef la Intreprinderea de Prospecții și Laboratoare, director al nou înființatului Institut de Geofizică Aplicată (septembrie 1966), director al Intreprinderii Geologice de Prospecții și adjunct al ministrului Minelor, Petrolului și Geologiei. În toate aceste funcții a dat deplină satisfacție, onorîndu-le cu rezultate deosebite, care au deschis noi direcții de cercetare și au contribuit la extinderea și diversificarea metodelor geofizice pentru investigarea structurii geologice ascunse a teritoriului României.

Componentă principală permanentă a preocupărilor sale, activitatea didactică s-a desfășurat la început în paralel cu activitatea din producție sau cercetare, din anul 1952 participînd continuu la progresul invățămîntului tehnic superior de geologie și geofizică din București. În perioada 1952—1973 activitatea didactică s-a desfășurat în paralel cu cea din producție sau cercetare, dar cu intensitatea, calitatea și conștiințiozitatea cadrelor didactice cu funcția de bază în invățămînt. Din anul 1973 trece în invățămînt ca profesor universitar și, în același timp, ca șef al Catedrei de geologie și geofizică (pînă în anul 1985).

Indiferent de instituții, pozițiile în care a activat și funcțiile pe care le-a avut, profesorul Radu Botezatu a desfășurat, cu o pasiune și un talent deosebite, o activitate științifică creatoare, atât pe planul fructificării vastei sale experiențe practice, cât și pe acela al creației teoretice originale, fapt care a fost recunoscut unanim de forurile competente prin distincțiile ce i s-au acordat și, în special, prin alegerea să în anul 1974 ea membru corespondent al Academiei R. S. România.



Rezultatele demersului său teoretic și aplicativ din domeniul geofizicii aplicate s-au concretizat în numeroase articole (peste 100), publicate în cele mai prestigioase reviste de specialitate din țară și străinătate, în tratate, manuale și cursuri (12) de înaltă științifică și de evidență originalitate.

Înalta sa competență profesională l-a recomandat și impus în diverse funcții în organisme naționale și internaționale – în C.A.E.R. (Consiliul de ajutor economic reciproc), K.A.P.G. (Comisia academilor pentru geofizică planetară), Comisia republicană de rezerve geologice, corespondent național pentru geodezie în U.G.G.S., președinte al Secției de geodezie și gravimetrie din cadrul Comitetului Național Român de Geodezie și Geofizică, președinte al Secției de geofizică – filiala București – a Societății de științe geologice din R.S. România, membru al E.A.E.G. (pînă în anul 1981), membru în comitetele de redacție ale revistelor de geofizică ale Academiei, Analele universității-seria Geologie, președinte al Comisiei de Geostiințe din cadrul Asociației Oamenilor de Știință din R. S. România. În cadrul secției de științe geologice, geofizice și geografice a Academiei R.S. România a fost o prezență permanent activă atât în rezolvarea problemelor privind orientarea activității de cercetare științifică, cât și prin participarea directă la manifestările științifice organizate.

Ne-a părăsit pentru totdeauna cel care a îndrumat mulți ani activitățile geofizicii aplicate și învățămîntului superior de profil, cel care a întruchipat într-un mod exemplar pe omul de știință pasionat și dotat, pe dascălul cu vocație și dăruire, omul cu alese calități intelectuale și sufletești, lăsind în urma sa o bogată moștenire științifică și o puternică amprentă asupra activității geofizice, care vor face ca generațiile viitoare de geofizicieni și geologi să-i cunoască opera în profunzime și să-i urmeze exemplul luminos, pentru ridicarea prestigiului țării noastre în domeniul geoștiințelor.

C. Calotă





Institutul Geologic al României

SUBSTITUIREA STRATELOR DE CĂRBUNI DIN BAZINUL PETROŞANI RELEVATĂ DE MĂSURĂTORILE GEOFIZICE DE SONDĂ¹

DE

PETRE BACĂRU²

Interpretation Geophysical data. Coal field. Coal seams. Substitution. Structural controls. Lithologic controls. Well log. South Carpathians — Intramountainous depressions — Petroşani.

Abstract

The Substitution of Coal Seams in the Petroşani Basin as Show by Geophysical Measurements. Relying on geophysical data, the author puts forth a standpoint different from the accepted one, with regard to the interpretation and correlation of the Petroşani coal field structure. Without overlooking the frequency of tectonic accidents, he demonstrates that the non-interception of the coal seams by the drillings is, in most cases, especially in the western half of the basin, due to the phenomenon of substitution of the coal materials in certain seams with other sediments.

Résumé

La substitution des couches de charbon du bassin de Petroşani mise en évidence par les mesuremens géophysiques de sonde. A partir des données géophysiques, l'auteur présente un point de vue différent de celui actuel, en ce qui concerne l'interprétation et la corrélation de la structure du bassin carbonifère de Petroşani. Sans minimiser la fréquence des accidents tectoniques, il démontre que, dans la plupart des cas, la non-interception des couches de charbons par les forages est due surtout dans la moitié occidentale du bassin, au phénomène de substitution du matériel charbonneux de certaines couches à autres sédiments.

Bazinul carbonifer Valea Jiului, cel mai important din țara noastră, a necesitat un mare volum de lucrări de explorare, care au avut drept scop cunoașterea și mai detaliată a condițiilor geologice ale zăcământului, a rezervelor de cărbuni și a calității acestora.

¹ Depusă la 8 octombrie 1984, acceptată pentru comunicare și publicare la 30 octombrie 1984, comunicată în ședință din 14 martie 1985 a celui de al XIII-lea Simpozion de fizica pământului și geofizică aplicată, Academia Republicii Socialiste România.

² Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș 1, R-79673, București 32.



În vederea ridicării gradului de cunoaștere geologică a formațiunilor traversate de foraje, în acest bazin, începând din anul 1956, s-au introdus, în mod experimental, investigațiile geofizice în găurile de sondă, folosindu-se metodele: electrice (o curbă potențială, una gradientă și una micro-potențială) și nucleare (curba radioactivității naturale a rocilor (γ); curba porozităților ($n - \gamma$), utilizându-se surse radioactive de Po-Be și curba densităților ($\gamma - \gamma$), folosindu-se surse radioactive de Co⁶⁰). Prin intermediul acestor metode s-au obținut rezultate importante pentru completarea lipsurilor, inerente datelor furnizate de carotajul mecanic.

După perfectarea unei metode proprii de interpretare a parametrilor măsurări geofizic, independentă de celelalte metode geologice de investigare (Bacăru, 1960), măsurătorile geofizice s-au integrat definitiv în metodologia geologică de cercetare și s-au utilizat pentru rezolvarea principalelor probleme geologice privind batimetria și grosimea stratelor, alcătuirea litologică, succesiunea stratigrafică, corelarea stratelor de cărbuni, probleme absolut necesare pentru proiectarea și dirijarea lucrărilor miniere.

Într-un timp relativ scurt, cu ajutorul măsurătorilor geofizice, punindu-se, pentru prima dată, accentul pe repere în formații sterile, s-au determinat cinci repere litologice în lungul bazinului, repere care au permis în anul 1962 abordarea problemei dificile a corelării stratelor de cărbuni, mai ales a corelării jumătății de vest cu cea de est, care avea un număr dublu de strate. Greutatea corelării stratelor, între cele două jumătăți, provine din faptul că, în jumătatea de vest sunt sedimentate numai stratele inferioare și, deci, ultimul strat sedimentat ar fi stratul 9/8, idee adoptată unanim și pe care s-au axat toate cercetările pînă la acea dată, stratele fiind numerotate în ordinea sedimentării lor, de la 1 la 9/8 și uneori 10.

Cu ajutorul acestor cinci repere și, în special, cu al reperului de bază notat (RB), (fig. 2), „pe de o parte s-a infirmat ideea adoptată unanim în trecut, că în jumătatea vestică ultimul strat sedimentat este stratul 9/8, iar pe de altă parte s-a demonstrat că în jumătatea vestică a bazinului nu s-au sedimentat unele strate inferioare, și nici unele superioare stratigrafic față de RB” (Bacăru, 1962). S-a precizat, deci, că ceea ce s-a considerat în jumătatea de vest grupul stratelor 9/8, în realitate este grupul stratelor 18/17, care au fost corelate cu stratele 18/17 din jumătatea de est a bazinului. Aceste repere litologice, determinate cu ajutorul măsurătorilor geofizice, au creat posibilitatea să se treacă la realizarea, în mod științific, a corelării tuturor stratelor din jumătatea de vest a bazinului cu cea din est, care are un număr dublu de strate, numerotate de la 1 la 20.

Refacerea corelării a început în anul 1962 (Gologan, 1962), dar modul cum au fost insușite datele geofizice puse la dispoziția geologilor, felul cum au fost folosite, atitudinea de minimalizare a acestora și lipsa unei strinse colaborări cu geofizicienii au dus la greșeli de corelări și de interpretări tectonice care, în mod implicit, au afectat calculul rezervelor de cărbuni. În acest sens menționăm studiul geologic de sinteză al perimetru-lui Bărbăteni (Pruteanu et al., 1969), ale cărui erori s-au transmis pînă la ultimul raport de sinteză din anul 1982, cînd s-au încheiat cercetările și s-au omologat rezervele.

Resincronizarea și corelarea stratelor de cărbuni s-au făcut avînd la bază concepția că au existat condiții optime de formare a stratelor de



cărbuni în tot bazinul, cu excepția cîtorva zone mici, iar neinterceptarea lor în forajele executate se datorește, în majoritatea cazurilor, accidentelor tectonice.

Studiul nostru, intemeiat pe date geofizice certe, ne îndreptățește să adoptăm un punct de vedere diferit de cel din rapoartele geologice, referitor la interpretarea structurii zăcămintului. Fără a minimaliza frecvența accidentelor tectonice, demonstrăm că neinterceptarea stratelor de către forajele executate se datorește, în cele mai multe cazuri, în special în jumătatea de vest, fenomenului de substituire a materialului cărbunos din unele strate cu sedimente grezoase și mai ales marnocalcaroase.

Tinem să precizăm că pînă în prezent nu s-a făcut un studiu asupra substituirii stratelor de cărbuni din orizontul mediu (productiv) pe întregul bazin, ci s-au prezentat numai unele considerațiuni privind geologia orizontului mediu steril (neproductiv) în două zone de faliere și substituire facială a stratelor principale de cărbuni, stratele 3 și 5. Este vorba de „zona de substituire facială a stratelor inferioare de cărbuni din partea estică a bazinului — flancul sudic” și „zona de substituire facială a stratului 3 cu cărbuni în cîmpurile miniere Petrila și Lonea” (Rusu, 1965).

În privința substituirii stratelor de cărbuni, la acea dată — și chiar azi — nu se putea și nu se poate face mai mult numai pe baza datelor incomplete, oferite de carotajul mecanic și de cercetările de laborator, fără a ține seama de aportul investigațiilor geofizice. În cele ce urmează, vom arăta că elaborarea prezentului studiu asupra substituirii stratelor, pe întregul bazin și în tot orizontul mediu (productiv), a fost posibilă numai cu ajutorul datelor geofizice extrase din cele peste șase sute de diagrafii existente, executate, pînă la această dată, în forajele din bazin. Forajele pe care le vom analiza în lucrarea de față sunt indicate în schița bazinului Petroșani (fig. 1).

În prezentarea temei vom folosi, pentru partea estetică a bazinului, numai diagrafia forajului 5485 (fig. 2), diagrafie cu o succesiune normală a stratelor, tipică forajelor din est. În continuare vom utiliza doar cîteva

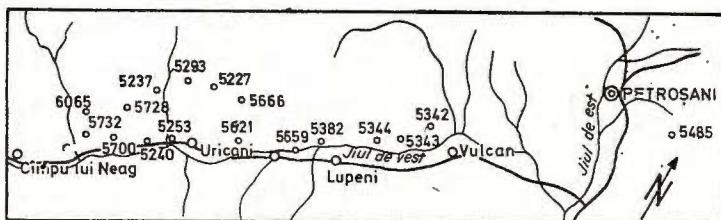


Fig. 1 — Schița unei porțiuni din bazinul carbonifer Petroșani cu dispunerea forajelor analizate.

Sketch of a part of the Petroșani carboniferous basin with location of the analysed drillings.

diagrafii cu succesiuni de strate tipice părții de vest, unde condițiile de sedimentare au favorizat substituirea materialului cărbunos. Ca interval am preferat partea centrală a orizontului mediu productiv, cuprinsă între stratele 5 și 13, respectiv reperele R₂ și R₃, deoarece în acest interval

mic, de circa 105 m în est și 130 m în vest, sunt grupate nouă strate dintre care trei (stratele 5, 8, 13) ocupă locurile doi, trei și patru, ca importanță economică în bazin.

Din diagrafia forajului 5485 (fig. 2) observăm că stratele din intervalul propus sunt sedimentate și numerotate de la 5 la 13. Se vede reperul de bază (RB), reper comun tuturor cîmpurilor miniere, care împarte ori-

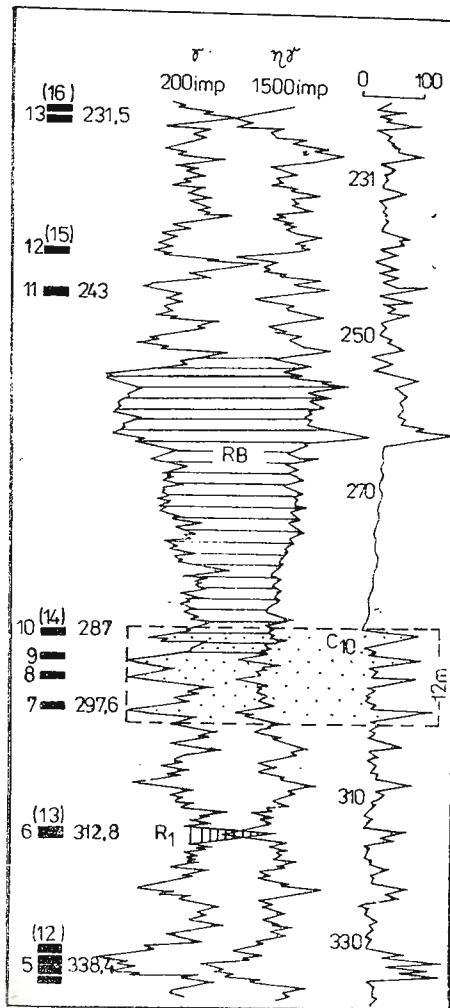


Fig. 2. — ■ Strate de cărbune. RB, reper de bază ; C₁₀, culeușul stratului 10 ; R₁, stratul 6 cu radioactivitate naturală mare. (Cifrele din paranteză reprezintă corelarea veche pînă în 1962 ; cifrele fără paranteză reprezintă corelarea autorului din 1962).

■ Coal seams. RB, base guide mark ; C₁₀, footwall of the seam 10 ; R₁, seam 6 with high natural radioactivity. (Figures between brackets stand for the old correlation up to 1962 ; figures without brackets stand for the author's correlation from 1962).

zontul mediu productiv în două suborizonturi egale și foarte convenabile, sub el fiind sedimentate stratele de la 1 la 10, iar deasupra lui stratele de la 11 la 20. Se observă, de asemenea, reperul ajutător R₁, reprezentat de stratul 6 de cărbuni, a cărui radioactivitate naturală este foarte mare față de celelalte strate din cîmpul minier Livezeni sau față de cea a oricărei alte roci din bazin (Bacăru, 1961). Subliniem că sub RB este sedimentat complexul stratelor 7, 8, 9 și 10, într-un interval de circa 12 m,

acestea fiind separate între ele prin argile. Complexul în cauză constituie un bun reper, pe care l-am numit complexul stratului 8.

În zona de centru a bazinului, cu ajutorul diagramei forajului 5342 (fig. 3), facem următoarele constatări: din complexul stratului 8, de sub RB, vedem că stratul 10 este substituit printr-un facies marnocalcaros, a cărui anomalie, notată C_{10} (culcușul stratului 10), se întâlnește în cea mai mare parte a bazinului, mai ales în jumătatea de vest, constituind un foarte bun reper. Menționăm că de la acest foraj spre vest, numai rareori deasupra anomaliei arătate, mai întâlnim sedimentat stratul 10. Anomaliiile celorlalte trei strate sedimentate le-am notat pentru identificare cu A_7 , A_8 și A_9 . Sub stratul 5 apare un facies grezos ce constituie reperul R_2 , care se menține și se îngroașă în jumătatea de vest, substituind uneori stratul 5. Deasupra stratului 13 apar sedimente marnocalcaroase reprezentând reperul R_3 , care, de asemenea, se îngroașă spre vest³ și vom vedea cum treptat substituie stratul 13. Deasupra lui RB este sedimentat stratul 11, a cărui anomalie o notăm A_{11} . Este substituit stratul 12 prin marnocalcare, anomalie notată A_{12} .

Zona cuprinsă între acest foraj, din centrul cîmpului minier Vulcan, și forajul 5659 (fig. 4), din cîmpul minier Bărbăteni, zonă în care intră și întregul cîmp minier Lupeni, o considerăm zonă de trecere pentru că în toate forajele săpate aici, cele douăzeci de strate de cărbuni nu sint întinse în succesiunea lor normală. De pildă, în intervalul propus (între R_2 și R_3) toate stratele incep să fie substituite, exceptie făcînd stratele 5 și 8. Exemplificăm acest considerent prin cîteva foraje orientate est-vest. Am constatat că în forajul 5334 sunt substituite stratele 10 și 7; în 5343 stratele 12, 10, 7; în 5344 stratele 13, 10, 7; în 5337 stratele 11, 10, 9, 7, 6; în 5382 stratele 13, 10, 9, 7, 6 etc.

La vest de această zonă, considerată de noi zonă de trecere, din diagramea forajului 5659 (fig. 4), situată în cîmpul minier Bărbăteni, observăm următoarele:

Sedimentele grezoase din culcușul stratului 5 (R_2) se îngroașă și substituie stratul 5 din care mai rămîn doar cîțiva centimetri de argilă cărbunoasă. Stratul 6 este substituit și el, rămînind marcat prin cîțiva centimetri de cărbune argilos. Se îngroașă marnocalcarele R_3 deasupra stratului 13. Reapare stratul 12 și, în schimb, este substituit stratul 11.

În complexul stratului 8, în afara stratului 10, substituit prin marnocalcarele C_{10} , mai sunt substituite stratele 9 și 7, prin marnocalcasele A_9 , respectiv, A_7 . Se îngroașă stratul 8, format din două bancuri de cărbure, și nu din două strate, 9 și 8, aşa cum s-a crezut, cum s-a numit și se mai numește încă stratul 9/8, datorită concepției greșite că „Stratul 9/8 formează un complex cu o litologie similară de-a lungul bazinului, alcătuit din două bancuri de cărbuni separate între ele printr-o intercalatie de steril, a cărei grosime variază între 0,60 și 3 m, uneori 9 m cum este la Hobiceni” (Pruteanu et al., 1968).

Datele geofizice prezentate de noi „infirmă” această accepțiune și individualizează cu precizie stratele 7, 8, 9, cind ele sunt sedimentate sau

³ În sondajele din estul bazinului, R_3 este alcătuit dintr-un facies grezos (ex.: 5094 Aninoasa, 5521 Cimpa).

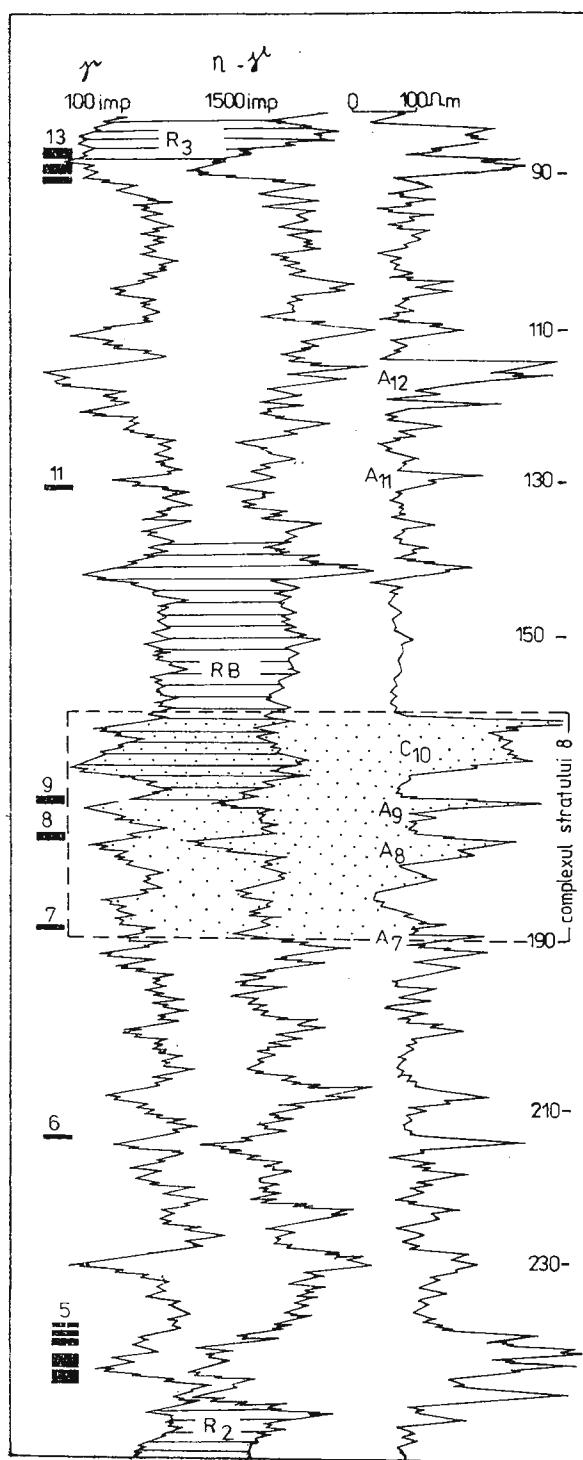
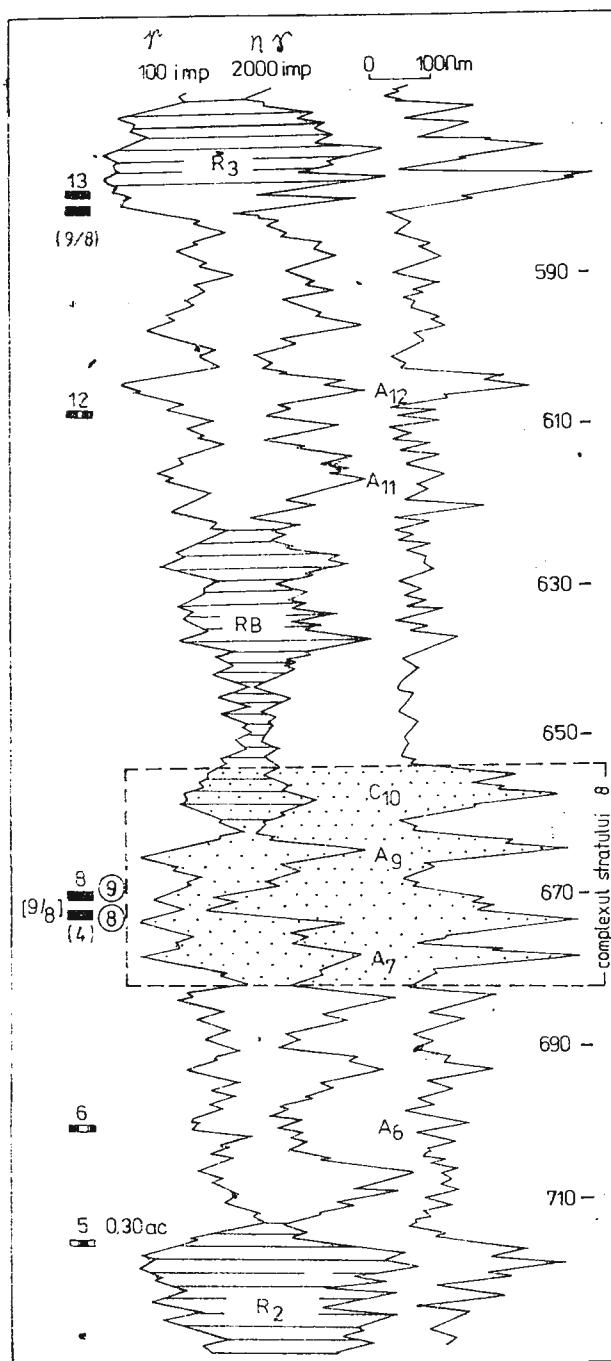


Fig. 3 — ■ Strate de cărbune. RB, reper de bază ; C₁₀, culcușul stratului 10 ; R₂, culcușul stratului 5 ; R₃, acoperișul stratului 13 ; A₇, A₉, A₁₁, A₁₂, anomaliiile stratelor respective sedimentate sau substituite.
 ■ Coal seams. RB, base guide marks ; C₁₀, footwall of the seam 10 ; R₂, footwall of the seam 5 ; R₃, hanging wall of the seam 13 ; A₇, A₉, A₁₁, A₁₂, anomalies of the respective deposited or substituted seams.

Fig. 4 — ■ Strate de cărbune. RB, reper de bază; C_{10} , culcușul stratului 10; R_2 , culcușul stratului 5; R_3 , acoperișul stratului 13; A_7 , A_9 , A_{11} , A_{12} , anomaliiile stratelor respective sedimentare sau substituite. (Cifrele din paranteză reprezintă corelarea veche pînă în 1962; cifrele în paranteză dreapta reprezintă corelarea după 1962; cifrele încercuite reprezintă corelarea actuală din 1982; cifrele fără paranteză reprezintă corelarea autorului din 1962).

■ Coal seams. RB, base guide marks: C_{10} , footwall of the seam 10; R_2 , footwall of the seam 5; R_3 , hanging wall of the seam 13; A_7 , A_9 , A_{11} , A_{12} , anomalies of the respective deposited or substituted seams. (Figures between brackets stand for the old correlation up to 1962; figures between square brackets stand for the correlation after 1962; encircled figures stand for the present-day correlation of 1982; figures without brackets stand for the author's correlation from 1962).



arată cu certitudine substituirea lor prin gresii sau marnocalcare ale căror anomalii le-am notat A_7 , A_8 , A_9 " (Bacâru, 1974).

Mai spre vest, tot în perimetru Bărbăteni, din forajul 5621 (fig. 5) constatăm următoarele :

Se îngroașă faciesul grezos R_2 de sub stratul 5, subîndu-l foarte mult⁴. Este substituit stratul 6 (A_6). Se îngroașă marnocalcarele R_3

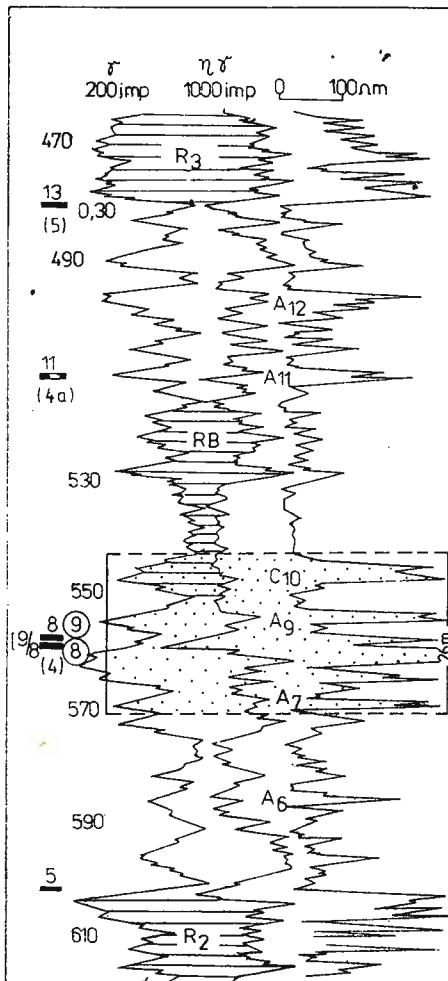


Fig. 5 – Vezi explicația fig. 4.
See explanation fig. 4.

din acoperișul stratului 13, substituind acest strat din care mai rămîn 0,30 m cărunci. Din nou este substituit stratul 12 (A_{12}) și, de data aceasta, este sedimentat stratul 11 (A_{11}). Din complexul celor patru strate de sub RB este sedimentat, și de data aceasta, numai stratul 8, iar celelalte trei (7, 9, 10) sunt substituite de marnocalcare. În acest complex gros de circa

⁴ Mai spre vest R_2 este format dintr-un facies marnocalcaros (ex.: sondajele 5219, 5256 etc.).

12 m în est, în care erau cantonate cele patru strate (7, 8, 9, 10) separate prin argile, în vest este cantonat numai stratul 8, iar celelalte trei strate (7, 9, 10) sunt substituite de marnocalcare. Complexul ajunge în vest la o grosime de circa 26 m, predominant fiind marnocalcarele (în medie 68,5%).

Prin urmare, în intervalul cercetat, între stratele 5 și 13 în est, respectiv între reperele R₂ și R₃ în vest, din cele nouă strate din zona de est (sonda 5485, fig. 2) au mai rămas doar patru strate, din care numai unul, stratul 8, are grosimi exploataabile. Facem precizarea că toate diagrafiile executate în forajele acestui perimetru, precum și în perimetrele Uricani și Hobiceni, ne indică prin anomalii clare că, din complexul celor patru strate, numai stratul 8 este sedimentat, și că e alcătuit de cele mai multe ori din două bancuri de cărbuni, alteori din trei și numai rareori din patru. Acest strat 8, în funcție de anumite criterii de corelare (Chivu et al., 1966), menționate în studiul geologic de sinteză al bazinului Petroșani (Pruteanu et al., 1968), a fost numit 4 pînă în anul 1962, 9/8 după 1962. În prezent primul banc este numit 9, al doilea 8, se pare și în funcție de grosimea lor (vezi diagrafiile forajelor din fig. 4 și fig. 5). Că aceasta este situația la ora actuală, ne-o dovedește raportul geologic din anul 1982 din care cităm : „Stratul 8 este mai slab dezvoltat în grosime și extindere, cu grosimi în jur de 1,2 m, iar în zona central-vestică a perimetrlui prezintă zone de frecvențe falii”. Și în continuare : „Stratul 9 este mai bine dezvoltat în grosime și extindere în partea de nord-est a perimetrlui și în partea de centru și sudică a cîmpului.” (Rusu et al., 1982). În raportul geologic Hobiceni-Uricani, la pagina 47, se exemplifică : „Grosimea stratului 9/8 prezintă variații între 0,5 m (sondajul 5622) și 2,0 m (sondajul 5711)”, iar la pagina 63 se spune : „Stratul 9 este alcătuit dintr-un singur banc, mai rar din 2–3 bancuri” și s-au estimat rezerve numai pentru acest strat 9 (fig. 6), iar stratul 8 este lăsat în rîndul celor „fără importanță economică” (Bozdoc et al., 1982).

Datele geofizice ne obligă să facem următoarele precizări :

— Cele două exemple privind variațiile grosimilor stratului 9/8 sunt eronate pentru că cei 0,5 m din sondajul 5622 reprezintă grosimea stratului 12 și nu a stratului 9, iar cei 2,0 m din sondajul 5711 reprezintă grosimea stratului 8, și nu a stratului 9, strat care în ambele foraje este substituit.

— Stratul 8 nu este „slab dezvoltat în grosime și extindere”, din contră, este bine dezvoltat în grosime, iar ca extindere cuprinde toată partea de vest (Bărbăteni, Uricani, Hobiceni).

— Stratul 9 nu este „mai bine dezvoltat în grosime și extindere”, ci este substituit de marnocalcare pe întreaga suprafață a jumătății de vest a bazinului, cu foarte mici excepții (7,3%), cu o grosime medie de 0,66 m.

— Din aceleasi rapoarte geologice rezultă că rezervele de cărbuni ale stratului 9, strat care în realitate este substituit, sunt evaluate ca fiind de 5,3 ori mai mari față de rezervele stratului 8, cel intr-adevăr sedimentat și, ca atare, aceste rezerve trebuie reconsiderate.

Toate acele „frecvențe falii”, traseate pentru a justifica existența a două strate, 9 și 8, nu-și au rostul pentru că stratul 9 nu este sedimentat, iar stratul 8 este interceptat de toate forajele din vest.

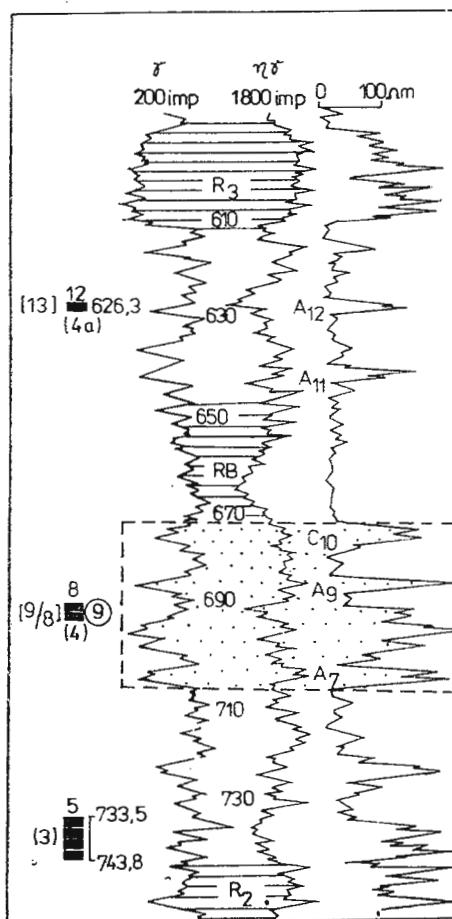


Fig. 6 — Vezi explicația fig. 4.
See explanation fig. 4.

Ca urmare a precizărilor de mai sus, toată corelarea și interpretarea structurii acestui complex trebuie reconsiderată în jumătatea de vest a bazinului (Bărbăteni, Uricani, Hobiceni).

Acest mod de corelare și interpretare a structurii complexului în discuție ne explică de ce, pentru calculul rezervelor, cîmpul minier Bărbăteni a fost împărțit în 36 de blocuri, iar ulterior — făcîndu-se exces de falii — s-a împărțit același perimetru în 93 de blocuri și au fost reconsidere rezervele de cărbuni, ele fiind de 2,3 ori mai mari față de varianta inițială din 1982.

Referitor la sedimentele, la structura și la substituirile din complexul celor patru strate de sub RB, în forajele analizate pînă acum, precum și în cele ce vor urma (fig. 6, 7 și 8), situația rămîne neschimbată și cum, în toate forajele, stratul 8 este singurul strat neafectat de fenomenul de

substituire, singurul strat exploatabil extins pe toată suprafața perimetrelor analizate, am fost îndreptățiti să denumim complexul în care e conținut „complexul stratului 8” (el însuși un bun reper).

În intervalul dintre complexul stratului 8 și R_2 , în 95% din forajele executate, stratul 6 este substituit prin roci rezistive (după curbele elec-

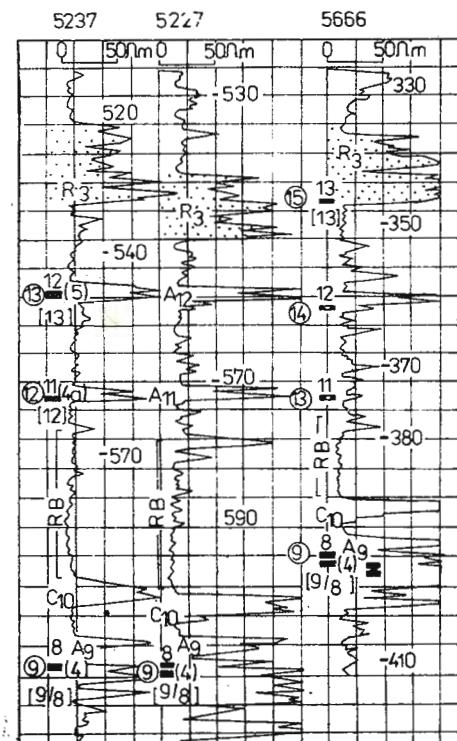


Fig. 7 — Vezi explicația fig. 4.
See explanation fig. 4.

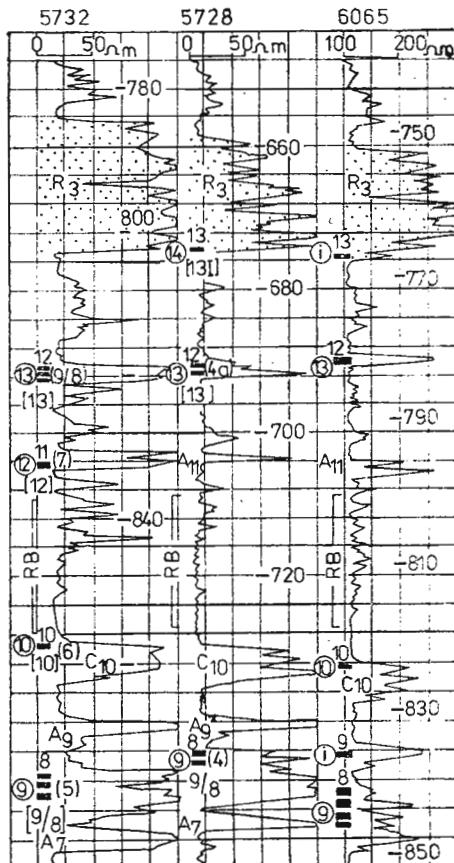


Fig. 8 — Vezi explicația fig. 4.
See explanation fig. 4.

trice, fig. 5), care pot fi marnocalcare sau gresii și în nici un caz nu este substituit „printr-un facies argilos”, aşa cum se afirmă în ultimele rapoarte geologice.

Din punct de vedere geofizic stratul 5, fiind în acoperișul lui R_2 , nu prezintă greutăți în corelare și, totuși, pe coloanele și secțiunile geologice, este confundat uneori cu stratul 9 (forajele 5629, 5640, 5647, 5651, 5668) și chiar cu stratul 13 (forajul 5634). Are grosimi variabile, între 8,1 m cărbune (forajul 5720) și 0,3 m argilă cărburoasă (forajul 5659, fig. 4), sau este complet substituit de marnocalcare (forajul 5219). În forajele 5234 și 5714 este substituit, dar în secțiunile geologice datează cu anul 1983 este trecut în locul stratului 8. (Bozdoc et al., 1982).

În continuare, în perimetru Uricani-Hobiceni ne vom ocupa cu pre cădere de stratele din intervalul cuprins între C_{10} și R_3 . Pentru faptul că, în toate rapoartele geologice ale perimetrelor din vest, se fac aprecieri ambigue de genul : „Stratele 10–11. Apar cu totul sporadic, în general fiind substituite prin facies grezos sau argilos” (Bozdoc et al., 1982), se cuvine să apelăm la diagrafia geofizică pentru a ne lămuri. După diagrafii, anomaliiile stratelor în cauză, C_{10} și A_{11} , ne indică roci rezistive ce depășesc $50 \Omega m$ și, ca atare, aceste roci în nici un caz nu pot fi argile, deci nici despre stratele 10 și 11 nu se poate afirma că sunt substituite prin facies argilos. De altfel, faciesul anomaliei C_{10} a fost stabilit încă din anul 1962 : „... în partea inferioară a stratului-reper (RB) apare un maxim caracteristic pe curba rezistențăii (C_{10}), datorită prezenței unor calcare” (Bacărău, 1962).

Despre stratul 12, rapoartele geologice afirmă : „În vestul bazinului este foarte slab, reprezentat sub formă insulară, cu suprafețe restrinse și grosimi mici” și „fără importanță economică” (Pruteanu et al., 1968; Dorobanțu et al., 1975; Bozdoc et al., 1982). După datele geofizice (fig. 8) acest strat apare mai bine dezvoltat cantitativ și calitativ decât stratul 13, prezintând o mare importanță economică în acest perimetru Hobiceni, fapt ce a indus în eroare pe toți cercetătorii, în toate forajele din toate rapoartele geologice fiind sinonimizat și corelat drept stratul 13. În unele cazuri este confundat cu stratul 11 care, în acest perimetru, se dezvoltă și el mai mult ca în alte perimetre. Alteori este luat drept stratul 9 (forajele 5622, 5785 și 5714) sau stratul 14 (forajul 5666, fig. 7).

Despre stratul 13 rapoartele geologice arată : „În cîmpurile miniere Hobiceni și Cîmpu lui Neag este format din două complexe și este bine reprezentat” (Dorobanțu et al., 1975). Și de data aceasta, după datele geofizice, facem precizarea că stratul 13, în perimetru Hobiceni, este foarte slab reprezentat. În perimetru Bărbăteni el începe să se subțieze (fig. 7, forajul 5666), în perimetru Uricani, în foarte multe cazuri, este substituit ca și stratul 12 (fig. 7, forajul 5227), iar în perimetru Hobiceni, în majoritatea cazurilor (circa 67% din foraje), este complet substituit prin îngrosarea marnocalcarelor R_3 din acoperiș. În același perimetru Hobiceni, stratul 12 este sedimentat cu grosimi mai mari, aproape în același procent (65% din foraje) în care stratul 13 este substituit. În cele 33% din foraje în care stratul 13 este sedimentat, el are grosimi sub 1 m, exceptie făcind forajul 5723 în care are grosimea de 1,2 m. Stratul 12, în cele 65% din foraje, are grosimi mai mari decât cele ale stratului 13, ajungind pînă la 2,5 m (fig. 8, forajul 5732). Acest fapt a făcut ca în multe foraje stratul 12 cu grosimi mai mari să fie sinonimizat cu 13, iar adevăratul 13, avînd grosimi mai mici, să fie numit 13 I (fig. 8, forajul 5728), în timp ce stratul 12 este trecent în locul stratului 11 (fig. 7, forajul 5237 și fig. 8, forajul 5732).

Referitor la grosimea stratului 13, raportul geologic din anul 1982 exemplifică : „Este format din 1–2 bancuri de cărbune cu o grosime cuprinsă între 0,4–2,1 m (sonda 5710)” (Bozdoc et al., 1982). Numai că grosimea de 2,1 m este grosimea stratului 14 și nu a stratului 13, pentru că o falie cu un pas de circa 70 m, nesenzată de datele geologice, a adus pe R_3 (sub care nu este sedimentat stratul 13) lîngă stratul 8,



lăsind între stratele 8 și 14 intervalul obișnuit dintre 8 și 13 și astfel a indus în eroare pe cercetători.

Procentul mare de substituiri ale stratului 13 a produs mari confuzii în sinonimizare, corelare și, bineînțeles, în interpretarea tectonică și calculul rezervelor în perimetru respectiv, aşa după cum constatăm din raportul geologic din anul 1982, din care cităm : „În rama nordică, în blocul I, s-a considerat o zonă tectonizată (forajul 5293) în care nu s-au calculat rezerve.” (Bozdoc et al., 1982). Conform diagrafiilor geofizice, în forajul 5293, precum și în forajele din jur (5294, 5229, 5230, 5231, 5236, 5237), stratul 13 nu este sedimentat. Deci cauza pentru care nu s-au calculat rezerve nu este tectonica zonei, ci nesedimentarea stratului 13.

Din același raport rezultă că și efilarea stratului 13 a dat prilej la aprecieri inexacte : „În blocul II (panourile 88–93) stratul a fost interceptat de forajul 5253 în grosime de 0,37 m, fiind considerat faliat parțial. În blocul respectiv, rezerva calculată a fost trecută la categoria C₂, deoarece a fost considerată zonă puternic tectonizată”. S-a interpretat deci că grosimea de numai 0,37 m a stratului se datorează „falierei lui parțiale”. Prin analogie, nesedimentarea stratului s-a tradus în falierea lui totală. Cum stratul apare și dispără, se îngroașă și se efilează, ne explicăm de ce „s-a considerat zonă puternic tectonizată” și de ce „rezerva calculată s-a trecut la categoria C₂”. Si de data aceasta, diagrafiile din zonă (fig. 7 și 8) evidențiază efilarea și substituirea stratului 13, iar faptul că rezerva lui a fost trecută la categoria C₂ se datorează și acestor fenomene și nu numai „zonei puternic tectonizate”.

Referitor la falii, nu se poate pune la indoială faptul că un strat de cărbune poate fi „parțial faliat” și că datele geologice nu pot pune în evidență astfel de falii. E de neînțeles însă faptul că în aceste perimetre geologice, falii cu un pas de circa 70 m, ca aceea amintită în forajul 5710 sau ca aceea cu pasul de 100 m care aduce pe R₃ lîngă R₂, făcând să dispară RB și complexul stratului 8 din forajul 5240 (fig. 9), nu sint puse în evidență de aceleași date geologice care au sesizat și faliile parțiale. De altfel, în secțiunea geologică din perimetru Uricani, în care este inclus forajul în cauză (fig. 10), sint destule falii, dar lipsește tocmai aceea care a adus pe R₃ lîngă R₂, făcind ca, în mod eronat, stratul 12 să fie numit 9/8, iar stratul 14 să fie numit 13.

După diagrafia din figura 9, comparată cu diagrafiile din figurile anterioare, existența faliei este de necontestat, iar în figura 10 vedem că la contactul cu falia forajul și-a schimbat verticalitatea, fiind deviat pe linia de fractură. Tot din figura 10 mai rezultă că nu este justificat modul cum au fost trasate faliile între forajul 5240 – ale cărui date, foarteclare după geofizică, au fost greșit folosite – și forajul 10, complet nesemnificativ.

Din ceea ce am pus în discuție pînă acum – referitor la stratul 13 (considerat al treilea ca importanță economică) – rezultă că rezervele lui actuale trebuie reconsiderate pentru că, aşa cum am demonstrat, în perimetru Hobiceni, majoritatea din ele aparțin stratului 12, iar o parte – stratului 14.

Aruncînd o privire de ansamblu asupra intervalului dintre R₂ și R₃, din diagrafiile forajelor analizate în studiu de față, se constată că sinonimizarea stratelor în bazin continuă să prezinte confuzii. Constatata-



rea aceasta este confirmată de diagrafia forajului 6065 (fig. 8), executat în anul 1980 tocmai pentru clarificarea problemelor arătate. Ori, în acest foraj, confuzia se menține: stratul 8 este numit 9, stratul 9 este notat

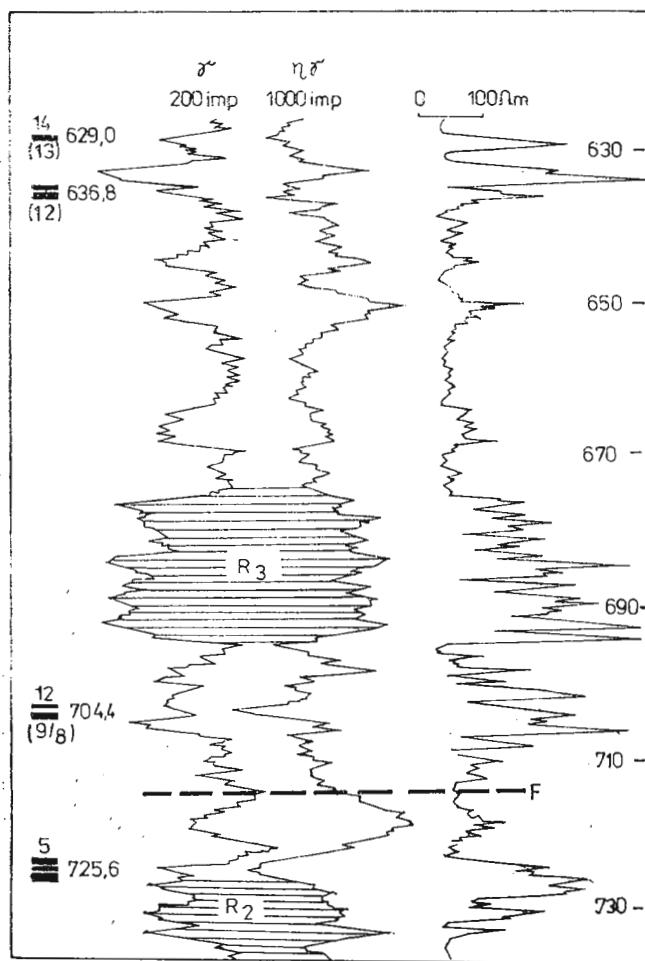


Fig. 9 — ■ Strate de cărbune. R₃, acoperișul stratului 13; R₂, culecușul stratului 5; (9/8), (12), (13), cifrele din paranteză reprezintă corelarea veche, pînă în 1962; cifrele fără paranteză reprezintă corelarea autorului din 1962; — — fală relevată de datele geofizice.

■ Coal seams. R₃, hanging wall of the seam 13; R₂, footwall of the seam 5; (9/8), (12), (13), figures between brackets stand for the old correlation up to 1962; figures without brackets stand for the author's correlation from 1962; — — fault emphasized by geophysical data

cu *i*, stratul 12 este numit 13, iar 13 este notat și el cu *i*, adică intercalării nesinonimizabile și necorelabile, lipsite de importanță economică. Aceasta în ciuda faptului că pe planșa diagrafiilor geofizice au fost indicate de noi reperele și sinonimia reală a stratelor.

Sonde de verificare se forează în continuare în diferite zone ale bazinului, dar pînă în prezent, prin felul cum au fost interpretate datele lor, unele n-au făcut decît să se încadreze în concepțiile anterioare cu privire la sinonimizarea și corelarea stratelor, fără să clarifice incertitudinile existente sau să eliminate din „greutățile în interpretarea și corelarea structurii”, greutăți menționate în toate rapoartele geologice ale jumătății de vest și formulate și în ultimele rapoarte prin aceeași frază: „Variația în

grosime a stratelor de cărbuni, a intervalului dintre ele, sedimentarea locală a unor strate, lipsa unor repere stratigrafice precise pentru unele strate, pierderile în recuperajul forajelor, cit mai ales tectonica foarte complicată au determinat diferențe greutăți în interpretarea și corelarea structurii" (Bozdoc et al., 1982; Rusu et al., 1982).

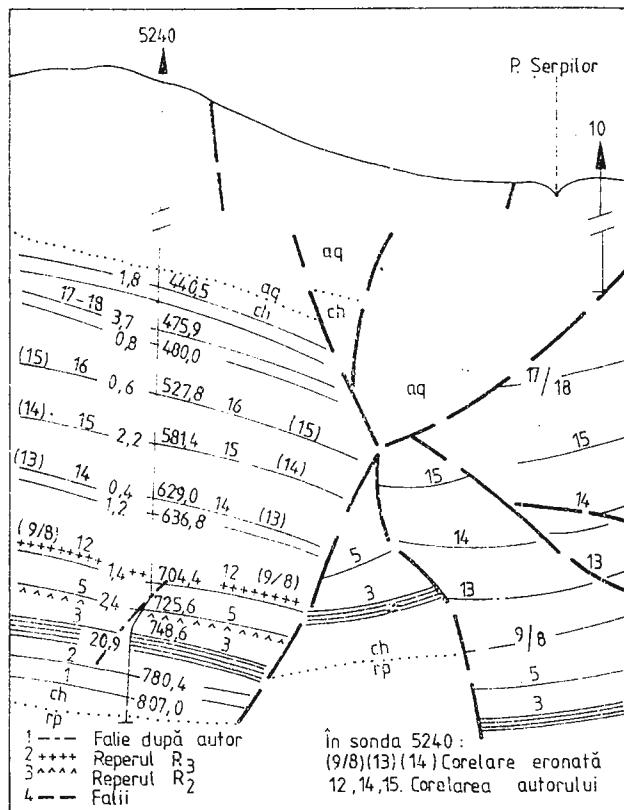


Fig. 10 — Secțiune geologică în perimetrul Uricani din 1983 (după Bozdoc et al., 1982).

Geological section in the Uricani perimeter in 1983 (after Bozdoc et al. 1982).

Prin datele geofizice, însă, am demonstrat fenomenul de substituire a stratelor cu ajutorul căruia, după cum s-a constatat, au putut fi urmărite cu destulă ușurință „variațiile de grosimi ale stratelor de cărbune, a intervalului dintre ele și sedimentarea lor locală” (Bozdoc et al., 1982).

Cu privire la „lipsa de repere stratigrafice precise pentru unele strate”, reamintim că încă din anul 1962 datele geofizice au indicat reperele: reperul de bază (RB); R₁ constituit din stratul 6 cu radioactivitate mare, în estul bazinului; R₂ pentru stratul 5, care e al doilea ca importanță economică; R₃ pentru stratul 13, considerat al treilea ca importanță economică; C₁₀ pentru stratul 10. Deci în intervalul discutat, la data respectivă, aveam cinci repere pentru nouă strate (Bacârău, 1962), la care în anul 1974 s-a mai adăugat complexul stratului 8 cu A₇ și A₉, pentru stratul 8, cel de al patrulea ca importanță economică din bazin (Bacârău, 1974).

Aportul reperului de bază (RB) și al celorlalte repere geofizice enumerate mai sus a fost subliniat la timpul respectiv. Despre reperul de

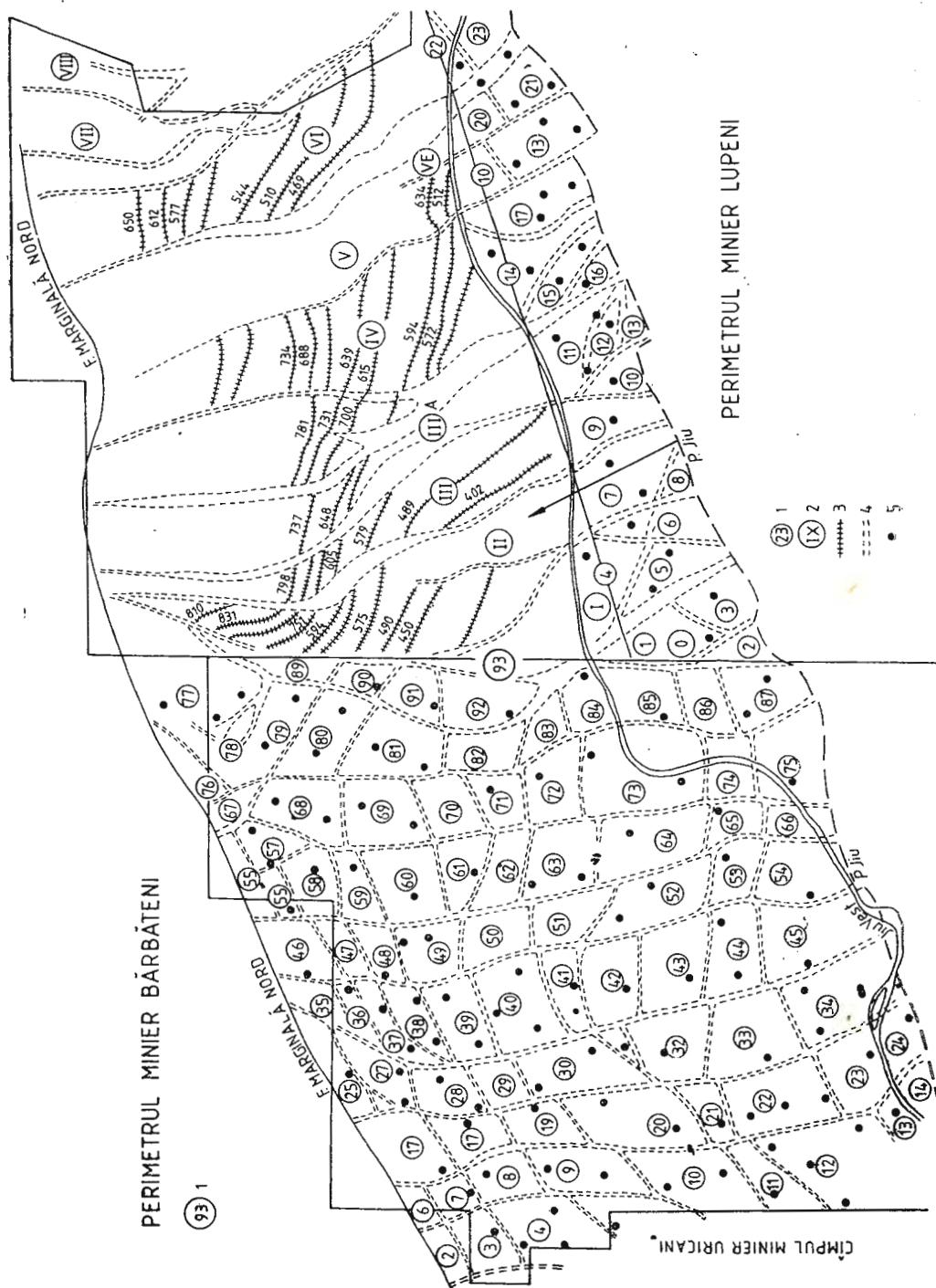


Fig. 11.

bază s-a spus că „Importanța deosebită a acestui reper, care a schimbat concepția geologică asupra părții de vest a bazinului, a fost apreciată de toate forurile competente...” (Rusu, 1967). Cu toate acestea, în nici unul din rapoartele geologice din bazinul Petroșani nu este menționat reperul RB și nici celelalte repere geofizice arătate de noi, deși încă de la publicarea studiului asupra lor s-a apreciat că : „...lucrarea completează un mare gol în ceea ce privește stabilirea metodicii de sinonimizare a straterelor de cărbuni. Totodată lucrarea rezolvă total și definitiv posibilitatea de sinonimizare, înălțurind ipotezele geologice anterioare și chiar anumite lucrări meticuloase de laborator care nu aduceau rezultate efective în problemele economice și de cercetare.” (Socolescu, 1962).

Referitor la greutățile datorate „tectonicii foarte complicate”, atât numeroasele și temeinicele repere geofizice, cît mai ales substituirea straterelor, ne îndreptătesc să apreciem că pentru descifrarea structurii întregului bazin s-a făcut exces de falii, ca de pildă în perimetru Bârbăteni. Lucrările miniere din perimetru învecinat, Lupeni (fig. 11), care au pus în evidență numai 10 blocuri față de cele 93 din perimetru Bârbăteni, confirmă cu prisosință punctul nostru de vedere și înălțură orice alte ipoteze.

Din sinteza prezentată aici rezultă că, numai în măsura în care s-au folosit și se folosesc judicios diagrafiile geofizice, am putut și putem să ne formăm o imagine mai apropiată de cea reală asupra structurii zăcământului.

Diagrafiile celor peste sase sute de foraje studiate ne îngăduie să desprindem următoarele concluzii :

1. Fenomenul de substituire a afectat opt din cele nouă strate analizate în intervalul cuprins între R_2 și R_3 , afară de stratul 8 care este sedimentat pe întreaga suprafață a perimetrelor Bârbăteni, Uricani-Hobiceni.

2. Neinterceptarea straterelor de către forajele executate se datorează, în majoritatea cazurilor, substituirii lor și nu numai faptului că zonele sunt tectonizate.

3. Necunoașterea substituirii straterelor a condus la sinonimizări, corelări, interpretări tectonice și calcule de rezerve eronate.

4. Substituirea straterelor de cărbuni este pusă în evidență la ora actuală numai de diagrafia geofizică, singurul material care, prin anomalii clare, oferă posibilitatea cunoașterii și urmăririi ei.

5. Este necesar ca, pe baza diagrafiilor geofizice care ne-au condus la o imagine de ansamblu a structurii zăcământului, mai apropiată de cea reală, să se revadă toată interpretarea structurii și calculul rezervelor, pentru a se evita unele cheltuieli inutile de exploatare.

Fig. 11 -- Perimetru minier Lupeni. 1, blocuri tectonice stabilite prin foraje ; 2, blocuri tectonice identificate prin lucrări miniere ; 3, orizont exploarat ; 4, falii ; 5, foraje.

The Lupeni mining perimeter. 1, tectonical blocks established by drillings ; 2, tectonical blocks identified by mining works ; 3, exploited horizon ; 4, faults ; 5, drillings.



BIBLIOGRAFIE

- Bacăru P. (1961) Cîteva cazuri de radioactivitate naturală foarte crescută a unor strate de cărbuni din Valea Jiului. Influența acestor radioactivități asupra interpretării diagrameilor de carotaj geofizic. *Rev. minelor*, XII, (10), 447–452, București.
- Bacăru P. (1962) Contribuții la corelarea stratelor din bazinul carbonifer Valea Jiului pe baza măsurătorilor geofizice de sondă. *Rev. minelor*, XIII, (10), 460–470, București.
- Bacăru P. (1974) Noi precizări geofizice asupra corelației stratelor de cărbuni din Valea Jiului. Comunicare, Al VIII-lea Simpozion de prospecții geofizice și fizica scoarței globului în R.S. România, Acad. R.S.R.
- Bozdoc I., Mărcuțiu A., Mărgărit E., Stama V. (1982) Raport, arhiva IPGG, București.
- Chivu M., Dragu V., Mărgărit E. (1966) Raport, arhiva IPGG, București.
- Dorobanțu I., Ionescu M., Rusu T., Bozdoc I. (1975) Raport, arhiva I.P.E.G., Hunedoara
- Gologan O. (1962) Raport, arhiva IPGG, București.
- Pruteanu M., Mărgărit E., Rusu T. (1968) Raport, arhiva IPGG, București.
- Pruteanu M., Mărgărit E., Ionescu M. (1969) Raport, arhiva IPGG, București.
- Rusu T. (1965) Considerații geologice privind zonele de substituire facială a stratelor principale de cărbuni din bazinul carbonifer Valea Jiului. *Rev. minelor*, XVI, (5), 177–182, București.
- Rusu T. (1967) Considerații geologice — economice privind rezerva bazinului carbonifer Valea Jiului, cercetată prin lucrări de explorare. Min. Minelor. *Nouăfi tehnico-economice în industria minieră*, 8, 32–45, București.
- Rusu T., Mărcuțiu A., Mărgărit E., Teican C. et al. (1982) Raport, arhiva IPGG, București.
- Socolescu M. (1962) Referat asupra lucrării: Contribuții la corelarea stratelor din bazinul carbonifer Valea Jiului pe baza măsurătorilor geofizice de sondă. *Rev. minelor*, XIII, (10), București.

THE SUBSTITUTION OF COAL SEAMS IN THE PETROȘANI BASIN AS SHOWN BY GEOPHYSICAL MEASUREMENTS

(Summary)

Starting from geophysical measurements, the author presents the contribution to the knowledge of ore geological conditions from the Petroșani carboniferous basin, the most important of this type from Romania.

The different number of seams (twenty in the eastern half, numbered in order of their sedimentation, from 1 to 20, as compared to only nine or sometimes ten westwards, numbered from 1 to 9/8 and sometimes 10), as well as the absence of lithological guide marks, mostly important for their value, to be sure of the establishment of stratigraphical levels



have produced great difficulties to the research work in the synchronization and correlation of seams among mining fields of the basin, and mainly between the western half — with an admitted hypothesis of only lower seams of the productive horizon being deposited, and that the last bed is 9/8 — and the eastern half where there are twenty seams.

In 1962, starting from geophysical investigations : electrical (a gradient and a potential curve) and nuclear (natural radioactivity curve, porosity curve — with radioactive sources of Po-Be— and the density curve — with radioactive sources of Co⁶⁰) — the author has underlined five lithological guide marks (RB, R₁, R₂, R₃ and C₁₀) with which (mainly with the basic guide mark RB, which divides the productive horizon into two equal sub-horizons, having below the seams from 1 to 10 and above those from 11 to 20), he invalidated the previous hypotheses concerning seams synchronization and correlation. Thus, he demonstrates that in the western half of the basin there are neither lower seams, nor stratigraphically upper seams as compared to RB, and that what was called westwards 9/8, was in fact 18/17 which was correlated with the stratum 18/17 from the eastern half.

The resynchronization and correlation of coal seams have begun during the same year, but they were achieved strating from the conception of geology research workers who have affirmed the existence of optimal conditions of coal seams formation in the whole basin, except some small zones and their non-interception in drillings is due, in most cases, to tectonic accidents.

The present study adopts a different point of view concerning the interpretation of ore structure. Without diminishing the frequency of tectonic accidents, the author demonstrates that the non-interception of seams by drillings is due, in most cases, mainly in the western half, to the phenomenon of substitution of the coaly material from some seams with sandstone sediments eastwards and marly-limestone ones westwards.

In a rather small interval — of about 110 m, within the geophysical landmarks R₂ and R₃, where nine seams are deposited, numbered from 5 to 13, of which 5, 13, 8 occupy the places 2, 3 and 4 respectively, as an economical importance in the basin — it was demonstrated that the substitution phenomenon has affected eight of the nine existing strata, with the exception of bed 8, which is maintained with an exploiting width in all drillings from the western half of the basin.

It is underlined that the absence of a study on seams substitution has led to excessive sinking of faults and, implicitly, to the incorrect interpretation of the ore structure, overestimating the coal supplies.

It is emphasized the fact that only by sensibly using the geophysical diographies it is possible to form an appropriate image on ore geological conditions, concluding that it is necesary, starting from these diographies and from the new conception shown in the present study, to revise the whole structure interpretation and supply calculation from this important ore in order to avoid some further wasteful exploitation expenses.





Institutul Geologic al României

ASUPRA EVALUĂRII CALITĂȚII PROSPECTIUNILOR MAGNETOMETRICE¹

DE
LUCIAN BEȘUȚIU²

*Magnetic survey. Magnetic map. Magnetic anomalies. Interpretation. Statistical analysis
Errors. Significance threshold.*

Abstract

On the Evaluation of the Magnetics Quality. The quality of the gathered material within a magnetic survey has an important part both in magnetic maps drawing and interpretation. The paper presents and analyses some methods to determine statistical estimators of the precision of field measurements and of the resulted maps. The estimation of the significance threshold of the outlined anomalies with respect to the achieved quality of the prospecting works is also discussed.

Résumé

Sur l'évaluation de la qualité des prospections magnétométriques. La qualité du matériel qui résulte après une prospection magnétométrique, a un rôle important tant pour la constitution des cartes magnétiques, que pour leur interprétation. Cette étude présente et analyse les méthodes de détermination de certains estimateurs statistiques de la précision des travaux de terrain et des cartes élaborées. On discute aussi le mode d'estimation du seuil de signification des anomalies contournées à base de la qualité des travaux exécutés.

Conceptul de calitate a prospectiunii

Deși frecvent întâlnită în practică, noțiunea de calitate a prospectiunilor magnetometrice este dificil de definit în termeni cantitativi. Aprecierea sa se face prin intermediul unor parametri din statistică matematică și teoria probabilităților, fără a exista însă un consens deplin în această privință.

¹ Depusă la 30 mai 1987, acceptată pentru comunicare și publicare la 1 iunie 1987.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R-79678, București 32.



De regulă, elementele utilizate la estimarea calității sunt eroarea probabilă (E) și/sau eroarea medie pătratică (σ), mărimi care, pentru o repartiție normală a erorilor de măsurare, sunt legate prin relația:

$$E = 0,6745 \sigma. \quad (1)$$

În evaluarea lor trebuie luată în considerare influența tuturor factorilor de eroare care se manifestă de-a lungul lanțului de obținere, prelucrare și interpretare a datelor. Controlul calității trebuie însă făcut pe etape, pe tot parcursul acestui proces. Distingem astfel o serie de termeni ca: precizia măsurărilor propriu-zise, precizia lucrărilor de teren în ansamblu, precizia hărților elaborate, precizia interpretării etc.

Necesitatea estimării calității

Materialul de bază care rezultă în urma unei prospecțiuni magnetometrice este, de regulă, o hartă cu izolinii care evidențiază zonele anomale de interes. Cunoașterea nivelului de precizie a datelor, utilizate la construirea ei, este esențială în aprecierea pragului de semnificație al anomalilor conturate.

Elkins [1] a stabilit cu ajutorul teoriei probabilităților care sunt valorile minime pentru care o anomalie, conturată pe baza unor date de observație afectate doar de erori aleatorii, poate fi considerată reală cu o probabilitate dată. Tabelul care urmează prezintă pragul de semnificație al unei anomalii magnetice în funcție de eroarea măsurărilor utilizate și numărul de puncte în care este conturată:

Nr. pct. anomale	Prag de semnificație	Nr. pct. anomale	Prag de semnificație
1	4,0 σ (5,8 E)	8	0,6 σ (0,9 E)
2	2,5 σ (3,8 E)	9	0,5 σ (0,7 E)
3	1,9 σ (2,8 E)	10	0,4 σ (0,6 E)
4	1,4 σ (2,1 E)	11	0,3 σ (0,4 E)
5	1,1 σ (1,7 E)	12	0,2 σ (0,3 E)
6	0,9 σ (1,4 E)	13	0,1 σ (0,2 E)
7	0,7 σ (1,1 E)	14	0,1 σ (0,1 E)

în care σ și E au semnificația menționată în capitolul anterior.

Probabilitatea de manifestare a unor erori care să depășească în amplitudine pragul exprimat în tabel este de 0,00006, valoare superioară testului obișnuit de semnificație utilizat în determinările statistice curente (0,00270).

Cu alte cuvinte, tabelul acesta arată, de exemplu, că într-o prospecțiune caracterizată de eroarea medie pătratică de măsură (σ), probabilitatea ca o anomalie de numai 1,1 σ (dar conturată pe cel puțin 5 puncte de observație) să nu fie reală, este de numai 0,00006, afirmație valabilă și pentru o anomalie de 0,1 σ conturată pe cel puțin 14 puncte.



Alți autori recomandă aprecierea gradului de încredere al anomaliei (γ) cu ajutorul raportului energetic (ρ) :

$$\gamma = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\sqrt{\rho/2}}^{\sqrt{\rho/2}} e^{-x^2/2} dx \cong \varphi(\sqrt{\rho}/2), \quad (2)$$

în care ρ este dat de relația :

$$\rho = \frac{\sum_{n=1}^n a^2(n)}{\sigma^2}, \quad (3)$$

în care :

$a(x)$ = ordonatele punctelor anomale,

n = numărul punctelor anomale,

σ = nivelul zgromotului (erorii) determinat ca dispersie a cimpului în zonele lipsite de anomalii.

În cazul în care anomalia se conturează pe N profile de observație, gradul de încredere crește conform relației :

$$\gamma_N = \varphi(\sqrt{N}\rho/2). \quad (4)$$

Valorile funcției φ pot fi găsite cu ușurință în orice manual de teoria probabilităților.

Tot la capitolul necesității estimării calității lucrărilor magnetometrice trebuie menționat că însuși intervalul de interpolare al hărții se alege în funcție de valoarea acestui parametru, diversi autori recomandând ca acesta să fie cuprins între $1\sigma \div 3\sigma$.

Determinarea preciziei măsurărilor magnetice

Procesul fundamental de obținere a informațiilor în prospecțiunea magnetometrică constă în executarea de măsurări de inducție geomagnetică în nodurile unei rețele de observație. De aceea, de calitatea lor depinde în cel mai înalt grad calitatea de ansamblu a prospecțiunii.

Estimarea preciziei măsurărilor se face, după cum s-a menționat anterior, în termeni erorii medii pătratice (σ) sau ai erorii medii probabile (E).

Eroarea medie pătratică a măsurărilor

Aceasta se stabilește pe baza repetării măsurărilor de-a lungul unor profile de control, prelucrind statistic rezultatele obținute în ipoteza unui sir dublu de n măsurări de egală precizie :

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta_i^{-2}}{2(n-1)}}, \quad (5)$$



în care : $\bar{\Delta}_i = \Delta_i - \frac{\sum \Delta_i}{n}$,

$$\Delta_i = T'_i - T_{i,i}$$

$T_{i,i}$ = valoarea obținută în determinarea inițială ;

T'_i = valoarea obținută la repetare.

Dacă există motive temeinice pentru a considera că măsurările sunt afectate numai de erori întâmplătoare (ceea ce este destul de probabil în cazul utilizării magnetometrelor protonice), formula (5) se simplifică putind fi utilizată expresia :

$$\sigma' = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta_i^2}{2n}} , \quad (6)$$

în ambele situații n reprezentând numărul de puncte de pe profilul de control.

Deficiențele metodei provin din faptul că aprecierea calității măsurărilor deja efectuate se face prin intermediul altor determinări ce-și au, desigur, propria lor calitate (condițiile în care se execută neputind fi identice cu cele ale primului caz).

Pentru a asigura condiții cît mai apropiate de comparabilitate și o apreciere cît mai obiectivă a calității celor două siruri de măsurări, determinările de control se execută cu o serie de precauții :

- poziționarea cît mai exactă a senzorului în stația repetată, condiție de bază în asigurarea reproducibilității rezultatelor (se recomandă ca abaterea de amplasare să nu depășească $\pm 0,1$ m);

- compararea magnetometrelor utilizate în determinările curente și cele de control ;

- efectuarea unui număr suficient de măsurări de control pentru a permite abordarea statistică a problemei prin asigurarea reprezentativității selecției analizate (volumul controalelor este de regulă de 5% în cazul lucrărilor obișnuite și de 10% pentru cele experimentale);

- executarea controalelor după încheierea lucrărilor curente, fără a lăsa să treacă prea mult timp, fapt care ar putea duce la schimbarea considerabilă a condițiilor de lucru.

Calcularea erorii probabile a măsurărilor (E)

Reprezintă o altă cale de abordare a problemei, principal diferită, ale cărei baze au fost puse de McCollum [3]. Ea elimină neajunsul major al metodei expuse anterior, întrucât nu mai face apel la măsurări suplimentare de control în aprecierea calității.

Fie u_i valorile unei funcții ce exprimă repartitia inducției geomagnetice într-un sir de puncte egal distanțate între ele, cu un pas convenabil redată exatcă a anomaliei. Dacă această funcție poate fi aproximată în fiecare punct de observație, printr-o serie de puteri (pentru o convergență rapidă a acesteia se recomandă ca profilul analizat să fie amplasat într-o zonă caracterizată de un cimp nu prea agitat), se poate demonstra [4] că pentru orice polinom de rang n , diferențele succesive de ordinul $n+1$



între valorile din puncte de observație consecutive devin nule atunci cind acestea nu sunt afectate de erori. În prezența erorilor aleatorii, însă, ele cresc odată cu ordinul diferențelor. Pe baza estimării sirurilor de diferențe menționate (Δ_u^m) se poate calcula eroarea probabilă (E) cu ajutorul relației :

$$E \leq \frac{0.8453}{\sqrt{\sum k^2}} \cdot \sum_{n_m}^{n_m} |\Delta_u^m|, \quad (7)$$

în care : k = coeficienții dezvoltării binomului de ordin m cu termeni de semn opus ;

n_m = numărul diferențelor luate în considerare pentru fiecare sir ;

Δ_u^m = diferența de ordinul m între termenii consecutivi ai profilului test.

Anexa ilustrează o aplicație a acestui procedeu, obținută pe baza datelor experimentale dintr-un perimetru situat în vecinătatea exploatarii miniere Herja. Formula a fost aplicată pe fiecare coloană a tabelului diferențelor, obținându-se cîte o valoare E_m pentru fiecare rang m al acestora. Graficul întocmit pe baza acestor rezultate ilustrează o curbă ce tinde asimptotic spre valoarea reală a lui E . În cazul de față, această valoare este considerată $\pm 2,6 nT$, ceea ce corespunde foarte bine erorii medii pătratice de $\pm 3,9 nT$, obținută prin executarea unor măsurări de control.

Principalul dezavantaj al metodei constă în faptul că reclamă un volum relativ mare de date (profile lungi de măsură) — pentru o tratare statistică adecvată fiind necesare 50—100 puncte de observație — iar prelucrarea este foarte laborioasă, reclamînd utilizarea mijloacelor moderne de calcul.

Evaluarea calității de ansamblu a lucrărilor magnetometrice

Principaliii factori de eroare și influența lor

De la început este necesară o precizare : scopul acestei lucrări nu este acela al evaluării calității cu adevărat de ansamblu a prospectiunii magnetometrice, parametru care ar necesita luarea în considerare și a preciziei interpretării datelor de observație, pentru care unicul criteriu de apreciere l-ar constitui, însă, compararea cu rezultatele unor lucrări miniere sau de foraj. Ea se rezumă la aprecierea calității lucrărilor de teren, calitate ce se reflectă nemijlocit în precizia hărții magnetice a perimetrului investigat.

Principalele erori ce afectează calitatea hărților elaborate pot fi grupate în :

- erori ale măsurărilor de teren (σ_m) ;
- erori de evaluare a cîmpului de referință (σ_r) ;
- erori de conturare (σ_t).

Conform teoriei propagării erorilor, eroarea globală ce afectează harta realizată va fi :

$$\sigma_h = \pm \sqrt{\sigma_m^2 + \sigma_r^2 + \sigma_t^2}. \quad (8)$$



Despre modul de apreciere a erorii măsurărilor de teren s-a discutat în capitolul anterior. Eroarea de evaluare a cîmpului normal poate fi estimată conform relației :

$$\sigma_r = \pm \sqrt{\sigma_m'^2 + \sigma_{rs}^2 + \sigma_c^2}, \quad (9)$$

în care : σ_m' = eroarea măsurărilor utilizate la întoemirea hărților de cîmp normal ;

σ_{rs} = eroarea de reducere a variației seculare ;

σ_c = eroarea de conturare a hărții de cîmp normal.

În general, valoarea erorilor ce afectează hărțile de cîmp normal este destul de mare, ceea ce duce la coborîrea preciziei hărții ΔT_a în raport cu varianta ΔT .

Eroarea de interpolare este un element adesea neglijat în aprecierea calității unei hărți magnetice. Se știe că operația de conturare a unei hărți cu izolinii poate fi interpretată în termenii unui proces de filtrare bidimensională [5], ale cărui componente sunt configurația rețelei de observație și modul de interpolare.

De fapt, orice hartă magnetică, realizată pe baza unui set de date obținute în puncte discrete de observație, nu reprezintă proiecția suprafeței reale a cîmpului la scară, ci doar proiecția uneia din suprafețele posibile, construibile prin setul de puncte considerat. Stabilirea rețelei de observație și a modului de interpolare reprezintă o chestiune încă nesoluționată în mod univoc. În general, căile de abordare a acestor probleme sunt subiective, suprafața conturată depinzînd în mare măsură de cunoștințele celui care construiește harta, de cadrul său conceptual asupra geologiei regiunii (sau a setului de reguli prestabilite, impuse mașinii în cazul trasării automate, reflectînd, în fond, tot anumite modele predeterminate).

Oricum, trasarea izolinii introduce întotdeauna distorsiuni, operînd o selecție arbitrară asupra numerelor de undă ale anomalilor conturate, pasul de eșantionare și interpolare a datelor acționind ca un filtru de tip „trece-jos”. Ori, caracteristica de transfer a unui operator ideal de conturare a hărților, ar trebui să fie de tipul „trece-tot”. Alegerea celui mai adecvat program de trasare a hărții trebuie făcută pe baza analizei obiective a rezultatelor, efectuată în domeniul spațial sau spectral [5, 6, 7]. Simpla comparare „la vedere” nu constituie abordarea cea mai potrivită (a spune despre ceva că este „mai bun” nu înseamnă implicit că este „bun” sau chiar „satisfăcător”).

În privința trasării manuale a hărților, „libertatea de expresie” a celui care interpolează (ce nu este constrîns de considerente matematice, cuantificabile) face practic imposibil de evaluat, în termeni cantitativi, calitatea acestei operații.

Aprecierea preciziei hărții magnetice

Cele expuse anterior demonstrează că de complexă este acțiunea factorilor care influențează precizia hărților magnetometrice, document final al lucrărilor de teren.

Rezolvarea pe cale teoretică a problemei estimării gradului de incertitudine al imaginii oferite de acest material prezintă, după cum s-a văzut, dificultăți aproape insurmontabile. De aceea, aprecierea calității hărții se



face, de regulă, pe cale empirică, prin executarea unor profile de control. Acestea se dispun secant față de profilele de măsură curente (de exemplu sub un unghi de 45°). Ele furnizează o serie de valori ale cîmpului ce săn comparate cu cele oferite de hartă. Se poate estima astfel precizia hărții realizate după formule similare celor utilizate la calcularea erorii medii pătratice a măsurărilor magnetice.

Într-unul din manualele recent apărute [8], formula recomandată pentru astfel de determinări este :

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta_i^2}{2n - 1}}, \quad (10)$$

în care : $\delta_i = T_i - T_h$;

T_i = valoarea obținută pe profilul de control ;

T_h = valoarea furnizată de hartă ;

n = numărul punctelor de comparație.

Pentru a verifica precizia ansamblului determinărilor de teren, cît și pe aceea a interpolării, amplasarea stațiilor de control se face în intervalul dintre punctele de observație, pe zone tipice pentru morfologia generală a hărții, oferind astfel o imagine mai completă asupra gradului de certitudine al hărții elaborate, desigur sub rezerva limitelor proprii calității măsurărilor de control.

Concluzii

Cresterea sensibilității aparaturii de măsură relansează problema pragului de semnificație al anomaliei conturate, element indisolubil legat de o noțiune, pe cît de des menționată în practica prospecțiunilor magnetometrice, pe atât de rar abordată și clarificată în literatura noastră de specialitate : calitatea lucrărilor executate.

SUBLINIAREA necesității definirii și estimării acestui parametru, ca element important în valorificarea materialului ce urmează a fi interpretat, constituie, de altfel, una din valorile euristice principale ale lucrării de față. Numai astfel vor putea fi evitate atât greșelile de speță a II-a (atribuirea unei semnificații geologice anomaliei datorate hazardului erorilor de măsurare), cît și a celor de speță I (neinterpretarea unor efecte conturate de harta magnetometrică sub pretextul că „par” improbabile).

Prezentarea unor procedee de determinare a unor estimatori statistici ai calității lucrărilor de teren și hărților elaborate oferă un instrument concret de punere în practică a ideilor enunțate.

Nu au fost făcute pe parcursul expunerii nici un fel de referiri la influența erorilor lucrărilor topografice (care afectează indiscutabil calitatea hărților magnetometrice), considerind aceasta ca un subiect mai potrivit de abordat de către specialiștii din domeniul respectiv.

De altfel, departe de a se dori exhaustivă, lucrarea de față încearcă să doar un punct de plecare într-o acțiune de mai bună valorificare a materialului ce stă la dispoziția interpretatorului de date magnetometrice, mai ales atunci cînd acestea se află în domeniul aşa-ziselor „cîmpuri slabă”, care reclamă o acuratețe deosebită în achiziționarea și prelucrarea informațiilor.

BIBLIOGRAFIE

1. Elkins T.A. (1940) The reliability of geophysical anomalies on the basis of probability considerations. *Geophysics*, 5, 4, 321—336, Tulsa.
2. Glebovskii I.S., Nikitskii V.E. (1981) Instrukția po magnitorazvedke. Nazemnaia magnitnaia siomka. Aeromagnitnaia siomka. Ghidromagnitnaia siomka. Izd. Nedra, 263, Leningrad.
3. McCollum E.V. (1952) Quality of geophysical measurements. *Geophysics*, 17, 1, 56—70, Tulsa.
4. Weld D.L. (1922) Theory of errors and least squares, New York.
5. Wren A.E. (1975) Contouring and contour maps. A new perspective. *Geophys. prospr.* 23, 1, pl. 17, Haga.
6. Merriam D.F., Sneath P.N.A. (1966) Quantitative comparison of contour maps. *J. Geophys. Res.* 71, 4, 1105—1115, Washington.
- 7.. Nikitskii V.E., Glebovskii I.S. (1980) Magnitorazvedka. Sprovocinik gheofizika. Izd. Nedra, Moskva.
8. Zolotov I.G., Roze E.H., Osipov G.B., Ugllov B.A. (1976) Primenenie obiectivnovo analiza k postroeniu i otenke tocinosti magnitnykh kart : Tezis dokladov siedza „Glavnoe gheomagnitnoe pole i problemi paleomagnetizma“. Postoiannoe gheomagnitnoe pole. Izd. Nauka, Moskva.

ON THE EVALUATION OF THE MAGNETICS QUALITY

(Summary)

Magnetics quality is noticed as an important element both for the magnetic maps drawing (helping in contours interval setting) and interpretation (as the main element for the significance level of the revealed established anomalies).

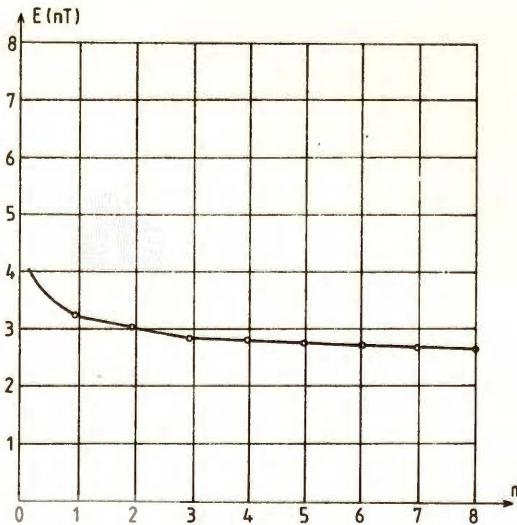
Two main statistical procedures for this parameter estimation are shown and discussed : the quadratic average error computation by the help of auxiliary control measurements and probable error direct evaluation. Accordingly, two approaches for the significance level determination on the basis of the previously mentioned parameters are also presented.

To offer a better evaluation of the accuracy of magnetic maps, their main error factors acting upon them are analysed and a simple, practical approach to estimate their global effect is suggested.



ST.	U (nT)	ΔU (nT)	$\Delta^2 U$ (nT)	$\Delta^3 U$ (nT)	$\Delta^4 U$ (nT)	$\Delta^5 U$ (nT)	$\Delta^6 U$ (nT)	$\Delta^7 U$ (nT)	$\Delta^8 U$ (nT)
A1940	-14	4							
A1939	-10	0	-4	6					
A1938	-10	+2	2	-10	-16	44			
A1937	-8	-6	-8	18	28	-61	-105	252	
A1936	-14	4	10	-15	-33	86	147	-362	-614
A1935	-10	-11	-15	38	53	-129	-215	469	831
A1934	-21	12	23	-38	-76	125	254	-426	895
A1933	-9	-3	-15	11	49	-47	-172	193	619
A1932	-12	-7	-4	13	2	-26	21	47	-146
A1931	-19	2	9	-11	-24	42	68	-149	-196
A1930	-17	0	-2	7	18	-39	-81	172	321
A1929	-17	5	5	-14	-21	52	91	-202	-374
A1928	-12	-4	-9	17	31	-59	-111	212	414
A1927	-16	4	8	-11	-28	42	101	-165	-377
A1926	-12	1	-3	3	14	-22	-64	113	278
A1925	-11	1	0	-5	-8	27	49	-118	-231
A1924	-10	-4	-5	14	19	-42	-69	123	241
A1923	-14	5	9	-9	-23	12	54	-4	-127
A1922	-9	5	0	-20	-11	62	50	-193	-189
A1921	-4	-15	-20	31	51	-81	-143	233	426
A1920	-19	-4	11	1	-30	9	90	-53	-286
A1919	-23	8	12	-20	-21	46	37	-104	-51
A1918	-15	0	-8	5	25	-21	-67	74	178
A1917	-15	-3	-3	9	4	-14	7	30	-44
A1916	-18	3	6	-1	-10	23	37	-93	-123
A1915	-15	8	5	-14	13	-33	-56	-34	59
A1914	-7	-1	-9	32	46	-123	-90	365	399
A1913	-8	22	23	-45	-77	152	275	-538	-903
A1912	14	0	-22	30	75	-111	-263	404	942
A1911	14	8	0	-6	-36	30	141	-137	-541
A1910	22	10	2	-12	-6	34	4	-96	41
A199	32	-10	0	16	28	-92	200	296	
A198	32	6	-14	-30	50	108	-384	184	
A197	38	-8	-2	20	-26	-76	98	282	
A196	36	-2	-4	6	-6	24	23	-75	
A195	32	-6	-2	-8	-2	47	-172	-195	
A194	26	-16	-10	37	-80	-125	417		
A193	10	3	19	-14	-43	40	120		
A192	13	8	5	-17	-3				
A191	21	-4	-12						
A190	17								
$\Sigma (\Delta^m u)$	676	211	334	570	1023	1895	3454	6283	11495
$\frac{\Sigma K^2}{\Sigma K}$.08453	.5978	.3452	.1890	.1010	.05325	.02781	.0144	.0074
E	139	32	3.0	2.8	2.8	2.7	2.7	2.6	

$$E \leq \frac{0.8453 \cdot \Sigma (\Delta^m u)}{\sqrt{\Sigma K^2} \cdot n}$$



REFLECTAREA VARIATIEI SECULARE ÎN HARTA
COMPONENTEI VERTICALE A CÎMPULUI GEOMAGNETIC
PE TERITORIUL ROMÂN¹

DE

LUCIAN BEŞUȚIU², GEORGETA BEŞUȚIU²

Geomagnetism. Secular variation. Magnetic survey map. Geomagnetic. Vertical component. Field model. Error. Romania.

Abstract

Reflection of Secular Variation in Vertical Component Map of Geomagnetic Field on the Romanian Territory. Starting from the analysis of the secular variation on the Romanian territory the paper points out a lot of deformations introduced in the recently published magnetic map of Romania by not considering its influence. Some aspects concerning the consequences of an incorrect choice of the epoch of the normal geomagnetic field model are also discussed.

Résumé

Réflexion de la variation séculaire dans la carte du composant vertical du champ géomagnétique sur le territoire roumain. A partir de l'analyse de la variation séculaire sur le territoire roumain, l'étude met en évidence certaines distorsions introduites dans la carte magnétique de la Roumanie publiée récemment, à cause de la non-considération de l'influence de ce facteur. On discute aussi les conséquences d'un choix incorrect de l'époque du modèle du champ géomagnétique normal.

Introducere

Harta componentei verticale a cîmpului geomagnetic pe teritoriul român (Airinei et al., 1983) este o amplă sinteză cuprinzînd rezultatul a peste treizeci de ani de lucrări de teren, efectuate pe tot cuprinsul țării.

¹ Depusă la 22 octombrie 1986, acceptată pentru comunicare și publicare la 12 iunie 1986.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R-79678, București 32.



Această realizare are meritul incontestabil de a fi prima tentativă de prezentare a unei imagini de ansamblu a repartiției componentei verticale a cîmpului geomagnetic pe întreg teritoriul român.

Absența unei rețele de sprijin unitare nu a permis, însă, autorilor aplicarea reducerii de variație seculară, fapt care a introdus o serie de distorsiuni, prin asamblarea arbitrară a unor foi de hartă realizate la epoci diferite.

Pornind de la neuniformitatea repartiției spațiale și nelinearitatea evoluției în timp a cîmpului geomagnetic, lucrarea de față încearcă să contureze rolul variației seculare (VS) în deformarea imaginilor oferite de harta magnetică națională, prin analiza mecanismului VS și prin comparația directă a nivelului de referință al hărții cu cîmpul determinat cu precizie, în anumite puncte din teritoriu, pentru cîteva epoci cuprinse în intervalul de timp în care a fost realizată harta națională.

Sistemul de realizare a hărții magnetice naționale

Pentru a înțelege cum acționează VS asupra imaginilor oferite de harta magnetică este necesară cunoașterea conținutului și semnificației mărimilor pe care le conțin cele două variante al acesteia : ΔZ și Z_a .

Varianta ΔZ exprimă variația componentei verticale a cîmpului geomagnetic la sol în raport cu stația centrală a țării, Observatorul geofizic Surlari (OGS).

Varianta Z_a conține imaginea anomaliei componentei verticale a cîmpului geomagnetic, fiind definită ca diferența dintre valoarea absolută a acestuia și valoarea cîmpului normal (prin urmare, simbolul Δ, ce apare uneori în desemnarea acestei variante nu-și are rostul, mărimea exprimată fiind, principal, chiar cîmpul anomal și nu variații ale acestuia).

Cartarea magnetică a teritoriului s-a executat eșalonat, pe foi de hartă corespunzătoare trapezelor Gauss, scara 1 :200000. Pentru fiecare au fost utilizate una sau mai multe baze de teren față de care s-au determinat intervalele ΔZ_{si} (fig. 1). Stabilind, cu ajutorul unei rețele de sprijin, care este intervalul de cîmp dintre baza de teren și OGS (ΔZ_{BT}), se poate determina imediat valoarea „în sistem național” (ΔZ_i^*), inscrisă în hartă, conform relației :

$$\Delta Z_i^* = \Delta Z_{BT} + \Delta Z_{si} + 1000. \quad (1)$$

Cai de acțiune a variației seculare

Total pornește de la observația că nu numai valoarea absolută Z_i , dar și ΔZ_i este o mărime sensibilă la variații temporale, elementele sale modificîndu-se, într-o măsură mai mare sau mai mică, sub influența VS.



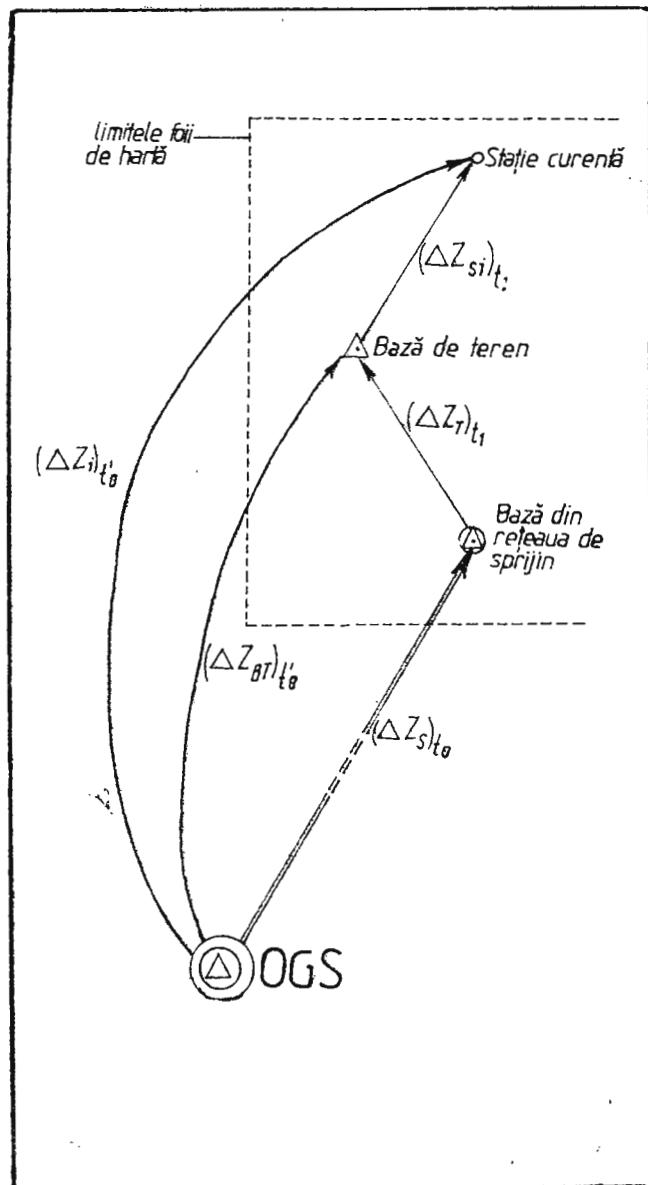


Fig. 1 — Schema aducerii datelor în sistem național
 t_0 , epoca rețelei de sprijin;
 t_1 , epoca măsurărilor de
 teren; $t'_0 \cong t_0$, epoca foii
 de hartă.

Diagram of data in national system. t_0 , control network epoch; t_1 , field measurements epoch; $t'_0 \cong t_0$, map sheet epoch.

De aceea, într-o exprimare riguroasă, relația (1) trebuie rescrisă astfel încit să reflecte dinamica temporală a mărimilor pe care le cuprinde :

$$(\Delta Z_i^*)_{t_0} = (\Delta Z)_{t_0} + (\Delta Z_{SI})_{t_0} + 1000. \quad (2)$$

De aici, necesitatea ca intervalele ΔZ_{BT} și ΔZ_{SI} să fie determinate pentru aceeași epocă (t_0).

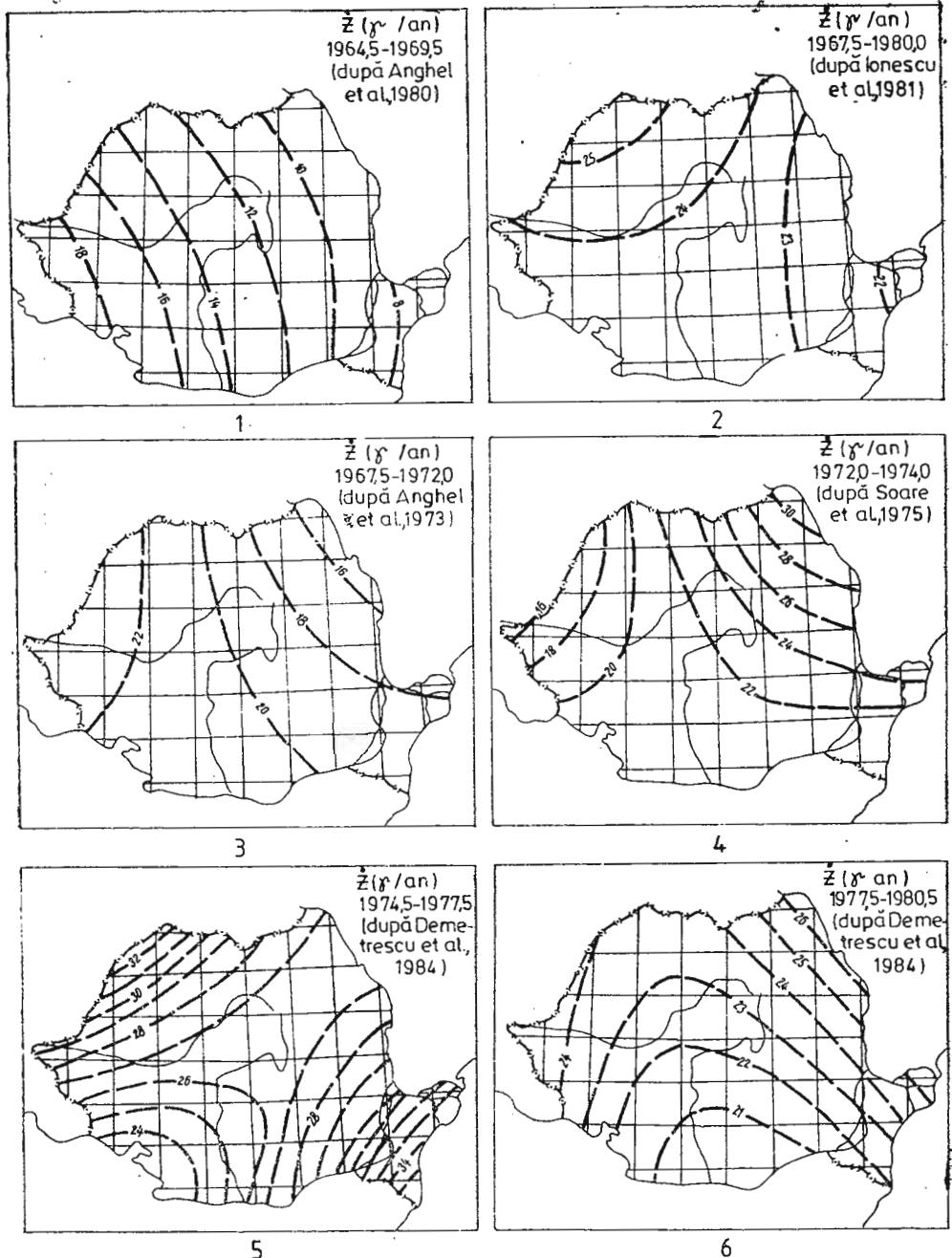


Fig. 2. — Repartitia variației seculare pe teritoriul român în diverse perioade cuprinse între 1964,5 și 1980, 5. 1. Anghel et al., 1980; 2. Ionescu et al., 1981; 3. după Anghel et al., 1973;

4. Soare et al., 1975; 5. Deinetrescu et al., 1984; 6. Demetrescu et al., 1984.

Distribution of secular variation on the Romanian territory in different periods between 1964,5 and 1980,5. 1, Anghel et al., 1980 ; 2, Ionescu et al., 1981 ; 3, after Anghel et al., 1973 ;

4, Soare et al., 1975; 5, Demetrescu et al., 1984; 6, Demetrescu et al., 1984.

În practică, având în vedere caracterul repartiției geografice a VS pe teritoriul român și dimensiunile reduse ale unei foi de hartă la scara 1 : 200000, se poate admite (cu un rabat de precizie de cîțiva gamma) că, în cuprinsul unei asemenea foi :

$$\frac{\partial(\Delta Z_{\text{SI}})}{\partial t} \cong 0, \quad (3)$$

simplificare ce nu mai poate fi acceptată în cazul mărimeii ΔZ_{BT} , modificările pe care le suferă în timp aceasta putind avea, după cum se va vedea, valori considerabile.

Se știe de mai multă vreme (Walker, O'Dea, 1952), că VS este o funcție complicată de timp și spațiu, care și poate schimba brusc regimul prin impulsuri cvasiperiodice, la intervale de 3—5 ani. Cercetările întreprinse în această direcție, în țara noastră, ale căror rezultate sunt prezentate sintetic în figura 2, au relevat prezența unor asemenea momente în anii 1964, 1969, 1972 și 1977. Existența lor aduce modificări notabile în mersul VS. Astfel, dincolo de tendința generală de evoluție a cimpului geomagnetic, exprimată printr-o creștere mai accentuată a acestuia în aria apuseană a teritoriului, diversele perioade, marcate de epociile menționate, sunt caracterizate de regimuri distincte de desfășurare a acestui fenomen, mergind pînă la evoluția sa complet opusă tendinței generale exprimate pe intervale mai lungi. Schimbările, uneori radicale, produse în momentele de „impuls” arată că, aplicarea reducerilor de VS trebuie făcută în mod diferențiat pe intervalele cuprinse între ele, extrapolarea datelor pe perioade mai mari, făcă a ține seama de impulsurile existente, putind genera erori de o valoare imprevizibilă.

Epoca hărții magnetice naționale

Epoca de redactare a hărții componentei verticale a cimpului geomagnetic pe teritoriul R. S. România a fost declarată 1967,5. La stabilirea ei s-a avut în vedere formula de cimp normal utilizată (Atanasiu et al., 1970), precum și faptul că varianta ΔZ a fost transformată în hartă de valori absolute, luînd în considerare pentru OGS valoarea corespunzătoare epocii 1967,5. În lipsa unui studiu adecvat asupra VS de-a lungul perioadei 1950—1982, cînd s-au executat lucrările de teren necesare realizării hărții, s-a considerat, în mod simplist, invarianta temporală a mărimerilor ΔZ_t în tot acest interval.

După cum se poate vedea în figura 1, epoca de întocmire a unei foi de hartă magnetică este aproximativ epoca rețelei de sprijin utilizate pentru aducerea în sistem național a datelor. Ori, această operație a fost realizată de-a lungul timpului, făcîndu-se apel la rețea una nefinalizată a lui Tr. Cristescu (la care s-a lucrat între 1957—1960) sau la cea executată de St. Airinei (1961—1968), „din aproape în aproape”, în paralel cu execu-



tarea foilor de hartă de pe teritoriul Dobrogei, Munteniei și Olteniei, sau la stații de magnetism absolut, necompensate de efectul *VS* (cazul unor lucrări din Moldova, raportate la stația Iași-Copou a profesorului Procopiu). Alteori, s-a luat ca nivel de referință o valoare medie obținută prin raportarea la mai multe asemenea categorii de stații de sprijin.

S-a ajuns astfel, ca diverse zone ale hărții magnetice să fie reduse la epoci diferite, fapt ce face, practic, imposibilă atribuirea unei epoci unice hărții arbitrar asamblate.

Cîteva aspecte cantitative ale acțiunii variației seculare asupra hărții magnetice naționale

Deformarea imaginii oferite de harta de ansamblu, declarată pentru epoca 1967,5, dar care, după cum s-a arătat, cuprinde un mozaic de lucrări reduse la epoci diferite, poate fi evaluată în termeni cantitativi, prin compararea nivelului de referință al foilor de hartă asamblate cu cîmpul geomagnetic furnizat pentru anumite epoci de rețeaua pentru studiul variației seculare și de către cea de sprijin, realizată pentru definitivarea hărții.

Figura 3 ilustrează, de exemplu, diferența dintre valorile înscrise de harta ΔZ în bazele rețelei de studiu a *VS* și datele oferite de aceasta pentru epoca 1967,5 (Atanasiu et al., 1970). Efectele conturate reprezintă anomalii fără substrat geologic, datorate lipsei de omogenitate a materialului folosit la asamblare, ca și unor erori cauzate de necoincidență punctelor de observație utilizate în hartă și în rețeaua de comparație. Apare vizibilă supracompensarea machetelor din Dobrogea, Muntenia, precum și a celor din zona centrală și nord-vestică a țării, în timp ce, Oltenia de vest, Banatul și Cîmpia Pannonică, nordul țării și Moldova se prezintă cu un nivel de referință sub cel real. Amplitudinea decalajelor conturate este de 80–90γ.

Evoluția ulterioară a *VS* explică repartiția și accentuarea acestor efecte în figura 4, care înfățează abaterile nivelului de referință al hărții naționale în raport cu distribuția cîmpului la epoca 1980,0 (Demetrescu, Neștiianu, 1984). Se remarcă o anumită similitudine cu imaginea precedentă, dar subcompensarea foilor de hartă din Moldova, nordul și vestul țării se accentuează. În schimb, aria de supracompensare se restrînge, cele mai importante decalaje semnalindu-se în zona Devei și a Dobrogei de nord. Amplitudinea distorsiunilor depășește acum 120γ.

Pentru epoca 1984,0 (fig. 5) comparația se poate face pe un număr sporit de puncte, cu ajutorul datelor oferite de rețeaua magnetică națională de sprijin, recent realizată sub conducerea autorilor (Beșuțiu et al., 1985). Există acum, practic, cîte un punct de comparație în fiecare foaie



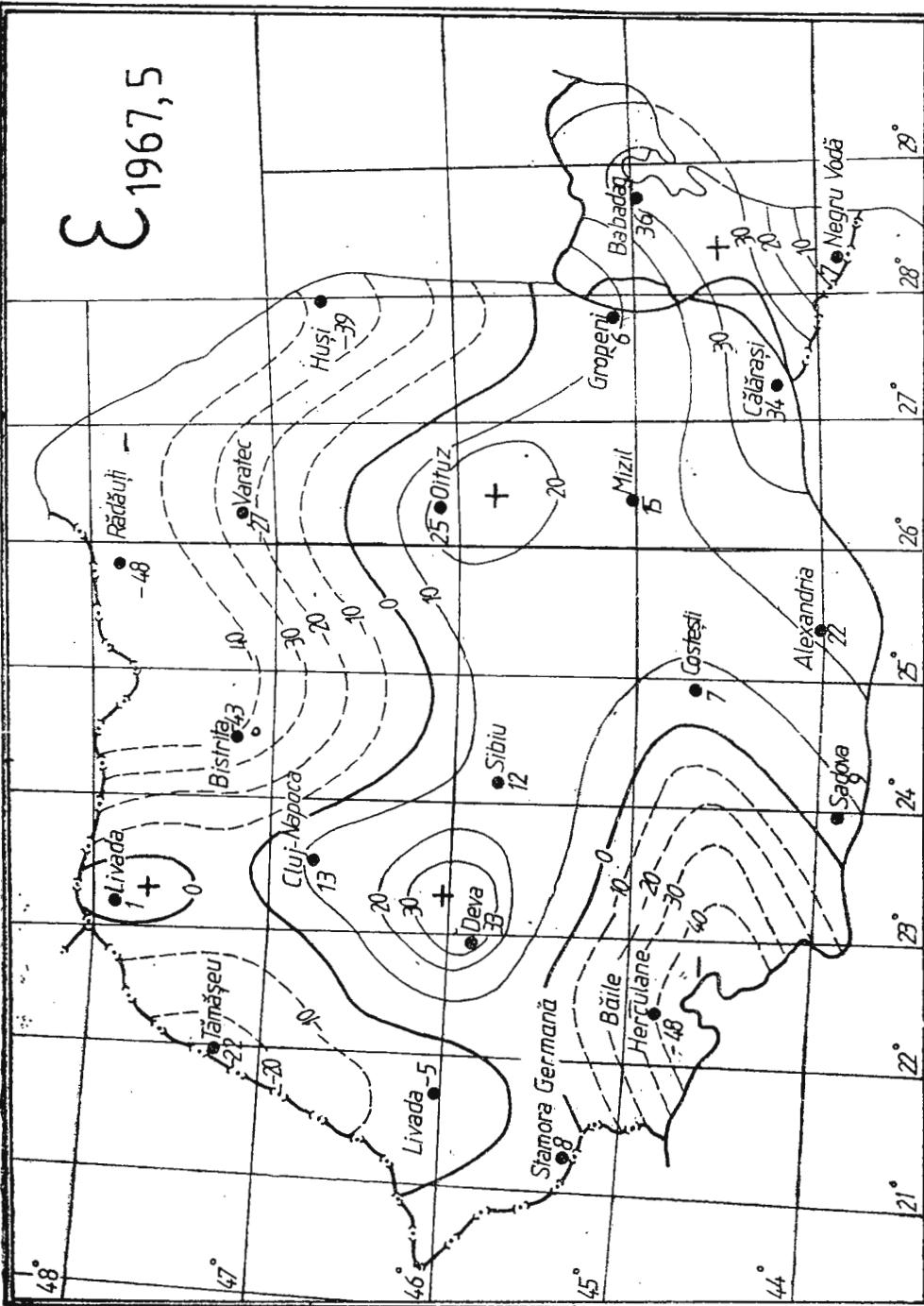


Fig. 3 – Abatările nivelului de referință al hărții naționale față de repartiția cimpului geomagnetic la epoca 1967,5 (valorile absolute după Atanasiu et al., 1970).

Deviations of reference level of the national map as compared to distribution of geomagnetic field at the epoch 1967,5 (absolute values after Atanasiu et al., 1970).

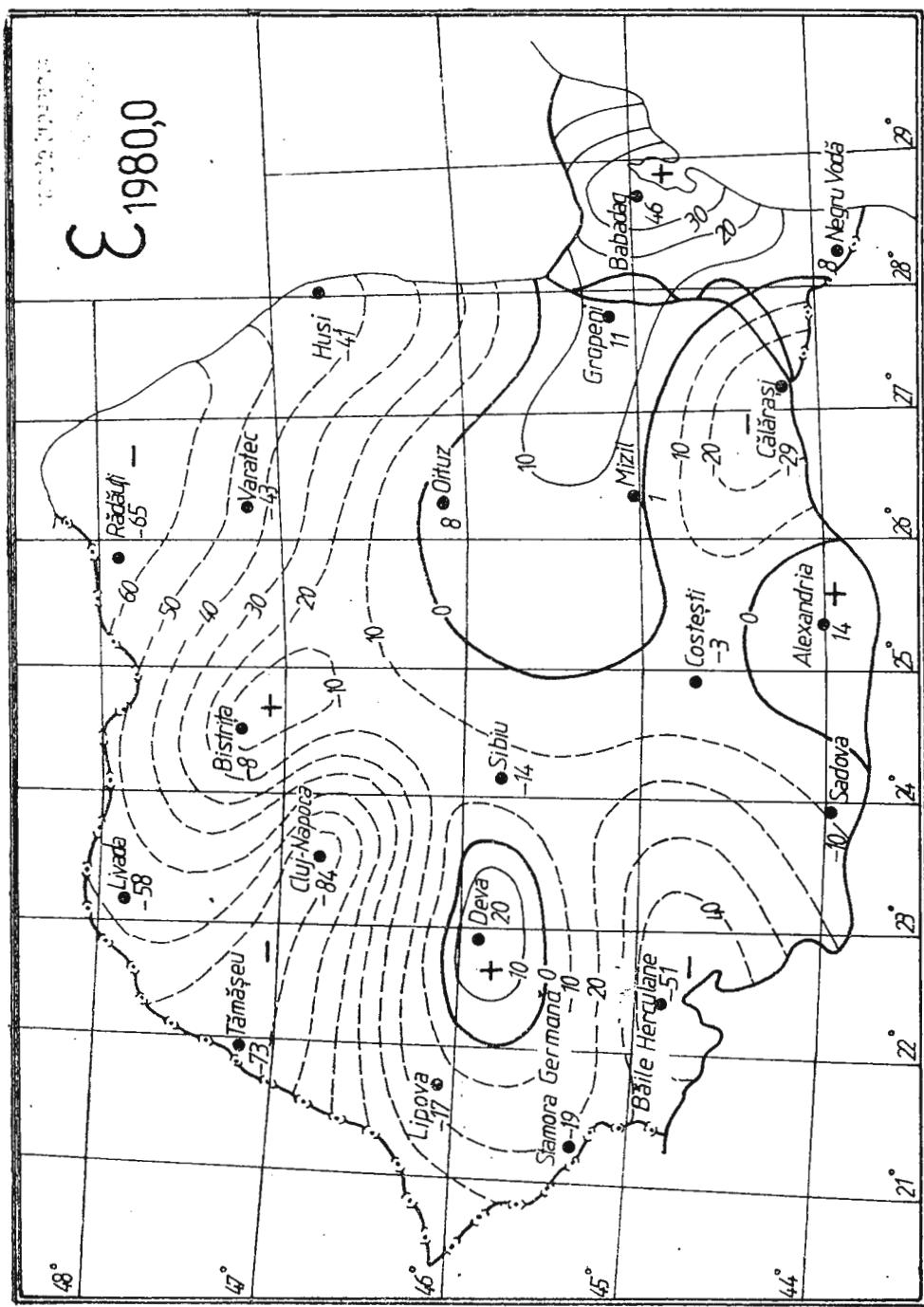


Fig. 4 — Abatările nivelului de referință al hărții naționale față de repartitia cimpului geomagnetic la epoca 1980,0 (valorile absolute după Demetrescu, Neștiianu, 1984).

Deviations of reference level of the national map as compared to distribution of geomagnetic field at the epoch 1980,0 (absolute values after Demetrescu, Neștiianu, 1984).

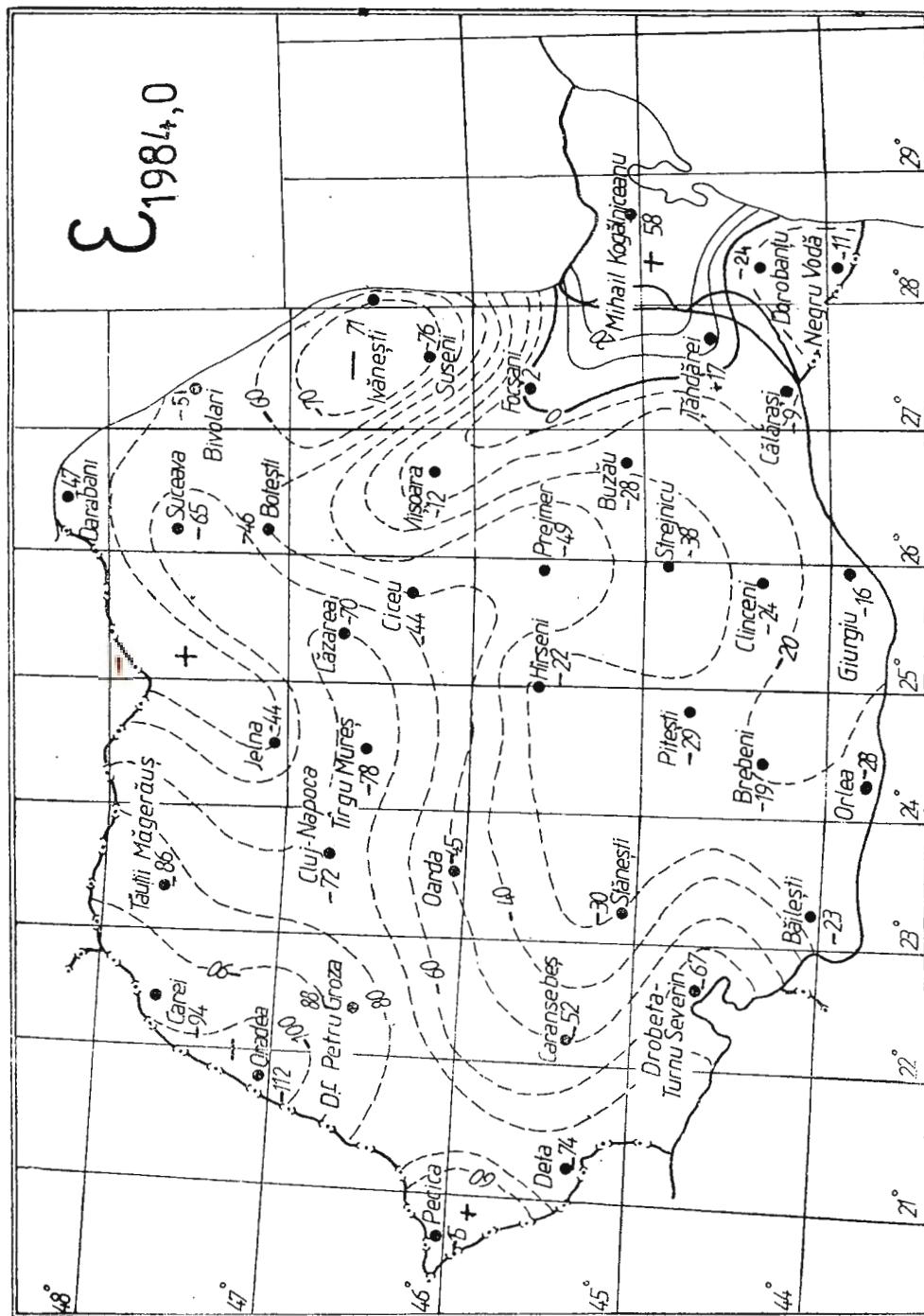


Fig. 5 — Abatările nivelului de referință al hărții naționale față de repartiția cîmpului geomagnetic la epoca 1984,0 (valorile de comparație au fost furnizate de rețeaua magnetică națională de sprijin).

Deviations of reference level of the national map as compared to distribution of geomagnetic field at the epoch 1984,0 (comparison values were provided by the national magnetic control network).

de hartă, ceea ce oferă posibilitatea unei analize mai complete asupra nivelului de referință al hărții de ansamblu.

Imaginea rezultată prezintă o accentuare a efectelor semnalate anterior, precum și o complicare—firească, ca urmare a sporirii densității de informație—a morfologiei pseudo-anomalilor. Creșterea mai rapidă a cîmpului în aria vestică și restrîngerea în continuare a ariei machetelor supracompensate sunt principalele caracteristici ale analizei efectuate. Nivelul maximă decalajelor observate atinge 170γ .

Influența alegării incorecte a formulei de reducere a cîmpului geomagnetic normal

Pînă aici a fost analizată numai varianta ΔZ a hărții naționale. În cazul anomaliei componentei verticale (Z_a) lucrurile se complică, prin introducerea în calcul a unui nou parametru: cîmpul geomagnetic normal (CGN) pentru epoca 1967,5 (Atanasiu et al., 1970). Erorilor inerente, legate de estimarea acestei mărimi, li se adaugă și cele datorate lipsei de coincidență dintre epoca de reducere a datelor de observație și epoca

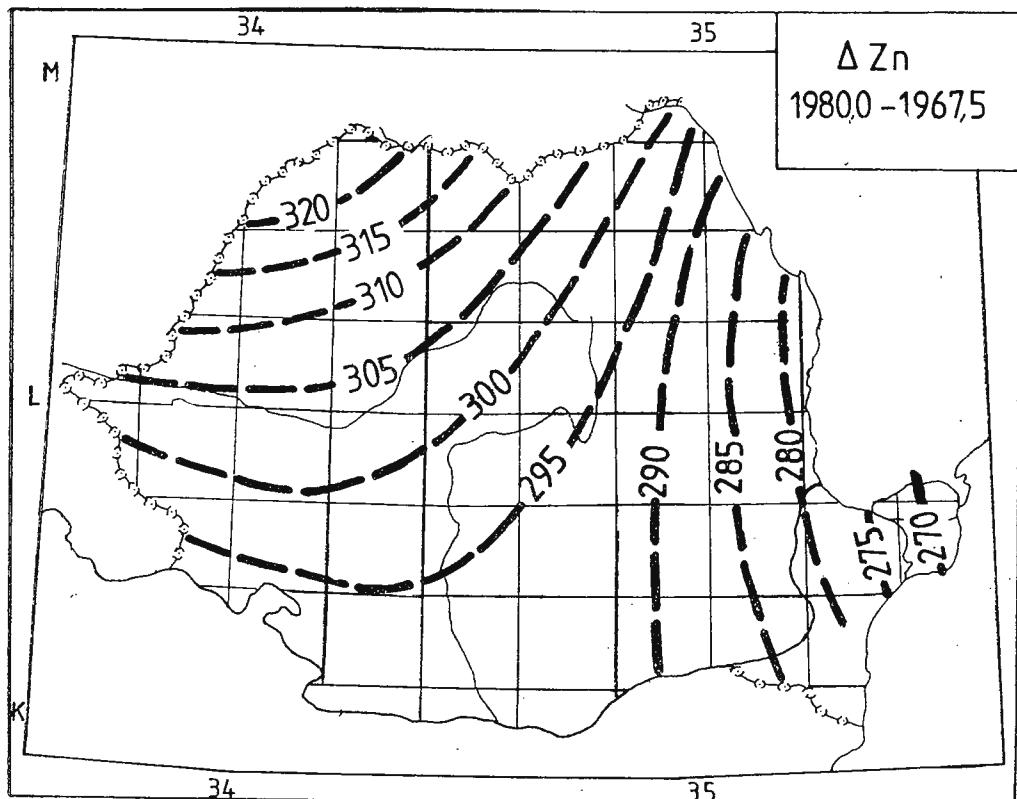


Fig. 6 — Erorile comise prin aplicarea formulei de CGN, pentru epoca 1967,5, unor date de observație corespunzînd epocii 1980,0.

Errors caused by application of the NGF model for the epoch 1967,5, to observation data corresponding to the epoch 1980,0.

pentru care a fost calculat cimpul normal (după cum a fost arătat anterior, varianta ΔZ , ce stă la baza determinării valorilor absolute ale componentei verticale, conține elemente raportate la epoci diferite).

În cele ce urmează se vor face cîteva aprecieri asupra nivelului și repartiției erorilor pentru diverse epoci de reducere a datelor de observație în raport cu epoca 1967,5 a cimpului normal.

Astfel, figura 6 ilustrează repartiția și nivelul erorilor comise prin aplicarea formulei de cimp normal menționate unor măsurători efectuate la epoca 1980, 0. Dincolo de diferența de nivel absolut (oarecum compensată în hartă prin utilizarea, ca valoare de referință la OGS, a mărimii corespunzătoare epocii 1967,5) este de remarcat repartiția geografică neuniformă a erorilor, fapt care determină o creștere nejustificată a amplitudinii anomaliei din nord-vestul țării cu peste 50 γ, în raport cu cele din aria estică.

Atunci cînd datele de observație corespund epocii 1974,0, pentru o aceeași reducere de cimp normal, se ajunge la o deformare de amplitudine mai redusă (fig. 7). De data aceasta, însă, supracompensarea apare în zona sud-vestică a teritoriului, în raport cu aria sud-estică.

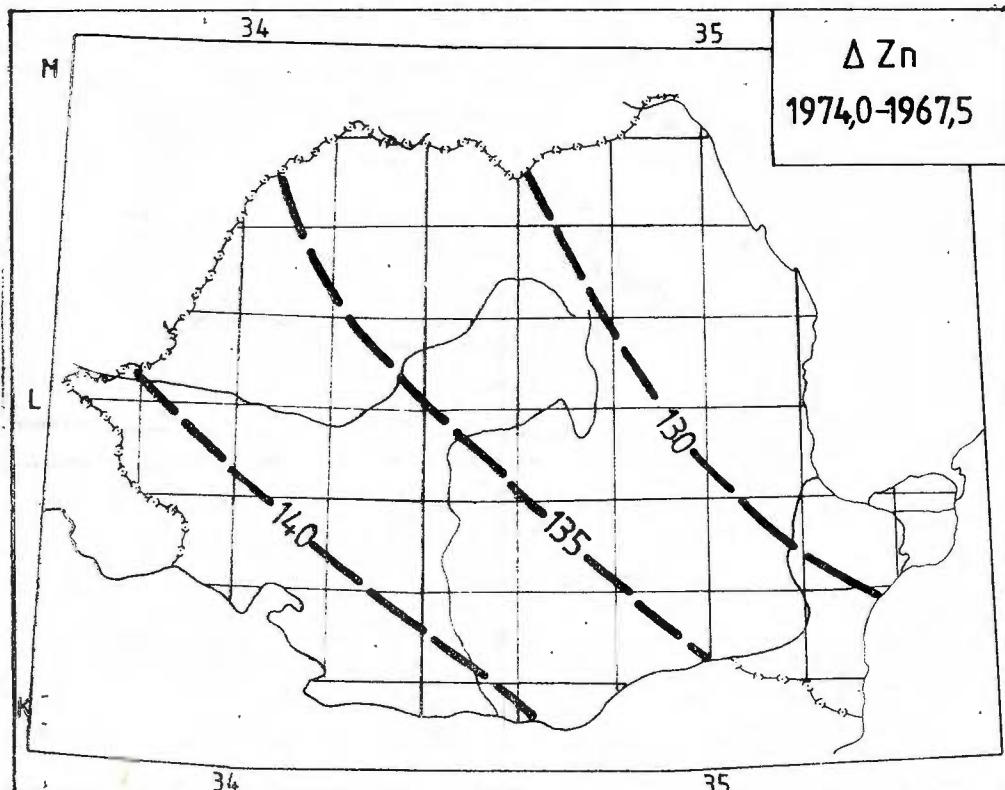


Fig. 7 — Erorile comise prin aplicarea formulei CGN, pentru epoca 1967,5, unor date de observație corespunzînd epocii 1974,0.

Errors caused by application of the NGF model for the epoch 1967,5, to observation data corresponding to the epoch 1974,0.

În sfîrșit, figura 8 prezintă situația filtrării datelor de observație reduse la epoca 1972,0 cu un cîmp normal corespunzător epocii 1967,5. Repartiția erorilor se schimbă iar, apărînd de data aceasta oarecum simetrică, în raport cu meridianul central al țării, deși, pe ansamblu, se înregistrează aceeași creștere arbitrară a amplitudinii anomaliei de la est către vest.

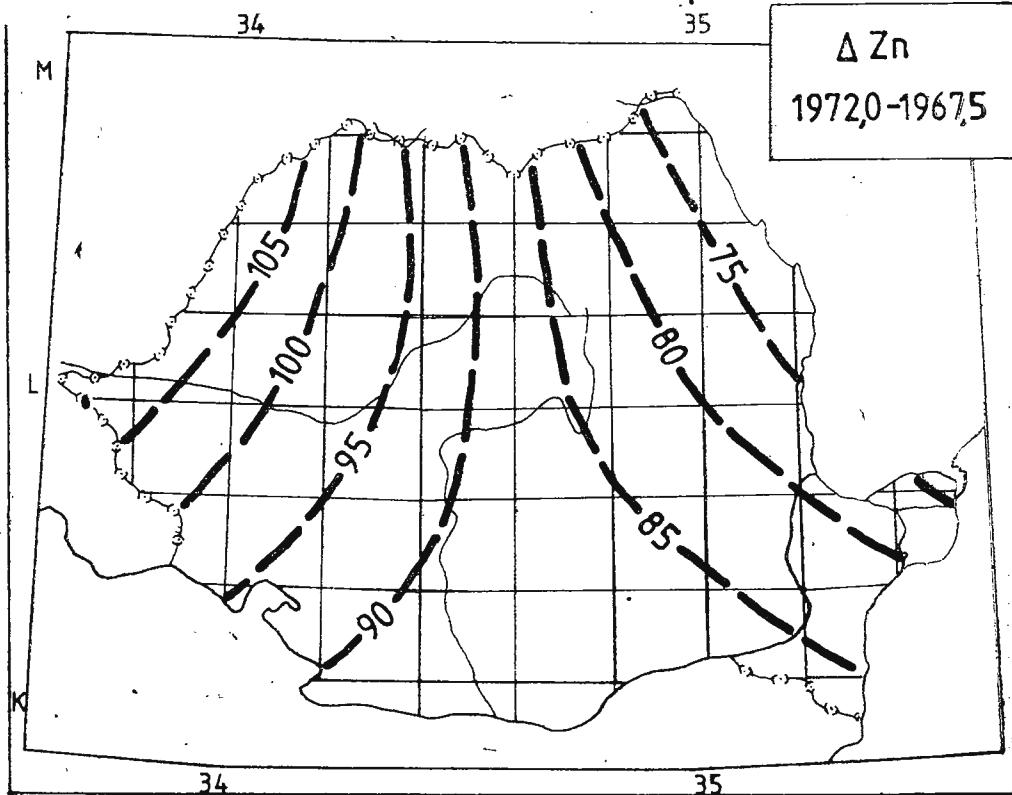


Fig. 8 — Erorile comise prin aplicarea formulei CGN, pentru epoca 1967,5, unor date de observație corespunzînd epocii 1972,0.

Errors caused by application of the NGF model for the epoch 1967,5, to observation data corresponding to the epoch 1972,0.

Concluzii

Studiile întreprinse asupra evoluției temporale a cîmpului geomagnetic pe teritoriul român și compararea nivelului hărții magnetice de ansamblu cu diverse repartiții ale componentei verticale—corespunzătoare epocilor 1967,5, 1980,0 și 1984,0 — au relevat prezența, în cadrul hărții magnetice naționale, a unor pseudoanomalii regionale cauzate de neaplicarea reducerii de variație seculară datelor asamblate.

În general, machetele din vestul, nordul și nord-vestul țării au un nivel de referință mai coborît decît cel corespunzător epocii de comparație, în timp ce aria sud-estică și centrul țării prezintă un nivel superior.

De menționat că, în analiza efectuată, punctele de determinare a valorilor absolute ale cîmpului la epociile menționate nu au coincis cu stații ale hărții magnetice, nivelul de referință al acesteia fiind determinat indirect, prin integrarea informațiilor obținute din măsurători efectuate în puncte adiacente celui analizat. Dispunerea stațiilor din rețelele de comparație, în zone lipsite de anomalii locale, face totuși ca eventualele abateri cauzate de această neconcordanță a punctelor de observație să nu poată avea valori prea mari.

În plus, menținerea, în linii mari, a caracteristicilor repartiției geografice a erorilor de la o epocă la alta, chiar în condițiile schimbării punctelor de comparație, precum și concordanța dintre evoluția lor și distribuția izoporică a variației seculare confirmă, odată în plus, concluziile analizei efectuate.

În vederea eliminării acestor efecte se impune stabilirea corectă a nivelului de referință al fiecărei foi de hartă utilizată la asamblare, prin raportarea sa la stația corespunzătoare din rețea națională de sprijin, fapt ce conduce la reducerea tuturor datelor la epoca acestei rețele (1984,0).

Aplicarea reducerii de cîmp normal pentru aceeași epocă va permite și eliminarea erorilor produse de neconcordanța dintre epoca de raportare a datelor ΔZ și cea a cîmpului normal prezentă în cadrul variantei actuale.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei St., Stoicescu S., Velcescu G., Romanescu D., Visarion M., Rădan S., Roth M., Beșuțiu G., Beșuțiu L. (1983) Carte de l'anomalie magnétique ΔZ pour le territoire de la Roumanie. *Ann. Inst. Géol. Géophys.*, LXIII, 3–13, București.
- Anghel M., Demetrescu C., Ionescu A., Neștianu T., Soare A. (1973) Raport, arhiva IGG, București.
- Demetrescu C., Neștianu T. (1980) Secular variation studies in Romania. *Gerl. Beitr. Geophys.*, 6, 499–510, Leipzig.
 - Atanasiu G., Neștianu T., Demetrescu C., Anghel M. (1970) Les valeurs normales des éléments géomagnétiques H, Z, F et I en Roumanie pour l'époque 1967, 5. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 14, 1, 73–79, București.
 - (1974) The secular variation of the geomagnetic elements H, Z, F between 1958–1972 in Romania. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 18, 59–66, București.
 - Beșuțiu L., Beșuțiu G., Cucu G., Ionescu G. (1985) Raport, arhiva IGG, București.
 - Demetrescu C., Neștianu T. (1984) Valori normale ale elementelor geomagnetice H, Z, F în România la epoca 1980,0. *St. cerc. geol., geofiz., geogr.*, Geofiz., 22, 35–41, București.
 - Ene M., Neștianu T. (1984) The secular variation of the geomagnetic field in Romania between 1974–1981. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 28, 39–45, București.
 - Ionescu A., Soare A., Neștianu T., Stefanescu A. (1981) Raport, arhiva IGG, București.
 - Soare A., Neștianu T., Ionescu A., Ionescu Gh. (1977) Raport, arhiva IGG, București.
 - Walker G.B., O'Dea P.L. (1952) Geomagnetic secular change impulses. *EOS, Trans AGU*, 33, 797–800.



REFLECTION OF SECULAR VARIATION IN VERTICAL COMPONENT MAP OF GEOMAGNETIC FIELD ON THE ROMANIAN TERRITORY

(Summary)

It is unanimously accepted today that the image offered by regional magnetic map drawings is modified in time under the action of secular variation of the geomagnetic field. Consequently, when a magnetometric research is planned on a large area, which cannot be covered in a rather short period of time, it is necessary to delimit the epoch for the respective map drawing.

The magnetic map of Romania needed over 30 years of field activities, and thus, during such a long period of time, the secular variation was supposed to produce important deformation in the distribution of the geomagnetic field.

The present paper tries to underline certain distortions within the image offered by this preliminary variant of the national magnetic map, which are due to the non-application of the secular variation reduction for the data used in assemblage.

The paper starts from general studies concerning the secular variation distribution on the Romanian territory, and continues with a quantitative analysis of differences between the national magnetic map level and the geomagnetic field values provided by the control network. Deviations are over 100 γ.

Consequences of an inadequate choice of the normal geomagnetic field model, able to cause supplementary errors in drawing up the Z_a variant, were particularly discussed.



CONTRIBUȚII GRAVIMETRICE LA CUNOAȘTEREA
STRUCTURILOR ERUPTIVE DIN ZONA TURT—CĂMÎRZANA,
MUNTII OAŞ¹

DE

CORNELIA FURNICĂ², VALENTIN FURNICĂ²

*Gravimetry. Gravity survey maps. Intrusion. Neogene. Structural controls. Igneous processes
East Carpathians— Neogene-Quaternary eruptive — Oaş.*

Abstract

Gravimetric Contributions to the Knowledge of Eruptive Structures in the Turf-Cămîrzana Zone, Oaş Mountains. The high degree of applicability of the highly detailed gravimetric prospection for the Turf-Cămîrzana zone from the Neogene eruptive of the Oaş Mountains was materialized by the identification of a complex intrusive structure northwards of the Cetăţeaua Mare summit. Located at the crossing of two fractures of NNW-SSE and NE-SW directions respectively, the intrusive body is economically interesting, because of the presence of structural-tectonical conditions favourable to accumulations of useful mineral substances, resembling those from the Turf-Băi complex eruptive structure which is found in the neighbourhood.

Résumé

Contributions gravimétriques pour la connaissance des structures éruptives de la zone Turf-Cămîrzana, les Monts Oaş. Le haut degré d'applicabilité de la prospection gravimétrique de grand détail pour la zone Turf-Cămîrzana, de l'éruptif néogène des Monts Oaş, a été concrétisé dans l'identification d'une structure intrusiv complexe au nord du sommet Cetăţeaua Mare. Situé à l'intersection de deux fractures de directions NNO-SSE et NE-SO respectivement, le corps intrusif est intéressant du point de vue économique, car ici il y a les conditions structurale-tectoniques favorables pour les accumulations de substances minérales utiles, similaires à celles de la structure éruptive complexe de Turf-Băi, qui se trouve dans le voisinage.

¹ Depusă la 25 februarie 1987, acceptată pentru publicare la 24 aprilie 1987.

² Întreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș 1, R-79678, București 32.



Introducere

Obiectul acestui studiu îl reprezintă o zonă din cadrul eruptivului neogen al Munților Oaș, delimitată, în linii mari, de localitățile Turț la vest și Cămîrzana la est, nedepășindu-le către sud, la nord extinzîndu-se pînă în apropierea graniței cu U.R.S.S.

Prospecțiunile gravimetrice de mare detaliu efectuate aici în anii 1984 și 1985 (Furnică, Furnică) au avut ca scop evidențierea zonelor favorabile pentru dezvoltarea unor corpuri eruptive cu sau fără mineralizații, elevații ale fundamentului prevulcanic, aliniamente tectono-magmatice, zone de intersecție ale acestora și.a., pe baza cărora să se poată stabili noi zone de interes economic.

1. Caracterizare geologică

Deși baza geologică simplificată, folosită la întocmirea planșelor a fost aleasă după Edelstein et al. (I.P.E.G. Maramureș, 1979), în cele ce urmează prezentăm o scurtă descriere a formațiunilor geologice din zona Turț-Cămîrzana după Jude (1977).

1.1. Formațiuni sedimentare neogene

Sarmatianul. Depozitele sunt alcătuite dintr-o succesiune evasiritică de marne și marne grezoase-șistoase cu gresii cuarțoase slab micacee, uneori tufitice. În apropierea contactelor cu eruptivul, stratele sunt redresate pînă la verticală și puternic afectate termic pe distanțe de mai multe zeci de metri. Spre partea superioară, gresiile sunt înlocuite gradat prin nisipuri cu bobul fin, iar marnele prin argile nisipoase cenușii.

Pannonianul inferior. Depozitele sunt prezente la Cămîrzana, pe Valea Ceaslașului și pîrîul Valea Mare. Litologic sunt reprezentate prin marne și argile cenușii, uneori șistoase, cu intercalații decimetrice de aleurite și de gresii cuarțoase, micacee. Împreună alcătuiesc o stivă groasă de 150 m. În partea superioară devin mai abundente gresiile grosiere slab cimentate, în bancuri care ajung la 3 m sau mai mult, asociate cu nisipuri, cu argile și, local, cu strate centimetrice de lignit. În cuprinsul depozitelor de această vîrstă au fost observate mai multe intercalații de tufuri lapițice cu o compoziție predominant andezitică, însoțite de psamite și tufite.

Pannonianul superior (Pontian). Pontianul, urmînd în continuitate stratigrafică peste Pannonianul inferior, este reprezentat în mod predominant prin nisipuri și argile cu intercalații de marne argiloase-șistoase și local pietrișuri. Depozitele atribuite Pontianului formează o stivă groasă, ce depășește 250 m.

1.2. Formațiuni eruptive

Formațiunile eruptive neogene din regiunea Tarna Mare-Turț-Cămîrzana aparțin provinciei vulcanice neogene de la interiorul arcului carpatice.



Eruptivul neogen din această regiune reprezintă continuarea neîntreruptă spre sud-est, în Munții Oaș, a zonei eruptive a munților Vihorlat. Masele principale de vulcanite sunt generate de erupții, care au continuat probabil pînă în Pliocenul superior, produsele vulcanice încadrîndu-se bine în cea de-a doua „mare etapă a vulcanismului terțiar” din spațiul depresiunii intern carpatici.

Rocile vulcanice din regiunea Tarna Mare-Cămirzana pot fi clasificate astfel :

Roci vulcanice

- a. andezite piroxenice bazaltoide (cele mai noi)
- b. andezite piroxenice cu augit și hipersten și cu hipersten și augit
 - andezite hiperstenice
 - hialoandezite
 - hialodacite
- c. roci vulcanice hiperstenice
- d. andezite cu hornblendă și hipersten
- e. andezite cuarțifere
- f. tufuri dacitice.

Roci eruptive subvulcanice

- a. dolerite
- b. microdiorite porfirice
- c. microdiorite porfirice cuarțifere.

2. Premise fizico-geologice de interpretare

Studiul densității aparente, efectuat pe baza a circa 2500 de determinări, precum și numeroasele referiri, prezente în literatura de specialitate, cu privire la problemele densităților în zona Oaș, ne îndreptățesc să apreciem că, în condițiile geologice din perimetru, se pot stabili contraste importante de densitate asociate unei mari diversități de tipuri petrografice.

Redăm mai jos (după Botezatu et al., 1970) cîteva aspecte legate de contrastele de masă realizabile în zonă, valabile și pentru perimetru Turtă-Cămirzana, așa cum rezultă în urma determinărilor de densitate medie aparentă efectuate de noi, pentru principalele formațiuni geologice întîlnite la suprafață sau în lucrările miniere și de foraj existente.

Contraste de masă cu caracter regional, pozitive, se realizează între : 1) fundumentul cristalin și cuvertura de formațiuni paleogene ($\Delta\delta = +0,10 \text{ g/cm}^3$) ; 2) relieful îngropat al Paleogenului în poziție elevată și formațiunile sedimentare neogene din depresiunile adiacente ($\Delta\delta = +0,40 \div 0,50 \text{ g/cm}^3$) ; 3) placa de magmatite neogene (mai ales curgerile de lavă) și sedimentele neogene de vîrstă similară din bazinile neogene adiacente ($\Delta\delta = +0,30 \div 0,50 \text{ g/cm}^3$) ; 4) sedimentele neogene transformate (cornificate, silicificate sau mai intens diagenizate) de pe aria eruptivului neogen și cu cele netransformate de pe aria depresiunilor adiacente ($\Delta\delta = +0,40 \div 0,50 \text{ g/cm}^3$) ; 5) eventualele mase intrusive andezitice neogene de adîncime și formațiunile paleogene străpunse ($\Delta\delta = +0,50 \div 0,15 \text{ g/cm}^3$).

Contrastele de masă cu caracter local pot fi :



a. positive și se stabilesc între :

1) corporile de andezite sau dacite și orizonturile mai puțin deînse din stivă de vulcanite și sedimente neogene ($\Delta\delta = +0,40 \text{ g/cm}^3$; 2) culminăriile locale ale reliefului de eroziune paleogen și cuvertura de sedimente și vulcanite neogene sub care sunt îngropate ($\Delta\delta = +0,40 \text{ g/cm}^3$); 3) formațiunile sedimentare cutate sau faliante mai vechi și cele mai noi, pe aria ocupată de magmatitele neogene [$\Delta\delta = +0,40 \text{ g/cm}^3$];

b. negative și se stabilesc între :

1) zonele de îngrosare a formațiunilor piroclastice și zonele adiacente ocupate de lave, unde piroclastitele au dezvoltări mai reduse sau se găsesc la niveluri diferite ($\Delta\delta = -0,25 \text{ g/cm}^3 \div 0,40 \text{ g/cm}^3$); 2) coșurile vulcanice de explozie umplute cu brecii și zonele adiacente mai dense; 3) zonele cu magmatite intens transformate hidrotermal și ariile adiacente, unde aceste transformări sunt mai puțin intense sau lipsesc. Uneori scăderea densității nu este însoțită de apariția contrastelor negative de masă, deoarece rocile intens transformate ocupă de obicei un volum mic.

3. Rezultatele prospecțiunii gravimetrice

Principalele rezultate sunt materializate în harta anomaliei gravimetrice Bouguer ($\delta = 2,40 \text{ g/cm}^3$) (pl. I), harta anomaliei gravimetrice medie, corespunzătoare laturii de mediere $L = 500 \text{ m}$ (pl. II), harta anomaliei reziduale pentru $\Delta x = \Delta y = 100 \text{ m}$ (pl. III) și în harta structurală dedusă pe baza datelor gravimetrice (pl. IV).

Aria de interes la care ne vom referi în rândurile următoare este delimitată mai precis de părțile Valea Mare la est, Valea Turțului la vest, granița cu U.R.S.S. la nord și o linie convențională care trece aproximativ pe la 1 km sud de vîrfurile Cetățeaua Mare și Ceaslaș.

Analizând harta anomaliei gravimetrice Bouguer (pl. I), se observă că domeniul de variație a cîmpului gravitației este de cca 8 mgali, existind un efect general de scădere a valorilor de gravitate după o direcție nord-sud. Pe fondul general menționat, se remarcă între părțile Valea Mare la est și Valea Turțului la vest, trei importante anomalii de maxim gravimetric : 1. anomalia nord vîrful Fața Mare-nord vîrful Tompei; 2. anomalia Turț-Băi (Penigher); 3. anomalia nord Cetățeaua Mare.

Anomalia nord vîrful Fața Mare-nord vîrful Tompei, de intensitate 1,75 mgali, ocupă o suprafață de circa $1,1 \text{ km}^2$ și este limitată la nord de Valea Turțului, iar la sud de vîrful Tompei și vîrful Fața Mare (pl. I).

Anomalia Turț-Băi se află amplasată la sud de vîrful Tompei, în zona izvoarelor văii Tompei și văii Băilor, iar la est este mărginită de vîrful Copircea și Vîrful Pietricelei. Are o intensitate de 1,50 mgali și o extindere pe o suprafață de circa $2,5 \text{ km}^2$; morfologia ei este relativ complicată, prezintind patru zone cu valori extreme : sud vîrful Fața Mare, izvoarele văii Tompei, izvoarele văii Băilor și sud vîrful Tompei.

Între aceste zone de apex, mai precis de-a lungul văii Băilor, pe baza datelor gravimetrice, magnetometrice și radiometrice obținute în anul 1984, a fost pusă în evidență o fractură orientată NE, care afectează diagonal structura Turț-Băi, de care, probabil, sunt legate genetic puternicele alterări hidrotermale, precum și mineralizațiile cunoscute și exploatate aici de multă vreme.



Anomaliiile nord virful Fața Mare-nord virful Tompei și Turț-Băi se aliniază către NNV cu o tendință anomală de maxim gravimetric în zona virful Ghezuri. Aceasta din urmă reflectă efectul corpului de dacite piroxenice Ghezuri, în care se dezvoltă exploatarea minieră cu același nume.

În concluzie, s-a identificat între Turț-Băi și Ghezuri o structură vulcanică complexă alcătuită din alinierea a trei corperi eruptive andezitice: Ghezuri, nord Fața Mare și Turț-Băi, cu posibilitatea existenței în profunzime a unei vete magmatice comune. De altfel, această structură a mai fost prezentată cu ocazia altrei comunicări (Furnică, 1985) și, de aceea, nu ne vom ocupa de ea decât în măsura în care datele geologice și geofizice din această zonă pot constitui argumente în lămurirea aspectelor legate de structura zonei Cămîrzana, cu care se invecinează către est și SE.

Anomalia de maxim gravimetric din sectorul nord virful Cetățeaua Mare-piriul Sunătoarei (pl. I) face parte dintr-o zonă anomală de maxim extinsă pe circa 3 km² și orientată aproximativ NV—SE. De formă alungită, ea este limitată la est de linia izvoarele piriului Ticirleasca-virful Cetățeaua Mică, la vest de către linia Virful Pietricelei-izvoarele piriului Ceaslaș, iar la sud de virful Cetățeaua Mică.

Cvasiizometrică, anomalia Cetățeaua Mare se extinde pe o suprafață de circa 1 km² și are o intensitate de aproximativ 2 mgali, valorile maximale realizându-se într-un apex situat pe Valea Sunătoarei, la circa 500 m NV de virful Cetățeaua Mare.

Deși nu face parte din zona anomală de maxim gravimetric amintită mai sus, în sectorul virful Ceaslaș Nord-Ceaslaș Sud (pl. I), s-a cartat o anomalie gravimetrică de maxim cu intensitate de + 0,75 mgali, alungită după o direcție NE-SV. Se extinde pe circa 0,2 km² și este limitată către vest de un intens cordon de gradient orizontal (cca 10 mgal/km).

Între aliniamentul format de anomaliiile Ghezuri-nord Fața Mare-Turț-Băi și zona anomală de maxim descrisă anterior s-a evidențiat o tendință anomală de minim gravimetric, orientată aproximativ nord-sud, limitată la nord de Virful Pietricelei, iar la sud de virful Ceaslaș Nord (pl. I).

Un element major care se evidențiază în hartă (pl. I) este reprezentat de o zonă de gradient orizontal, orientată aproximativ est-vest, având tendința de a urca spre nord în două sectoare: unul situat la vest, de Valea Turțului, iar celălalt la est de piriul Valea Mare. Intensitatea gradientului variază de la 1 la 3 mgal/km, fiind mai mare în apropierea anomalilor pozitive.

În partea de sud, între virful Cetățeaua Mică și virful Ceaslaș Sud, izolinile prezintă inflexiuni care formează o tendință de minim gravimetric ce avansează către NV pînă sub virful Ceaslaș Sud.

Se remarcă, de asemenea, o zonă de „calm” a variației cîmpului gravitației, de mai largă extindere (2 km²), situată în estul zonei Cetățeaua Mică-Cetățeaua Mare.

4. Interpretarea geologică a rezultatelor prospecțiunii gravimetrice

Imaginea anomaliei gravimetrice Bouguer (pl. I), cît mai ales imaginea anomaliei mediate (pl. II), indică în zona Turț-Cămîrzana o scădere.



generală a valorilor pe direcția N—S, ceea ce reflectă îngroșarea depozitelor sedimentare prin trecerea de pe domeniul elevației Tarna Mare-Turț-Cămîrzana către aria depresionară Turu-Lung-Călinești-Bixad (Borcoș et al., 1979).

Zona anomală de maxim gravimetric orientată aproximativ NE—SV, ce cuprinde vîrful Cetățeaua Mică și vîrful Cetățeaua Mare (pl. I), reprezintă probabil efectul cumulat datorat prezenței unor corperi andezitice, precum și unei ridicări tectonice a fundamentului prevulcanic, ca urmare a avansării acestora către suprafață.

În harta anomaliei gravimetrice mediate (pl. II), această zonă anomală se păstrează mai ales pe locul celei mai importante anomalii a ei denumită „nord Cetățeaua Mare”.

Anomalia gravimetrică nord Cetățeaua Mare, al cărei apex este situat pe pîrîul Sunătoarei, se dezvoltă pe aria de aflorare a unor andezite piroxenice (lave), a sedimentelor pontian-pliocene și pannoniene. Zona de apex se suprapune unor andezite în facies de corp subvulcanic.

Probele recoltate de aici, în scopul determinării de proprietăți fizice, au fost analizate și mineralogice, recunoscindu-se un andezit în facies de corp. În concluzie, ne aflăm în cazul particular în care anomalia este determinată de un corp andezitic intruziv, care aflorează.

Anomalia Cetățeaua Mare prezintă o tendință anomală de maxim, pînă în dealul Cetățeaua Mică (pl. I), în harta anomaliei gravimetrice reziduale (pl. III), individualizîndu-se ca o anomalie destul de intensă. Caracterul ei local în harta anomaliei gravimetrice Bouguer ne îndreptăște să o considerăm ca fiind mai curînd efectul unei apofize a corpului andezitic Cetățeaua Mare decît al unei intruziuni aparte.

Dealurile Cetățeaua Mare și Cetățeaua Mică sunt forme de relief pozitive cu aspect piramidal, alcătuite, cel puțin la suprafață, din andezite piroxenice. Deplasarea spre NV a anomaliei gravimetrice de maxim Cetățeaua Mare, față de dealul cu același nume (pl. I, III), ne determină să presupunem că în procesul de avansare către suprafață s-au creat (sau au fost reactivate) fracturi care au favorizat curgerile de lave, preferențial către SV, realizîndu-se forme de relief ca cele menționate, corpul intruziv fiind amplasat spre NV față de acestea.

Anomaliiile aeromagnetometrice ΔTa de maxim se suprapun foarte bine cu formele de relief ale dealurilor Cetățeaua Mare și Cetățeaua Mică (pl. IV), fiind determinate probabil de lavelle de suprafață cu susceptibilitate magnetică mare. Corpul propriu-zis este afectat probabil hidrotermal, deoarece nu are semnal magnetic intens.

Pe de altă parte, prezența în harta anomaliei mediate (pl. II) a unei tendințe anomale de maxim gravimetric intensă, care se suprapune anomaliei Cetățeaua Mare, sugerează o dezvoltare importantă a corpului andezitic în adincime.

Anomalia de maxim gravimetric Cetățeaua Mare se găsește în imediata apropiere a anomaliei de la Turț-Băi, distanță între zonele lor centrale fiind de numai 2 km, iar între flancuri de cca 1 km. Cîteva observații asupra orientării zonei anomale de maxim gravimetric, în cuprinsul căreia se află anomalia descrisă mai sus, conduc la ipoteza existenței unei direcții preferențiale de dezvoltare a excesului de masă, realizat prin prezența unor corperi intruzive, precum și datorită fenomenelor care au în-



soțit punerea în loc a acestora: ridicarea locală a fundamentului prevulcanic, curgeri de lave, cornificări ale formațiunilor sedimentare adiacente. Apare astfel probabilă existența unei fracturi cu direcția NNV-SSE, care ar fi facilitat avansarea corporilor intruzive către suprafață.

Examinind zona de apex și, în general, anomalia Cetățeaua Mare, observăm că ea este aproape elipsoidală, axa mare fiind orientată E-V. Aceste caracteristici implică existența unui contrast de masă pozitiv suplimentar undeva către SV, el fiind realizat probabil de prezența structurii ce a cauzat anomalia de maxim gravimetric Ceaslaș Nord (pl. I).

Având o intensitate de + 0,50 mgal, alura anomaliei Ceaslaș Nord este, de asemenea, în totală contradicție cu formele de relief (realizate probabil preponderent de lave andezitice), ba chiar mai mult și cu imaginea anomaliei aeromagnetometrice ΔTa (pl. IV). De formă alungită, ea pare să urmeze două direcții și anume, una principală NE-SV, iar cealaltă N-S. În harta anomaliei mediate dispare (pl. II), iar în harta anomaliei reziduale (pl. III), prin partea ei sudică, tinde să se orienteze după o direcție NV-SE.

Observația cea mai importantă este însă că, direcția NE-SV devine preferențială și pentru alinierea a încă două anomalii locale de maxim gravimetric, de slabă intensitate, cartate în extremitatea sudică a perimetrului (pl. I). Privind din acest unghi aliniamentul format, se observă o corelare directă cu anomalia nord Cetățeaua Mare.

Menținind aceleasi semnificații fizico-geologice pentru sursele anomaliei de maxim gravimetric, putem afirma că o importantă fractură, cu direcție NE-SV, pe care s-au inserat către suprafață corporile de andezite relativ mici, a intersectat sistemul de fracturi mai vechi (NV-SE) și a determinat o reactivare a canalului pe care a avansat corpul Cetățeaua Mare, completându-l și alterându-l hidrotermal. Să remarcăm aici și paralelismul perfect dintre direcția acestui aliniament tectono-magmatic și direcția fracturii evidențiată la Turț-Băi, cu implicații în alterarea hidrotermală a structurii intruzive și în geneza zăcămintelor de sulfuri complexe, care de altfel se și exploatează.

Mai mult, cu ocazia prelevării de probe pentru analize petrofizice, am identificat pe pîriul Sunătoarei, în zona de apex a anomaliei Cetățeaua Mare, mai multe iviri mineralizate.

Privind într-un context mai larg, este posibil ca și la Cetățeaua Mare să fi existat condiții genetice asemănătoare celor întâlnite în zonă la Turț-Băi, cunoșindu-se că mineralizațiile de aici se dezvoltă în adâncime.

Tendința anomală de minim gravimetric (pl. I), care separă practic anomaliiile de maxim gravimetric Turț-Băi și Cetățeaua Mare, reflectă deficitul de masă realizat probabil de o zonă de scufundare a fundașului prevulcanic după linii de fractură orientate N-S (pl. IV), colmatată cu depozite sedimentare care pot atinge grosimi considerabile. Terminarea ei oarecum bruscă, în dreptul anomaliei de maxim gravimetric Ceaslaș Nord, poate avea semnificații în cunoașterea succesiunii mișcărilor tectonice din zona Turț-Câmîrzana, sugerînd formarea ei anterior punerii în loc a corpului Ceaslaș Nord. Apexul anomaliei Ceaslaș Nord ar marca astfel o zonă de intersecție a trei fracturi cu orientările E-V, N-S și NE-SV, care probabil au facilitat importantele curgeri de lave andezitice.



tice prezente între vîrful Ceaslaș Nord, vîrful Coastei, vîrful Podolniceasca, evidențiate foarte bine prin prospecțiunile aeromagnetometrice (pl. IV), precum și prin tenință de reorientare a anomaliei în harta reziduală (pl. III).

Tendința anomală de minim gravimetric ce se dezvoltă de sub vîrful Ceaslaș Sud către SE (pl. I, III), reprezintă probabil efectul deficitului de masă, asociat unei zone negative a fundamentului prevulcanic, de colmatare, care a funcționat în același mod și pentru curgerile andezitice ale diverselor efuziuni.

Se observă o bună corelare a anomaliei aeromagnetometrice ΔT_a cu această tendință evidentiată gravimetric (pl. I, III, IV).

Zona de „calm” în variația valorilor gravimetrice, remarcată în harta anomaliei gravimetrice Bouguer (pl. I) la est de linia Cetățeaua Mică-Cetățeaua Mare, pe o arie de cca 2 km², o interpretăm ca fiind un platou cu dezvoltare constantă și aproape orizontală a stratelor care îl compun și care se găsește într-o poziție elevată față de zonele adiacente, unde se trece către domeniul depresiunii Moișeni-Adrian (Fotopolos, 1967). Formarea acestei depresiuni implică prezența unor fracturi majore, ce au afectat fundamentul cristalin și care, în perimentrul nostru, sunt puse în evidență prin zona de gradient orizontal, bine relevată atât în harta anomaliei gravimetrice Bouguer (pl. I), cit și în harta anomaliei mediate (pl. II).

Acest sistem de fracturi majore, orientat în general E-V, împreună cu alte fracturi identificate și discutate mai sus, sunt marcate împreună cu alte structuri geologice evidențiate gravimetric, în harta structurală (pl. IV).

Concluzii

Folosind totalitatea datelor geofizice existente, dar în special cele ale prospecțiunilor gravimetrice de mare detaliu, în zona Turț-Căinirzana au fost puse în evidență noi elemente structurale cu posibilități de acumulare a mineralizațiilor.

S-a pus în evidență o importantă anomalie de maxim gravimetric situată în sectorul dealul Cetățeaua Mare-piuriul Sunătoarei. Amplasată la nord de vîrful Cetățeaua Mare, ea reprezintă efectul unui corp intruziv de andezite piroxenice, care de altfel aflorează pe piuriul Sunătoarei. Corpul a fost pus în loc în urma unor puternice accidente rupturale cu direcția NNV-SSE și completat probabil cu noi aporturi de masă andezitică prin formarea fracturii cu direcția NE-SV, fractură ce se evidențiază printr-un aliniament de corpuși, probabil andezitice, dintre care cel mai important se află în dealul Ceaslaș Nord.

Sunt cîteva indicii de ordin structural-tectonic, deduse pe baza datelor gravimetrice și aeromagnetometrice, care sugerează asemănarea structurii Cetățeaua Mare cu structura Turț-Băi:

- structura Cetățeaua Mare se află la numai 1 km distanță de structura Turț-Băi, de care este despărțită printr-o zonă de îngrosare a formățiunilor sedimentare;

- este afectată de o fractură cu direcția NE-SV, paralelă cu fractura ce străbate centrul corpului de la Turț-Băi (evidențiată, în special

radioametric, în anul 1984 de Dona Mihuț), cunoscindu-se implicațiile ei metalogenetice prin lucrările de explorare și exploatare executate aici;

— anomalia gravimetrică ce reflectă corpul Cetățeaua Mare nu se corelează cu anomalia aeromagnetometrică ΔTa , cartată imediat la SV, pe aria lavelor andezitice, ceea ce sugerează posibilitatea ca acest corp să fie alterat hidrotermal;

— mineralizațiile de sulfuri întâlnite la suprafață pe zona de aflorare a corpului, pe pîriul Sunătoarei, ar constitui un indiciu suplimentar care ar căpăta importanță, dacă ținem seama că mineralizațiile de la Turț-Băi se dezvoltă în adîncime.

Din informațiile gravimetrice reiese că structurile Turț-Băi și Cetățeaua Mare nu par a se îngemăna în profunzime, ele aparținând probabil de două domenii independente din punct de vedere structural, cu direcțiile aproximativ NNV—SSE, după cum o demonstrează tendința anomală de minim gravimetric dintre ele, interpretată ca fiind o zonă de scufundare a fundamentului prevulcanic, în care sedimentele ating grosimi considerabile.

S-au evidențiat mai multe sisteme de fracturi:

a. unul major, orientat în general E—V, după care fundumentul cristalin cade către sud, făcîndu-se trecerea către aria depresionară Turu-Lung-Călinești-Bixad-Remete;

b. un sistem de fracturi orientate aproximativ NV—SE, după care tind să se alinieze majoritatea corpurilor eruptive descrise mai sus;

c. un sistem de fracturi cu caracter vulcano-tectonic orientate aproximativ N—S;

d. un sistem de fracturi orientate NE—SV.

Din interpretarea datelor gravimetrice rezultă că acest din urmă sistem este, și din punct de vedere cronologic, ultimul, avînd probabil importanță metalogenetică.

BIBLIOGRAFIE

- Andrei J., Ionescu F., Ciucur E., Ion C., (1971) Raport, arhiva IPGG, București.
- Borcoș M., Fotopolos S., Peltz S., Socolescu M., Stan N. (1979) Observații preliminare asupra structurii regiunii vulcanice neogene Oaș-Gutii dedusă din corelația datelor geologice și geofizice. *St. tehn. econ., I, Mineral.-Petrogr.*, 16, 109—130, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Botezatu R., Andrei J., Calotă C., Visarion M. (1970) Studiu densității rocilor din zona eruptivului neogen de la Baia Mare. *St. tehn. ec.*, D, 7, 59—70, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Cristescu Tr. (1969) Raport, arhiva IPGG, București.
- Edelstein O., István D., Weisz G., Cojocea C., Bernad A., Stan D., Kovacs M. (1979) Harta geologică a Munților Oaș-Tibleș, Foaia Tarna-Turț, IPEG Maramureș.
- Fotopolos S., Fotopolos D. (1967) Raport, arhiva IPGG, București.
- Furnică V., Furnică C. (1986) Raport, arhiva IPGG, București.
- Grecu V. (1979) Raport, arhiva IPGG, București.
- Hannich D., Hannich El. (1976) Raport, arhiva IPGG, București.



- Istvan D., Edelstein O., Bernard A., Weisz G., Stan D., Stoia S., Kovacs M. (1978) Raport, arhiva IPEG Maramureş.
- Jude R. (1977) Studii geologice și metalogenetice în Munții Oaș-Gutii, *St. tehn. econ.*, A, 11, 111–174, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Vlaicu M., Furnică V., Mihuț I., Mihuț D. (1984) Raport ,arhiva IPGG, București.

GRAVIMETRIC CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF ERUPTIVE STRUCTURES IN THE TURT-CĂMÎRZANA ZONE, OAŞ MOUNTAINS

(Summary)

This study demonstrates a high degree of applicability of the greatly detailed gravimetric prospecting method, for areas within the Neogene eruptive of the Oaș-Mountains, by the possibility of pointing out zones favouring the development of eruptive bodies with or without mineralizations, of elevations of the pre-volcanic basement, of tectono-magmatic alignments, of fractures, of their intersection zones etc., with the possibility of outlining some new economically interesting areas.

Starting from a geology characterized at the surface by sedimentary formations and Neogene eruptives, the image of the gravity field in the Bouguer reduction indicates the presence within the basement of some important excesses and mass defects, mainly caused by relationships among elevation zones of the pre-volcanic basement, andesite intrusive bodies, thickening zones of andesitic lavas and sedimentary, volcano-sedimentary or pyroclastite formations.

In the Turț-Cămîrzana zone, a gravimetric maximum unconformity was pointed out, situated in the Cetățeaua Mare hill — the Sunătoarea brook sector, representing the effect of an intrusive body of pyroxenic andesites. This was emplaced following some NNW-SSE oriented ruptural accidents, completed with new supplies of andesitic mass, by the formation of a NE-SW oriented fracture, pointed out by an alignment of probably andesitic intrusive bodies, of which the most important is located in the north Ceaslaș hill.

Although the north Cetățeaua Mare hill structure is situated close to the Turț-Băi complex intrusive structure, it is separated from the latter by a sinking zone of the pre-volcanic basement where sediments have considerable widths, and which are reflected by an anomalous tendency of gravimetric minimum. The result is the belonging of the two intrusive bodies to two structurally independent domains, with NNW-SSE approximately parallel directions.

The NE-SW fracture system has implications both in the genesis of mineralizations exploited at Turț-Băi, and in the establishing and hydro-thermal alteration of the north Cetățeaua Mare intrusive structure, according to gravimetric, ΔT_a aeromagnetometric, radiometric and surface geological data. Consequently, in the Sunătoarea brook sector an economically interesting area is outlined, if we have in view that mineralizations exploited in the Ghezuri and Turț-Băi zones are developed in depth.



Besides the NW-SE, NE-SW respectively approximately oriented fracture systems after which most of intrusive bodies tend to align, there were identified as well : a) a generally E-W oriented major system after which the crystalline basement goes down southwards ; b) a N-S oriented volcano-tectonic fracture system.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Map of the Bouguer gravimetric unconformity, the Turț-Cămirzana zone, the Oaș Mountains. 1, Quaternary deposits ; 2, Pontian-Pliocene ; 3, Pannonian ; 4, Sarmatian ; 5, volcanogene-sedimentary complex ; 6, pyroxene andesites ; 7, Holm andesites ; 8, Ghezuri dacites ; 9, Valea Lucuțanului dacites ; 10, hyalo-dacites ; 11, body andesites ; 12, isolines of the Bouguer unconformity ; 13, gravimetric maximum ; 14, gravimetric minimum.

Plate II

Map of mediated gravimetric unconformity ($I = 500$ m), the Turț-Cămirzana zone, the Oaș Mountains. 1, Quaternary deposits ; 2, Pontian-Pliocene ; 3, Pannonian ; 4, Sarmatian ; 5, volcanogene-sedimentary complex ; 6, pyroxene andesites ; 7, Holm andesites ; 8, Ghezuri dacites ; 9, Valea Lucuțanului dacites ; 10, hyalo-dacites ; 11, body andesite ; 12, isolines of the mediated gravimetric unconformity, interpolated at the equidistance of 0.25 mgal.

Plate III

Map of residual gravimetric unconformities ($\Delta X = \Delta Y = 100$ m), the Turț-Cămirzana zone, the Oaș Mountains. 1, Quaternary deposits 2, Pontian-Pliocene ; 3, Pannonian ; 4, Sarmatian ; 5, volcanogene-sedimentary complex ; 6, pyroxene andesites ; 7. Holm andesites ; 8 Ghezuri dacites ; 9, Valea Lucuțanului dacites ; 10, hyalo-dacites ; 11, body andesite ; 12, isolines of the residual unconformity interpolated at the equidistance of 0.25 mgal ; 13, gravimetric maximum ; 14, gravimetric minimum.

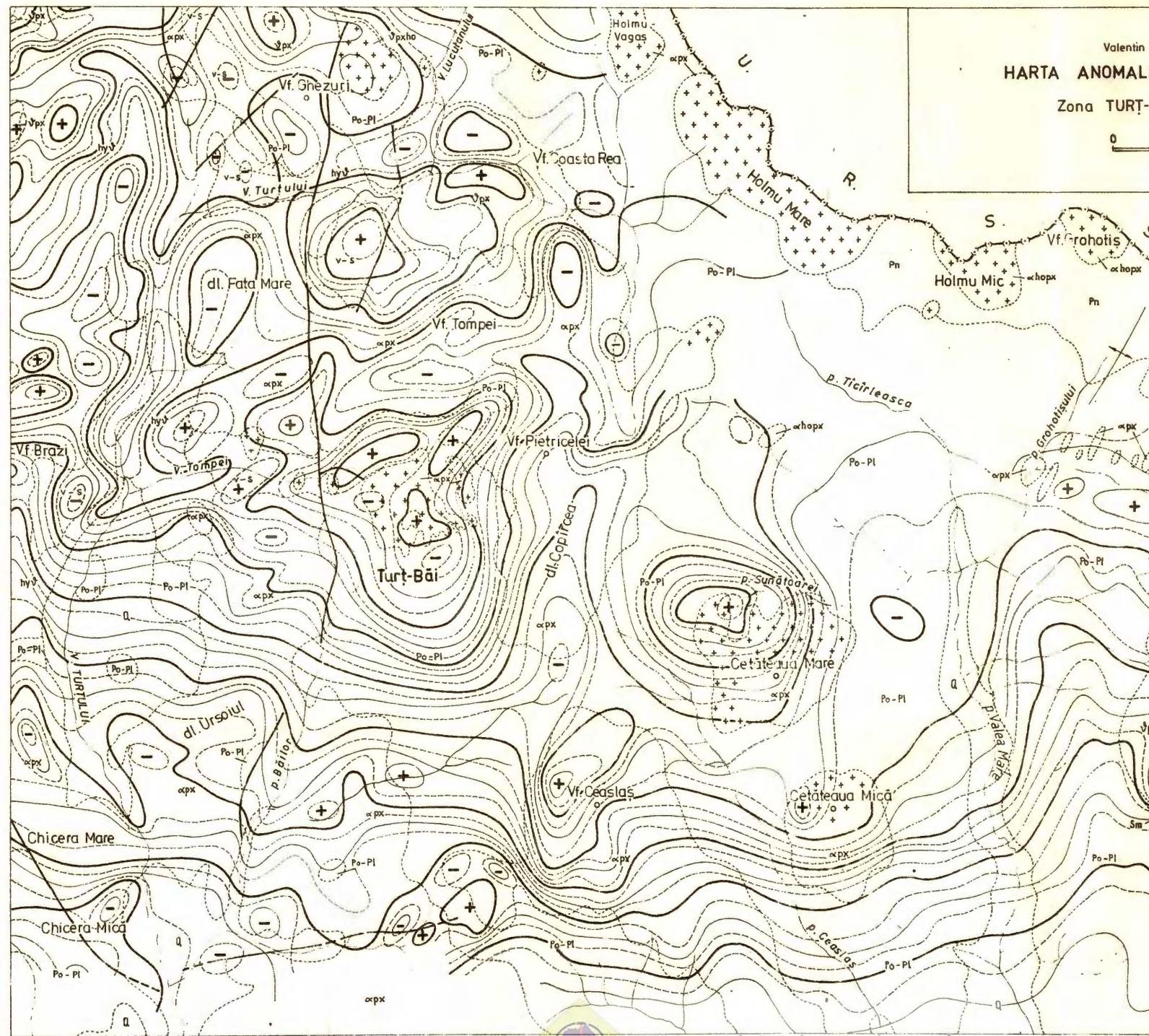
Plate IV

Structural map deduced according to gravimetric data and map of the aeromagnetometric unconformity ΔTa , the Turț-Cămirzana zone, the Oaș Mountains. 1, fault with an unevenness at the crystalline basement level ; 2, fault with unevenness at the pre-volcanic basement level ; 3, complex eruptive structure deduced from gravimetric data ; 4, eruptive structure deduced from gravimetric data ; 5, intense hydrothermal unconformity zones, deduced from geophysical data ; 6, tectono-magmatic alignment ; 7, isolines of the aeromagnetometric unconformity ΔTa .





Institutul Geologic al României



Valentin Furnică - Cornelia Furnică

HARTA ANOMALIEI GRAVIMETRICE MEDIATE
($L = 500 \text{ m}$)

Zona TURȚ-CĂMÎRZANA, Munții OAS

0 1000 m

L E G E N D A

- 1 Q Depozite cuaternare
- 2 Po-Pl Ponițian-pliocen
- 3 Pn Pannonian
- 4 Sm Sarmatian
- 5 v-s Complex vulcanogen-sedimentar
- 6 αpx Andezite piroxenice
- 7 αchopx Andezite de Holm
- 8 Jpxho Dacite de Ghezuri
- 9 Jpx Dacite de V. Lucutanului
- 10 hy Hiatodacite
- 11 + Andezit de corp
- 12 — Isolinii ale anomaliei gravimetrice mediate interpolate la echidistanță de $0,25 \text{ mgal}$.

Baza geologică după O. Edelstein și colab.-1979
(I.P.E.G., Maramureș)

Valentin Furnică - Cornelia Furnică

HARTA ANOMALIILOR GRAVIMETRICE REZIDUALE
($\Delta x = \Delta y = 100\text{m}$)

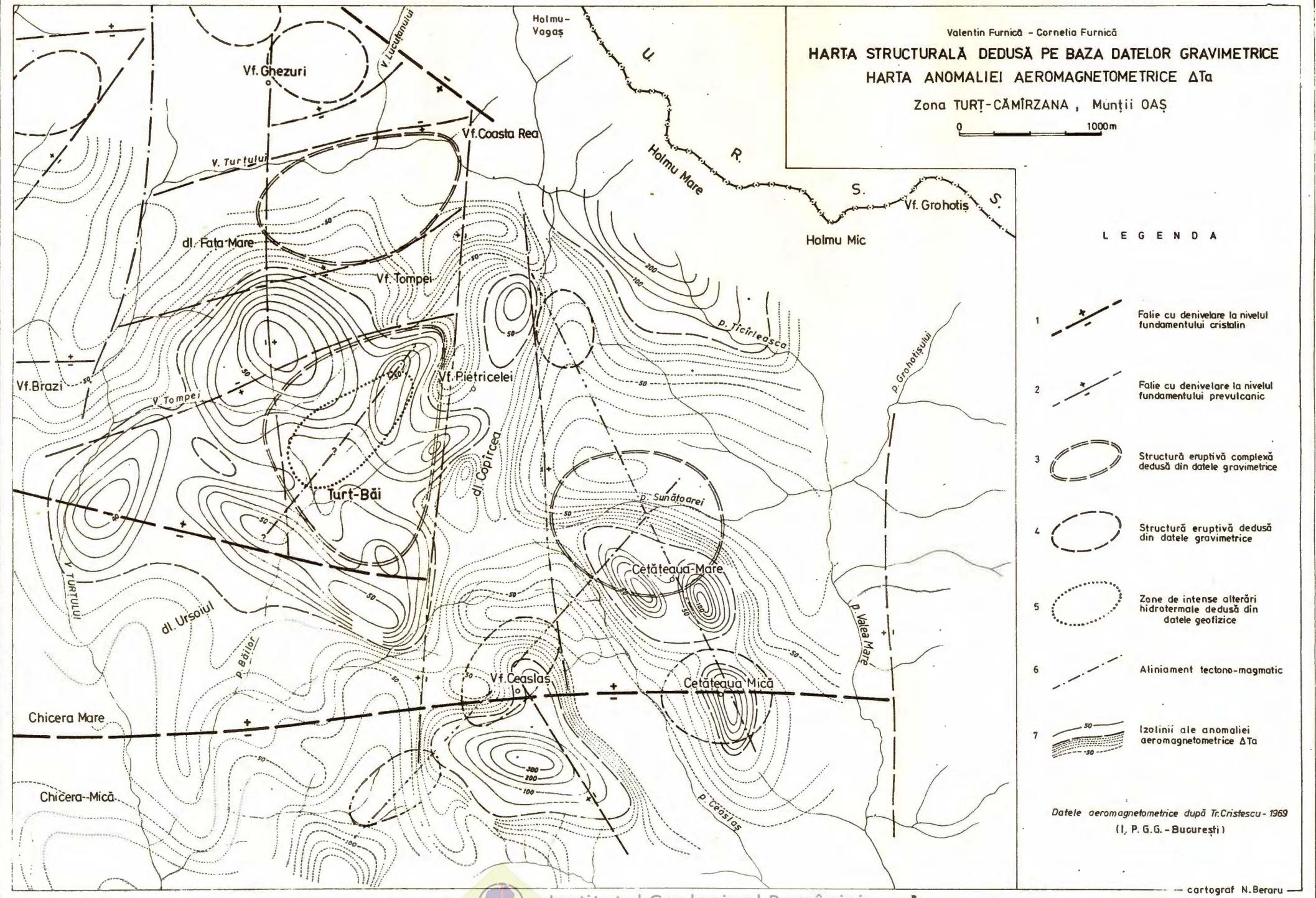
Zona TURT-CĂMÎRZANA, Munții OAS

0 1000 m

LEGENDA

- 1 Depozite cuaternare
- 2 Po-PI Ponițian-pliocen
- 3 Pn Pannonian
- 4 Sm Sarmațian
- 5 v-s Complex vulcanogen-sedimentar
- 6 αpx Andezite piroxenice
- 7 αpxo Andezite de Holm
- 8 ḡpx Dacite de Ghezuri
- 9 ḡpx Dacite de V. Lucuțanului
- 10 hy Hialodocite
- 11 + + + Andezit de corp
- 12 Izolinii ale anomaliei reziduale
interpolate la echidistanță de $0,25\text{mgal}$
- 13 Maxim gravimetric
- 14 Minim gravimetric

Baza geologică după O. Edelstein și colab.-1979
(I.P.E.G., Maramureș)



LA STRUCTURE DES PLATE-FORMES SITUÉES DANS
L'AVANT-PAYS ET AU-DESSOUS DES NAPPES DU FLYSCH DES
CARPATHES ORIENTALES¹

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU², MARIUS VISARION²

Structural controls. Platforms. Paleozoic. Drillings. Correlation. Fault zone. Fault displacements. Geophysical data interpretation. Regional anomalies. Moldavian Plateau.

Abstract

Structure of Platforms Situated in the Foreland and under the Nappes of the East Carpathians Flysch. The integrated study of the drilling geological and geophysical data has lead to the separation of the platforms from the foreland and under the nappes of the East Carpathians flysch. The basement of the Moldavian Platform, which resembles the Ukrainian Shield, is noticed up to the Siret fault, but the possibility of its extension westwards is not excluded, going up to the Solca fault, which forms the southern prolongation of the Rava-Ruska fault. Southwards of the Bistrița fault and westwards of the Solca fault there is a platform with a folded Caledono-Hercynian basement, partly covered by the flysch nappes and partly corresponding to the Predobrogean Depression. Arguments are given in favor of the continuation on the Romanian territory of the Miechow Depression from the foreland of the Polish Carpathians, westwards of the Cimpulung-Bicaz fault.

Résumé

L'étude intégrée des données géophysiques et géologiques de forage a mené vers la séparation des plate-formes de l'avant pays et du dessous des nappes du flysch des Carpathes Orientales. Le socle de la Plate-forme Moldave, qui présente des affinités avec le Bouclier Ukrainien, est observable jusqu'à la faille du Siret, mais on n'exclut pas la possibilité de son extension vers l'ouest, jusqu'à la faille de Solca, qui forme le prolongement méridional de la faille de Rava Ruska. Au sud de la faille de la Bistrița et à l'ouest de la faille de Solca il y a une plate-forme avec le socle plissé calédono-hercynien, partiellement couverte des nappes du flysch et partiellement correspondant à la Dépression Prédobrogéenne. On donne des arguments

¹ Réçue le 27 avril 1987, acceptée pour être publiée le 1 juin 1987, présentée au XIII-ème Congrès de l'Association Carpatho-Balkanique, septembre 1985, Cracovie.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R-79678, București 32.



en faveur de la continuation sur le territoire de la Roumanie de la Dépression de Miechow de l'avant pays des Carpathes polonaises, à l'ouest de la faille de Cimpulung-Bicaz.

La structure des plate-formes situées dans l'avant pays et au-dessous des nappes du flysch des Carpathes Orientales est analysée en s'étayant sur des données tectoniques et géophysiques actuelles, selon les informations obtenues des forages et en tenant compte des données connues des territoires de l'Union Soviétique et de la Pologne (Pl. I).

La Plate-forme Moldave représente un secteur du bord sud-ouest de la Plate-forme de l'Europe Orientale. Le soubassement plissé et métamorphosé de la Plate-forme Moldave a des caractères communs avec les formations des Svecophénocarélides ($2600 - 1750 \pm 50$ m.a.) qui appartiennent au Bouclier Ukrainien. Il contient des formations niésoncématomorphiques gneissiques et granito-gneissiques migmatitiques, fait prouvé par quelques forages situés entre le Siret et le Prut. Par rapport aux données connues au nord de la frontière roumaine, on peut supposer que, dans certains secteurs de la plate-forme, il y a aussi des formations métamorphosées au faciès granulitique ou des intrusions basiques (gabbros, anorthosites) de même type que celles connues dans le Bouclier Ukrainien et liées au cycle Gothien (1750 ± 50 m.a.). Cette interprétation tient compte de l'existence de quelques anomalies magnétiques levées près de la rivière du Prut, qui correspondent aussi à des maximums gravimétriques locaux. Selon cette conception, on admet que la Plate-forme épicarrélienne de l'Europe Orientale a souffert, dans sa partie occidentale, des régénéérations liées au cycle Gothien, fait prouvé aussi par des âges radiométriques rassemblés.

La question de délimiter le bord occidental de la Plate-forme de l'Europe Orientale, particulièrement de la Plate-forme Moldave est sujet de discussions, tant sur le territoire de la Roumanie, que sur ceux de la Pologne et de l'Union Soviétique. Le point de départ pour analyser ce problème est la prémise selon laquelle la couverture de la Plate-forme de l'Europe Orientale, donc aussi de ses secteurs externes, à savoir la Plate-forme Moldave, débute avec des formations riphéen supérieures ou vendiennes, surmontées par celles paléozoïques, mésozoïques et tertiaires. Par conséquent, les aires de plate-forme dont le soubassement a souffert des tectogenèses cadiomiennes (baikaliennes) ou plus jeunes (calédoniennes, hercyniennes) ne doivent pas appartenir à la Plate-forme de l'Europe Orientale.

Le problème de la séparation des soubassements des plate-formes d'âges différents est extrêmement difficile, car ceux-ci sont couverts par une couverture sédimentaire relativement épaisse et, vers l'ouest, par le charriage des nappes des Carpathes Orientales.

Le soubassement de la Plate-forme Moldave du territoire roumain est certainement du type du Massif Ukrainien jusqu'à la faille du Siret — bien marquée dans les anomalies magnétiques (Arianei et al., 1966; Cristescu, Ștefănciu, 1968) — qui représente la continuation vers le sud de la fracture Ustilug-Rogatin. Cette interprétation est confirmée par les résultats de quelques forages qui ont intercepté le soubassement (Iași,



Nicolina, Todireni, Bătrînesti), tout comme par la configuration du champ géomagnétique qui individualise une série d'anomalies à intensités qui dépassent parfois 300 nT (Cristescu, Ștefănciu, 1968), produites par les granites gneissiques, au moins jusqu'à la ligne Hîrlău-E-Botoșani. Vers l'ouest, jusqu'à la faille du Siret, le soubassement est formé surtout par des mésométamorphites. Quelques anomalies magnétiques, dont la plus importante est située au NE de Suceava, indiquent pourtant la présence des grano-gneiss à titano-magnétite, spécifiques pour le soubassement de la plate-forme épicarrélienne (Botezatu, Calotă, 1983).

Entre la faille du Siret et la faille de Solca (la continuation sur le territoire de la Roumanie de la faille de Rava Ruska), est séparé le bloc de Rădăuți-Pașcani, dont la nature et l'âge du soubassement sont obscurs. Dans cette région, au-dessous des dépôts mésozoïques, plusieurs forages (Rădăuți, Suceava, Horodniceni, Liteni, Preutești etc.) ont rencontré des formations paléozoïques semblables à celles de la couverture de la Plate-forme Moldave. Par conséquent, si on tient compte seulement des caractères de la couverture, on pourrait émettre l'hypothèse que la plate-forme épicarrélienne s'étend jusqu'à la faille de Solca.

D'autre part, dans l'aire du bloc de Rădăuți-Pașcani, on remarque la présence d'une anomalie magnétique régionale de minimum, dépourvue d'anomalies locales, une configuration non-spécifique pour la Plate-forme Moldave (Airinei et al., 1966).

Pour les régions limitrophes de la Roumanie il y a des hypothèses similaires. Selon Gluško (1980), la plate-forme de l'Europe Orientale serait limitée à l'extérieur par la faille Ustilug-Rogatin. À l'ouest de cette fracture il y aurait un bloc à soubassement épibaikalien, chevauché de l'ouest par la zone Rava Ruska, qui appartient aux calédonides. Selon Dickenstein et al. (1975), la plate-forme épicarrélienne (de l'Europe Orientale) s'étendrait jusqu'au chevauchement des calédonides, donc jusqu'à la ligne Rava Ruska, qui ferait partie d'un accident tectonique majeur matérialisé par la ligne Tornquist-Teyssiere.

En tenant compte tant des données connues sur le territoire de la Roumanie, que de celles des régions limitrophes, on peut admettre que la Plate-forme Moldave s'étend vers l'ouest au moins jusqu'à la faille du Siret ; l'appartenance du bloc de Rădăuți-Pașcani à cette plate-forme est possible, mais elle n'est pas évidente.

L'établissement de la limite méridionale de la Plate-forme Moldave est aussi difficile. Les données géophysiques attestent la présence de deux fractures majeures, orientées ONO-ESE : la faille de Vaslui et la faille de la Bistrița. La première représente le bord septentrional d'un gradin affaissé de la Plate-forme Moldave ; la deuxième faille représente la limite entre la plate-forme et la Dépression de Bîrlad. Quelques forages situés à l'est du Prut, tout comme les données gravimétriques et magnétiques montrent que la Plate-forme Moldave s'étend vers le sud jusqu'à la faille de la Bistrița.

Entre la faille de la Bistrița et la faille du Trotuș, qui borde au nord l'Orogène nord-dobrogéen, il y a une aire à anomalies magnétiques expressives et d'orientations variées, qui correspond au soubassement plissé paléozoïque de la Dépression de Bîrlad, autrement dit de la Plate-forme Scythienne. Les plus anciens dépôts rencontrés par les forages appartiennent



nent au Dévonien (moyen ?), tant dans la Dépression de Bîrlad, que dans la zone du Delta du Danube, sans présenter des caractères de séquences très déformées. Il en résulte que le soubassement déformé de la Dépression de Bîrlad est plus ancien que le Dévonien (moyen), peut-être calédonien. Au premier cas il y aurait une situation semblable à celle connue des Monts Swietokrzyskie du sud-est de la Pologne (Săndulescu, 1984).

Quelques forages situés à l'ouest et au nord-ouest de la Dépression de Bîrlad apportent des éléments supplémentaires pour l'examen du problème de l'âge du soubassement de la Plate-forme Scythienne.

A Bodesti, au-dessous des dépôts dévonien moyens et à Bacău, Roman et Secuieni, au-dessous des dépôts mésozoïques de plate-forme, on a rencontré des formations faiblement métamorphisées ou au moins très diagénétées, qui présentent un développement abondant de la chlorite et de fréquentes pyritisations. Elles ont été comparées (Pătruț et al., 1965) avec les Schistes Verts connus dans la Dobrogea centrale. C'est difficile de préciser si elles appartiennent du point de vue structural à la possible prolongation de la Dobrogea centrale vers le nord-nord-ouest, mais en tout cas leur présence démontre que le bloc de Piatra-Neamă-Roman a un soubassement plissé, faiblement métamorphosé, plus ancien que le Dévonien moyen.

On peut conclure que la Plate-forme Scythienne, au moins dans la région située à l'ouest de la Mer Noire, a un soubassement plissé calédonien, qui contient aussi des éléments appartenant à des structures cadiennes. Sa déformation hercynienne est de type ruptural, générant des grabens decompression, étroits et allongés, où se sont préservés des dépôts éocarbonifères.

A l'ouest de la faille de Solca, dans une série de forages (Straja, Putna, Valea Seacă, Tg. Neamă), au-dessous de la couverture mésozoïque-tertiaire de la plate-forme sous-charriée au-dessous des nappes du flysch, on a rencontré des formations paléozoïques plissées avec un faciès différent de celui des dépôts équivalents de la Plate-forme Moldave. Les données géophysiques montrent que ce type de soubassement de l'avant pays sous-charrié des Carpates Orientales, dont l'individualité est donnée par une anomalie magnétique régionale de maximum, observée de la frontière septentrionale du pays et jusqu'au sud de la vallée du Bicaz, forme un bloc à une position plus élevée par rapport aux secteurs voisins de la plate-forme, bloc qui s'étend vers l'ouest jusqu'à la fracture majeure Cimpulung Moldovenesc-Bicaz.

La faille Cimpulung Moldovenesc-Bicaz borde à l'est l'aire des valeurs les plus basses de la pesanteur, rencontrées en Moldavie. Elle représente la continuation sur le territoire de la Roumanie de la faille de Krakovets d'Ukraine. A l'ouest de la fracture de Cimpulung Moldovenesc-Bicaz, les formations paléozoïques (supérieures), mésozoïques et même tertiaires de la couverture de plate-forme s'épaissent, en marquant l'extension vers le sud-est, au-dessous des nappes du flysch, de la Dépression de Miechow de l'avant pays des Carpates polonaises (Pl. II). Cette interprétation a été suggérée tant par le modelage de l'anomalie régionale de minimum de la pesanteur, que par les résultats des recherches magnétotelluriques, qui montrent que le soubassement plissé de la plate-forme épipaléozoïque se trouve à une profondeur de 9-10 km environ dans la zone de maximum affaissement.



En concordance avec tout ce qu'on vient de présenter, il en résulte que certains éléments structuraux (la Dépression de Miechow, le bloc élevé où affleurent les calédonides des Monts Swietokrzyskie) connus dans la Plate-forme de l'Europe Centrale, se retrouvent dans le soubassement sous-charrié des nappes du flysch.

La structure de détail du soubassement plissé de l'avant pays des Carpathes Orientales est difficilement à établir à cause du volume réduit de données. En échange, les données géophysiques et celles géologiques obtenues de forage apportent des informations importantes sur la structure rupturale des plate-formes, en précisant l'existence de deux systèmes principaux de fractures de soubassement, ayant une orientation NNO-SSE et ONO-ESE. Le premier système comprend la faille du Siret, la faille de Solca et la faille de Cimpulung-Bicaz, représentant des fractures profondes qui peuvent être observées sur des distances appréciables, sur les territoires de l'Union Soviétique et de la Pologne également.

La faille du Siret représente une fracture de croûte profonde. Elle est marquée par le changement de la configuration de l'anomalie de la pesanteur et délimite à l'est la région depuis laquelle l'avant pays commence à descendre en gradins au-dessous de l'édifice carpathique (Botezatu et al., 1965 ; Gavăt et al., 1963 ; Visarion et al., 1969).

La faille de Solca constitue le segment méridional d'une de plus longues fractures du continent européen, la ligne Tornquist-Teyssiere. Elle semble, selon quelques données sismiques du territoire de l'Ukraine, être accompagnée aussi par des chevauchements à vergence orientale.

La faille de Cimpulung Moldovenesc-Bicaz est également une fracture profonde traversant la croûte, caractérisée par un fort affaissement du compartiment occidental.

Outre les fractures majeures mentionnées, les données géophysiques indiquent aussi l'existence d'autres accidents rupturaux à développement régional, qui sont approximativement parallèles avec la faille du Siret. Ils représentent les failles qui ont déterminé la descente en gradins successifs de l'avant pays vers l'ouest, aussi bien pendant les processus de sédimentation mésozoïque, que pendant les processus de sous-charriage.

Le deuxième système de fractures, à orientation surtout ONO-ESE inclut plusieurs failles majeures, dont les failles du Trotuș et de la Bistrița. Elles ont une extension régionale et un caractère composite, car à part leur composant vertical, elles ont facilité aussi des déplacements horizontaux, très probablement senestres. Les déplacements horizontaux au long de ces failles peuvent être mis en liaison avec le mouvement différentiel de sous-charriage de l'avant pays.

Au nord de la faille de la Bistrița on a mis en évidence aussi trois fractures transversales, dont la plus septentrionale à une orientation singulière ENE-OSO.

La constitution de la couverture de plate-forme et sa structure sont relativement simples et on ne va pas s'en occuper, car ils font l'objet d'autres études de spécialité (Patrulius, Chiriac, 1965 ; Pătruș et al., 1965). Il faut tout de même faire une distinction entre le contenu stratigraphique divers de la couverture de la Plate-forme Moldave et celui de la plate-forme épipaléozoïque. La différence principale consiste surtout du fait que dans l'aire de la Plate-forme Moldave tout le Paléozoïque et parfois

le Vendien sont englobés aux dépôts de couverture, pendant que dans l'aire de la plate-forme épipaléozoïque la couverture débute seulement avec le Permien ou même avec le Mésozoïque.

Pendant le Mésozoïque, la sédimentation a été dans une certaine mesure dirigée par l'existence de certaines failles actives qui ont déterminé des érosions différencielles et des épaisseurs diverses de la couverture mésozoïque.

Le développement de la couverture néogène de plate-forme est marqué par le moment des derniers charriages (la phase moldave, intrasarmatiennes). En effet, au-dessous des nappes du flysch et des Subcarpathes il y a seulement une partie de la couverture néogène qui contient le Badénien et tout au plus des formations volhyniennes et bessarabiennes. D'ailleurs, selon les données sismiques et de forages, la distribution des dépôts sarmatiens au-dessous des nappes de couverture est inégale du point de vue de l'épaisseur et de l'extension aréale (Ali-Mehmed et al., 1972 ; Visarion et al., 1969). On peut supposer que certains secteurs de l'avant pays ont été émergés, en déterminant la non-déposition des dépôts sarmatiens ou leur érosion avant le sous-charriage.

La séquence néosarmatiennes-pliocène de la couverture de plate-forme est liée au développement de l'avant-fosse. Elle est bien individualisée sur la carte gravimétrique seulement jusqu'au nord de la vallée du Trotuș. De la vallée de la Bistrița vers le nord, l'avant-fosse se rétrécit et perd dans une grande mesure son caractère de dépression. Elle s'enfonce et s'élargit de nouveau dans la région près de la frontière avec l'Union Soviétique. Le rétrécissement et le soulèvement directionnel de l'avant-fosse sont dûs partiellement aux failles régionales orientées ONO-ESE et surtout à la faille de la Bistrița. L'influence directe sur le taux de la subsidence de l'avant-fosse montre son caractère synsédimentaire, au moins pendant le Néogène.

L'analyse qu'on vient de faire permet quelques conclusions d'intérêt plus large.

La Plate-forme de l'Europe Orientale s'étend vers l'ouest jusqu'à la faille du Siret, et vers le sud jusqu'à la faille de la Bistrița. L'appartenance du bloc Rădăuți-Păscani à cette plate-forme est possible, mais les données existentes ne sont pas suffisantes pour éclaircir ce problème.

A l'extérieur de la plate-forme de l'Europe Orientale s'individualise une zone plissée calédonienne dano-polonais-prédobrogéenne, qui contient des éléments structuraux plus anciens, cadomiens, et qui a été régénérée partiellement pendant le Hercynien.

Les fractures principales mises en évidence sur les territoires de l'Union Soviétique et de la Pologne se prolongent vers le SSE en Roumanie.

La Dépression de Miechow et la Dépression de Bîrlad sont des structures permien-mésozoïques de plate-forme, superposées au soubassement dano-polonais-prédobrogéen.

La Dépression de Miechow est décalée par le déplacement senestre de la faille de la Bistrița. Vers le sud, elle semble se trouver dans le soubassement de la Dépression de Focșani, donc de l'avant-fosse, après avoir été recouverte par les nappes moldaviques et partiellement, même par celles des Dacides externes. On apprécie que cette importante structure de



l'avant pays carpathique est superposée à son extrémité méridionale à la Plate-forme Moesienne.

La dépression de Birlad, avec une orientation presque perpendiculaire sur la précédente, se prolonge jusque sur le plateau continental de la partie nord-ouest de la Mer Noire, où elle recouvre le bord méridional de la plate-forme de l'Europe Orientale. Par sa position, elle peut être comparée avec la Dépression de Lublin.

BIBLIOGRAPHIE

- Airinei St., Boisnard M., Botezatu R., Georgescu L., Suciu P., Visarion M. (1966) Harta anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei. *St. tehn. econ., Geofiz.*, D., 5, Bucureşti.
- Ali-Mehmed E., Visarion M., Taloş D. (1972) Marginica vestică a Platformei Moldoveneşti în lumina datelor geofizice actuale. *St. tehn. econ., Geofiz.*, D, 9, Bucureşti.
- Barbu C., Ali-Mehmed E., Paraschiv C. (1970) Le Paléozoïque de l'avant-pays des Carpates Orientales de la R.S.R. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14, Budapest.
- Botezatu R., Dumitru St., Visarion M. (1965) Caracteristicile reflectării în anomalii gravimetrice a formelor structurale din nord-estul Republicii Socialiste România. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geologie*, 13, Bucureşti.
- Calotă C. (1983) Asupra anomaliei cimpului geomagnetice situată la nord-est de Suceava, *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 21, Bucureşti.
- Cristescu T., Ştefănciuc A. (1968) Prezentarea hărții aeromagnetică a teritoriului României. AI V-lea Simp. prosp. geofiz. fiz. scoarței glob., Bucureşti.
- Dikenstein G.H., Soloviev B.A., Hain V.E. (1975) On the problem of regional subdivision of Middle Europa according to the age of the folded basement. *Gheolektonika*, 3, Moskva.
- Gavăt I., Airinei St., Botezatu, R., Socolescu M., Stoinescu S., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *St. cerc. geofiz.*, 1, 1, Bucureşti.
- Gluško V.V. (1980) Glubinie geologiceskie srezi zapadnih oblastii Ukrainsi. Edit. Miu., Gaz., Prom. USSR, Kiev.
- Patrulius D., Chiriac J. (1965) La couverture paléogène-mésozoïque de la plate-forme podologique russe sous les charriages carpathiques. Proc. 7th Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc., Sofia.
- Pătruț I., Paraschiv D., Molnar M. (1965) La plate-forme Moldave et sa position dans le cadre structural de la République Populaire Roumaine, Proc. 7th Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc., Sofia.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. BSGF (7), 17, 3, Paris.
- (1984) Geotectonica României. Edit. tehn., Bucureşti.
- Visarion M., Ali-Mehmed E., Taloş D. (1969) Precizări geofizice asupra evoluției în adincime a dislocației pericarpatică la nord de Valea Trotușului. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 7, 2, Bucureşti.



STRUCTURA PLATFORMELOR SITUATE ÎN FAȚA ȘI SUB PİNZELE FLIȘULUI CARPAȚILOR ORIENTALI

(Rezumat)

Analiza structurii platformelor situate în fața și sub pînzele flișului Carpaților Orientali se bazează pe datele tectonice, geofizice și informațiile obținute din foraje, în corelație directă cu cele cunoscute în U.R.S.S. și Polonia.

Soclul Platformei Moldovenești (care reprezintă un sector al marginii de SV a Platformei Europei Orientale), care are afinități cu Scutul ucrainian, se extinde spre vest cel puțin pînă la falia Siretului (prelungirea sudică a faliei Ustilug-Rogatin) și spre sud pînă la falia Bistriței. Sectorul situat la vest de falia Siretului pînă la falia Solca (prelungirea sudică a faliei Rava Rusca) aparține fie Platformei Moldovenești, fie platformei mai tinere, epicadomiene.

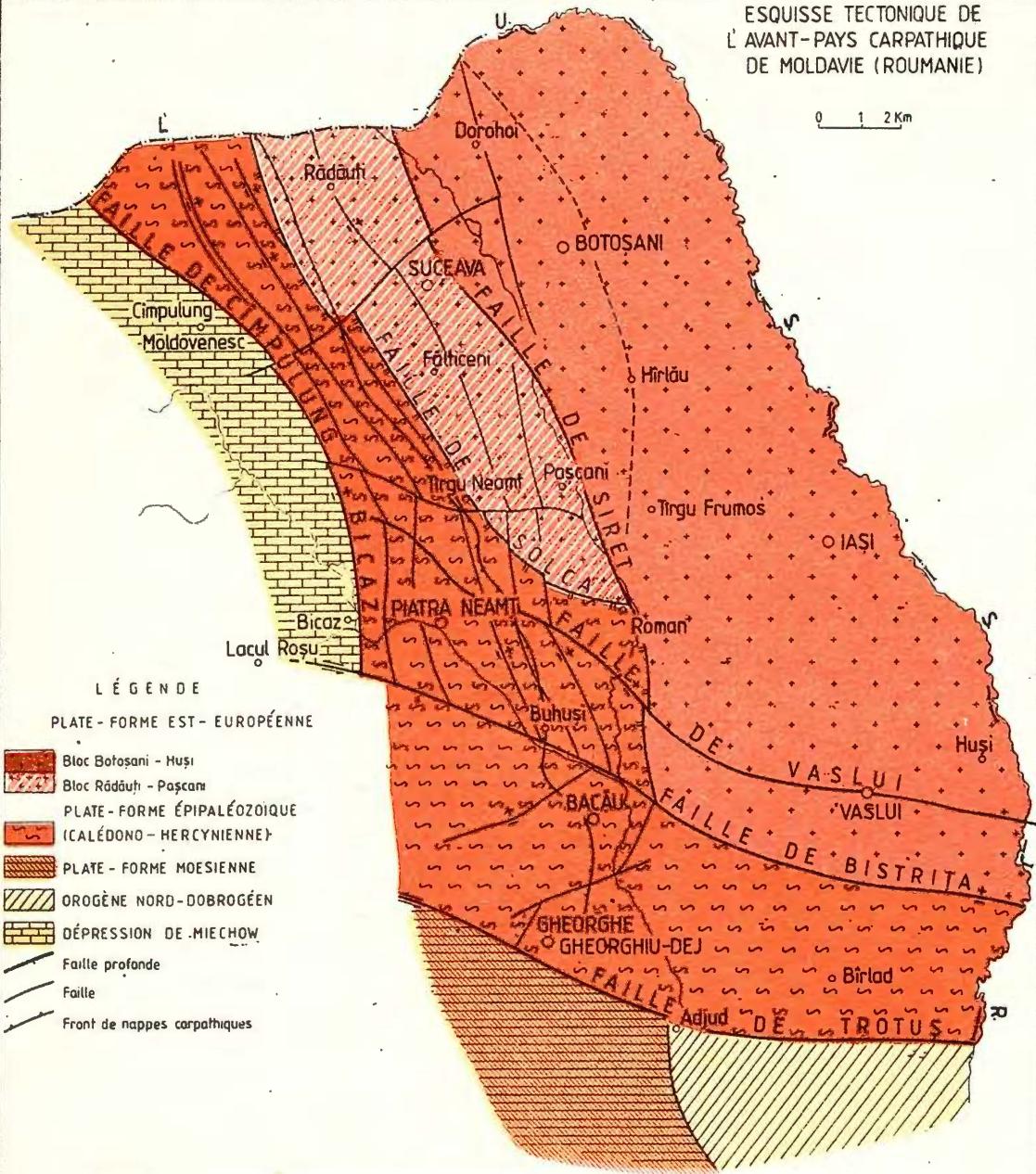
La sud de falia Bistriței și la vest de falia Solca, adică la exteriorul Platformei Moldovenești, se dezvoltă o platformă cu soclul paleozoic (caledono-hercinic), în parte acoperită de pînzele flișului și Subcarpaților și în parte corespunzînd cu Depresiunea Predobrogeană (cuprînd și Depresiunea Bîrladului) care este suprapusă Platformei Scitice.

Datele geofizice arată că Platforma paleozoică este divizată de falia Cîmpulung-Bicaz (prelungirea sudică a faliei Krakovetz) într-un sector estic elevat și un sector vestic coborît (ambele situate în partea subșariată a vorlandului). Sectorul vestic — marcat de anomalia gravimetrică regională de minim — reprezintă prelungirea spre sud, pe sub pînzele flișului, a Depresiunii Miechow, din vorlandul Carpaților din Polonia.

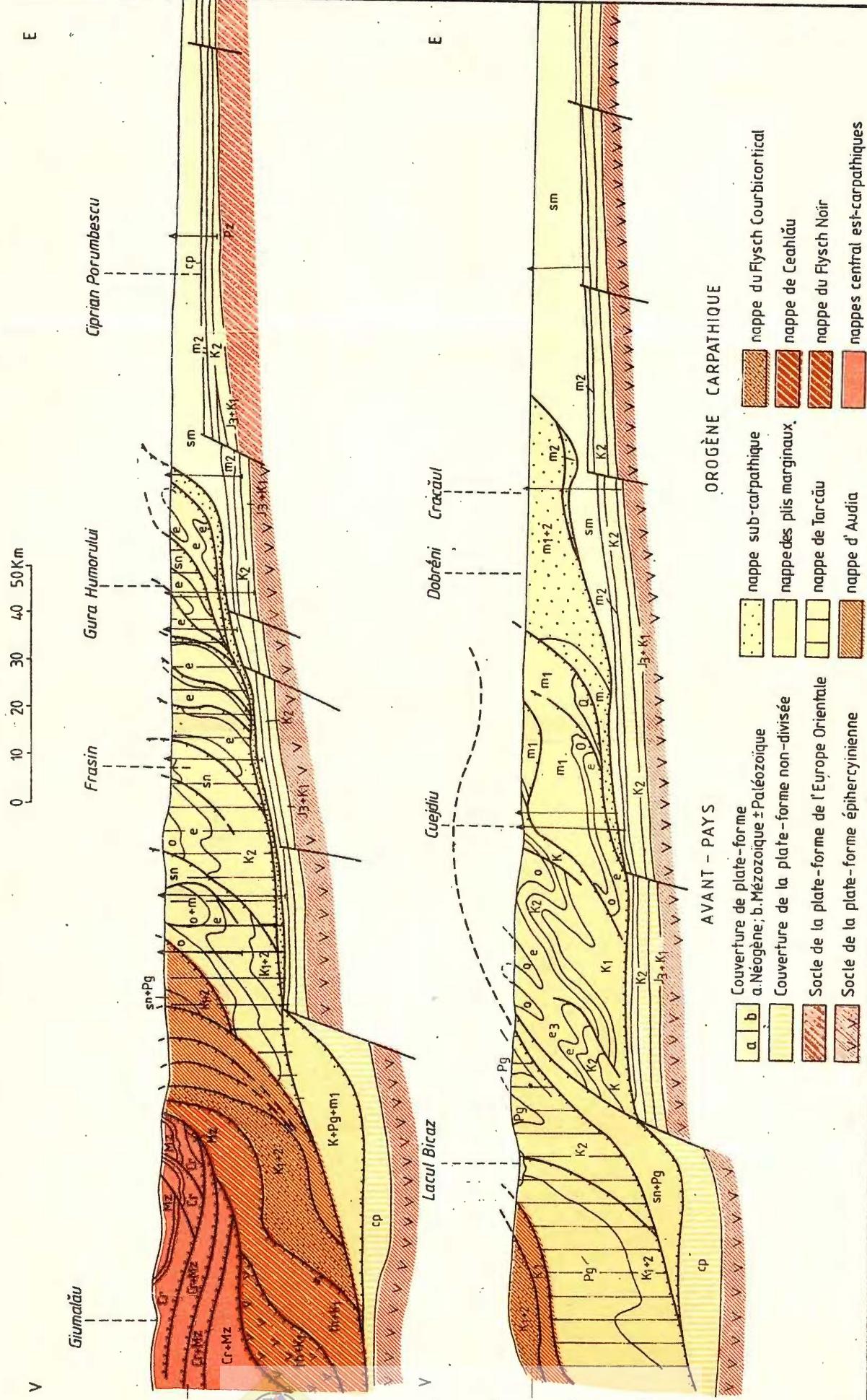


ESQUISSE TECTONIQUE DE L'AVANT-PAYS CARPATHIQUE DE MOLDAVIE (ROUMANIE)

0 1 2 Km



SECTIONS GÉOLOGIQUES DANS LES CARPATHES ORIENTALES ET LEUR AVANT PAYS



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ Studii tehnice și economice, seria D nr.15

Imprim. Ațel. Inst. Geol. Geo.

Cr, Cristallin; Cr + Mz, Cristallin et Mésozoïque; Pg, Paléozoïque et Mésozoïque; Pz, Paléozoïque; Mz, Mésozoïque; J₃ + K₁, Jurassique supérieur et Crétacé inférieur; Th + K₁, Thionique et Crétacé supérieur; K₁₊₂, Crétacé inférieur et moyen; K₁, Crétacé moyen; K₂, Crétacé moyen; sm, Sénonien et Paléogène; Pg, Paléogène; K + Pg + m₁, Crétacé, Paléogène et Miocène inférieur; e, Eocène; o, Oligocène; m₁₊₂, Miocène inférieur et moyen; sm, Sarmatien; cp, couverture de plate-forme

EXPERIMENTAL RESEARCHES FOR OBJECTIFYING THE BIOGEOPHYSICAL REACTION¹

BY

DAN SVORONOS²

Biodetection. Biolocation. Dowsing. Biogeophysical phenomenon. Biogeophysical reaction. Perturbing biological geological body. Biogeophysical instrument. Biogeophysical message. Human biological radiation. Sensorial and rational translation.

Abstract

The paper presents some data of experimental biogeophysical researches made in field and in laboratory, mainly obtained during the latest decade, which helped to identify and classify the main subsoil source types — the geological bodies biologically perturbant. It proposes a new biogeophysical work instrument — “the device for the use of the biogeophysical reaction to point out the discontinuities of the subsoil”. The paper suggests the foundation of a programme of systematical researches in order to increase the confidence degree in the objectivity of the biogeophysical phenomenon, as well as the setting of a prospection method with a biological sensor.

Résumé

Recherches expérimentales pour l'objectivation de la réaction biogéophysique. L'étude présente des données des recherches biogéophysiques expérimentales de terrain et de laboratoire, obtenues surtout pendant la dernière décennie, à partir desquelles on a effectué l'identification et la classification de principaux types de sources du sous-sol — les corps géologiques biologiquement perturbateurs. On propose un nouvel instrument biogéophysique de travail — „le dispositif pour l'emploi de la réaction biogéophysique pour évidencier les discontinuités du sous-sol“. L'étude suggère l'établissement d'un programme de recherches systématiques pour l'augmentation du degré de confiance dans l'objectivité du phénomène biogéophysique et en même temps pour obtenir une méthode de prospection à sensor biologique.

¹ Received May 25, 1985, accepted for publication June 14, 1985, communicated at the 4th Symposium “Biological Bases of Filtering Processes and Environment Protection”, 1985, Piatra-Neamț.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R-79678, București 32.



Introduction

During the latest period of time there were some theories and facts (Harvalik, 1976 ; Apostol et al., 1981 ; Svoronos, 1981, 1984) throwing a new light on mechanisms of the human body (sensorial and/or extrasensorial, as they were classified on a purely didactical purpose), for the knowledge of the surrounding nature.

Such a mechanism, which is very refined and hard to decipher, but at the same time original, is that from the basis of the biogeophysical phenomenon. The term of "biogeophysics" (Apostol et al., 1972) was introduced in the literature of speciality in our country after 1971, when, at the 2nd Symposium of Rational Protection and Exploitation of Mineral Waters from Băile Herculane, there was proposed and accepted to design conventionally a detecting process having as "sensors" human beings (human operators) able to perceive some discontinuities in space and/or time distribution of matter and energy. The perception is based on "the biogeophysical reaction" which concretely supposes the pointing out of a succession of "biological signals" both spatially and/or temporally located, in connection with involuntary, spontaneous muscular contractions which take place in the muscles of the operator's arms, simultaneously accompanied by some sudden local modifications in the human biological radiation, mainly at the palm level. The term of "human biological radiation" appeared in the literature of speciality after 1968 (Inyushin, 1968). Other terms, similar to biogeophysics, used now in the foreign literature of speciality are : biophysics (biofiziceskii efekt), biolocation (biolocația) in the Soviet Union and dowsing (dowsing signal) in the Anglo-Saxon countries and the United States.

Our ancestors have well known the practical aspects of the phenomenon, which they consistently applied in different geological opportunities, sometimes successfully, despite the absence of scientific explanations on the physical mechanism of biodetection, which did not and do not form, even nowadays, an impediment in the practical use of this method. Thus, an example is that shown in figure 1 which reproduces a woodcut image from Sebastian Münster, Cosmographia, Basel, 1598. There can be easily distinguished the three phases which can be found even today in mining practice : prospection, made by using human beings, according to the biogeophysical reaction(1a) ; exploration(1b) ; exploitation(1c).

The present-day interpretation given to the numerous observation facts recorded in the multimillenary history of this very old method, offers some arguments to sustain the objective reality of biological signals developed in highly sensible, receiving, living systems which react in certain perturbing geological situations. Therefore, after some research workers (Krajča, Surý, 1972)³, the biogeophysical method is the connection between geophysics and hydrogeology, a very old connection which united these two disciplines for a long time, before they were separated as two independent sciences.

³ Communication presented at the National Conference concerning the use of geophysics in engineering geology and hydrogeology, November 13–15, 1972, Brno.



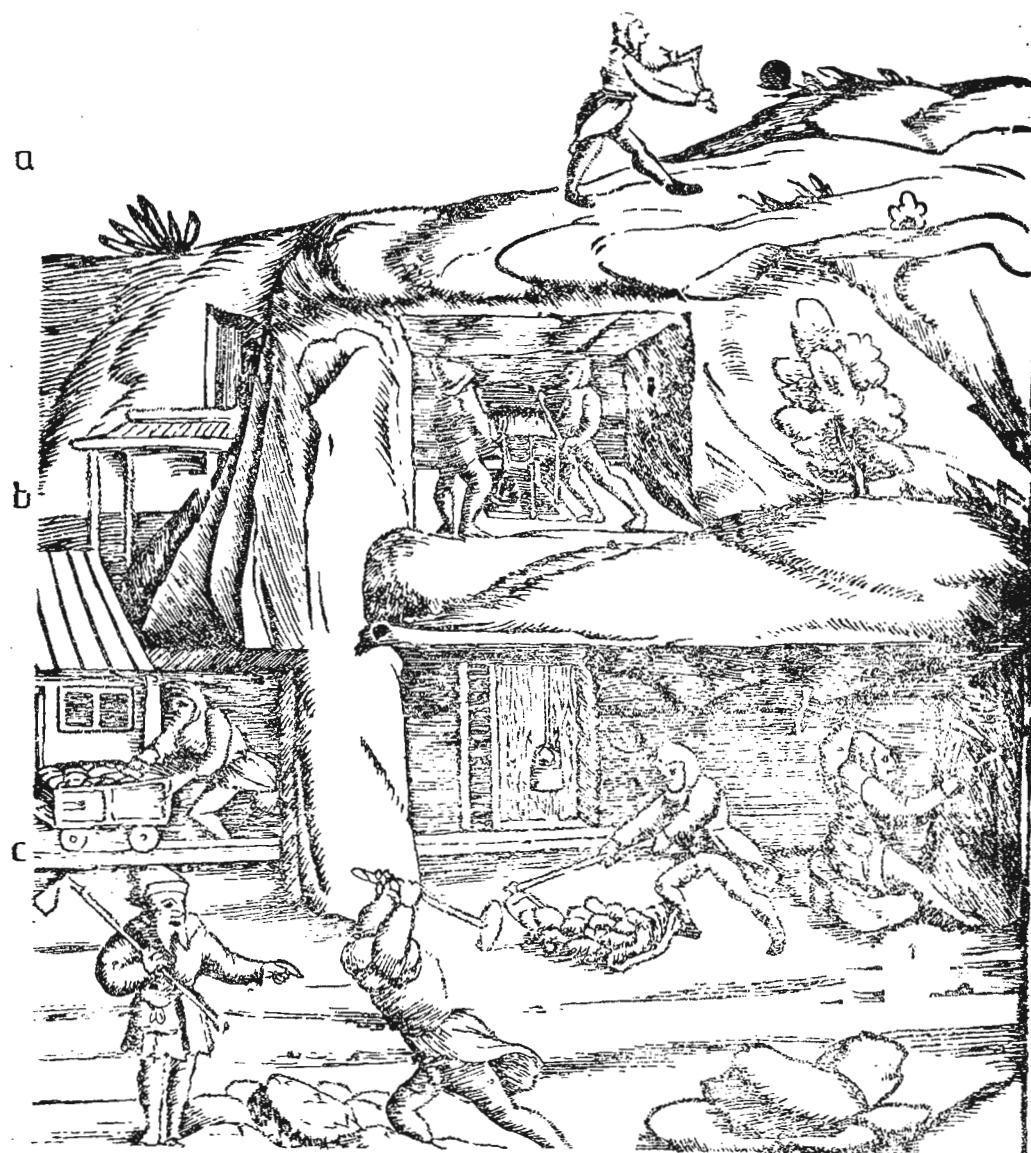


Fig. 1 — Mining practise in Germany, 16th century (woodcut, *Cosmographia*, Basel, 1598 collection Sebastian Münster). a, prospection, according to the biogeophysical reaction (bio-prospection); b, exploration; c, exploitation.

The present paper presents and analyses data obtained from the field biogeophysical researches made in the latest 10 years, which are useful for any attempt to explain the origin of the perturbing geological sciences, of the physical intermediary and of the detection mechanism. At the same

time we shall present our point of view, similar to that of other specialists (Neacșu, 1982), namely that "the biogeophysical phenomenon is a form of human integrative information related to the surrounding environment".

Biologically Perturbing Geological Bodies

As a result of synthesizing data obtained by the field biogeophysical method during the latest decade, the conclusion was that physical-geological situations which can act as sources of biological signals (receptioned by biological information), there can be structures, systems and entities called biologically perturbing geological bodies or bioperturbing geological bodies.

While walking on a distance, when crossing the vertical of a so called perturbing geological body, between the receptory biological system and the respective physical-geological system there is an interaction which the human operator can objectivate to himself by his sensorial concern in a certain moment of a long and complicated causal chain, as well as the rational translation of this phenomenon. Concretely, the pointing out of effects of this interaction is made with the help of an adequate working instrument, namely : a stick of wood, wire of the same metal or of different metals, figure 2a (Benedikt, 1917; Voll, 1910); metallic frames of glass fibre, figure 2b (Tehnika Molodioji, 2, 1983); a common pendulum which will not be discussed in this paper (Voll, 1910). The different types of biogeophysical instruments are held in a certain position by a human operator, figure 2c.

When the human prospector crosses the aprioristically chosen working profile, he does not know if the phenomenon will or not take place ; more than that, he does not intend to be absolutely successful. In other words, we could say that the non-implication of the cortex, by voluntary relaxation, is an initial condition, necessary to the person who proposes himself to make biodetection. Anyway, apart his will, he notices that his instrument makes a movement as compared to the initial position (Fig. 2c) ; sometimes he is evidently tired due to the continuing tension in his arm muscles. This is the description of the biogeophysical reaction. We shall notice as well that the person who develops a biodetection activity "continually learns from his own experience", which suggests the fact that between himself and the environment (mainly the subsoil) there is a feed-back type circuit.

Therefore, the biogeophysical reaction takes place during the constant speed shifting of the human being on the profile, when the operator notices the phenomenon in the movement of his working instrument (not only optically noticed, as it was experimentally proved, but also in other sensorial ways) or, in other words, by recording (collecting) of a multitude of spatially organized biological signals, connected with involuntary contractions in his arm muscles. We shall therefore consider that a biological signal is intrinsically associated to certain muscular contractions and we shall say that the logical succession of signals is coherent.

The graphical representation of biogeophysical reaction intensity, at an arbitrary scale as compared to the distance along which the phenomenon appeared, forms the biogeophysical profile (Fig. 3). This modality



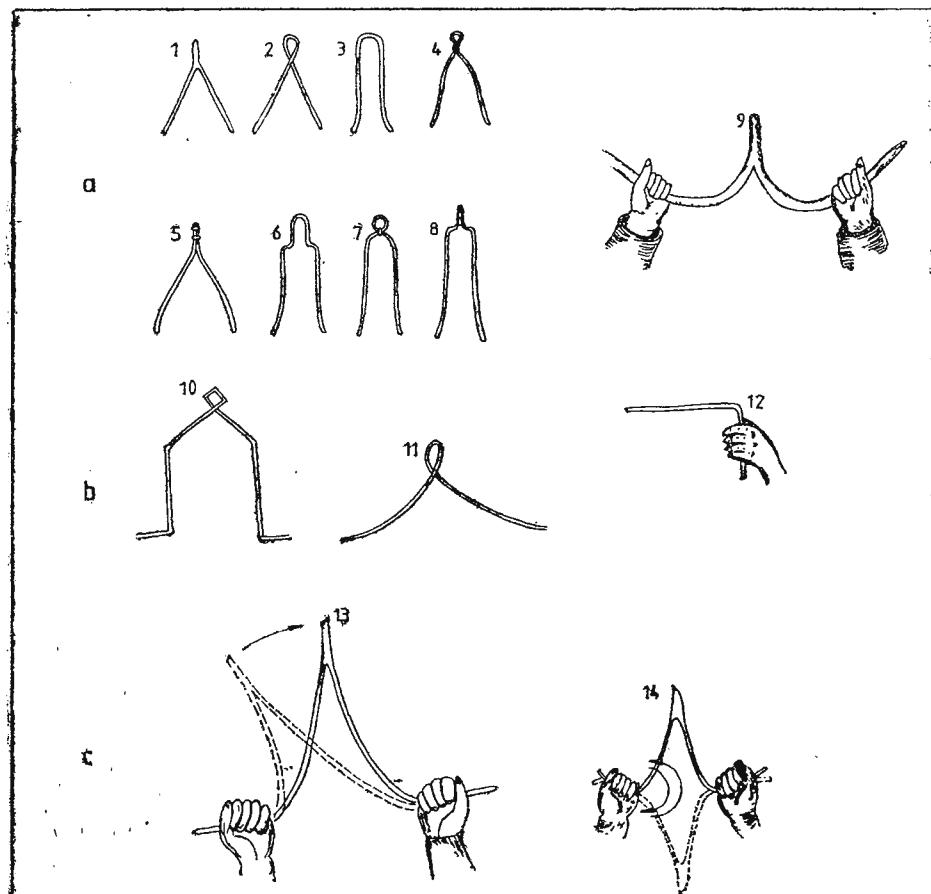


Fig. 2 — Working instruments used to point out the biogeophysical reaction. a, old : made of wood (1,9), wire of the same metal (2, 3, 4), of different metals (5, 6, 7, 8) (after Voll, 1910; Benedikt, 1916); b, present-day: metallic frames (10, 12), of glass fibre (11) (from Tehnika Molodioji, 1983); c, holding position and movement of the biogeophysical instrument (13, 14).

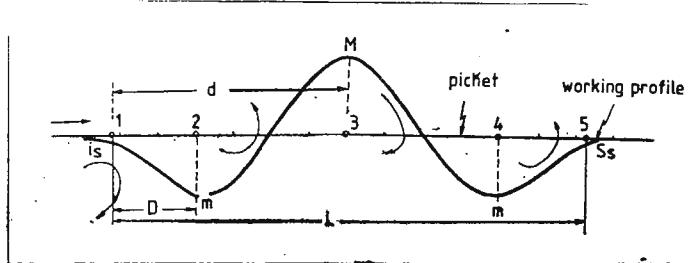


Fig. 3 — Graphic representation of the biogeophysical profile. i_s, signal start; m, minimum; M, maximum; S_s, signal end; L, width; d = L/2; ↗ rotation senses of the biogeophysical instrument (vertically).

of occurrence of the biological signals is strictly conventional, due to the working technique adopted in the field method, as well as to the principle ambiguity resulted from the quantitative non-determination of the amplitude of the biogeophysical reaction.

In our country, the graphical transcription of biogeophysical data was made up to now as in figure 3, taking into account the methodology of field researches initiated by Apostol between 1970-1972 and subsequently improved by Apostol and Svoronos between 1972-1976. According to the proposed working technique, the human operator tries to impart a constant muscular contraction to his arms, to maintain the instrument in a horizontal reference position. Other specialists of the Soviet Union (Socevanov, 1976 ; Matveev, 1967, 1973 ; Socevanov, Matveev, 1974) use metal instruments as those presented in figure 2b, allowing the minimum reduction of the muscular contraction, and therefore of friction, due to direct contact between palms and the respective instrument. In this case, the instrument made of steel, copper or aluminium is free to move in both senses, being estimated a number of rotation reported to a standard distance in metres (a measure unit called "ball").

Taking into consideration the geometrical characteristics of the graphically registered biogeophysical profiles (Fig. 3), for a large number of relatively well known geological situations, according to verifications by mining and drilling works, there were identified the following four types of perturbing geological bodies : tectonical accidents (active faults or active fractures), infiltrations (preferential flow of underground water through a porous and permeable medium), oil-gas bearing structures, coal strata ; salt domes, salt massifs ; underground voids (caves, mining excavations karst voids) ; buried walls, dams or sea-walls.

The table containing the synthetical presentation of natural source types, proved to be the main biologically perturbing bodies, is given in figure 4 and represents a result obtained only experimentally.

When trying to explain the physical mechanism by which a human organism, as an integral and integrable biological system, can be connected with a geological body as those shown in figure 4 (without exhausting all the source types), we started from the research of several aspects of the obligatory inter-relation between life and the physical and energetical environment. The results have led to a physical-informational model (Svoronos, 1979, 1981) which illustrates the apparition way of biological signals and which is at the basis of practical interpretation of our field observations.

Without insisting upon the above mentioned model, we shall say that actions exercised by perturbing geological bodies, namely the geophysical signals, are perceived by the human operator and then integrated in the central nervous system, where, through the "unconscious" part of the brain (Neacșu, 1982), they will release a first movement of the working instrument which, in its turn, becomes the generator of a new stimulus for a new action. The proposed interpretation suggests the appreciation of the relationship stimulus-answer from the inverse afferentation point of view, and points out that the central nervous system, after processing these data and reaches the conclusion that the action is not against



the general interests of the organism, integrates them in its momentary energetical necessities. Obviously, to translate in real terms the biological data, the human organism has adequate coding-decoding mechanisms assured by genetical information. As at least for the source types given in

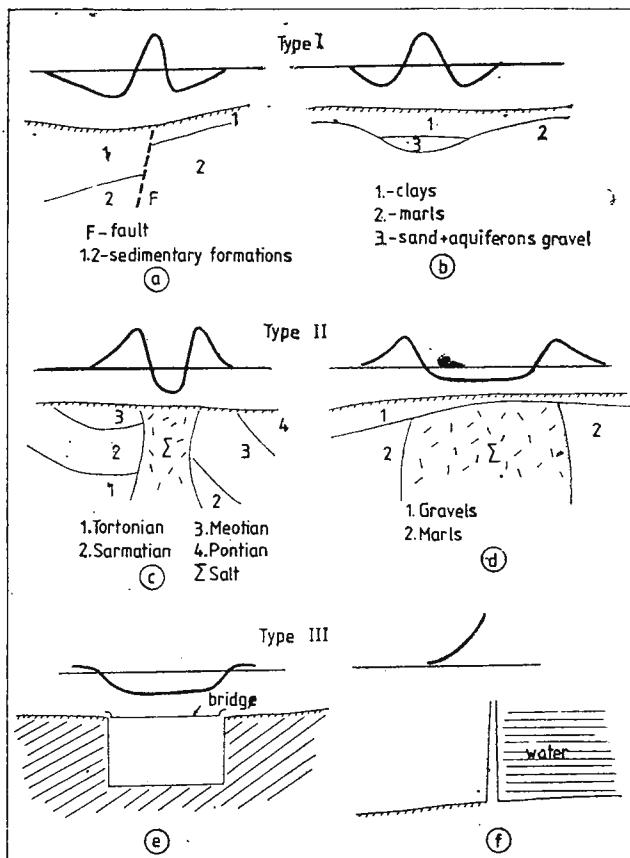


Fig. 4 — Biologically perturbing geological bodies. a, b, active tectonic faults, water flows in porous-permeable environments; c, d, domes, salt massifs; e, f, underground voids, dams.

figure 4, signification of biological signals was adequately estimated, the respective biogeophysical data can be given the sense of "biogeophysical messages".

Therefore, the human operator is the active part of the biological translator, the only one who can make a rational translation of environment modifications. The second component, attached to the human operator in a certain holding position, has a double part "according" the human

organism in the physical-informational context to each new situation and the pointing out of the biogeophysical reaction for the "sensorial translation" of the biogeophysical phenomenon (similar to the needle of a common measure instrument).

Laboratory Experiments

In 1976, Apostol and Svoronos initiate some complex field researches to verify the working hypothesis according to which geological bodies, as they are schematically presented in figure 4, characterized by important local variations of the current tectonical stress, can form sources of biological signals, recorded in the biogeophysical practice according to the working technique adopted in our country.

The tectonical stress is an oriented pressure with varying intensities. The stress causes are the endogene forces, of complex origin, namely dilatation consequences, respectively of physical and physical-chemical comprimations, where thermodynamic and hydration phenomena have a main part, tectonical forces at the basis of most earthquakes (95%), tectonical forces due to some non-uniform deposit accumulations, fluid circulation in porous-permeable environments and so on.

The verification of the above mentioned hypothesis was based on the study of the following categories of observation data:

a) Absolute measurements of effort states of rocks, first made in Sweden, extended then in the whole Phennoscandia and in other parts of the world as Nubia and the British Columbia (Hast, 1967). Determination results have shown that the sum of main horizontal stresses, $\sigma_1 + \sigma_2$, has a high value at the Earth surface and linearly increases with depth, as in figure 5. The existence of a horizontal stress field has led to the conclusion that the upper part of the terrestrial crust is in a state of dynamic equilibrium. Supposing that the stress field is horizontal, and its value obtained by measurements made at different depths within the inter-

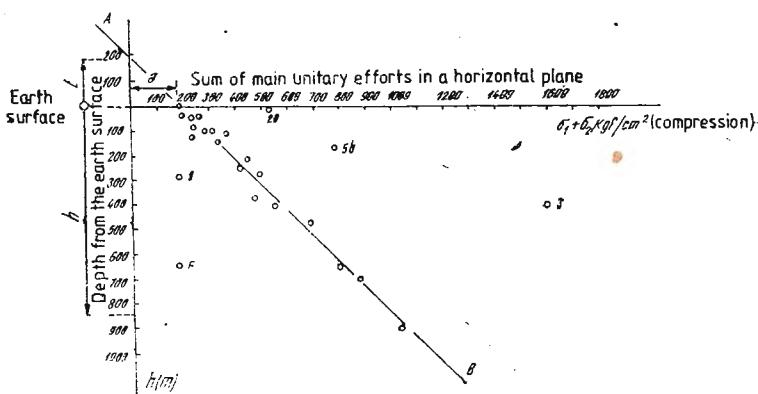


Fig. 5 — Dependence of the horizontal stress in the crust according to depth (after Hast. 1967)
6, 9, 20, 5b, 3, measure points with deviations from linearity (AB).

val 0-1000 m, it was determined to be several times higher than the lithostatic pressure.

b) Laboratory measurements on reduced models, made by different research workers, by using methods described in rock mechanics. Such studies, made for different purposes, were achieved as well for geologic situations, typical in the biogeophysical practice. For exemplification we shall use the model presented in figure 6, created by photoelastic means, to study rock stability around subterranean mining works (Dorste-witz, 1957). We shall notice the formation of important zones with extension efforts in the hanging wall and bottom and with compression zones in the walls.

The comparison of the curves obtained by optical and analytical means, representing axial unitary effort distribution at the Earth surface, with biogeophysical profiles recorded in similar cases, has demonstrated form similitudes.

c) During the latest three decades, there were made several field observations in order to study relationship among biological signals as a source the subsoil and anomalies of geophysical fields.

The possible correlations with anomalies of the magnetic field were considered in turn with anomalies of the magnetic (Rocard, 1963), gravific (Apostol, et al., 1972), geothermic and radioactive (Socevanov, 1976 ; Socevanov, Matveev, 1974), seismic (Apostol et al., 1981) and geoelectrical fields Apostol et al., 1972 ; Svoronos, 1979 ; Stoici et al., 1981), without

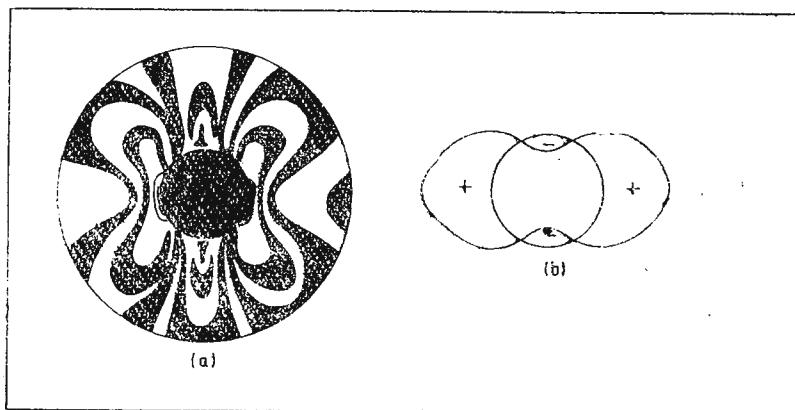


Fig. 6 — Schematic repartition of tensions around an underground mining work of circular section (after Dorstewitz, 1957). a, optimal state of tensions ; b, graphic representation of tension state ; (+), compression zones ; (-), traction zones ; trajectories of main tensions.

botaining conclusive data. In some cases, the graphical representation of the biogeophysical profile together with geophysical data have shown that biological signals are remarkably correlated to anomalies of different

measured geophysical parameters; in other cases, the correlation absence was clearly pointed out. Among cases of important correlation, we can quote those made by associating biological signals with anomalies of the natural electrical field, due to electrofiltration (Rocard, 1963; Svoronos, 1979), with anomalies underlined by electromagnetic induction methods and with those of transitory electromagnetic phenomena (Svoronos, 1979) which systematically proved to be more reproducible.

In order to study the hypothetical connection between the biogeophysical phenomenon and an actual, continuous and local perturbation in the stress field, in laboratory conditions, it was necessary to imagine and build a new working instrument, schematically given in figure 7.

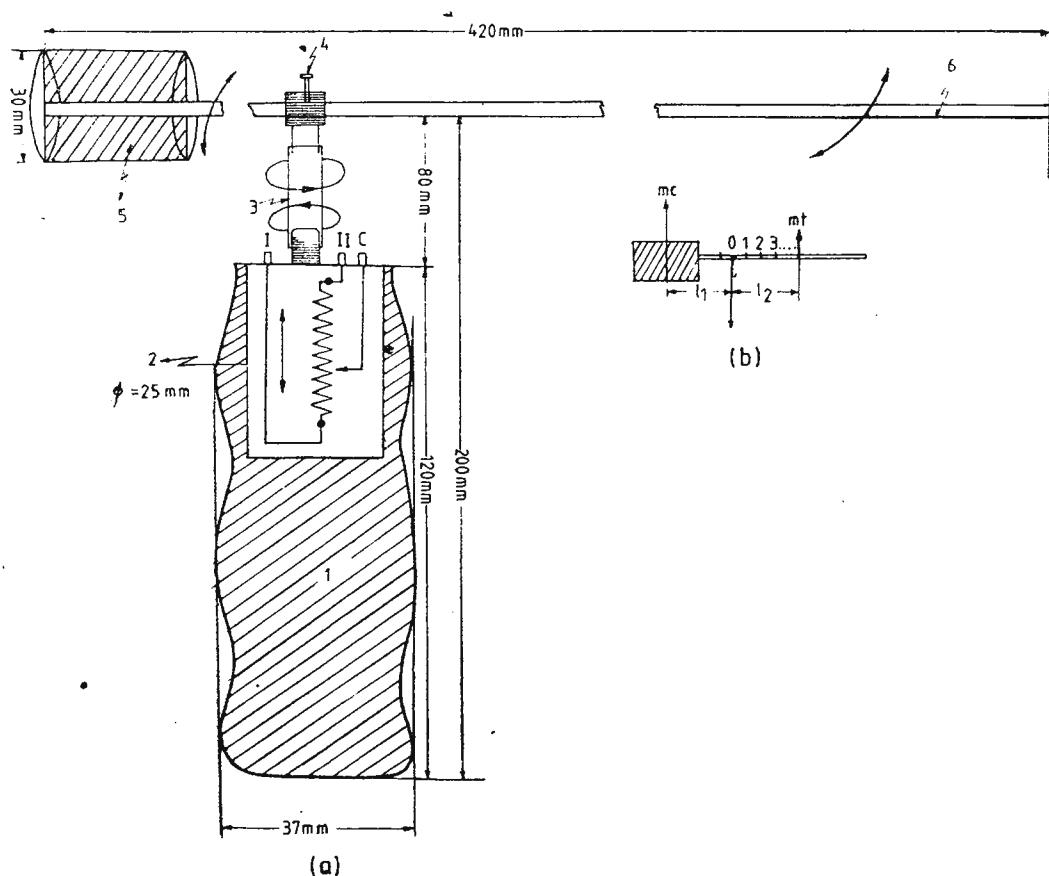


Fig. 7 -- Instrument for the use of the biogeophysical reaction in pointing out the underground discontinuities. a) 1, hard essence wooden handle ; 2, potentiometer ; 3, link necklace ; 4, fastening screw ; 5, hard essence wooden counter-weight ; 6, duraluminium rod, $\varnothing = 6$ mm ; I, II, potentiometer terminals ; C, slider ; b) sketch to determine the mechanical stability condition.

As it can be seen in the figure, the building of such an instrument has not risen technical problems. The wooden handle (1) contains a multi-turn potentiometer (2), which has at the same time a bearing role and whose axle is solidarized by means of a necklace (3), with an aluminium rod (6). At one end of the rod there is a wooden counter-weight (5), cylindrical in form, with a generator of 40 mm and a diameter of 30 mm. By actioning the fastening screw (4), the wooden handle can be moved along the aluminium rod. We shall settle the lengths l_1 and l_2 (Fig. 7b), so that to obtain the condition of mechanical stability, given by the equivalence of forces due to the counter-weight (m_c) and to the rod (m_r), according to the point on the rod corresponding to the fastening screw (4) :

$$l_1 m_c = l_2 m_r.$$

We shall note on the rod this reference point (0), from which, both rightwards and leftwards, we shall make the calibrating in centimetres of this aluminium rod.

The potentiometer was chosen according to a certain limited value of friction between its axle and handle, a value which seems to be connected to "the sensibility characteristic" of the human operator who handles the apparatus. Before starting the test, the potentiometer axle was settled to allow the rotation of the aluminium rod for 5 turns in a sense or other.

In working position the operator will hold with one hand the wooden handle, the aluminium rod being oriented along the profile which is going to be covered on an approximately constant speed. Due to the holding position of the instrument, similar to that of a person holding a pistol, the aluminium rod can be moved only horizontally, either rightwards or leftwards, according to the crossing direction on the itinerary chosen as a working profile.

If the condition of mechanical stability is respected, the human operator can hold the instrument with the handle in an horizontal position, being thus able to make as well vertical observations.

For the testing in laboratory conditions, the source of biological signals was chosen a reinforced concrete pillar of a storied block of flats, therefore an artificial source, strongly tensioned after the earthquake of March the 4th, 1977 (Fig. 8). The certain localization and identification were made by observations previously made by classical means. The working profile, as it is sketched in figure 8, was crossed by 100 human operators in blind system, of whom 89% have grasped, irrespective of their will, the movement of the aluminium rod, therefore they have noticed the manifestation of the biogeophysical phenomenon as it was described in the previous paragraph. At about 20% of those who were tested, the pointing out of the phenomenon was made by taking into consideration the condition of mechanical stability, but for the great majority (69%) the perception of the biogeophysical reaction was noticed only with the slight movement of the wooden handle, by a light desequilibrium of forces implied in this action.



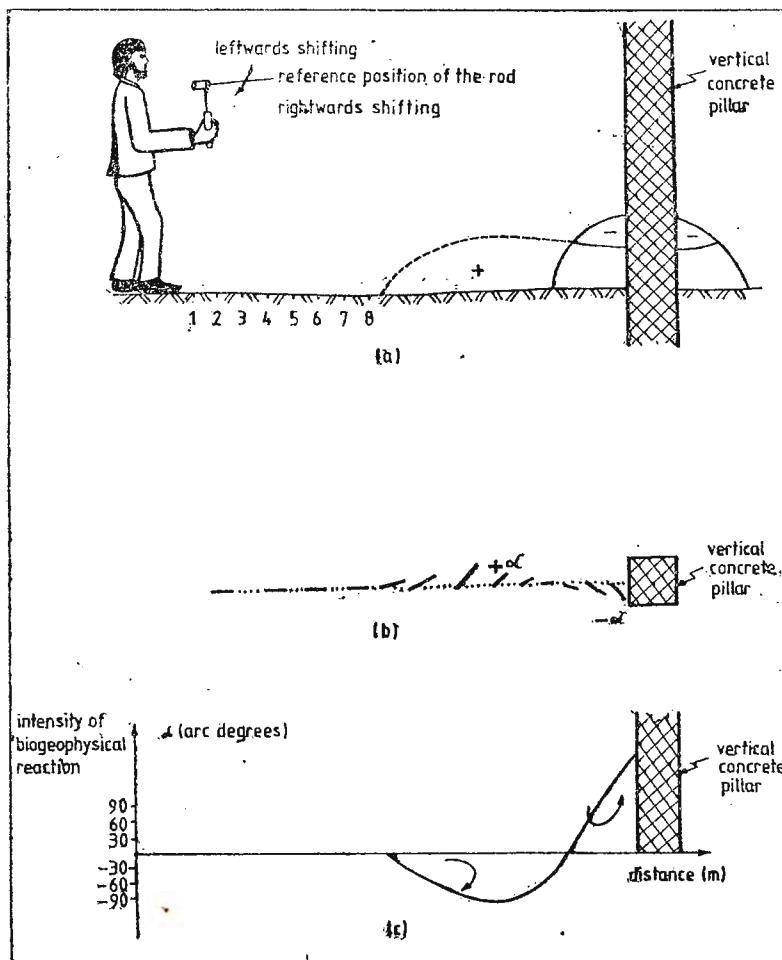


Fig. 8 — Diagram with experiments made to underline the biogeophysical reaction with artificial source conditions. a, lateral view : superposed trajectories of main tensions due to the girder ; b, plan view : $\pm \alpha$, rotation angle of the rod as compared to the initial reference position, limited at $\pm 90^\circ$; c, biogeophysical profile.

The results of the test are given in the following table :

No. of human operators	Perception of phenomenon		Sense of rod movement		Observations
	yes	no	right	left	
men	78	71	40	31	
women	22	18	11	7	Large differences among individuals concerning movement amplitude of aluminium rod.

Initially the phenomenon objectivization was thought to have been made relatively easily, at the same time with the pointing out of the biogeophysical reaction, by moving the potentiometer axle, with the help of an electrical circuit, where the modification of the electrical resistance determines a varying tension, measurable with an adequate measuring instrument. This was not possible up to now, as it was subsequently noticed that the attachment of a metallic conductor transversed or not by current, or of other objects, determines at the same person perturbations in the amplitude of the rod movement, the phenomenon being imperceptible in extremis.

As it came out from our researches, the handle nature, that of the counterweight or of the rod, being wood, metal, plastic or glass, does not influence upon the phenomenon, at least up to a certain point. In exchange, the intensity of the biogeophysical reaction seems to be amplified, respectively diminished by the instrument form and especially by that of the counterweight. This one must have dimensions beyond those of the wrist (Fig. 7).

The optimum form of the handle is conditioned by the contact between the palm and the instrument, namely by obtaining an active surface as large as possible. Experimentally, it was found out that the insertion zone of the thumb is essential to obtain an optimum contact between the hand and the handle.

Some perturbations or even deliberate handlings of the rod movement were noticed with two subjects who, by concentrating their thinking, have succeeded in causing some signals identical to those obtained by the influence of the artificial perturbing source. This result confirms similar observations obtained with classical biogeophysical instruments in field and underlines the intrinsic connection between the biogeophysical phenomenon and the energetical manifestations of the human organism (the human biological radiation).

The above mentioned experiments were made for each hand in turn, the rod movements being almost always symmetrical. When the instrument is held with both hands by the operator, this phenomenon is imperceptible.

The working position seemed to be very important in connection with the human body, when crossing the profile. The optimum working level is that of the hips, with the arm in a right angle.

Conclusions

The careful and right use of the biogeophysical method, together with geophysical data and other data, has allowed the identification and classification of the main types of underground sources which can form biologically perturbing geological bodies.

Taking into account the fact that all the physical-geological situations which were presented, described as typical for reproducible biological signals, are characterized by local continuous and present-day variations in the stress field of the Earth, the experiments tried to underline the hypothetical connection between human individuals and the stress state. A new

instrument was imagined and created : „the instrument for using the biogeophysical reaction to point out the underground discontinuities”.

The results of the test on the above mentioned instrument have shown that the biogeophysical phenomenon was noticed at about 90% of the human individuals, for an artificial source chosen in laboratory conditions.

The transition to a new stage, aiming at the growing of the confidence degree in the objectivity of the biogeophysical phenomenon, is evidently hard to make by conventional means (for example by electrical circuits), as the reaction intensity depends upon the form of the instrument.

Even if there are not definitive conclusions concerning this stage, the presented facts can be explained, if we accept as a premise the existence of an organizing radiant level, characteristic for human individuals. The human biological radiation has a component directly connected to the mental activity which can be noticed, for example, by electronographies, thus pointing out modifications in the emission of plan radiation connected to the relaxation moment, by concentration of thinking.

Usually, the intensifying or the diminishing of the radiation emission is made by muscular bioactivity.

The interaction, which takes place between a body geologically characterized by local, continuous and present-day variations of the stress state and human individuals, could be underlined by the biogeophysical phenomenon according to effects produced on the human operator. But if, as in the case of our ancestors who worked only with a wooden stick, the contact hand-instrument and implicitly the spontaneous, involuntary muscular contraction of the arm muscles seemed and could justify to a certain extent, although not satisfactorily, the stick movement, when using the instrument-prototype which we have built there appears a new element, namely the necessity to admit that at the same time with the biomuscular activity there is another phenomenon, intrinsically associated with this one, namely that of the human biological radiation. Therefore, the moving whole — human organism-working instrument — held in the above mentioned position, forms, in fact, a highly sensible energetical balance.

The actioning of this balance in a sense or another, according to the interaction, takes place to accord the human organism concerning the changements of the environment. But the forces implied in maintaining the equilibrium are extremely low, usually imperceptible with common appurtenances, as the human organism functions at maximum of specificity, with a minimum energetical consumption, without entropical modifications and with a maximum output, nearly 100%. More than that, the human individual is mainly interested in the significance of a local disequilibrium on him as a whole. Therefore, we can say that the biogeophysical reaction is really a form of the human integrative information in its relationships with the environment. The mechanism of obtaining the information within the spatial-temporal frame of the two entities, the geological body as a transmitter and the human operator as a receiver, is probably provided by a resonator process.



REFERENCES

- Apostol A., Ionescu F., Pricăjan A., Săhleanu V. (1972) Asupra unor informații de natură biologică obținute în practica geologică. *Rev. minelor*, XXIII, 7, 329–335, București.
- Molnar-Veress M., Svoronos D. (1981) Date preliminare asupra unor fenomene cu caracter precursor ale seismelor intermediare. *St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geofiz.*, 19, 31–39, București.
- Benedikt M. (1916) *Leitsfaden der Rutenlehre (Wunschelrute)*, Berlin—Wien, Urban—Schwarzenberg.
- Dorstewitz G. (1957) Die Bedeutung von Modell-und Prüfstandversuchen für die Weiterentwicklung der Bohr und Schiebarbeit in der Praxis, Zeitsch. f. Erzbergh, u. Metallhüttenwesen, 12, Bd. X.
- Hast N. (1967) The state of stress in the upper part of the earth's crust, Eng. geol., 2, Amsterdam.
- Harvalik Z.V. (1976) Locating the dowsing sensor-processor in the brain, Am. Ds., 16, 106.
- Inyushin V. (1968) On the Biological Essence of the Kirlian Effect, Kazakh State University, Alma-Ata.
- Matveev V.S. (1967) O biofiziceskoy metode v gheologhii, izv. Akad. Nauk, Kazah, SSSR, Geol. 3, Alma-Ata.
- (1973) Vliyanie sostriasenii zemnoi na intensivnosti biofiziceskogo effecta, Proc. 1st Int. Symp. on Psychotronics, Praha.
- Neacșu C. (1982) Informația biologică, 27, 102. Edit. Științ. Encycl., București.
- Rocard Y. (1963) Le signal du sourcier, Dunod, Paris.
- Soceanov N.N., Matveev V.S. (1974) Geologia Rudnikh Mestorozhdenii, 5, 77, C.C.C.P. Akad. Moskva.
- (1976) Geologia Rudnikh Mestorozhdenii, 4, 116.
- Stoici D.S., Apostol A., Svoronos D., Andriescu Gh. (1979) Asupra unor corelații dintre informații de natură geologică, geofizică, geochemicală și biogeofizică obținute în Valea Băii (munții Bihor). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 115–122, București.
- Svoronos D. (1979) Semnal dowsing și informații geofizice produse de accidente tectonice – analiză comparativă. Archives Fac. biol., géogr. géol., București.
- Svoronos D. (1981). Manifestarea fenomenului biogeofizic ca informație, vol. Fenomene bioenergetice în ecosisteme, 219–233, Bistrița.
- (1983) Biogeofizica, instrument de lucru în investigarea subsolului. Bul. Inf. St. Tehn., Inst. Geol. Geofiz., III, 48–50, București.
- (1984) Corpurile geologice bioperturbante, Bul. Inf. St. Tehn., Inst. Geol. Geofiz., IV, 61–64, București.
- Erweiterung der biogeophysischen Schürferkundungs methodologie auf den menschlichen Organismus , Innsbruck.
- Voll, A. (1910) *Die Wünschelrute und der siderische Pendel*, Verlag von Max Hitmann, Leipzig.
- * * * (1983) *Tehnika Molodioji*, Problemi biolocații, 2, 48–53, Moskva.

CERCETĂRI EXPERIMENTALE PENTRU OBIECTIVAREA REACȚIEI BIOGEOFIZICE

(Rezumat)

Lucrarea de față se înscrie pe linia preocupărilor care există astăzi în lume pentru punerea la punct a unei metode de prospecțiune cu senzor



biologic, bazată pe sensibilitatea extremă a materiei vii — în particular a indivizilor umani — neatinsă în prezent de aparatura clasică obișnuită.

Sunt prezentate date experimentale obținute pe parcursul ultimului deceniu în practica biogeofizică de teren, care, în asociere cu informații geofizice, au permis identificarea și clasarea principalelor tipuri de surse din subsol, denumite corpuri geologice biologic perturbatoare.

Avându-se în vedere că procedeul biogeofizic, ca și metodele geofizice, nu se aplică direct obiectului propriu-zis al cercetării, ci unor efecte ale lui, recepționabile, probabil, datorită unor variații locale însemnante ale cimpului de stres al Pământului, s-a căutat reliefarea ipoteticei legături dintre indivizi umani și starea de stres prin experiențe de laborator. A fost propus un nou instrument de lucru, „dispozitivul pentru utilizarea reacției biogeofizice la evidențierea discontinuităților din subsol”.

Din testarea dispozitivului susmentionat a rezultat că marea majoritate a indivizilor umani au putut sesiza fenomenul biogeofizic pentru o sursă artificială aleasă în condiții de laborator. Față de instrumentele biogeofizice tradiționale, folosirea acestui dispozitiv a condus la concluzia că producerea și manifestarea reacției biogeofizice este coordonată de bioactivitatea musculară, aceasta fiind însă însotită de intensificări/diminuări ale emisiunii de radiație, într-un mod specific organismelor vii, respectiv a celor umane.

Deoarece instrumentele biogeofizice tradiționale au putut fi înlocuite prin dispozitivul-prototip descris în lucrare, aceasta înseamnă, în viziunea autorului, trecerea la o etapă nouă, vizând creșterea gradului de încrere în obiectivitatea fenomenului. În consecință, noul instrument, care urmează să fie perfecționat, demonstrează că fenomenul biogeofizic este posibil să fie controlabil, între anumite limite impuse și asigurate probabilistic prin statistică biologică. Desigur, aceste concluzii au caracter preliminar.

Prezenta lucrare constituie, aşadar în primul rînd o sinteză a cercetărilor experimentale întreprinse pentru obiectivarea fenomenului biogeofizic și, în al doilea rînd, un îndreptar prețios pentru programul cercetărilor viitoare, sistematice, a interrelației obligatorii care există între mediu (în particular subsolul) și organismele vii (umane).



CONTRIBUȚII PRIVIND PROSPECTIUNEA GEOTERMICĂ A APELOR TERMALĂ CU APLICATII ÎN R.S. ROMANIA¹

DE

SERBAN VELICIU²

Geothermal Prospecting. Thermal waters. Radiogenic heat. Heat conductivity. Geothermal anomalies. Geothermal energy. Thermal gradient. Heat flow. Chemical thermometers. Thermal logs. Pannonian Depression — South Carpathians — Intramountainous depressions-Strei—East Carpathians—Neogene-Quaternary eruptive—Gurghiu—Harghita—Romania.

Abstract

Contributions to the Geothermal Prospecting of Thermal Waters with Applications in the Socialist Republic of Romania. One of the aims of this work was to establish values for the radiogenic heat generation of the rocks from the Carpathian area, based on the observational data. The problem of the heat conductivity of rocks deserved also consideration, with a special regard to the porous media. A device for heat conductivity measurements, based on the principle of the linear heat source in the transient regime, has been designed and constructed. Mapping, analysis and quantitative interpretation of the different types of geothermal anomalies has been achieved starting from the knowledge on the intensity, extent and shape of these anomalies, correlated to geological structure, hydrogeological features of the observation point, geological evolution of the region, as well as the mathematical equations which describe the respective type of geothermal anomaly. The author used three different kinds of geothermal prospecting techniques in order to survey the prospective areas for geothermal energy sources in the Pannonian Depression, the Strei Basin and the Gurghiu-Harghita Mountains. These techniques were: temperature measurements in shallow boreholes (2 m deep); determination of thermal gradients in short wells (50 m) and heat flow determination in wells deeper than 300 m. In order to supplement the proper geothermal prospecting data, the chemical thermometers (SiO_2 and Na-K-Ca) and thermal logs has been used.

Résumé

Contributions à la prospection géothermique des eaux thermales avec des applications en Roumanie. Un des buts de la présente étude a été l'établissement, à partir des données d'obser-

¹ Depusă la 5 aprilie 1985, acceptată pentru publicare la 25 noiembrie 1985. Teză de doctorat susținută la 8 mai 1984 la Universitatea din București.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R-79678, București 32



vation, des valeurs de la génération radiogène de chaleur pour les roches de l'aire carpathique. La question de la conductivité thermique des roches a été aussi considérée, avec une attention spéciale pour les milieux poreux. On a projeté et réalisé un appareil pour la détermination de la conductivité thermique des roches en régime transitoire. Le lever, l'analyse et l'interprétation quantitative de divers types d'anomalies géothermales ont été réalisés en partant des connaissances sur l'intensité, l'extension et la forme de ces anomalies, en corrélation avec la structure géologique, les caractéristiques hydrogéologiques et l'évolution géologique de la région, tout comme avec les équations mathématiques qui décrivent le type respectif d'anomalie géothermale. L'auteur a employé trois types différents de techniques de prospection géothermique pour investiguer les zones de perspective pour les ressources géothermales énergétiques de la Dépression Pannonienne, le bassin du Strei et les Monts Gurghiu-Harghita. Ces techniques consistent de : mesures de température dans le sol (2 m de profondeur), déterminations de gradient géothermal en forages courts (50 m) et déterminations de flux géothermal en sondes plus profondes que 300 m. Pour compléter les données de la prospection géothermale on a employé des géothermomètres chimiques (SiO_2 et Na-K-Ca) et des carottages thermiques.

INTRODUCERE

Puține subiecte constituie azi o temă mai importantă, pentru preocupările actuale, decât sursele de energie. Ceea ce se dorește este obținerea de energie abundantă, care să fie furnizată de surse nelimitate sau, cu alte cuvinte, regenerabile.

Una din alternativele oferite căutărilor actuale o reprezintă valorificarea resurselor geotermale. Ele corespund unui potențial energetic enorm, dar, din nefericire, tehnologiile actuale de conversie a energiei geotermice permit utilizarea ei economică într-o proporție infimă și numai în arii geografice restrânse, situate în condiții geologice deosebite. Azi sunt exploatați numai resursele din categoria celor hidrogeotermale. Procesul genezei acestora este, principal, binecunoscut : căldura internă terestră este transferată în mod natural spre părțile superficiale ale crustei și acumulată aici, prin intermediul unor fluide endogene (aburul natural și apele geotermale).

În cursul ultimului deceniu s-a desfășurat în țara noastră o susținută activitate științifică pentru elucidarea unor probleme esențiale ale proiecțiunii și explorării resurselor geotermale. Tematica de cercetare a trebuit să țină seamă de existența unor condiții geologice-structurale și hidrogeologice complicate și diferite de la o zonă geotermală la alta, specifice teritoriului României. Aceasta a impus efectuarea de studii complexe geologice, geofizice, hidrogeologice și geochemice.

Înscriindu-se între preocupările menționate, lucrarea de față prezintă și analizează rezultatele studiilor geotermice realizate de autor în cadrul Institutului de Geologie și Geofizică din București. Contribuția acestor studii la prevederile Programului energetic național vizează trei direcții majore : identificarea la scară regională și locală a unor resurse geotermale, caracterizarea și evaluarea lor.

O atenție specială s-a acordat, în cuprinsul lucrării, aspectelor metodologice și de fundamentare fizico-matematică ale proiecțiunii geotermice. Faptul a fost impuls de constatarea că, deși studiul temperaturilor



în interiorul pământului are o istorie lungă, geotermia, ca disciplină a geofizicii, s-a alăturat relativ recent celoralte metode clasice de investigare a subsolului. Pe de altă parte în ciuda interesului crescind pentru cercetarea resurselor geotermale, a rolului dominant pe care îl are cimpul termic terestru în toate teoriile interesind originea, evoluția și structura globului, problemele geotermice nu și-au găsit încă locul și tratarea corespunzătoare în cele mai multe texte și tratate geofizice.

Lucrarea se încheie cu sublinierea celor mai semnificative rezultate și contribuții aduse și eu recomandări care pot constitui obiective pentru dezvoltarea viitoare a cercetării teritoriului țării noastre, din punct de vedere geotermie.

Pe parcursul elaborării acestei lucrări am beneficiat de îndemnul permanent, sprijinul științific și moral al academicianului profesor Sabba Stefănescu, căruia îi exprim și pe această cale întreaga recunoștință.

Mulțumirile mele cele mai călduroase se adreseză profesorului Liviu Constantinescu, membru corespondent al Academiei R.S.R., pentru solicitudinea și interesul acordat cercetărilor, încă din stadiul lor incipient și pentru recomandările care mi-au facilitat elaborarea unora din formulările prezentei lucrări.

Un ajutor important în desfășurarea cercetărilor și finalizarea lor am primit din partea profesorului Dan Rădulescu, căruia îi exprim recunoștință și sincere mulțumiri pentru discuțiile purtate și sugestiile făcute în legătură cu înțelegerea semnificației geologice a rezultatelor obținute.

Sint de asemenea recunoscător profesorului Radu Botezatu, membru corespondent al Academiei R. S. R., pentru încurajările și suportul moral de care m-am bucurat în perioada de pregătire a doctoratului.

Un sprijin substanțial am primit din partea conducerii Institutului de Geologie și Geofizică și a Centralei – Departament a Geologiei, care au manifestat un interes permanent pentru îmbunătățirea continuă a metodelor și tehnicilor de lucru în domeniul geotermiei, fapt pentru care îmi exprim deplina gratitudine.

Mulțumesc colegilor și tuturor celor care, într-un mod sau altul, m-au ajutat la realizarea lucrării de față.

1. INTERESUL PROBLEMEI ȘI STADIUL SĂU ACTUAL

Din antichitate s-a presupus că interiorul globului terestru ar fi un mare rezervor de căldură, dar referiri despre măsurători de temperatură în sol – și creșterea acesteia cu adâncimea – apar în literatura științifică începând cu Robert Boyle (1671).

Prima mențiune despre determinarea gradientului geotermic și a conductivității termice, care au condus la stabilirea unei valori medii de flux geotermic în insulele britanice, datează din 1883 și se datorează lui Thomson (Lord Kelvin). Scopul măsurătorilor geotermice, realizate de Kelvin, era legat de dezbaterea din secolul XIX asupra vîrstei Pământului și a Soarelui. Kelvin considera că globul terestru se răcește prin conduction dintr-o materie primordială fierbinte și, în consecință, pierderea de căldură a planetei se diminuează în timp. Valoarea fluxului geotermic la un moment dat ar permite o apreciere asupra pozitiei în cadrul istoriei termice și, implicit, a evoluției geologice a Pământului.



Descoperiri ulterioare au arătat că, ipoteza lui Kelvin nu reprezenta o cale reușită de abordare a problemei determinării vîrstei Pământului. La sfîrșitul secolului XIX s-a descoperit radioactivitatea rocilor și s-a realizat recunoașterea semnificației sale ca sursă, care, într-o anumită măsură, suplineste pierderea căldurii inițiale a globului.

Recent, Tozer (1965) a atras atenția asupra proceselor convective din manta, care pot juca un rol mult mai important în transferul termic, comparativ cu simpla conducție presupusă de Kelvin.

Un hiatus în interesul pentru studiile geologice există de la sfîrșitul secolului XIX pînă la nivelul anilor 1930, cînd Bullard inițiază investigarea sistematică modernă a distribuției fluxului termic terestru. În 1954, Birch publică prima sinteză a datelor geotermice din domeniul continental (43 valori de flux termic), urmată de sintezele realizate de Lee și Uyeda (1965), cu 131 valori pe continent și 913 în domeniul oceanic, Jessop et al. (1976) cu 1699 valori pe continent și 3718 în domeniul oceanic și, în sfîrșit, Chapman, Pollack (1980) analizînd 2808 valori de flux termic pe continent și 4409 în domeniul oceanic.

Rapoarte naționale asupra regimului geotermic au fost incluse în studiile despre Japonia (Uyeda, 1972), Australia (Sass, Lachenbruch, 1978), Europa și partea vestică a URSS (Cermak, Rybach, 1979) și SUA (Sass et al., 1980).

În țara noastră, primele preocupări privind problemele geotermiei datează din timpul începutului deceniului al secolului XX (Airinei, 1981), două lucrări publicate atunci referindu-se la măsurători de temperatură în găuri de sondă (Bungețeanu, 1910; Tănărescu, 1912).

Cercetările românești în domeniul geotermiei vor fi reluate de-abia în deceniul al patrulea, în legătură directă cu programele de carotaj geofizic al sondelor. Datele de termocarotaj, acumulate într-un volum impresionant (peste 4000 foraje investigate), au oferit un material interesant de analiză și interpretare pentru studiul temperaturilor pe structurile petrolifere și gazeifere, dar și pentru cunoașterea cîmpului geotermic la scară regională (Cristian et al., 1969, 1971; Negoiță, 1970; Neguț, 1972; Paraschiv, Cristian, 1973, 1976). Încercările de utilizare a acestor date de temperatură la determinarea fluxului termic terestru (Negoiță, 1970; Paraschiv et Cristian, 1973, 1976) au condus numai la estimări bazate pe valori de conductivitate termică, furnizate de literatură. Prima evaluare a fluxului cu valori măsurate ale conductivității termice, pe probe de rocă (Demetrescu, 1973), evidențiază calitatea scăzută a datelor de termocarotaj, în raport cu exigențele studiilor geotermice.

Determinări de flux geotermic, în acord cu standardele internaționale elaborate pentru acest gen de măsurători, au fost realizate de Veliciu et al. (1977), Demetrescu et al. (1981) și Neguț (1982), pînă în prezent fiind publicate rezultatele a 39 de măsurători ce acoperă practic întreg teritoriul României.

În ceea ce privește locul geotermiei în cadrul științelor pămîntului, trebuie observat că orice fenomen geofizic este în conexiune, într-un mod sau altul, cu regimul termic. În general, mișcările de natură tectonică sunt în legătură cu evenimente termice și toate proprietățile fizice ale rocilor depind de temperatură.



Deși manifestările geotermale, se prezintă de multe ori, ca evenimente cu un caracter dramatic, sub forma vulcanilor sau gheizerelor, metodele de prospectare geotermală s-au dezvoltat încet și relativ foarte recent, în comparație cu tehniciile seismice, gravimetrice, magnetometrice sau geoelectrice. Monografia publicată de Lee et al. (1966), cit și lucrarea lui Kappelmeyer, Haenel (1974), fac, pentru prima dată, din problemele geotermiei o bază de discuție pentru recunoașterea ei ca disciplină semnificativă și unitară în cadrul geofizicii (a fizicii globului și, respectiv, a geofizicii aplicate).

Neglijarea geotermiei în geofizica aplicată este de înțeles, atât timp ce, în ciuda multor inter-relații cu fenomene geofizice având prelungiri în cadrul unor probleme importante economic, nu a existat nici o aplicație a geotermiei care să satisfacă o cerință vitală, aşa cum, de exemplu, seismometria realizează pentru explorarea petrolului sau electrometria pentru industria minieră. Această situație s-a schimbat odată cu criza energetică de la începutul deceniului al șaptelea când, căutările pentru surse neconvenționale de energie au luat în considerație și alternativa oferită de potențialul energetic al resurselor geotermale.

În concepția actuală, geotermia reprezintă domeniul geofizicii care are ca obiectiv studiul cîmpului termic terestru și fenomenele asociate acestuia. Dispunind azi de tehnici variate de măsură pentru determinarea temperaturii, a gradientului și a fluxului geotermic, geotermia oferă, în final, imaginea distribuției geografice a acestei mărimi fizice. Dar rezultatul cel mai important economic îl constituie identificarea, caracterizarea și evaluarea așa-numitelor „zone geotermale”, unde temperatura la adîncimi moderate (accesibile tehnologiei clasice de foraj) depășește 60°C. Dacă la temperatură ridicată este asociată și o circulație favorabilă a apelor subterane, zona respectivă prezintă un deosebit interes pentru valorificare în scopuri energetice.

Definite ca reprezentind cantitatea de căldură stocată la o temperatură superioară mediei anuale, la suprafața solului dintr-o anumită regiune, localizată în primii 10 km ai scoarței terestre și care este exploatabilă utilizînd tehnologii actuale, sau accesibile într-un viitor apropiat, resursele geotermale ale întregului glob corespund unui potențial energetic enorm. Acest potențial este apreciat la cca 10^{27} Jouli, depășind cu trei ordine de mărime echivalentul energetic al resurselor mondiale de cărbune, evaluat la nivelul anului 1967 (Barbier, Fanelli, 1973). Din păcate, tehnologiile actuale de conversie a energiei geotermice permit utilizarea ei economică numai în anumite arii geografice restrînse, situate în condiții geologică-structurale particulare.

Existența zonelor geotermale este determinată de condițiile în care are loc transferul căldurii din părțile adînci ale globului către suprafață. Activitatea seismică, activitatea magmatică și vulcanismul, împreună cu fenomenele orogenice în general, sunt azi considerate în strînsă legătură cu regiuni bine definite în cadrul conceptual al tectonicii plăcilor: zonele de expansiune (spreading) și cele de subducție (fig. 1).

În zonele de expansiune a fundului oceanului crusta este continuu reînnoită prin intruziuni și extruziuni magmatische. De asemenea, aceste zone



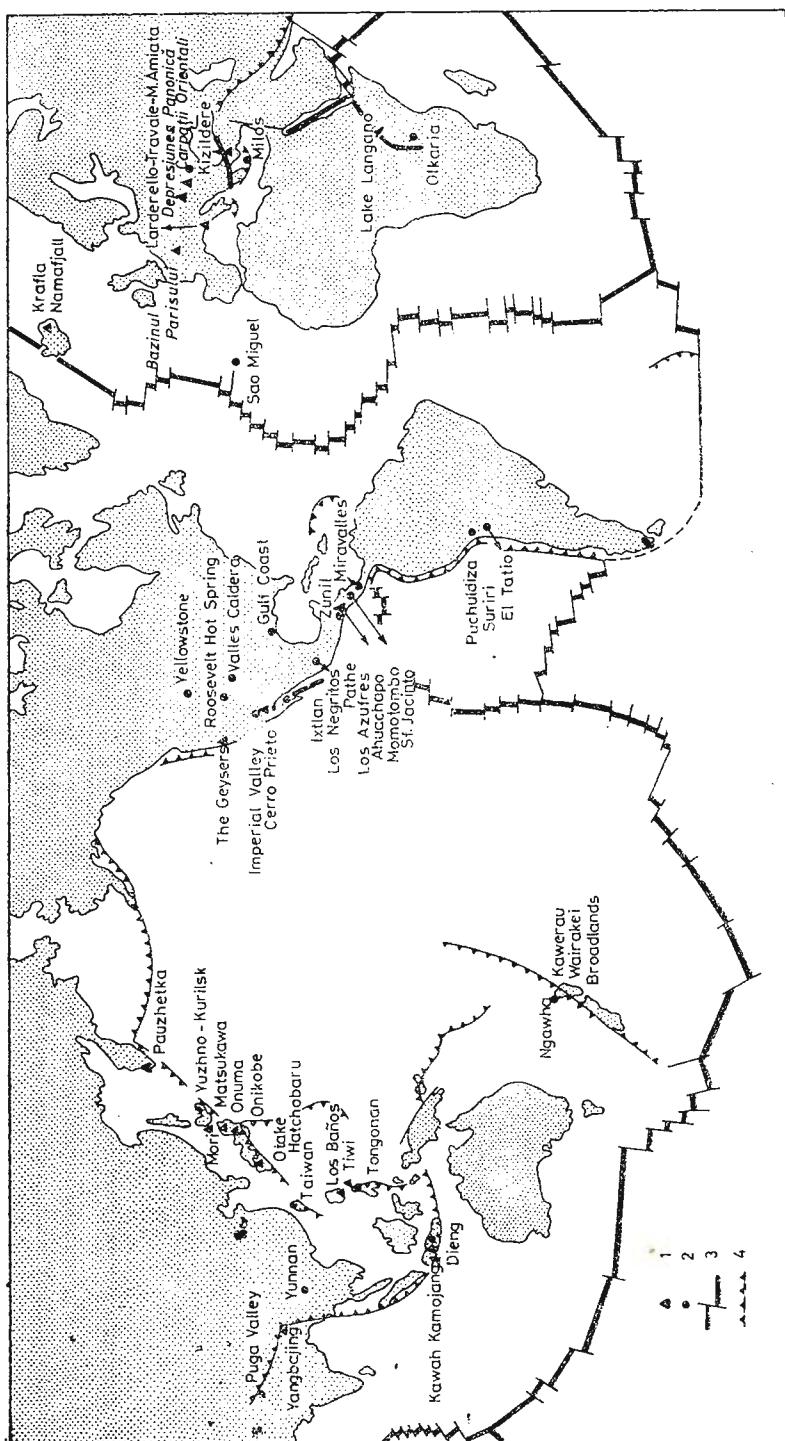


Fig. 1 – Localizarea ariilor geotermale pe glob, după Barbier, Fanelli, 1973, 1, arii geotermale exploatale ; 2, arii geotermale cunoscute ; 3, zone de divergență a plăilor litosferice, zone de rift continental și falli transcurrente ; 4, zone de subductie.
 Location of the world geothermal areas after Barbier, Fanelli, 1973, 1, exploited geothermal areas ; 2, known geothermal areas ; 3, spreading zones of lithospheric plates, continental rifts and transcurrent faults ; 4, subduction zones.

săt caracterizate printr-o intensă activitate hidrogeotermală. Lister (1975) a sugerat că probabilitatea prezenței unui sistem hidrotermal convectiv, într-o zonă de expansiune, este direct proporțională cu rata spreading-ului. Un astfel de sistem ar putea exista la fiecare 80 km în lungul Dorsalei medio-atlantice, la fiecare 3 km în lungul ridicării est-pacifice și la fiecare 100 km în zonele de rift continental (de exemplu Riftul est-african sau Riftul baikalian). Arie geotermale exploataabile economic, în zone de expansiune, au fost puse în evidență de prospectiunea geotermică în Islanda, Azore, Depresiunea Afar, Etiopia, Kenya, Uganda.

În zonele de subducție (zone în lungul cărora plăcile litosferice se mișcă una către celălaltă), care de regulă se situează în jurul bazinelor oceanice majore (fie adiacent marginilor continentale, fie în lungul arcurilor insulare), se produce un fenomen de „semnatare” a crustei și „consum” al litosferei. Topirea materialului plăcii subduse produce ridicarea magmelor caco-alcaline, creând surse de căldură ce pot susține sisteme convective hidrotermale (Muffler, 1975). Arie geotermale, în legătură clară cu zone de subducție activă, sunt cele din Japonia, Filipine, Noua Zeelandă, Chile și America Centrală. Condiții favorabile pentru arii geotermale se întâlnesc și în cazul în care fenomenul de coliziune are loc între părțile continentale ale plăcilor (cazul plăcilor euro-asiatică și indiană); exemplele pentru această categorie sunt reprezentate de ariile geotermale din India și China (Himalaya).

Totuși, limitele de placă nu sunt singurele zone care întâlnesc condiții favorabile concentrării resurselor geotermale. Sisteme hidrotermale convective au fost individualizate și în zone intraplăcă, în arii cu vulcanism recent și/sau activ, sau unde condițiile structurale (bazin sedimentare post-tectonice de tip extensional) permit prezența unui gradient geotermic ridicat (Bazinul Parisului, Bazinul Pannonic). În aceste ultime cazuri, temperaturile sunt, de regulă, mai reduse decât pe marginile de placă.

Eficiența într-un sistem geotermal poate fi apreciată prin compararea echivalentului calorie al unui kilogram de petrol (cuprins între 2000 și 10000 kcal) și echivalentul calorie al unui kilogram de abur natural (300—700 kcal) sau al unui kilogram de apă geotermală (40—150 kcal). Rezultă că pentru a înlocui, din punctul de vedere al echivalentului energetic, un kilogram de petrol este nevoie, în medie, de 100 kg apă geotermală. Obținerea debitelor corespunzătoare de fluid endogen, la o temperatură de 80—100°C sau mai ridicată, poate fi făcută numai în condițiile geologice-structurale menționate mai sus.

Valorificarea economică superioară a energiei geotermice constă în conversia acesteia în energie electrică. În 1980 capacitatea electrică totală instalată a centralelor geotermice din lume era de 2063 MWe, printre țările avansate în acest domeniu fiind SUA (908 MWe), Italia (421 MWe), Noua Zeelandă (202 MWe) și Japonia (171 MWe). Pentru mijlocul decesanului al optulea se estimează o capacitate totală instalată de ordinul a 6500 MWe (Fanelli, Taffi, 1980).

În perspectivă, exploatarea apei geotermale în scopuri energetice neclectabile apare ca fiind de mai mare importanță (echivalent la cca 6000 MWt în 1985), în ideea răspândirii mult mai largi a ariilor cu astfel de fluide endogene, comparativ cu cele având abur natural. Potrivit unor



estimări (Gudmundsson, Palmason, 1981,) raportul răspândirii lor pe glob ar fi de 50 : 1. Actualmente, apele geotermale sunt utilizate, cu precădere, pentru încălzire (locuințe, sere), această formă de exploatare energetică fiind dezvoltată în special de Islanda și Ungaria.

În România, evaluările efectuate pentru potențialul energetic exploatabil al sistemelor geotermale cu temperaturi de 60–120°C, din Cîmpia de vest, reprezintă echivalentul energetic a cca 500 000 t. c. c./an. Din aceste resurse este acoperit, în prezent, necesarul de căldură echivalent la 60 000 t. c. c./an (Veliciu, 1980). Trebuie menționat că România se situează între singurele șase țări din Europa care exploatează sistematic și utilizează în scopuri energetice apele geotermale (celelalte cinci țări fiind Franța, Cehoslovacia, Italia, Islanda, și Ungaria).

Pină de curind, cercetarea geologică și geofizică a zonelor geotermale a fost condusă după principii similare celor folosite în primele stadii ale istoriei prospectării petrolului, adică explorarea ariilor unde manifestări de suprafață indicau existența unor zăcăminte susceptibile de a fi exploataate industrial. De fapt, toate ariile geotermale din lume, exploataate azi în scopuri energetice, sunt localizate în zone bogate în izvoare termale, gheisere sau fumarole, să după cum primele cîmpuri petrolifere au fost descoperite în zone cu pete de petrol, emanații de gaze inflamabile sau impregnații de bitumen.

Similitudinea în principiile de cercetare și explorare provine și dintr-o oarecare analogie geologică-structurală, care există între acumulările de petrol și cele de ape geotermale: amîndouă fiind, în general, conditionate de prezența unui rezervor format din roci permeabile (poroase sau fisurate), acoperite de o cuvertură de roci impermeabile. Dar, în cazul ariilor geotermale, mai sunt necesare două condiții esențiale: o sursă naturală de căldură și o sursă de realimentare cu apă a rocii rezervor. Aceste ultime două condiții fac ca, în prezent, să se individualizeze din ce în ce mai mult o strategie și o metodologie proprie de prospectare a resurselor geotermale.

Rolul metodelor geofizice în prospectarea resurselor geotermale a fost analizat exhaustiv în cîteva lucrări (Banwell, 1970; Bodvarsson, 1970; Comb, 1973; Palmason, 1975), conturîndu-se următoarele trei categorii de probleme majore, în care pot fi implicate aceste metode:

- prospectarea la scară regională și identificarea zonelor geotermale de interes potențial;
- determinarea caracteristicilor fizice ale rezervorului geotermal și stabilirea limitelor sale;
- stabilirea elementelor structurale.

În prospectarea resurselor geotermale, metodele geofizice implicate pot fi clasificate în diverse moduri (Bodvarsson, 1970). Astfel, pot fi distinse metode directe (metode geotermice), care pun în evidență intensitatea și distribuția spațială a anomaliei termice, și metode indirecte (geoclectrice, gravimetrice, seismice, magnetometrice, teledetectie) care au drept obiectiv investigarea structurii geologice ce controlează mișcarea fluidelor endogene. De asemenea, o clasificare a metodelor geofizice a fost elaborată în funcție de adîncimea lor de investigare: adîncime mică (0-200 m), intermedieră (200-2000 m) și mare (peste 2000 m).



Principial, prospectiunea geotermică își propune să determine condițiile termice ale părții superioare a scoarței, contribuind esențial la rezolvarea următoarelor probleme :

- identificarea zonelor cu temperaturi ridicate (așa-numitele „hot spots”);

- verificarea prezenței fluidelor endogene cu temperaturi ridicate, în zonele fără manifestări geotermale de suprafață, dar în care elementele structurale și hidrologice indică o circulație hidrogeothermală;

- delimitarea ariilor geotermale identificate în scopul evitări amplasării forajelor de explorare în marginile neproductive;

- colectarea de date în vederea evaluării potențialului energetic al ariei geotermale respective.

Determinările de flux termic terestru, măsurătorile de gradient geotermic efectuate în foraje scurte (50 m), ca și măsurătorile de temperatură, la adâncimi de cca 2 m în sol, fac parte din tehnici utilizate curent în prospectiunea geotermică. Descrierea acestor tehnici, a posibilităților și limitărilor în aplicarea practică, fac obiectul capitolelor următoare ale lucrării de față.

Între tehniciile de prospectare a resurselor geotermale se situează azi și teledetectia în infraroșu termal. Înregistrarea radiației electromagnetice emisă de suprafața solului în benzile spectrale de $3\text{--}5 \mu$ (infraroșu apropiat) și $8\text{--}14 \mu$ (infraroșu depărtat) este realizată, operind de pe avioane sau platforme spațiale (sateliți artificiali), cu echipamente optico-electronice, construite pe principiul baleajului.

Rezultatele obținute pînă în prezent, cu această tehnică de investigare, arată că pragul de sensibilitate a metodei, în detectarea anomalieiilor geotermice ($2,4 \text{ Wm}^{-2}$), depășește cu două ordine de mărime valoarea „normală” a fluxului termic terestru (aproximativ 60 mWm^{-2}). Motivul principal al sensibilității scăzute a teledetectiei în infraroșu se datorează emisiei radiației de către stratul superficial de la suprafața solului, strat afectat de numeroși factori perturbatori (radiația solară, vegetație, umiditatea solului etc.).

Teledetectia în infraroșu își găsește, deocamdată, aplicarea numai în cartarea manifestărilor de suprafață (izvoare fierbinți, gheisere, fumarole) cu temperaturi relativ ridicate. În acest caz, teledetectia oferă o imagine a relațiilor dintre zonele fierbinți și elementele structurale majore (elemente tectonice disjunctive, structuri vulcanice), care controlează circulația fluidelor endogene către suprafață (Rowan, 1975; Williams, Carter, 1976).

Dintre metodele indirecte, care își propun să evidențieze structuri favorabile acumulării fluidelor endogene, cele electrometrice au răspîndirea cea mai largă. Palmason (1975) face o analiză a utilizării diferitelor tehnici geoelectricice de măsură în prospectarea resurselor geotermale.

Metoda rezistivității a fost aplicată, inițial, în varianta în curent continuu, folosindu-se dispozitive de măsură Wenner sau Schlumberger, dar adâncimea de investigare mică a limitat răspîndirea ei. În ultimii ani, pentru această metodă au existat preocupări constante, în sensul adaptării unor tehnici în curent continuu sau alternativ, care să asigure o adâncime



de penetrare relativ mare, în condițiile prezenței unui strat superficial cu rezistivitate redusă, caracteristic ariilor cu activitate hidrogeotermală.

În general, rocile conținând fluide geotermale au rezistivități scăzute, funcție de un număr relativ mare de parametri, între care cei mai importanți sunt: porozitatea, gradul de mineralizare a fluidului endogen și temperatura sa. Efectul schimbării temperaturii asupra rezistivității este mare pentru temperaturi sub 100°C și devine neglijabil peste 200°C (Finzi-Contini, Veliciu, 1974). În consecință, pentru zonele adînci ale unui sistem hidrotermal, rezistivitatea electrică apare cu mult mai puternic afectată de schimbări în porozitate sau în gradul de mineralizare, decât de temperatură. Efectul temperaturii este evidențiat mai ales prin tehnica profilării, cînd se cartează variații laterale ale rezistivității. Curbe de variație, indicind grafic relația dintre rezistivitatea electrică a rocilor, temperatură, porozitate și mineralizarea fluidului din pori, au fost ridicate de Keller, Frischknecht (1966) și Meidav (1970).

O posibilitate interesantă de investigare geoelectrică a ariilor geotermale este reprezentată de sondajul electromagnetic utilizînd metoda cîmpului tranzitoriu. Metoda, bazată pe luerările teoretice ale lui Vanian (1967), a fost aplicată în zona vulcanică din Hawai (Keller, Rappola, 1974). Cea mai promițătoare metodă inductivă pare, însă, a fi metoda magnetotelurică în varianta în audiofreevență (AMT). Gama de freevențe cuprinsă între 8 Hz și 20 kHz s-a dovedit adecvată condițiilor structurale întinute în mod obișnuit în ariile geotermale.

Prospectiunea geotermică și, în mod special, microgravimetria, și-a găsit aplicabilitatea în investigarea ariilor geotermale, la stabilirea elementelor structurale (fali, caldere, corpuri magmatice intruzive) și în cartarea zonelor de alterare hidrotermală a rocilor rezervor. O importantă utilizare a gravimetriei este legată de exploatarea intensivă a resurselor geotermale. Extraerea fluidului dintr-un sistem hidrotermal conduce la un deficit de masă care poate afecta în timp valorile accelerării gravitației măsurate. Un astfel de fenomen a fost observat în Noua Zeelandă (Hunt, 1970).

Seismica de reflexie, care constituie metoda geofizică majoră în prospectiunea petroliferă, a găsit o utilizare restrînsă în explorarea resurselor geotermale. Faptul se datorește condițiilor geologice diferite, cele mai multe arii geotermale fiind situate în zone vulcanice unde seriile sedimentare sunt absente sau apar puternic afectate de intruziuni magmatice. În schimb, seismica de refracție s-a dovedit utilă în studiile structurale, mai ales aplicată în paralel cu prospectiunea gravimetrică. Astfel, profile de refracție, traversînd zone cu temperaturi ridicate, au fost măsurate în Islanda, ca parte a investigării regionale a structurii scoarței (Palinason, 1975).

Prospectiunea magnetometrică a fost aplicată în multe arii geotermale pentru descifrarea structurii sau pentru cartarea unor schimbări în magnetizarea rocilor, cauzate de fluidele endogene. Cu toate acestea, opiniile cercetătorilor, asupra utilității metodei în explorarea resurselor geotermale, diverg. Magnetizarea diverselor tipuri de roci poate fi extrem de variabilă, cu precădere în zonele vulcanice. Efectele alterării într-un sistem hidrotermal (transformarea magnetitului în pirită) implică volume mari de rocă, modalitatea de a detecta acest efect fiind oferită de măsură-



torile aero-magnetometrice, care sănt mai puțin afectate de rocile de suprafață, comparativ cu măsurătorile la sol.

Prospectiunea magnetometrică a fost extensiv utilizată în Islanda pentru cartarea dyke-urilor și faliilor, care adesea controlează circulația apelor termalizate către suprafață. În unele cazuri, dyke-urile sunt faliile acționează ca obstacole în mișcarea pe orizontală a apelor subterane și constituie, într-o anumită direcție, limita sistemului hidrotermal.

Înregistrarea activității microseismice (magnitudine — 1 la 3), în unele zone tectonic active sau vulcanice, a indicat că, frecvent, ariile geotermale sunt caracterizate de un nivel ridicat al seismicitatii (Ward, 1972). Observațiile sistematice, efectuate timp de trei ani într-o zonă geotermală din Islanda (Krisuvik), au confirmat indicațiile anterioare privind o activitate microseismică persistentă de 3-30 evenimente/zi cu o adâncime a focarului de 2 la 6 km.

Interpretarea semnificației geologice a microseismelor din ariile geotermale este limitată de lipsa actuală de cunoștințe privind cauzele și mecanismul acestor eveninente. Microseismele pot fi tectonice ca origine, iar distribuția lor să fie controlată de repartiția temperaturilor. De asemenea, ele pot fi în legătură cu penetrarea apelor reci în rocile fierbinți (stres tectonic). În acest ultim caz, observarea microseismelor permite evaluarea adâncimii de circulație a apei în sistemele hidrotermale, evaluare care nu pare posibil de realizat direct prin intermediul altor metode geofizice.

2. FUNDAMENTAREA FIZICO-MATEMATICĂ A PROSPECTIUNII GEOTERMICE

2.1. Cimpul geotermic și surse de căldură

Observații efectuate în mine și foraje adânci au evidențiat creșterea temperaturii cu adâncimea, adică prezența unui gradient geotermic semnificând un transfer de căldură din adâncime spre suprafață.

Ipotezele asupra originii căldurii terestre și a proceselor care au condus la regimul termic actual al globului sunt în strînsă legătură cu teoriile privind originea și evolutia planetei. Dacă Pământul s-a format prin concentrarea unei mase de materie răspândită în spațiu și a trecut de la această masă heterogenă la prezenta distribuție de material cu densitate diferită în crustă, manta și respectiv nucleu, o anumită cantitate de căldură a fost generată de energia gravitațională. O astfel de sursă de energie, care să fie stabilă pe o lungă perioadă de timp, poate fi asociată cu fenomenul de contractie gravitațională.

Pentru o contractie a razei globului de 1 cm, se eliberează aproximativ $1,5 \times 10^{27}$ cal și temperatura medie a Pământului crește cu $5 \times 10^{-5}^{\circ}\text{C}$ (Kappelmeyer, Haenel, 1974). Evaluarea cantitativă arată că pământul ar fi trebuit să suferă o contractie extrem de puternică, ca să fi fost influențat semnificativ cimpul său termic. Deoarece, chiar ideile asupra contractiei sau expansiunii globului sunt încă controversate, efectul energiei gravitaționale asupra bilanțului termic al globului rămîne ca foarte ipotecic.



TABELUL 1

Surse efective de energie pentru scoarță și mantaua supertără și importanța lor în fenomenele geotermice (compiat după McDonald, 1961; Heier, Rogers, 1963; Wasserburg et al., 1964)

Surse de energie	Cantitatea totală de energie echivalentă pentru întreaga suprafață a globului			Observații asupra importanței pentru fenomenele geotermice
	flux mediu (cal/cm ² /sec)	Variatii în fluxul de energie	în timp	
Radioactivitatea	2×10^{20}	$1,2 \times 10^{-6}$	descrescă în timpul istoriei geologice a pământului	Cea mai importantă sursă pentru fluxul termic terestru
Maree terestre	5×10^{18}	$3,1 \times 10^{-8}$	periodic	Echivalent la aproximativ 2% din căldura totală a globului
Reacții chimice exotermice	neglijabil	neglijabil	în legătură cu procese foarte localizate	Constituție surse cu caracter local, cu semnificație în prospecțiunea geotermică pentru minereuri nerăoase.
Vulcanism	$2,2 \times 10^{18}$	$1,4 \times 10^{-8}$	eveniment neregulat	Eliberarea unei cantități mari de căldură în aria restrință, în timpul și după evenimentul vulcanic
Cutremure	$2,4 \times 10^{17}$ $- 2,4 \times 10^{19}$	$1,5 \times 10^{-8}$ $1,5 \times 10^{-7}$	eveniment neglijabil	Lipsit de importanță pentru cimpul geotermic.



Alte procese, ca : fenomenele tectonice, cutremurile, vulcanismul, variațiile în cimpul magnetic, mareaile terestre, implică cantități mici de energie, și deci, nu au importanță practică pentru regimul geotermic. (tab. 1).

Rămîne ca o contribuție majoră la stabilirea cimpului termic terestru să o aducă generarea de căldură radiogenă, prin dezintegrarea izotopilor U, Th, și K, al căror timp de înjumătățire este comparabil, ca ordin de mărime, cu vîrstă planetei (estimată la 4,5 miliarde ani). Generarea radiogenă de căldură îndeplinește condițiile cerute unei surse ce poate determina semnificativ regimul termic al globului și anume : productivitatea, abundența și efectivitatea pe o perioadă de timp suficient de îndelungată.

Modele termice teoretice elaborate pentru globul terestru (Lubimova, 1958 ; McDonald, 1965), acceptate azi de către majoritatea cercetătorilor, conduc la estimări care arată că cca 4/5 din fluxul geotermic este de natură radiogenă. Schubert et al. (1980) estimează că această proporție poate atinge 85 %. Diferența de 15 % este atribuită pierderii căldurii inițiale („primordiale”) a globului.

Cîteva concluzii generale, cu implicații geotectonice, derivă din studiile recente privind istoria termică a globului (Sharpe, Peltier, 1979 ; Schubert et al., 1980) : a) globul terestru s-a răcît și continuă să se răcească foarte încet, la o rată mai redusă ca 100°C per miliard ani ; b) răcirea a fost însoțită de rigidizarea mantalei și de incetinirea circulației convective ; c) partea superioară a stratului în care se produce convecția (adică acea parte de la suprafața globului care cuprinde plăcile litosferice) a suferit un proces de îngroșare în decursul istoriei geologice.

2.1.1. Generarea radiogenă de căldură

De la descoperirea radioactivității în 1896 de către Becquerel și identificarea radioizotopilor din roci, la începutul secolului XIX, s-a stabilit că energia eliberată prin dezintegrare radioactivă se disipează în final sub formă de căldură și constituie componenta majoră a fluxului termic terestru.

Principalii izotopi care generează căldură la interiorul globului sunt Th^{232} , U^{235} , U^{238} și K^{40} , cu tempi de înjumătățire de respectiv 14, 0 ; 0,7 ; 4, 47 și 1,25 miliarde ani. În prezent nu există alți izotopi radioactivi care să contribuie semnificativ la bilanțul termic al globului, din cauza lanțului lor de dezintegrare, care nu dezvoltă suficientă energie, a răspândirii reduse în roci sau a timpului de înjumătățire prea scurt. Totuși, anumiți izotopi cu vîrstă mai scurtă, ca Al^{26} sau Li^{29} , au jucat un rol important în istoria termică a Pămîntului. Generarea radioactivă de căldură reprezintă o mărime petrofizică scalară și izotropă, independentă de presiunea și temperatură „in situ”.

Pentru stabilirea constantelor generării radiogene de căldură s-au impus două metode. O primă metodă se bazează pe faptul că, în timpul dezintegrării radioactive, masa este convertită în energie. Această energie se regăsește ca energie cinetică a particulelor și nuclizilor implicați (particule α , β , și nuclei de recul) și ca energie a radiației γ acompaniate. Exceptând energia asociată particulelor neutrino, întreaga cantitate de

energie este convertită în căldură. Metoda implică o cunoaștere amănunțită a proceselor de dezintegrare în cadrul seriei radioactive considerate (Hamza, Beck, 1972).

Constantele generării radiogene de căldură au fost pentru prima dată stabilite în 1954 de Birch, care, pe o cale diferită de cea menționată mai sus, a calculat căldura generată pe unitatea de timp și gram de U, Th, și K. Aceste constante au fost atunci general acceptate și utilizate extensiv de diversi cercetători. Totuși, ulterior, o revedere a schemelor de dezintegrare, a timpilor de înjumătărire și diferențelor de masă, a indicat că stabilirea constantelor generării radiogene de căldură rămîne o problemă încă deschisă (Hyde et al., 1964; Brunée, Voshage, 1964).

Metoda propusă de Birch, utilizată și pentru această lucrare, pornește de la energia de dezintegrare ($E_{\Delta m}$) uraniului și thoriului, energie care poate fi calculată din diferența de masă dintre radioizotopii inițiali și produșii finali stabili, luând în considerație numărul de particule $\alpha(\text{He}^4)$ emise. Valorile $E_{\Delta m}$ indicate în tabelul 2 includ contribuțiile particulelor β emise, a radiației γ și a nucleilor de recul.

Pentru emisia de particule β se poate calcula cantitatea de energie luată de neutrino, ca fiind egală cu 2/3 din energia β maximă ($E_{\beta_{max}}$). Însu-mind energiile individuale β maxim ($\Sigma E_{\beta_{max}}$), în acord cu schema de dezintegrare respectivă, energia totală absorbită pe atom este :

$$E_{abs} = E_{\Delta m} - 0,667 \sum E_{\beta_{max}}.$$

Constantele generării de căldură (A_i) sunt exprimate uzuial în calorii pe unitatea de timp și masa izotopului radioactiv, conform relației :

$$A_i [\text{cal g}^{-1} \text{an}^{-1}] = f \frac{6,025 \times 10^{23}}{M} \times \frac{0,693}{T_{1/2}} u E_{abs} [\text{MeV}],$$

în care : f este abundența izotopică, M este numărul de masă atomică, $T_{1/2}$ este timpul de înjumătărire a izotopului i în ani și u este factorul de conversie ($1 \text{ MeV} = 3,83 \times 10^{-14} \text{ cal}$).

Calculul constantei de generare a căldurii pentru K^{40} este mai complicat și nesigur, deoarece există patru scheme diferite de dezintegrare. Pe de o parte energia radiației este foarte redusă în cadrul tuturor celor patru moduri de dezintegrare, iar pe de altă parte, aplicarea metodei diferențelor de masă (utilizată pentru U și Th) este extrem de dificilă din cauză că această diferență, în cazul potasiului, este aproximativ 10^{-4} unități atomice de masă.

În aceste condiții, constanta generării de căldură poate fi estimată pe baza ratelor de dezintegrare β și γ :

$$(28,26 \pm 0,05) / \text{gr. K, sec} ; (3,25 \pm 0,07) / \text{gr. K, sec},$$

energiile medii β și γ fiind $(0,06 \pm 0,01 \text{ MeV})$ și, respectiv, $(1,46 \pm 0,01 \text{ MeV})$. Rezultă $A_K = 26,18 \times 10^{-6} \text{ cal g}^{-1} \text{ an}^{-1}$ (Leutz et al., 1965).



TABELUL 2

Energia de dezintegrare care este convertită în căldură pentru U și Th

Izotopul	Bilanțul maselor	$E\Delta m$ (MeV)	$\Sigma E\beta_{max}$ (MeV)	E_{abs} (MeV) (Birch, 1954)	E_{abs} (MeV) (această lucrare)
U ²³⁸	m(U ²³⁸) – 8m(He ⁴) – m(Pb ²⁰⁶)	51,667	7,99	47,4	46,34
U ²³⁵	m(U ²³⁵) – 7m(He ⁴) – m(Pb ²⁰⁷)	46,392	1,71	45,2	45,26
Th ²³²	m(Th ²³²) – 6m(He ⁴) – m(Pb ²⁰⁸)	42,793	5,71	39,8	38,99

TABELUL 3

Constantele generării radiogene de căldură

Elementul sau seria de dezintegrare	A(cal/g, an) (Birch, 1954)	A(cal/g, an) (această lucrare)
U ²³⁸	0,71	0,692
U ²³⁵	4,34	4,30
U natural	0,73	0,718
Th ²³²	0,20	0,193
K natural	27×10^{-6}	27×10^{-6}

Constantele revizuite pentru uraniu natural (99,25% U²³⁸, 0,711% U²³⁵), U²³⁸, U²³⁵, Th și K (cu 0,0118% K⁴⁰) sunt reprezentate în tabelul 3. Ele sunt, în general, cu câteva procente mai reduse față de valorile stabilite de Birch (1954), datorită considerării în calcul a energiei luate de fluxul de neutrino de origine solară. Hamza, Beck (1972) arată că, la energia fluxului de neutrino de origine solară, limita maximă a drumului parcurs, în condițiile traversării globului terestru, este de ordinul 10^{13} cm. Astfel, o parte din energia dezintegrării radionucleizilor naturali este „împărțită” cu particulele neutrino și absorbită de acestea.

Practic, generarea radiogenă de căldură, pentru un anumit tip de rocă, poate fi calculată utilizând constantele din tabelul 3, dacă conținuturile în uraniu, thoriu și potasiu (c_U , c_{Th} , c_K) sunt determinate. Exprimarea uzualeă a concentrațiilor este în ppm pentru U și Th, și % pentru K. Generarea de căldură (A) se exprimă în HGU („heat generation unit”, 1 HGU = $= 10^{-13}$ cal $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1} = 0,418 \mu \text{W m}^{-3}$), luându-se în considerație densitatea $\rho/\text{g cm}^{-3}$ a rocii :

$$A[\text{HGU}] = 0,317 \rho (0,718 c_U + 0,193 c_{Th} + 0,27 c_K).$$

În rocile comune, U și Th sunt prezente în cantități înfime dar, în prezent, există numeroase tehnici care permit determinarea acestor concentrații scăzute (1 ppm = 10^{-6} g/g) : fluorimetrie, activare cu neutroni, spectrometrie de masă.



Potasiul poate fi determinat prin analize fotometrice, absorbție atomică, raze X, spectrometrie de masă.

Spectrometria radiației gamma rămîne singura metodă care permite determinarea simultană a conținuturilor în U, Th, și K din roci. Un avantaj suplimentar îl prezintă ușurința de preparare a probelor pentru analiză. Limitările în aplicarea acestei tehnici sunt datorate sensibilității sale moderate: o rocă cu un conținut de 3 ppm U, 10 ppm Th și 2,5% K, emite numai 0,3 cuante $\gamma \text{ g}^{-1}\text{s}^{-1}$, în intervalul de energii care este folosit pentru măsurători (0,1 – 3,0 MeV). Astfel, intensitatea radiației devine foarte slabă, atât timp cât cantitatea de rocă este de cîteva sute de grame.

În consecință, aparatura spectrometrică, utilizată pentru determinări de căldură radiogenă a rocilor, trebuie să opereze cu detectori sensibili, ca de exemplu NaI (Tl), în combinație cu un bun ecranaj împotriva fondului de radiație.

Limita de detectabilitate pentru căldura radiogenă, a unui echipament de acest gen, corespunde la aproximativ 0,05 HGU ($\sim 0,2 \mu \text{Wm}^{-3}$).

În țara noastră nu au existat preoccupări privind stabilirea naturii și distribuției surselor radiogene de căldură. Lucrarea de față și-a propus să furnizeze, pe baza unor date de observație, valori ale generării radiogene de căldură în aria carpatică, încercind astfel să acopere o lacună existentă încă în cunoașterea parametrilor geotermici pe teritoriul României.

Datele radiometrice pentru aria carpatică (conținuturi în U, Th și K), utilizate în lucrare, sunt extrase din rezultatele obținute, în cadrul laboratorului de geologie nucleară din Institutul de Geologie și Geofizică (Veliciu et al., 1982). S-a aplicat tehnica de spectrometrie gamma, folosindu-se un lanț de măsură format dintr-un analizor cu 400 canale tip Inter-technique și un detector cu cristal cu scintilație din NaI (Tl), avînd dimensiunile 45×45 mm.

Determinările s-au efectuat pe probe geologice mediate, în greutate de cca 700 g (din 4–5 kg probă), capsulate în incinte de măsură care să asigure o geometrie optimă de iradiere (apropiată de 2π) a cristalului și obținerea echilibrului radioactiv Ra-Rn.

Timpul de măsură a fost de 60 minute, iar domeniul de selecție a fost de 4 V, corespunzător la 200 canale, cu o lărgime a canalului de măsură de 8,26 keV. Metoda de măsură și cea de calcul sunt descrise în detaliu de Lemne (1968, 1970). Pieurile fotoelectrice utilizate la calculul conținutului în U, Th și K, s-au stabilit astfel:

$\text{UX}_1(0,092 \text{ MeV})$; Ra (0,331 MeV) și K, K^{40} (1,34 MeV și 1,46 MeV).

În tabelul 4 sunt prezentate fie conținuturile în U, Th și K, cu frecvența cea mai mare (valori date de „modul” curbei de frecvență), în cazul tipurilor de roci și formațiuni pentru care a existat un număr suficient de date, fie medii aritmetice ale conținuturilor. Limitele de variație sunt date, în primul caz, de intervalul „d” pe baza căruia au fost construite curbele de frecvență. În cazul valorilor medii, la stabilirea limitelor, s-au exclud valoare exceptionale.

În ceea ce privește alegerea formațiunilor geologice din care s-au recoltat probele analizate, ea a fost realizată avîndu-se în vedere două



TABELUL 4
Conținutul în elemente radioactive și căldură radiogenă generată în roci din aria carpatică

Unitatea struc- turală	Tipul de rocă	Vîrstă geologică	Nr. de probe analizate	Conținut în elemente radioactive			Densi- tate (gm^{-3})	Interval de variație (HGU)	Generare de căldură (HGU) ($\mu\text{W}\text{m}^{-3}$)
				U(ppm)	$\text{Th}(\text{ppm})$	K(%)			
Carpații Meridionali									
Autohn- tonul Danubian	Seria de epizonă (șisturi sericito- cloritoase, filite)	Proterozoic sup. (850 m.a.)	24	1,0 ± 0,5	5,0 ± 2,0	1,3 ± 0,5	2,75	1,00—2,53	1,76
	Granitode	Peleozoic inf. (550 m.a.)	300	5,0 ± 2,5	20,0 ± 7,0	4,0 ± 0,5	2,65	4,38—9,89	7,13
Pinza Getică	Seria de mezozonă (microdisturi- paragnăsite)	Antepaleozoic su p. (1500 m.a.)	391	3,0 ± 0,3	12,0 ± 1,5	3,7 ± 0,2	2,80	4,33—5,32	4,82
	Granite	Proterozoic su- perior (800 m.a.)	50	5,0 ± 2,0	14,5 ± 1,0	3,5 ± 0,2	2,60	4,64—7,41	6,02
Munții Apuseni	Granit dc Muntele Mare	Paleozoic inf. (530 m.a.)	49	4,5 ± 0,5	10,0 ± 2,5	3,51 ± 0,1	2,70	4,46—5,94	5,20
	Andezite neogene	Miocen (15—20 m.a.)	61	1,25 ± 0,75	6,25 ± 2,0	1,75 ± 0,25	2,50	1,25—2,82	2,17
Banatul	Banălită	Paleogen (60 m.a.)	41	2,5 ± 0,1	14,0 ± 1,5	2,2 ± 0,1	2,75	4,08—4,76	2,03
	Ofiolite (bazalte de fund oceanică)	Jurasic inf. (200 m.a.)	53	0,5 ± 0,2	2,5 ± 1,8	0,5 ± 0,4	2,75	0,33—1,35	0,85
Autohn- (Crista- linul de Giliș)	Seria de epizonă (seria de Arada)	Pealeozoic inf. (500 m.a.)	22	1,1 ± 0,1	8,8 ± 4,0	2,1 ± 0,9	2,70	1,68—3,43	2,60
	Seria de mezozonă (seria de Someș)	Antepaleozoic sup.(850—1600m.a.)	56	3,0 ± 0,2	18,0 ± 2,0	3,5 ± 0,1	2,80	4,17—7,45	5,81
	Gresii cretaceice (flis)	Mastrichtian (70 m.a.)	91	1,75 ± 0,2	7,5 ± 1,8	2,5 ± 0,8	2,44	2,06—3,14	2,60
									1,09

criterii. Un prim criteriu a fost cel al reprezentativității, ca tip petrografic, pentru constituția părții superioare a crustei terestre în aria carpatică. Din acest punct de vedere, prezintă interes, în special, formațiunile cristalofiliene și magmatogene antepetrozoice, proterozoice și paleozoice aparținând Autohtonului Danubian (Carpații Meridionali) și Autolitonului de Gilău (Apusenii nordici).

Cel de-al doilea criteriu l-a constituit investigarea unei game de tipuri petrografice care să acopere faciesuri de la acid la bazic. Pentru aceasta s-a determinat generarea de căldură radiogenă în unele tipuri de roci magmatische (granite, andezite neogene, banatite, ofiolite) din Munții Apuseni.

Trebuie observat că numărul de probe analizate, indicate în tabelul 4, este în bună măsură proporțional cu suprafața cartografică ocupată pe harta geologică de formațiunea sau tipul respectiv de rocă.

Pentru vîrstă, s-au menționat în tabel datele actuale privind vîrstă de formare sau punerea în loc a rocii (Rădulescu, Dimitrescu, 1982), evitându-se vîrstele radiometrice care ar putea fi întinerite în procese ulterioare de tectogeneză și/sau activitate magmatică.

Valorile generării radiogene de căldură obținute pe baza conținuturilor în U, Th și K, indicate în tabelul 4, au fost ordonate în funcție de faciesul rocilor magmatische și, respectiv, metamorfice (tab. 5).

Pentru comparație, valorile medii din aria carpatică sunt prezentate în paralel cu cele măsurate în Alpii elvețieni (Rybachi, 1976) și cu mediile determinate de Kappelmeyer, Haenel (1974), în diverse regiuni de pe glob, pentru tipuri petrografice similare.

În termenii generării de căldură, analiza datelor din tabelul 5 indică clar o concentrare a izotopilor radiogeni către partea superioară a crustei. Teoretic, crusta terestră constituță numai din granodiorite ($A = 1,24 - 1,87 \mu\text{Wm}^{-3}$) ar genera suficientă căldură necesară menținerii valorii medii, măsurate la suprafață, a fluxului termic din aria carpatică, fără nici o contribuție de la manta. În realitate crusta terestră de tip continental nu este de natură granodioritică decit în unele regiuni și numai pentru primii săi kilometri în grosime. Din considerente petrografice și geofizice, se presupune că partea inferioară a crustei prezintă un facies așfobilitic și/sau granulitic, cu o mai slabă înzestrare în elemente radiogene generatoare de căldură (Smithson, Decker, 1974).

De asemenea, datele prezentate în tabelul 5 indică pentru aria carpatică, o variație a generării radiogene de căldură în limitele a două ordine de mărime, funcție de tipul petrografic, și reflectă condițiile geo chimice din timpul procesului de formare a rocii respective (diferențiere magmatică, metamorfișm sau sedimentare). Fenomenul care guvernează segregarea izotopilor radioactivi nu este încă bine cunoscut, dar apare clar că el este în strînsă asociere cu evoluția proceselor geologice enumerate (Rybachi, 1976).

În cazul rocilor magmatische, distribuția elementelor chimice a fost cauzată de procesul de diferențiere magmatică. Datorită razelor atomice relativ mari ale U și Th, aceste elemente nu pot înlocui alți atomi din rețeaua cristalină, ca : Si, Al, Mg, Ca, Fe, O₂, la formarea mineralelor comune din roci. Astfel, componenții majoritari ai rocilor magmatische ca : feldspați, quart, olivină, hornblendă, piroxeni, mice, practic nu conțin U și Th.



TABELUL 5

Valori tipice ale generării radiogene de căldură în aria carpatică și comparația cu valori din alte regiuni

Tipul de rocă	Aria carpatică (această lucrare)			Alpii elvețieni (Rybach, 1976)			Medii pe glob (Haenel, 1974)
	Nr. de probe	Interval de variație	Media (μWm^{-2})	Nr. de probe	Interval de variație	Media (μWm^{-2})	
Roci magmatice							
Granite	50	1,94–3,10	2,52	8	1,88–6,06	2,5	2,9
Granodiorite	41	1,71–1,99	1,87			1,5	1,24
Andezite	61	0,52–1,18	0,85			1,1	
Bazalte	53	0,14–0,57	0,35	8	0,08–1,05	0,3	0,48
Roci metamorfice							
Faciesul șisturilor verzi (Seria de epizonă)	22	0,70–1,43	1,09	18	0,25–2,42	1,5	
Faciesul amfibolitelor (Seria de mezozonă)	391	1,74–3,11	2,43	55	0,86–5,02	2,42	
Roci sedimentare							
Gresii cretacice (fliș)	91	0,86–1,31	1,09				
Roci carbonatice				12	0,03–0,92	0,33	
Scoarța continentală			0,72			0,80	0,62

În schimb, mineralele accesoriei ca : zircon, rutil, titanit și.a. prezintă raze atomice mai mari în rețeaua cristalină, iar U și Th pot înlocui atomii originali.

În timpul procesului de solidificare, cantitatea cea mai mare de U și Th este concentrată în porțiunea cea mai acidă a magmei lichide care, în final, se solidifică sub formă de roci granitice (Hamza, Beck, 1972). Ca urmare, generarea importantă de căldură radiogenă este o caracteristică a rocilor acide și ea scade odată cu trecerea la roci bazice. Deoarece o dată cu creșterea adâncimii în crustă, faciesurile devin din ce în ce mai bazice, rezultă descreșterea generării de căldură la partea inferioară a crustei și în mantă (Lachenbruch, 1970).

Dacă în cursul diferențierii magmatice U și Th, ca și K, au tendință de a se concentra progresiv în fazele mai acide, procesele de sedimentare



tind să fixeze raportul Th/U în funcție de potențialul redox al mediului, iar metamorfismul cauzează o scădere a conținutului în U și Th, elemente care ulterior au o tendință de migrare către zonele cu condiții de presiune și temperatură mai scăzute (Rybach, 1976).

• 2.1.2. Generarea de căldură și viteza undelor seismice

Determinările privind generarea radiogenă de căldură în roci pot fi realizate în laborator pe probe de rocă sau în aflorimente, cu metode gamma-spectrometrice la sol sau aero-spectrometrice. Dar, în acest mod, informația directă este limitată la partea superioară a crustei.

Pentru a evalua regimul termic al zonelor adinci ale litosferei, generarea de căldură trebuie estimată pe baza altor date geofizice. Viteza undelor seismice și variația lor cu adâncimea poate fi determinată prin observații de suprafață, o corelare cu generarea de căldură fiind făcută prin intermediul interrelației densitate-viteza undelor longitudinale (Rybach, 1976). În scopul explicării dependenței creșterii vitezei undelor seismice longitudinale cu creșterea densității, s-au propus cîteva legi de variație (fig. 2).

Pentru scopurile practice este larg utilizată relația stabilită de Nafe, Drake, (1959). Graficul lor este parțial reprobus, după Rybach (1976), în figura 3. Pe acest grafic au fost figurate valorile generării de căldură pentru roci magmatice, în funcție de vitezele care rezultă pentru densitatea acelorași tipuri de roci, conform curbei lui Nafe, Drake (1959).

În figura 4 sunt prezentate valorile vitezelor undelor seismice longitudinale determinate pentru unele unități tectonice de pe teritoriul României (Rădulescu, 1979) și valorile corespunzătoare ale generării de căldură în crusta superioară și crusta inferioară. De asemenea, în figura 5 este indicată o corelație între variația pe verticală a vitezei undelor longitudinale, determinată de Rădulescu (1979) în partea vestică a Platformei Moesice și distribuția în adâncime a surselor de căldură, conform graficului din figura 3.

Trebuie menționat că relația viteza undelor seismice-densitate-generare de căldură nu este valabilă în zonele de inversiune (zone cu viteze mici), deoarece nu există nici un argument geochemical sau petrografic în favoarea unei astfel de schimbări pronunțate a gradientului concentrației izotopilor radiogeni.

Deoarece viteza undelor seismice depinde de presiunea litosferică (Birch, 1961), o analiză este necesară dacă graficul din figura 3 poate fi aplicat vitezelor măsurate pentru diverse adâncimi în litosferă. Pentru un anumit tip de rocă creșterea lui V_p cu creșterea presiunii este compensată de efectul temperaturii. Utilizăm relația :

$$\frac{dV_p}{dz} = \left(\frac{\partial V_p}{\partial p} \right)_T \frac{dp}{dz} + \left(\frac{\partial V_p}{\partial T} \right)_p \frac{dT}{dz},$$

în care p este presiunea și T este temperatura.



Introducind valorile stabilite de Anderson et al. (1962) :

$$\left(\frac{\partial V_p}{\partial p} \right)_T = 10^{-2} \text{ km s}^{-1} \text{ Kbar}^{-1} \left(\frac{\partial V_p}{\partial T} \right)_p = -4 \times 10^{-4} \text{ km s}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1};$$

$$\frac{dp}{dz} = 0,3 \text{ Kbar Km}^{-1}; \quad \frac{dT}{dz} = 25^{\circ}\text{C km}^{-1},$$

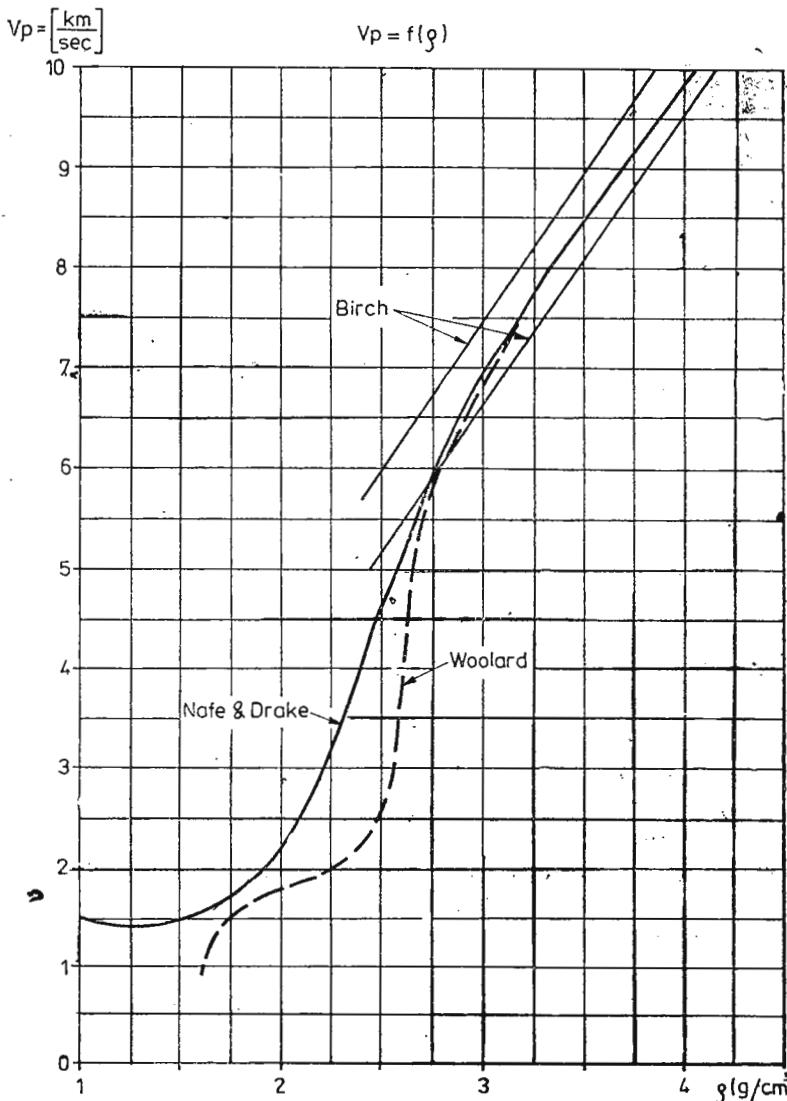


Fig. 2. — Curvele de corelație densitate—viteză undelor seismice longitudinale (după Nafe, Drake, 1959 ; Birch, 1961 ; Woolard, 1968).

Density-speed of longitudinal seismic wave correlation curves (after Nafe, Drake, 1959 ; Birch, 1961 ; Woolard, 1968).



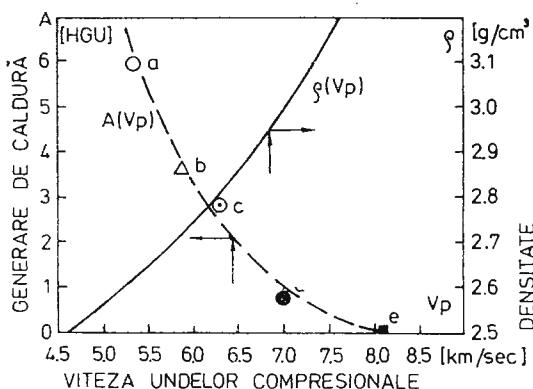


Fig. 3 — Relația experimentală dintre generarea radiogenă de căldură și viteza undelor longitudinale (după Rybach, 1976). a, granit/riolit; b, granodiorit/dacit; c, diorit/andezit; d, gabbro/bazalt; e, ultrabazite. Linia continuă reprezintă relația densitate-viteză undelor seismice (după Nafe, Drake, 1959), din figura 2.
 Experimental relationship between the radiogenic heat generation and longitudinal wave velocity (after Rybach, 1967). a, granite/rhyolite; b, granodiorite/dacite; c, diorite/andesite; d, gabbro/basalt; e, ultrabasites. The continuous line stands for the relationship density-seismic wave velocity (after Nafe, Drake, 1959), in figure 2.

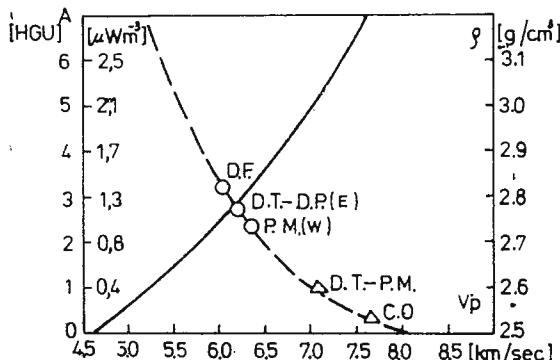


Fig. 4 — Generarea radiogenă de căldură în crusta superioară (cerc) și crusta inferioară (triunghi), corespunzătoare determinărilor de viteza undelor longitudinale (Rădulescu, 1979) pentru : Avansoasa carpatică— Depresiunea Focșani (DF); Transilvania—Depresiunea Focșani (DT); Depresiunea Panonică (DP); Platforma Moesică (PM) și Carpații Orientali (CO).

Radiogenic heat generation in the upper crust (circle) and the lower crust (triangle), corresponding to velocity determinations of longitudinal wave (Rădulescu, 1979) for : the Carpathian Foredeep—Focșani Depression (DF); Transylvania Depression (DT); Pannonian Depression (DP); Moesian Platform (PM) and East Carpathians (CO).

rezultă $dV_p/dz \cong -0,007 \text{ km s}^{-1}$ per km. Astfel, devine evident că variația undelor seismice longitudinale în litosferă reflectă numai schimbări ale tipului petrografic, această constatare aplicîndu-se și variației generării de căldură.

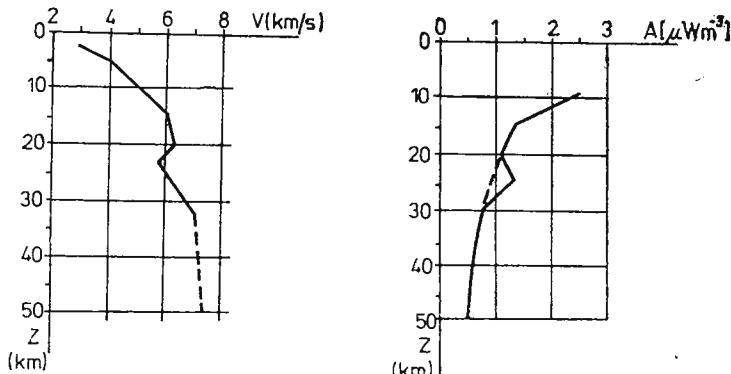


Fig. 5 — Distribuția pe verticală a generării de căldură (A), dedusă din determinările de viteza undelor seismice (V) pentru vestul Platformei Moesice, pe baza graficului din figura 3. Viteza undelor seismice longitudinale după Rădulescu (1979).

Vertical distribution of heat generation (A), deduced from the determinations of seismic waves velocity (V) for the western part of the Moesian Platform according to the diagram of figure 3. Longitudinal seismic wave velocity after Rădulescu (1979).

2.1.3. Provincii de flux geotermic

Evaluarea cantității de căldură generată în crustă impune, evident, cunoașterea distribuției pe verticală a surselor radiogene. Pe de altă parte, datele geofizice (în special cele seismice și gravimetrice) argumentează ideea că, crusta de tip continental din aria carpatică este caracterizată de heterogenități laterale, foarte probabil la toate nivelele sale (Rădulescu et al., 1976 ; Rădulescu, 1979 ; Visarion, Săndulescu, 1979).

Roy et al. (1968) au observat că variația fluxului geotermic de la un loc la altul, în unele regiuni, este într-o relație simplă cu variația generării de căldură a rocilor de suprafață. Această observație empirică, confirmată în aproape 25 de zone diferite ale globului (tab. 6, fig. 6), este exprimată ca :

$$q_0 = q_r + bA_0,$$

în care : q_0 este media fluxului geotermic la suprafață ; A_0 este generarea radiogenă de căldură a rocilor din constituția fundamentului, dar care aflorează la suprafață ; q_r este „fluxul redus” (fluxul termic care ar fi observat în absența generării de căldură la partea superioară a crucei, adică pentru $A_0 = 0$) ; b este o mărime cu dimensiunile unei adâncimi, care caracterizează distribuția pe verticală a surselor radiogene de căldură.

Relația de mai sus separă, de fapt, o contribuție calorică variabilă din partea superioară a crucei, de o contribuție uniformă a părții inferioare a crucei și mantalei superioare ca și de căldura produsă în astenosferă, ce penetrează listosfera pe la baza sa. Roy et al. (1968) au definit aria geografică în care generarea de căldură și fluxul geotermic sunt legate prin această relație lineară, drept „provincie de flux termic”. Pe baza considerațiilor de mai sus, se disting, pentru teritoriul României, șapte provincii de flux geotermic menționate în tabelul 6, la care ar trebui adăugate

TABELUL 6

Fluxul geotermic mediu la suprafață, fluxul termic redus și caracteristica de adâncime a distribuției surselor radiogene de căldură pentru cîteva provincii de flux termic

Provincia de flux termic	Media fluxului geotermic (mWm^{-2}) ± deviația standard	Fluxul termic redus (mWm^{-2})	Caracteristica de adâncime „b” (km)	n	Bibliografie	
Africa						
Niger	20 ± 8	11 ± 8	(7,5)		Chapman, Pollack, (1974)	
Zambia	67 ± 7	40 ± 6	(7,5)		Chapman, Pollack, (1977)	
America de Nord						
Basin and Range	92 ± 33	69 ± 34	(10,0)	86	Lachenbruch, Sass (1978)	
Munții Apalași	49 ± 11	28 ± 1	7,2	3	Costain (1977)	
Sierra Nevada	37 ± 13	18 ± 3	10,1	10	Lachenbruch, Sass (1978)	
est S.U.A.	57 ± 17	33 ± 4	7,5	15	Roy et al., (1968)	
Canada	34 ± 8	21 ± 1	14,4	11	Jesopp, Lewis, (1978)	
America de Sud						
Scutul brazilian	56 ± 15	28 ± 7	13,1	4	Vitorello, (1978)	
Asia						
Scutul indian	Protero-zoic sup.	71 ± 11	14,8	4	Rao et al., (1976)	
	Arhean	49 ± 8	7,5	2	Rao et al., (1976)	
Australia						
Vest	39 ± 8	26 ± 8	4,5	9	Jager (1970) Sass et al. (1976)	
Centru	83 ± 21	27 ± 6	11,1	10	Sass et al. (1976)	
Est	72 ± 27	57 ± 22	(11,1)		Sass et al. (1976)	
Europa						
Anglia și Wales	59 ± 23	23 ± 3	16,0	10	Richardson, Oxburg (1978)	
Scutul baltic	36 ± 8	22 ± 6	8,5	3	Rao, Jessop (1975)	
Masivul Boemiei	73 ± 18	44 ± 1	3,8	2	Cermak (1975)	
Scutul ucrainian	37 ± 8	25 ± 2	7,1	12	Kutas (1977)	
Romania (Aria carpatică și Platforma Moesică)						
Platforma Moesică (vest)	69 ± 8	11	(14)	3	Veliciu et al., (1977)	
Avansosa	45 ± 5	11	(9)	3	Veliciu et al., (1977)	
Carpații Orientali	zona flișului eruptivul neogen	51 ± 8	16	(10)	9	Veliciu et al., (1977)
Munții Apuseni	95 ± 17	37	(19)	6	Demetrescu (1977); Veliciu et al., (1977)	
Depresiunea Pannonică	79 ± 1	47	(15)	2	Veliciu et al., (1977)	
Depresiunea Transilvaniei	89 ± 5	61	(10)	2	Veliciu et al., (1977)	
	50 ± 14	30 ± 3	(9,8)	6	Veliciu, Visarion, (1982)	

Numărul de date utilizate este reprezentat prin „n”.

Pentru caracteristica de adâncime, valorile din paranteză au caracter estimativ.



Platforma Moldovenescă și zona Carpaților Meridionali, neincluse în tabel din lipsa unui număr suficient de date de observație.

Lachenbruch (1970) a demonstrat că există cîteva tipuri de distribuție a surselor radiogene de căldură pe verticală, care satisfac relația lineară, inclusiv o distribuție exponențială de forma :

$$A(z) = A_0 \exp(-z/b).$$

Într-un astfel de model exponențial, variația (scădere) în generarea de căldură la suprafață poate fi cauzată și de eroziunea formațiunilor geologice bogate în elemente radiogene, fenomen care se manifestă intens într-o zonă de orogeneză alpină, cum este aria carpatică.

Pornind tot de la relația lineară de mai sus, Pollack, Chapman (1977) au propus o nouă formulă, legînd fluxul termic redus de media fluxului la suprafață dintr-o anumită regiune (provincie de flux termic) :

$$q_r \cong 0,6 \bar{q}_0.$$

Această relație empirică fixează contribuția zonei îmbogățite în elemente radiogene din partea superioară a crucei la :

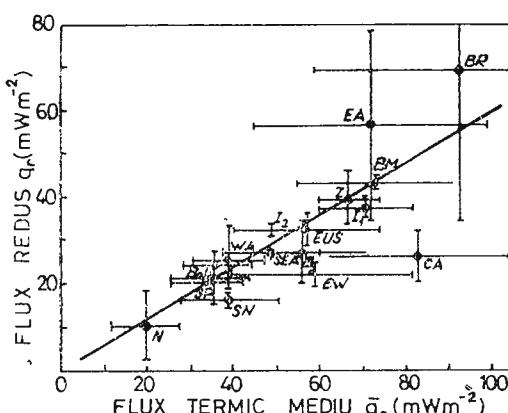
$$bA_0 \cong 0,4 \bar{q}_0.$$

Dacă b este cunoscut sau asumat, se obține media generării de căldură a zonei îmbogățite radiogen.

Verificarea variabilității practice, în aria carpatică, a relației propusă de Pollack, Chapman (1977), este realizată prin reprezentarea într-un grafic (fig. 6) a valorilor fluxului redus (q_r) funcție de media fluxului geotermic determinat la suprafață (\bar{q}_0), pe baza datelor din tabelul 6.

Fig. 6 — Fluxul termic la suprafață și fluxul redus, pentru diverse provincii de flux termic de pe glob. Simbolurile și datele utilizate corespund tabelului 6. Barele orizontale reprezintă deviația standard. Barele reprezintă intervalul de încredere pentru fluxul redus.

Surface heat flow and reduced heat flow for different heat flow provinces in the world. Symbols and data correspond to table 6. Horizontal bars represent the standard deviation. Vertical bars stand for the confidence interval of the reduced heat flow.



Atât linia de regresie pentru teritoriul României (fig. 7), cât și cea pentru diverse regiuni de pe glob, are aceeași pantă (0,57), indicînd că proporția stabilită empiric ($q_r \cong 0,6 \bar{q}_0$) rămîne valabilă și în urma analizei datelor de observație obținute în aria carpatică.

Aspectul remarcabil al relației matematice dintre generarea radiogenă de căldură, fluxul geotermic la suprafață și fluxul redus, este acela

că ea pare să fie valabilă pentru provincii de flux termic (sau unități tectonice) având vîrstă geologică diferite. Deoarece fluxul geotermic determinat la suprafață reprezintă suma fluxului redus și a căldurii radiogene generate în crustă, remarcă de mai sus implică și o legătură între mobilitatea termică, în cadrul tectogenezelor succesive (cretacice și miocene).

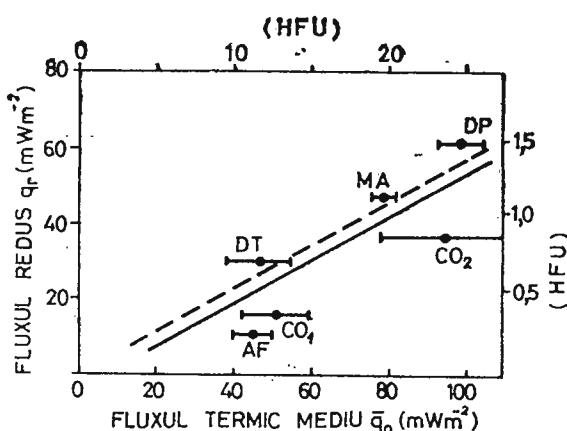


Fig. 7 — Fluxul redus funcție de fluxul geotermic la suprafață pentru șase unități tectonice din aria carpatică. CO₂, Carpații Orientali — zona cristalino-mezozoică și flysch; AF, Avanfosa; MA, Munții Apuseni; DT, Depresiunea Transilvaniei; DP, Depresiunea Pannonică. Barele reprezintă deviația standard. Coeficientul de corelare al dreptei de regresie $r = 0,87$. Linia punctată reprezintă dreapta de regresie din figura 6. Datele figurate în grafic sunt conforme tabelului 6.

Reduced heat flow according to the surface heat flow for six tectonic units from the Carpathian area. CO₂, East Carpathians—the Crystalline-Mesozoic zone and flysch; AF, Foredeep; MA, Apuseni Mountains; DT, Transylvania Depression; DP, Pannonian Depression; Bars stand for the standard deviation. Correlation coefficient of regression line $r = 0,87$. Dotted line represents the regression line in figure 6. Plotted data correspond to table 6.

pentru aria carpatică) a ariilor magmatice și metamorfice (indicate în tabelul 6 printr-un flux termic cu valoare ridicată) și îmbogățirea simultană în radioelemente a părții superioare a crustei. Deși este larg acceptat că elementele limitrofe U, Th, K sunt redistribuite către partea superioară în cadrul proceselor asociate tectogenezelor (Hamza, Beck, 1972), cunoștințele asupra mecanismului de transfer al izotopilor radioactivi sunt încă destul de puține. Lachenbruch (1970) a sugerat o redistribuire a radioelementelor prin diferențierea, către partea superioară a crustei, a materialului volatil și sialic, în timp ce Rybach (1976) a argumentat că, în ariile de metamorfism, relativă scădere în concentrațiile de U și Th din rocile cu grad redus de metamorfism poate fi explicată prin migrarea acestor elemente în zone cu condiții de temperatură și presiune ceva mai ridicate.

În ceea ce privește ariile afectate de tectogeneze relativ recente (alpine), care se reîntorc la echilibru termic prin răcirea evidențiată de scăderea în timp a fluxului redus, aici trebuie să existe o descreștere corespunzătoare în contribuția elementelor radiogene din crustă, menținându-se astfel proporția 0,4/0,6 între fluxul redus și fluxul geotermic mediu la suprafață. Acest fapt este realizat prin îndepărțarea elementelor radiogene datorită

procesului de eroziune, el implicând o scădere seculară a cantității de căldură generată la partea superioară a crustei (fig. 8), pe măsură ce zone din ce în ce mai adinții au fost expuse eroziunii.

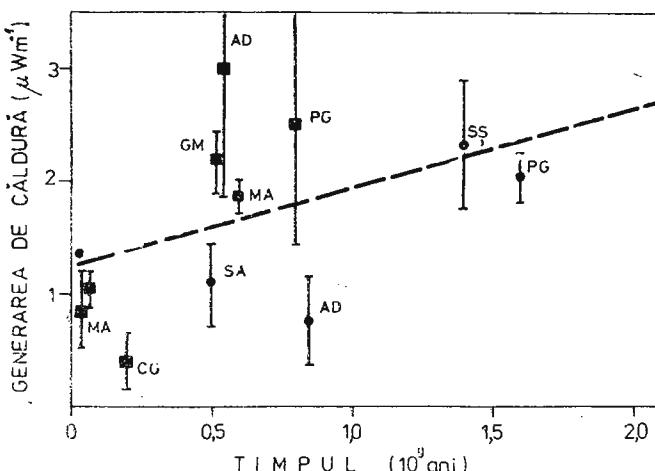


Fig. 8 — Scăderea generării de căldură în timp, în aria carpatică. Punctele reprezintă roci metamorfice. Pătratele reprezintă roci magmatische. Dreapta de regresie este trasată pentru datele din tabelul 4 și se referă la următoarele unități geologice: AD, Autohtonul Danubian; PG, Pinza Getică; MA, Apuseni de sud; CG, Cristalinul de Gilău; SS, Seria de Someș; GM, Granitul de Muntele Mare. Barele verticale reprezintă intervalul de variație al generării de căldură radiogenă.

Decrease of heat flow vs. time, in the Carpathian area. Dots represent metamorphic rocks. Squares stand for magmatic rocks. The regression line is traced for data from table 4 and concerns the following geological units: AD, Danubian Autochthonous; PG, Getic Nappe; MA, South Apuseni Mountains; CG, Gilău crystalline; SS, Someș series; GM, Muntele Mare granite.

Vertical bars stand for variation interval of radiogenic heat flow.

Din cele menționate rezultă că generarea radiogenă de căldură a rocilor din partea superioară a crustei, distribuția pe verticală a surselor radiogene și fluxul termic redus constituie elementele esențiale care stabilesc valoarea fluxului geotermic mediu la suprafață și distribuția temperaturilor sau, cu alte cuvinte, regimul termic al litosferei.

2.2. Transferul termic în crusta terestră

Studiul transferului termic în problemele prospecțiunii geotermice prezintă o mare varietate de forme. Deși teoria conductionei termice a avut o serie de succese remarcabile în studii ca cele privind distribuția temperaturilor în crusta terestră și litosferă, răcirea intruziunilor magmatische sau în probleme de metamorfism (Pollack, 1965; Geertsma, 1971), succesul a fost mult mai mic în aplicațiile ei la sisteme hidrotermale. Astfel de sisteme prezintă variații importante ale gradientului terinic cu adâncimea și variații spațiale rapide ale fluxului geotermic, cauzate de convecția termică.

Modelarea matematică a fost timp îndelungat orientată spre rezolvarea problemei convecției libere într-un strat poros. Rezultatele ale calen-

lului analitic au publicat Wooding (1957, 1963), Donaldson (1962, 1968, 1970), iar rezolvări prin calcul numeric (metoda diferențelor finite și metoda elementului finit) și rezultate cu caracter experimental, s-au raportat de Combaroune, Boies (1973) și Sorey (1978).

Preocuparea numai pentru convecția liberă prezintă un aspect negativ important: implicit sistemele hidrotermale ar fi rezultat numai din convecția liberă și, prin urmare, cer considerarea unor surse de căldură exotice. Kilty et al. (1978) au analizat cantitativ convecția forțată într-un sistem hidrotermal având un puternic control structural disjunctiv. În acest caz, mișcarea fluidului este datorată diferenței de presiune hidrostatică dintre aria de alimentare a sistemului și cea de descărcare, iar căldura este absorbită de fluid în cursul circulației pe fracturi, în cîmpul termic terestru.

2.2.1. Transferul termic conductiv

În acord cu cea de-a doua lege a termodinamicii, diferența de temperatură la interiorul unui sistem fizic izolat tinde, în timp, să devină zero. În cazul corpuri solide, cum sunt majoritatea rocilor ce alcătuiesc crusta terestră, acest proces are loc prin interacțiunea moleculelor (mobilitatea așa-numitului „gaz fononic”, combinată cu emisia și absorbtia de la o particulă la cele imediat vecine; Lubimova, 1958). Echilibrul este atins cind toate moleculele au o anumită energie medie și diferențele părți ale sistemului au aceeași temperatură. De asemenea, procesul de echilibrare a temperaturilor este legat de transferul căldurii de la punctele cu temperatură mai mare, la cele cu temperatură scăzută.

Ecuatia diferențială a conduceției termice exprimă faptul că proporția creșterii cantității de căldură, într-un volum unitar, este egală cu suma cantităților de căldură generate în interiorul volumului și a fluxului termic care traversează suprafața ce închide volumul respectiv (fig. 9).

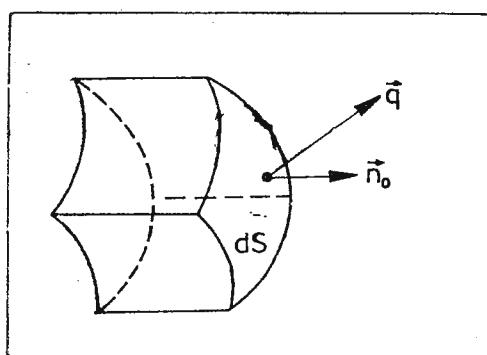


Fig. 9 — Stabilirea ecuației conduceției termice (explicația figurii în text).
Formulation of the heat conductivity (figure caption in text).

În intervalul de timp dt , în mediul exterior volumului, trece prin suprafața dS cantitatea de căldură dQ :

$$dQ = \vec{q} \cdot \vec{dS}.$$

Relația dintre viteza de variație a temperaturii T , în direcția normali la izotermă și vectorul flux termic, care au aceeași direcție, se poate stabili experimental și se scrie ca :

$$\vec{q} = -K \text{ grad } T,$$

în care q este fluxul termic și K este conductivitatea termică.

Pe de altă parte, în intervalul de timp dt , cantitatea de căldură dQ' variază în volumul unitar dV cu :

$$dQ' = c\rho \frac{\partial T}{\partial t} dV,$$

în care c este căldura specifică iar ρ este densitatea.

Pentru un volum oarecare V , bilanțul termic, considerind și cantitatea de căldură generată în interiorul volumului unitar (A), este dat de :

$$\iiint_V AdV - \iint_S \vec{q}dS = \iiint_V c\rho \frac{\partial T}{\partial t} dV,$$

în care $dS = dS \vec{n}_0$ reprezintă elementul de suprafață (fig. 9).

Aplicând teorema Gauss-Ostrogradski, delimitând volumul și simplificind cu ΔV , deoarece fizic volumele sunt foarte mici, dar totdeauna finite, ecuația conductionei termice devine :

$$c\rho = \frac{\partial T}{\partial t} \text{ div } (K \text{ grad } T) + A.$$

Integrala ecuației cîmpului de temperatură introduce constante parametrice care trebuie determinate pe baza condițiilor inițiale și a următoarelor condiții la limită : între două medii de conductivități termice diferite (K_i și K_{i+1}), din considerente energetice, se cere respectarea egalității temperaturilor și conservarea componentei normale a fluxului termic, adică :

$$T_i = T_{i+1} \quad \text{și} \quad K_i \frac{\partial T_i}{\partial n} = K_{i+1} \frac{\partial T_{i+1}}{\partial n}.$$

În prospectiunea geotermică, conductivitatea termică (K), densitatea (ρ) și căldura specifică a rocilor (c) sunt presupuse independente de timp și numai variațiile lor spațiale sunt luate în considerare (Gutenberg 1951 ; Lee, 1963 ; Pollack, 1965). De asemenea, o simplificare este introdusă prin considerarea regimului staționar, presupunere care permite scrierea ecuației conductionei termice, în coordonate carteziene, sub următoarea formă :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{A}{K},$$

semnul minus apare datorită orientării axei „z” în sensul creșterii adințimii.



Pentru cazul semispațiului cu stratificație plan-paralelă (caz care modelează satisfăcător situațiile întâlnite în practica prospecțiunii geotermice), unde stratul i (fig. 10), cuprins între suprafețele de cotă z_{i-1} și z_i , are conductivitatea termică K_i constantă în interiorul său și cantitatea

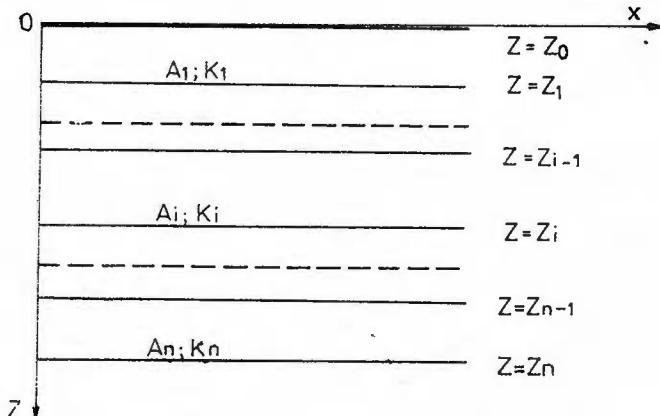


Fig. 10 — Modelul stratificației plan-paralele (explicația figurii în text).

A model for plan-parallel stratification (figure caption in text).

de căldură generată în unitatea de volum A_i , de asemenea constantă, ecuația conduceției termice se scrie sub o formă mai simplă :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = - \frac{A_i}{K_i},$$

în care $z_{i-1} \leq z \leq z_i$; pentru $i = 1, 2, \dots, n$.

Soluția ecuației este de forma (Pollack, 1965) :

$$T_i = - \frac{1}{2} \frac{A_i}{K_i} z^2 + C_i z + D_i,$$

în care C_i și D_i sunt constantele de integrare care se determină din condițiile la limită :

$$T_{i-1} = T_1 \text{ și } K_{i-1} \frac{dT_{i-1}}{dz} = K_i \frac{dT_i}{dz},$$

pentru $z = z_{i-1}$. Astfel se obține :

$$C_i = \frac{A_i}{K_i} z_i - \frac{A_{i-1}}{K_i} z_{i-1} + \frac{K_{i-1}}{K_i} C_{i-1}$$

$$D_i = \frac{1}{2} \frac{A_i}{K_i} z_{i-1}^2 - C_i z_{i-1} - \frac{1}{2} \frac{A_{i-1}}{K_{i-1}} z_{i-1}^2 + C_{i-1} z_{i-1} + D_{i-1}.$$



O soluție generală, care să permită calcularea temperaturii la orice adincime se obține cunoscind temperatura la suprafață $T_0 = T_1$ (pentru $z = 0$) și fluxul termic la suprafață ($q = K_1 C_1$).

Termenii din expresiile constantelor de integrare C_i și D_i se pot rearanja după cum urmează :

$$C_i = \frac{A_i}{K_i} z_{i-1} + \frac{1}{K_i} (-A_{i-1} z_{i-1} + C_{i-1} K_{i-1}).$$

Termenul din paranteză este identificat ca exprimând fluxul termic (q_{i-1}) la baza stratului „ $i-1$ ”. Acesta este echivalent fluxului total la suprafață (q), mai puțin fluxului produs de generarea de căldură între stratul „ $i-1$ ” și suprafață, adică :

$$-A_{i-1} z_{i-1} + C_{i-1} K_{i-1} = q_{i-1} = q - \sum_{j=1}^{i-1} A_j (z_j - z_{j-1}) \text{ sau :}$$

$$C_i = \frac{A_i}{K_i} + \frac{1}{K_i} \left[q - \sum_{j=1}^{i-1} A_j (z_j - z_{j-1}) \right].$$

Dacă pentru D_i se grupează termenii în următorul mod :

$$D_i = \frac{1}{2} \frac{A_i}{K_i} z_{i-1}^2 - C_i z_{i-1} + \left[-\frac{1}{2} \frac{A_{i-1}}{K_{i-1}} z_{i-1}^2 + C_{i-1} z_{i-1} + D_{i-1} \right],$$

termenul din paranteză se identifică a fi expresia temperaturii (T_{i-1}) în stratul „ $i-1$ ” :

$$D_i = \frac{A_i}{K_i} z_{i-1}^2 - C_i z_{i-1} + T_{i-1}.$$

Înlocuind în expresia temperaturii (soluția ecuației conudenției termice) relațiile obținute pentru C_i și D_i , se poate scrie :

$$T_i - T_{i-1} = \frac{z_i - z_{i-1}}{K_i} \left[q - \sum_{j=1}^{i-1} A_j (z_j - z_{j-1}) \right] - \frac{1}{2} \frac{A_i}{K_i} (z_i - z_{i-1})^2.$$

Relația obținută permite calculul diferenței de temperatură între două interfețe de strat succesive. Această diferență, compusă din doi termeni, are următoarea semnificație fizică : primul termen stabilește diferența de temperatură de-a lungul stratului „ $i-1$ ”, astfel încât să se păstreze un flux termic constant în stratul respectiv, egal cu fluxul la partea lui superioară, cu condiția ca tot fluxul în strat să fie produs extern. Faptul că se generează căldură și în interiorul stratului, reclamă prezența celui de-al doilea termen, ca o corecție a primului.

Temperatura la baza stratului de ordin „ n ” se obține însumind la temperatura de la suprafață diferențele succesive de temperatură pentru fiecare strat în parte :

$$T_n = T_0 + \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{z_i - z_{i-1}}{K_i} \left[q - \sum_{j=1}^{i-1} A_j (z_j - z_{j-1}) \right] - \frac{1}{2} \frac{A_i}{K_i} (z_i - z_{i-1})^2 \right\}.$$



Sub această formă, soluția ecuației conductionei termice în regim staționar este utilizată în calculul distribuției pe verticală a temperaturii. Măsurarea directă a temperaturii, pentru scopurile prospecțiunii geotermice, este posibilă în foraje și galerii de mină, dar extrapolarea lineară a acestor date în adâncime are o valabilitate extrem de redusă. Elaborarea unor profile temperatură-adâncime, pe baza relației de mai sus, modelează într-o mai bună aproximare realitatea. În general, calculul practic al distribuției verticale a temperaturilor urmează etapele indicate de Haenel (1979) :

- construcția unui profil geologic pînă la adâncimea de 10 km (pentru scopurile prospecțiunii geotermice) sau pînă la baza litosferei (pentru studii de fizica globului), în zonele unde există determinări de flux geotermic ;
- asocierea de parametri geotermici (generare de căldură și conductivitate termică) fiecărui strat din profilul geologic ;
- calculul distribuției unidimensionale a temperaturii, pe baza unui program de calcul automat.

O schemă de organizare a calculului automat, utilizată la elaborarea profilelor temperatură-adâncime în cazul aplicațiilor din prezentul studiu, este dată în figura 11.

2.2.2. Transferul termic convectiv

Convecția reprezintă mișcarea unui mediu deformabil prin care căldura este transferată în cursul relativei deplasării a unor porțiuni din mediu. În cazul lichidelor și gazelor, convecția termică depășește ca ordin de mărime conductiona în solide; afirmația este, în special, valabilă pentru materiale cu conductivitate termică redusă, cum este cazul rocilor.

Convecția în natură poate fi de două tipuri : convecție liberă și convecție forțată. În procesul convecției libere, fluidul vine în contact cu un mediu mai cald care cauzează apariția unei diferențe de temperatură în interiorul fluidului respectiv. Diferența de temperatură produce o diferență în densitate și, în consecință, conduce la formarea de curenti în fluid. În convecția forțată, mișcarea fluidului este cauzată de un agent extern care creează diferență de presiune.

În discuția asupra evaluării cantitative a influenței convecției termice este utilă referirea la ecuația generală („ecuația energiei”), care exprimă interrelația dintre temperatură, generarea de căldură și transferul termic în crusta terestră :

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} + \rho' c' \vec{v} \nabla T = K \nabla^2 T + A.$$

Proportia generării de căldură pe unitatea de volum (A) poate reprezenta efectele dezintegrărilor radioactive, căldurii eliberate prin frecare, schimbărilor de stare fizică sau reacțiilor chimice. Valorile ρ și c sunt densitatea și căldura specifică în orice punct al mediului, iar ρ' și c' reprezintă aceleasi proprietăți, dar pentru materialul în mișcare (de obicei apă sau magmă), deplasindu-se cu viteza \vec{v} .



În general, toți parametrii ecuației de mai sus, inclusiv \bar{v} , sunt funcții de coordonate, unii putind prezenta o semnificativă dependență în funcție de temperatură și presiune.

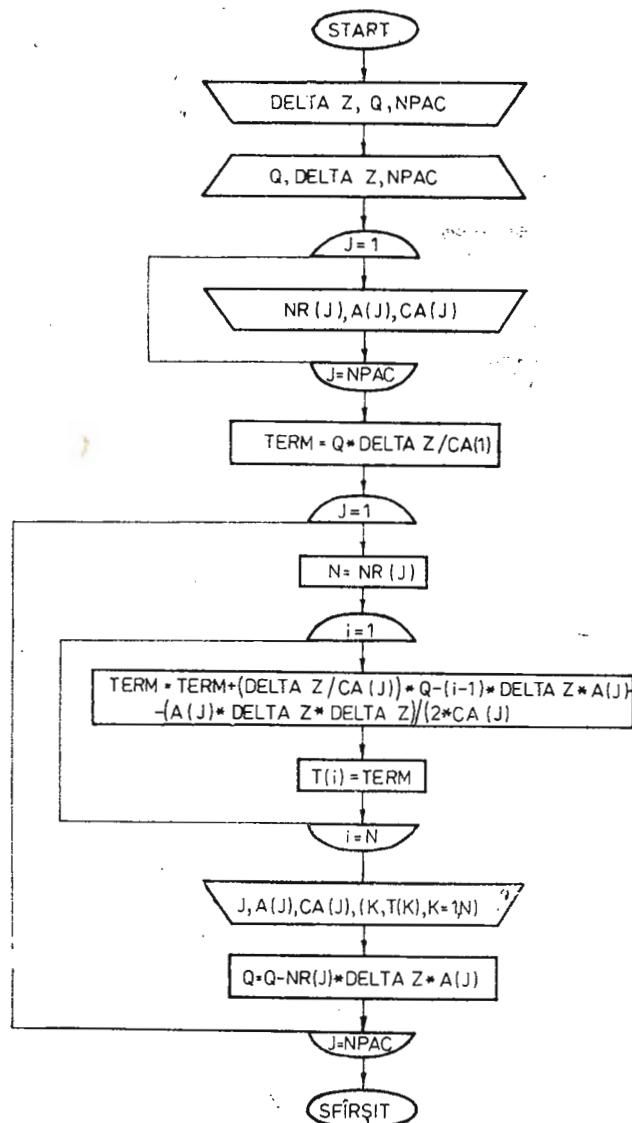


Fig. 11 — Schema de organizare a calculului automat, utilizată la elaborarea profilelor temperatură-adâncime.

Flow chart of automatic calculation, used to elaborate temperature-depth profiles.

Deși efectele tridimensionale trebuie avute în vedere, pentru scopurile prospecțiunii geotermice, interpretări simple pot fi obținute cu modele unidimensionale, în care toate mărimele variază numai cu adâncimea. După cum deja s-a menționat, este obișnuit în geofizică să se defini

nească fluxul geotermic (q) drept componenta fluxului termic conductiv și să se schimbe convenția semnului : $q = K(\delta T/\delta z)$. Dacă nu se specifică altfel, în cele ce urmează (q) reprezintă fluxul termic conductiv la suprafață (pentru $z = 0$).

Pentru modele unidimensionale, s-a convenit să se considere viteza (v) orientată pozitiv spre suprafață, deși este în direcția negativă a lui z . Cu aceste convenții (Lachenbruch, Sass, 1977), în cazul unidimensional, ecuația se reduce la :

$$\frac{\partial q}{\partial z} = -A - \rho' c' v \frac{\partial T}{\partial z} + \rho c \frac{\partial T}{\partial t}.$$

Pentru o utilizare facilă a acestei relații este recomandabilă introducerea unor mărimi fără dimensiune, având următoarele simboluri și definiții : G = gradientul geotermic; L_0 = lungimea caracteristică a cîmpului de curgere; v_0 = viteza caracteristică a cîmpului de curgere; $k = K/\rho c$, difuzivitate termică; T_0 temperatura caracteristică (temperatura la o adîncime L_0 în regim de pură conduction); T_s = temperatura la suprafață ($z = 0$); Nu = numărul Nusselt, reprezentind raportul dintre căldura transferată convectiv și căldura transferată în absența convecției (numai prin conduction).

$$Nu = L_0 \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{T - T_s}{T_0 - T_s} \right); \quad (T - T_s)/(T_0 - T_s) = \theta,$$

θ = temperatura fără dimensiune.

Dacă se consideră o regiune din vecinătatea suprafeței (fig. 12) în care transferul termic este inițial exclusiv conductiv și profilul de temperatură este liniar ($\theta = G(z + h)$), fluxul termic este $q = KG$. Se presupune că la timpul $t = 0$, într-o regiune cu flux termic ridicat, se deschid o serie de fracturi într-un strat cu o grosime h începînd de la suprafață și, acest

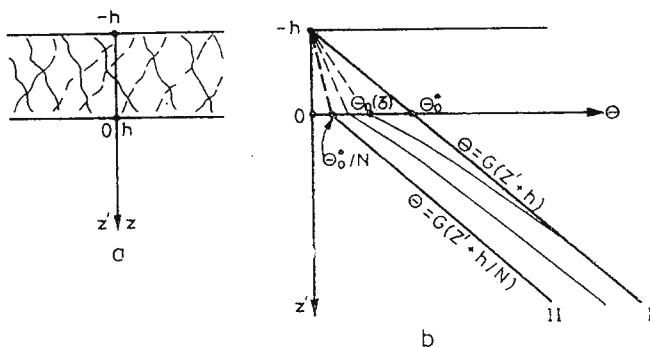


Fig. 12 — Model teoretic unidimensional pentru convecția hidrotermală într-un strat permeabil de grosime h . Căldura în sistem provine de la fluxul geotermic regional.

One-dimensional theoretical model for hydrothermal convection in a permeable layer with a width h . Heat supplying the system results from the regional heat flow.

fapt crește permeabilitatea stratului în aşa măsură, încit apă începe să circule. Consecința mișcării apei într-o celulă convectivă va fi diminuarea fluxului termic la suprafață, deasupra ramurii descendente, și mărirea fluxului deasupra ramurii ascendentă a respectivei celule convective. Cantitatea totală de căldură, integrată pe întreaga suprafață deasupra regiunii fracturate, trebuie să crească, deoarece transferul conductiv inițial este acum suplimentat prin convecție.

Pentru simplul model unidimensional (fig. 12), se poate presupune că efectul net al convecției îl reprezintă creșterea medieei fluxului termic prin strat ($z < h$) cu un factor $Nu < 1$. Cind sistemul este în regim stacionar și atât limita inferioară cît și cea superioară reprezintă suprafețe izoterme la temperatură constantă, Nu este chiar numărul Nusselt, însă în natură nici una din cele două limite nu are o temperatură uniformă.

Dacă θ_0'' este temperatura medie la adâncimea $z = h$, în regim inițial de conductie, după un interval de timp τ , temperatura la baza stratului acvifer va scădea la o valoare $\theta_0(\tau)$ și fluxul prin stratul acvifer se va reduce, din cauza convecției, la o valoare: $Nu K \theta_0/h$. Sistemul convectiv va continua să absoarbă căldură pînă cînd fluxul la interiorul său devine egal cu fluxul geotermic regional conductiv, $q = KG$, care penetrează sistemul de la baza sa:

$$NuK = \frac{\theta_0}{h} = KG = \frac{\theta_0^*}{h} \text{ sau } \theta_0 = \theta_0^*/Nu, \text{ pentru } \tau \rightarrow \infty.$$

Pentru a estima timpul necesar stabilizării termice a sistemului, se poate considera porțiunea de sub stratul acvifer $z > h$, care se notează $z' > 0$. Cantitatea de căldură care traversează suprafața $z' = 0$ este proporțională cu temperatura $\theta(t)$. Ecuăția diferențială și condițiile la limită se pot scrie sub forma :

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial z'^2} = \frac{1}{K} \frac{\partial \theta}{\partial t}, \text{ pentru } z' \geq 0$$

$$\theta = \theta_0^* + Gz', \text{ pentru } t = 0 \text{ și } z' \geq 0$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial z'} = \frac{Nu}{h} \theta(t), \text{ pentru } z' = 0.$$

Soluția pentru temperatura θ la baza stratului acvifer (după Carslaw, Jaeger, 1959) este :

$$\theta_0(t) = \theta_0^* - \theta_0^* \left(1 - \frac{1}{Nu} \right) (1 - \exp(-\beta^2) \operatorname{erfc} \beta),$$

în care $\beta^2 = (Nu^2 K / h^2) t$.

În consecință, $\theta(t)$ se apropie de valoarea de echilibru θ_0^*/Nu după un timp $\tau = h^2/NuK$, care poate fi estimat din graficul prezentat în figura 13.

Timpul de stabilizare a sistemului convectiv hidrotermal variază, spre exemplificare, de la 1000 ani pentru $h \cong 400$ m, la 100000 ani pentru

$h = 4$ km. Sisteme cu circulație foarte activă (regiuni cărstice), unde $Nu > 2$, se stabilizează termic mult mai rapid.

Restabilirea fluxului termic staționar la suprafață, după închiderea activității sistemului hidrotermal, este un proces lent. Anomalia de flux termic la suprafață va avea amplitudinea :

$$\Delta q = -q(1 - 1/Nu) \operatorname{erf}(h/\sqrt{4Kt}),$$

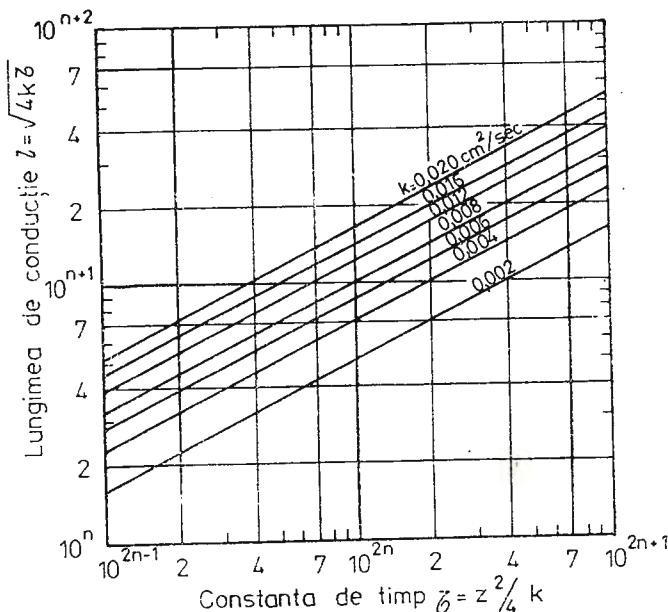


Fig. 13 — Relația între lungimea de conducție și timp sau între adâncimea z și constanta de timp, pentru diferite valori ale difuzivității termice a rocilor. Parametrul de scară n poate lua orice valoare întreagă (de exemplu, dacă $K/\rho c = 0,008 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ și $\tau = 10^6$ ani, rezultă că $n = 3$ și se obține $l = 10 \text{ km}$; dacă $z = 10 \text{ km}$, atunci $\tau = 10^6$ ani).

Relationship between conduction length and time or between the depth z and the time constant, for different values of rock thermal diffusivity. Scale parameter n can have any value (i.e., if $K/\rho c = 0.008 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ and $\tau = 10^6$ years, it results $n = 3$ and it is obtained $l = 10 \text{ km}$; if $z = 10 \text{ km}$, then $\tau = 10^6$ years).

în care q este fluxul geotermic regional. Rezultă că, în timp, anomalia geotermică va ajunge la $1/2$ din valoarea inițială, după un timp $\tau \approx h^2/K$.

Considerațiile de mai sus, făcute pe baza modelului simplificat, permit următoarele generalizări în ceea ce privește sistemele convective hidrotermale din stratele permecabile, relativ superficiale, susținute de fluxul termic regional :

— fluxul termic la suprafață va prezenta variații pe orizontală, pe o distanță de ordinul adâncimii de circulație h și pe totă durata existenței sistemului hidrotermal ;



— în timpul fazei inițiale, care durează aproximativ $\tau \approx h^2/4K$, fluxul la suprafață va depăși valoarea fluxului geotermic regional;

— în timpul fazei de revenire la stadiul inițial, probabil mai lungă cu un factor de 10^2 decât faza inițială, fluxul la suprafață va fi mai redus decât valoarea fluxului regional.

În modelul considerat mai sus, instabilitatea hidrotermală a fost produsă de apariția fracturării care, la un moment anume determinat, crește permeabilitatea stratului de grosime h .

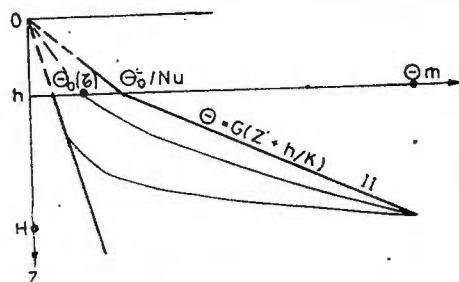
Dacă se consideră un strat de o permeabilitate dată, instabilitatea termală poate fi produsă și prin intruziunea magmei în partea superioară a crustei, care ridică temperatura la baza stratului de grosime h . Acest model este ilustrat în figura 14 pentru cazul unidimensional al intruziunii la adâncimea H , cu temperatura θ_m .

Dacă magma injectată este în cantitate suficientă pentru a menține condițiile izoterme la suprafață $z = H$, un regim termic staționar se va stabili în rocile acoperitoare. Regimul staționar este reprezentat prin curba II din figura 14, care din punct de vedere matematic este identică curbei II din figura 12. În regim staționar, fluxul termic q_c , datorat sistemului, are valoarea (Carslaw, Jaeger, 1959) :

$$q_c = KG = K\theta_m[H - h(Nu - 1)/Nu]^{-1}.$$

Fig. 14 — Model teoretic unidimensional pentru convecția hidrogeotermală. Căldura în sistem provine de la o intruziune magmatică situată la adâncimea H .

One-dimensional theoretical model for hydrogeothermal convection. Heat supplying the system results from a magmatic intrusion at the depth H .



Expresia din paranteza dreaptă poate fi numită „adâncimea efectivă” a magmei și reprezintă adâncimea la care se situează intruziunea magmatică, dacă ar determina valoarea fluxului termic observat la suprafață, în absența convecției termice.

După cum s-a arătat, sistemele hidrotermale susținute de fluxul termic regional suferă un declin în timp, după $10^3 - 10^6$ ani, dar în ariile cu activitate neo-vulcanică, astfel de sisteme, susținute de intruziunile magmatische din partea superioară a crustei, pot exista pe perioade de 1-3 milioane ani.

3. DETERMINĂRÍ DE CONDUCTIVITATE TERMICĂ A ROCILOR

3.1. Generalități

Din punctul de vedere al prospectiunii geotermice, proprietatea fizică cea mai importantă a rocilor o constituie conductivitatea termică.

Conductivitatea rocilor omogene și izotrope este descrisă de un singur număr. În cazul cel mai general, al rocilor heterogene și anizotrope, conductivitatea termică este un tensor cu șase componente.

Rocile sănt compuse din elemente de diverse mărimi, în principal cristaline. Dacă se consideră un volum suficient de mare, comparativ cu elementele constitutive, atunci rămîne valabilă relația pentru mediile omogene și izotrope (Simmons, 1961). Deviații macroscopice de la izotropie ale rocilor se datorează stratificației, sistozității și, uneori, fracturării. În acest caz, este suficient să se măsoare conductivitatea pe două direcții: paralel și normal cu planul de stratificație sau laminare (Hurtig, 1965).

Dependența conductivității termice a rocilor cu temperatura și presiunea a fost analizată în laborator pentru condiții externe, proprii zonelor situate la baza crustei și în manta (Hurtig, Brugger, 1970). Condițiile de temperatură și presiune din partea superioară a crustei au, însă, o influență redusă asupra conductivității, influență care, practic, este neglijată în prospectiunea geotermică. Pentru a argumenta această idee, sănt prezentate în figura 15 rezultatele experimentale obținute de Lubimova et al. (1977) asupra variației conductivității termice a unor probe de rocă umede saturate, în condiții de variație a temperaturii și presiunii.

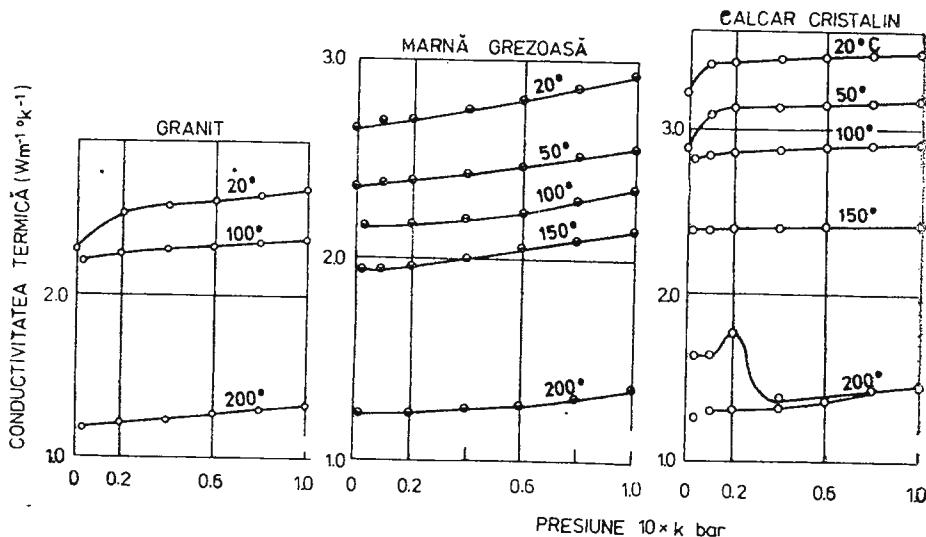


Fig. 15 — Variația conductivității termice a unor probe de rocă umede saturate, în funcție de presiune și temperatură (după Lubimova et al., 1977).

Thermal conductivity variation of some saturated wet rock samples, according to pressure and temperature (after Lubimova et al., 1977).

Cresterea conductivității cu presiunea a fost explicată ca un rezultat al închiderii porilor și imbunătățirii contactului termic între mineralele componente. Totuși, schimbarea în volum datorită creșterii presiunii nu este importantă și, de aceea, creșterea conductivității termice cu presiunea este mică.

Variatia semnificativă a conductivității cu temperatura este în strânsă relație cu conținutul în apă al probelor de rocă saturate. Pierderea apei din pori, la temperaturi de peste 100°C, conduce la scăderea valorilor conductivității termice.

Porozitatea și conținutul în fluid afectează valoarea conductivității termice a rocilor într-un grad care poate deveni predominant. Studiile întreprinse asupra acestui aspect, deosebit de important în prospectarea resurselor geotermale (Woodside, Messmer, 1961; Naidu, 1970), consideră rocile ca fiind un mediu poros cu două faze, constând dintr-un singur component solid (notat s) și un singur fluid saturând spațiul porilor (notat f). Conductivitatea termică efectivă K a unui astfel de material depinde de următorii parametri :

- conductivitatea termică a celor două faze (K_s și K_f);
- volumul celor două faze ($1 - \Phi$) și Φ ;
- distribuția celor două faze în material.

Pentru toate cazurile teoretice considerate $K_f < K_s$ și, în consecință, $K_f < K < K_s$.

Simplu de analizat sunt două cazuri limite : distribuția serie și distribuția paralelă, care corespund valorilor de minim și, respectiv, maxim a raportului K/K_f .

Pentru distribuția serie, în care cele două faze sunt legate termic în serie cu direcția fluxului calorice, rezultă următoarea relație :

$$K_{(\min)} = K_s K_f [\Phi K_s + (1 - \Phi) K_f].$$

Distribuția paralelă, în care două faze sunt legate termic în paralel cu direcția fluxului calorice, este descrisă de relația :

$$K_{(\max)} = \Phi K_f + (1 - \Phi) K_s.$$

Amândouă relațiile satisfac condiția :

$$(dK/dK_s) K_s = K_f = 1 - \Phi.$$

Faptul că atât relația pentru maxim de conductivitate, cât și cea pentru minim de conductivitate satisfac relația de mai sus, face plauzibilă ipoteza că relația conductivității termice pentru orice distribuție de fază, o satisfac de asemenea (Woodside, Messmer, 1961).

O altă observație importantă este aceea că distribuția paralelă (K_{\max}) corespunde la o medie aritmetică a conductivității celor două faze, în timp ce distribuția serie ($K_{(\min)}$) corespunde mediei armonice a conductivității termice a solidului și fluidului. Media geometrică corespunde relației :

$$K = K_f^\Phi K_s^{1-\Phi}.$$

- Proprietățile celor trei relații sunt rezumate în tabelul 7.
- Totodată, media geometrică corespunde unei medii aritmetice a logaritmilor conductivităților individuale :

$$\log K = (\Phi \log K_f + (1 - \Phi) \log K_s).$$



Cu alte cuvinte, această ultimă relație descrie, într-un grafic dublu logaritmic, o relație liniară între conductivitatea efectivă a rocii poroase și conductivitatea fluidului care o saturează.

Dificultatea în utilizarea practică a relațiilor de mai sus o ridică stabilitarea unei valori proprii pentru conductivitatea componentei solide K_s , deoarece conductivitățile K_f ale tuturor fluidelor, care interesează

TABELUL 7

Media armonică K_{\min}	Media geometrică $K_{\text{intermediar}}$	Media aritmetică K_{\max}
$K = K_s K_f / [\Phi K_s + (1 - \Phi) K_f]$	$K = K_s K_s^{1-\varphi}$	$K = \Phi K_f + (1 - \Phi) K_s$
Distribuție serie	Distribuție oarecare	Distribuție paralelă

prospectiunea geotermică, săn bine cunoscute. Principal, există mai multe posibilități teoretice și tehnice de măsurare a valorii conductivității termice, dar pentru determinări privind rocile, ale căror valori se situează în intervalul dintre $0,4 - 0,8 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (sol și nisip uscat) și $4 - 12 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (sare, cuarț, unele roci ultrabazice și metamorfice), s-au impus doar două categorii de metode: în regim termic staționar și în regim transitoriu.

Metodele în regim termic staționar; atât pentru măsurători relative, cât și absolute, se bazează pe determinarea fluxului termic care este menținut constant în lungul unei probe de rocă de formă geometrică (de obicei cilindrică). Variantele metodei provin mai ales din dorința îmbunătățirii rapidității și preciziei măsurătorilor (Misener, Beck, 1960). Aparatul cu bare divizate, descris de Beck (1957), este de tipul cu diferență constantă de temperatură și inel de gardă. Principal, aparatul realizat practic în țara noastră, separat de către Demetrescu (1973) și, apoi, de către Neguț (1982), constă din două bare de alumă între care se introduce proba de rocă. Un capăt al ansamblului bară-probă-bară este stabilit la o temperatură superioară capului opus.

Scăderea rezistenței de contact termic între bare și probă se face prin aplicarea unei presiuni axiale de cîțiva dN cm^{-2} . Mărimea rezistenței de contact se obține experimental, executând o serie de măsurători pe mai multe probe de grosimi diferite.

Pentru cunoașterea conductivității termice a barelor de alumă se utilizează etaloane de cuarț cu valoarea conductivității, în lungul axei optice, bine stabilită ($13,38 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

Metodele în regim termic staționar, deși oferă precizia cea mai bună în determinările de conductivitate executate în laborator, prezintă dezavantajul că necesită măsurarea simultană a fluxului termic staționar și



a gradientului de temperatură prin proba de rocă, care trebuie să aibă o formă geometrică bine definită. O frână în largă răspindire a metodelor staționare o constituie timpul lung, de peste 60 minute, cerută de atingerea echilibrului termic în cadrul unei singure determinări. În cazul rocilor poroase, conținând parțial lichide, aplicarea unui gradient termic pentru o perioadă îndelungată, conduce la distribuirea neuniformă a fluidului, datorată convecției. În aceste condiții, valoarea măsurată a conductivității poate fi influențată de dimensiunile probei și de mărimea diferenței de temperatură aplicate.

În contrast cu metodele staționare, metodele tranzitorii sunt mult mai rapide și pot fi aplicate probelor de rocă cu dimensiuni mici și cu formă neregulată. De asemenea, sunt utilizate atât în cazul rocilor consolidate, cât și al rocilor neconsolidate.

Din punct de vedere teoretic, într-un mediu omogen infinit, semifinit sau cu dimensiuni finite, metodele tranzitorii sunt fundamentate de relațiile matematice ce descriu propagarea căldurii, produsă de o sursă având o formă geometrică bine determinată (punctuală, liniară sau cilindrică) care emite, începând cu un timp initial $t = 0$, cantitatea de căldură Q pe unitatea de timp. Proporția creșterii temperaturii în interiorul mediului respectiv este determinată de capacitatea acestuia de a conduce căldura generată de sursă. Astfel, din relația temperatură-timp se poate obține valoarea conductivității termice (K), a difuzivității termice (k) sau ambele valori, în funcție de tehnica de măsură și metodologia de calcul (Jaeger, 1959; Mongelli, 1967).

Una din variantele tehnicilor de măsură a conductivității termice în regim tranzitoriu, variantă care se bucură de o largă răspindire, o constituie aşa-numita „probă ac”. Această tehnică a fost dezvoltată inițial pentru determinări pe sedimente marine (Von Herzen, Maxwell, 1959), ulterior fiind adaptată și pentru roci consolidate din domeniul continental (Lubimova et al., 1961; Woodside, Messmer, 1961; Jaeger, Sass, 1964). Precizia determinărilor cu metode tranzitorii este de ordinul $\pm 5 - 10\%$, iar Lubimova et al. (1961) au obținut o precizie chiar sub $\pm 5\%$.

3.2. Aparat pentru determinarea conductivității termice a rocilor

Pentru studii geotermice, care fac și obiectul prezentei luerări, autorul a conceput, proiectat și realizat în cadrul Institutului de Geologie și Geofizică din București, un aparat pentru determinarea conductivității termice pe probe de rocă (carote).

Principiul pe care se bazează construcția aparatului este cel al sursei liniare de căldură („proba ac”). Sursa liniară de căldură, reprezentată de un tub metalic subțire cu o rezistență electrică la interior, împreună cu un termosesizor (termistor), sunt amplasate în interiorul probei de rocă. Cind întreg ansamblul este la o temperatură uniformă și constantă, se alimentează elementul de încălzire și creșterea de temperatură se înregistrează pentru un scurt interval de timp.



Variatia temperaturii (T) intr-un punct oarecare, situat intr-un mediu infinit incalzit de o sursa perfect liniara, este exprimata de relatie data de Carslaw, Jaeger, (1959) :

$$T(r, t) = \frac{Q_s}{2\pi K} I(u);$$

$$I(u) = \gamma + \ln u + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-u)^n}{n \cdot n!},$$

in care Q_s reprezinta puterea sursei termice liniare pe unitatea de lungime ; $I(u)$ este functia integralei exponentiale si valorile ei numerice se gasesc in tabele.

Pentru valori mici ale lui u se poate scrie :

$$I(u) = \gamma - \ln u - u^2/2 - u^4/4 + \dots$$

Variabila u este descrisa la rindul sau de relatie :

$u = r/2\sqrt{kt}$, in care r este distanta radiala de la punct la sursa liniara, t este timpul scurs de la conectarea sursei, $k = K/\rho c$ este difuzivitatea termica, iar $\gamma = 0,577$ reprezinta constanta lui Euler.

Daca timpul t este suficient de mare, iar distanta r este mică, u devine la rindul sau mic si termenii de ordinul u^2 si mai mari pot fi neglijati in expresia seriei $I(u)$. Atunci, relatie care exprima variatia temperaturii, se poate transcrie ca :

$$T = \frac{Q_s}{2\pi K} [0,577 - \ln(r/2\sqrt{kt})].$$

In intervalul de timp dintre t_1 si t_2 , cresterea de temperatura ΔT este :

$$\Delta T = T_2 - T_1 = \frac{Q_s}{4\pi K} \ln(t_2/t_1).$$

Din aceasta ultima relatie rezulta conductivitatea termica :

$$K = \frac{Q_s}{4\pi \Delta T} \ln(t_2/t_1).$$

O serie de erori pot afecta determinarile, realizate cu un aparat ce opereaza cu metoda enuntata (Woodside, Messmer, 1961). In general, erorile derivă din aproximarea matematică a fenomenului fizic, mai precis ele se datoresc, atât imposibilității de a asigura anumite conditii spațio-temporale, cit și cunoștințelor limitate asupra rezistenței de contact dintre sursă și proba de rocă :

1. Eroarea datorată neglijării termenilor de ordin superior ai seriei $I(u)$. Această eroare este substanțial redusă dacă termosensorul se amplasează în vecinătatea sursei de căldură (r devine foarte mic) și dacă nu se utilizează prima parte a curbei temperatură-timp.



2. Eroarea datorată aplicării teoriei unei surse liniare de lungime infinită, la o sursă de lungime limitată. Blackwell (1956) a demonstrat teoretic că o sursă liniară, care este caracterizată printr-un raport lungime/diametru mai mare decit 25, produce erori neglijabile în sensul menționat (inferioare la $\pm 1\%$).

3. Eroarea datorată aplicării teoriei unui mediu infinit la probe de rocă cu dimensiuni limitate. Jaeger (1959) a demonstrat că, dacă intervalul de timp, în care se efectuează măsurătoarea, este mai mic decit timpul necesar pentru ca încălzirea datorată sursei liniare să fie „simțită” la suprafața probei, atunci carotidele din foraje, întâlnite în practica geologică, se comportă ca medii de dimensiuni infinite.

4. Eroarea datorată rezistenței de contact termic între sursă de căldură și probă de rocă. Reducerea rezistenței de contact termic se obține utilizându-se vaselină siliconică, în măsura în care aceasta nu pătrunde în porii rocii (cazul rocilor cu porozitate ridicată).

Practic, aparatul realizat de autor, pentru determinarea conductivității rocilor, este construit dintr-o sondă și un bloc de comandă și măsură (fig. 16).

Sonda este realizată dintr-un tub de alamă cu diametrul de 2,4 mm și lungimea de 100 mm, care conține la interior o rezistență electrică ($R = 15\Omega$) și un termistor subminiatură tip NCT-5E (fabricație cehoslovacă).

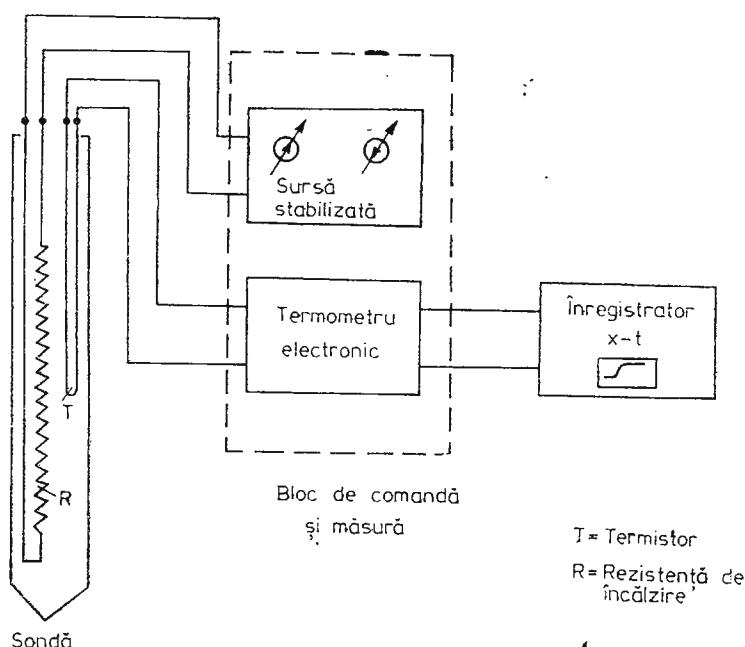


Fig. 16 — Schema bloc a aparaturii pentru determinarea conductivitatii termice a rocilor prin metoda tranzitorie.

Block diagram of the device to determine thermal conductivity of rocks, by the transient method.

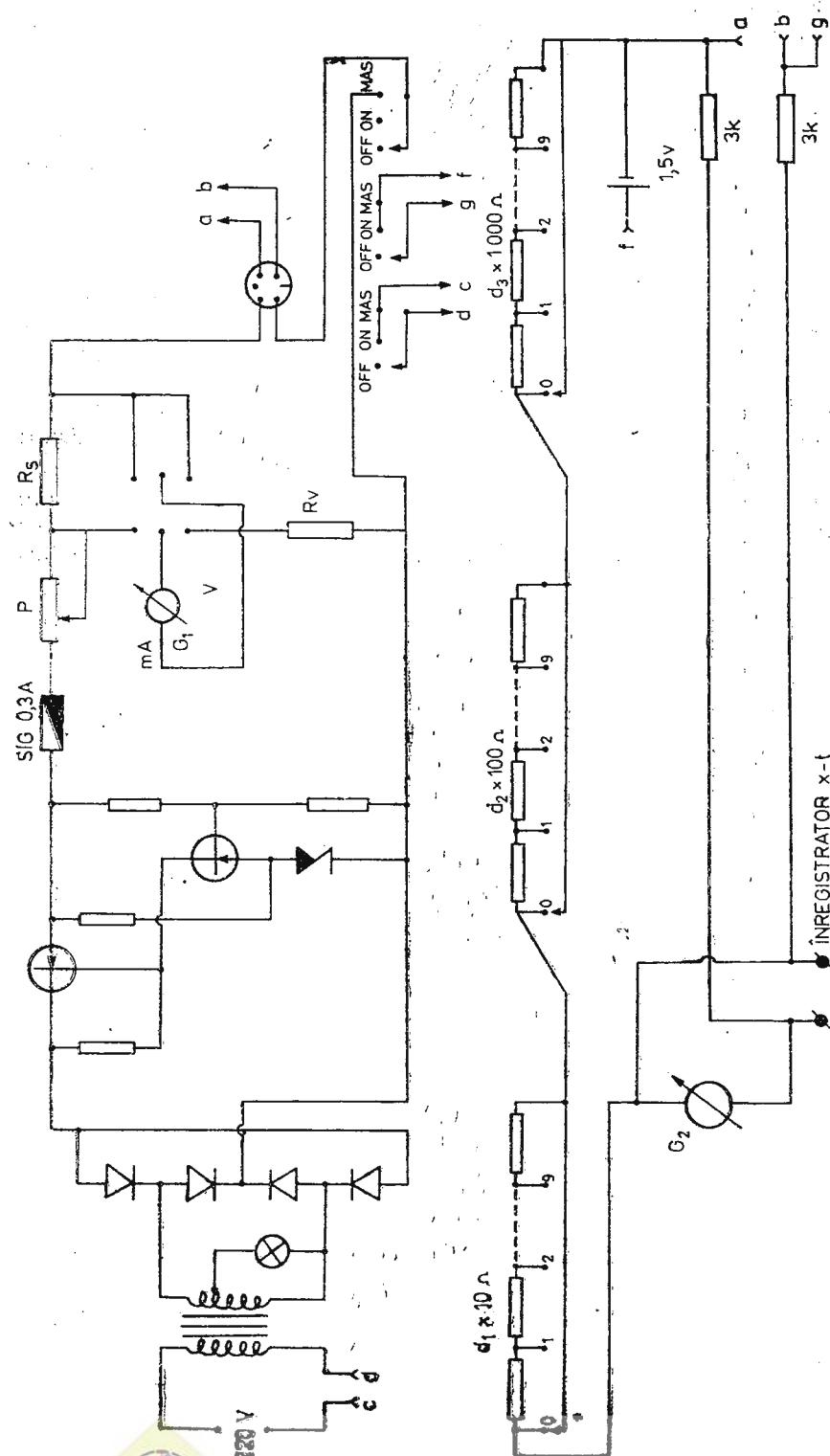


Fig. 17 – Schema electrică a aparatului pentru determinarea conductivității termice a rocilor.
Electrical diagram of the device to determine thermal conductivity of rocks.

lovacă), amplasat la jumătatea lungimii tubului. Rezistența electrică ocupă întreaga lungime a tubului.

Blocul de comandă și măsură are în compunere două unități: o sursă stabilizată de curent pentru alimentarea rezistenței electrice de încălzire de la interiorul sondei, cu posibilitatea de cîdere a curentului și tensiunii, și o punte Wheatstone cu compensare decadică, care permite determinarea rezistenței electrice a termistorului și, prin intermediul tabelelor de etalonare, stabilirea valorii temperaturii. În diagonala punții se conectează un înregistrător $x-t$ pentru stabilirea variației în timp a temperaturii la interiorul sondei.

În figura 16 este prezentată schema-bloc, iar în figura 17 schema electrică a aparatului. Modul de operare este următorul:

a. fiind conectată sonda și înregistratorul, se trece comutatorul general în poziția ON;

b. prin intermediul potențiometrului P se stabilește un curent de 100 – 200 mA (în funcție de tipul de rocă analizat), care se citește pe scara instrumentului G_1 ;

c. se acționează decadele d_1 , d_2 , d_3 , pînă în momentul cînd instrumentul G_2 indică zero; valoarea citită pe decadele d_1 , d_2 , d_3 , transformată în °C, reprezintă temperatura inițială a probei de rocă;

d. se acționează comutatorul general în poziția MAS și se înregistrează curba de variație a temperaturii în timp pentru cca 3 minute (fig. 18); la atingerea asymptotei curbei tranzistorii de încălzire, se trece comutatorul în poziția ON și compensind decadele d_1 , d_2 , d_3 , se determină valoarea temperaturii finale.

Căldura preluată de către probă de rocă analizată, de la sursa liniară, este proporțională cu puterea electrică disipată în rezistență de încălzire a sondei:

$$Q_s = \frac{V(\text{volti}) \times I(\text{amperi})}{4,18}$$

Într-un grafic simplu logaritmic, în care se reprezintă $\Delta T = f(\log t)$, conductivitatea termică (K) este proporțională cu panta dreptei ($\operatorname{tg} \alpha$) din figura 19, pentru roca respectivă, formula de calcul proprie caracteristicilor aparatului construit fiind:

$$K[W\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}] = 7,98 V[\text{volti}] I[\text{mA}] \operatorname{tg} \alpha \text{ sau:}$$

$$K[\text{cal em}^{-2}\text{s}^{-1}\text{C}^{-1}] = 19,1 V [\text{volti}] I [\text{mA}] \operatorname{tg} \alpha.$$

Pentru determinarea reproducibilității măsurătorilor realizate cu aparatula în discuție, conductivitatea unui etalon de plastic a fost măsurată de cîteva ori, de fiecare dată modificîndu-se curentul electric prin rezistență de încălzire. Reproducibilitatea a fost mai bună de $\pm 5\%$. Măsurători repetate, realizate pe probe de rocă, au prezentat o reproducibilitate și mai bună, atingind $\pm 2,5\%$ pentru probe de roci neconsolidate umede (nisip argilos).

Cu aparatura descrisă s-au determinat conductivitățile termice pentru diverse tipuri de rocă, de diverse vîrstă și aparținind unor unități tectonice majore diferite. Toate referirile din prezenta lucrare, la valori

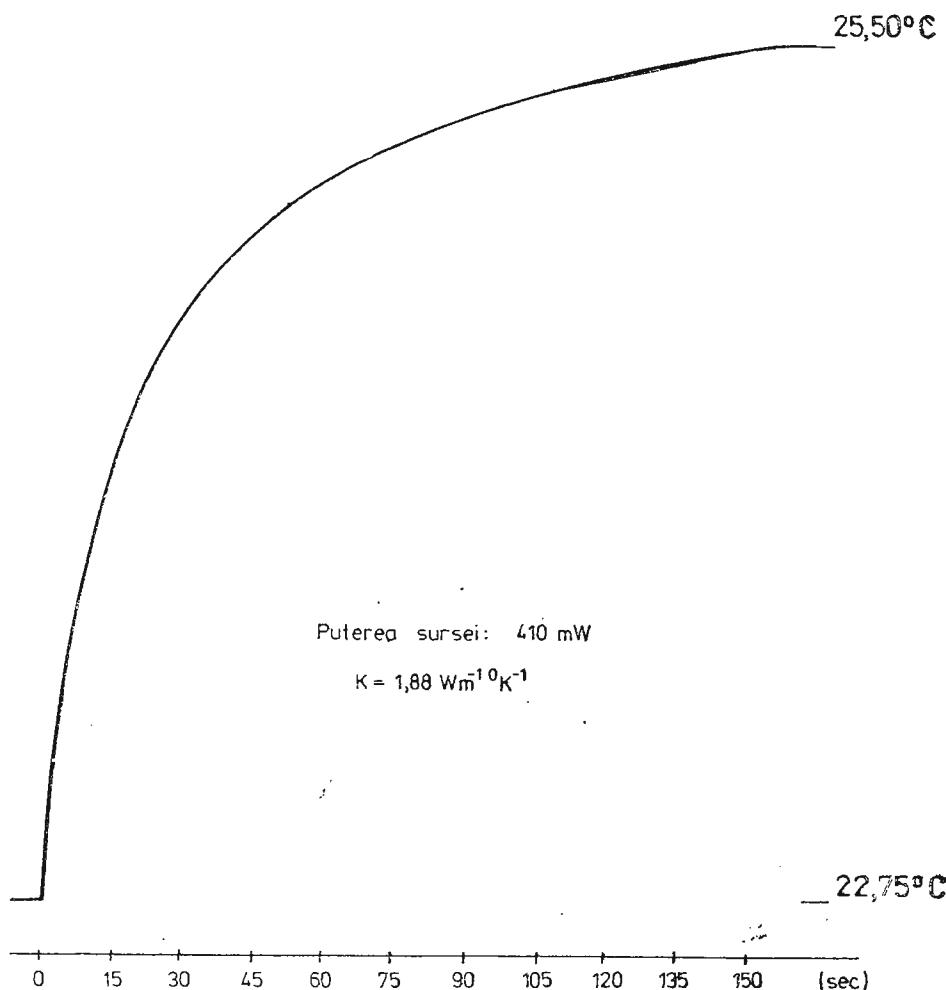


Fig. 18 — Inregistrarea tipică $\Delta T = f(t)$ pentru o probă de rocă din Platforma Moesiană, cu aparatul de determinare a conductivității termice prin metoda tranzitorie.

Typical record $\Delta T = f(t)$ for a rock sample from the Moesian Platform with the device determining the thermal conductivity by the transient method.

de conductivitate termică de pe teritoriul României, sint obținute cu aparatura construită de autor, dacă nu se specifică altfel.

În tabelul 8 sint prezentate conductivitățile termice, determinate pe o serie de carote recoltate din foraje adânci (peste 1000 m), datele respective fiind utilizate în studiul distribuției fluxului geotermic.

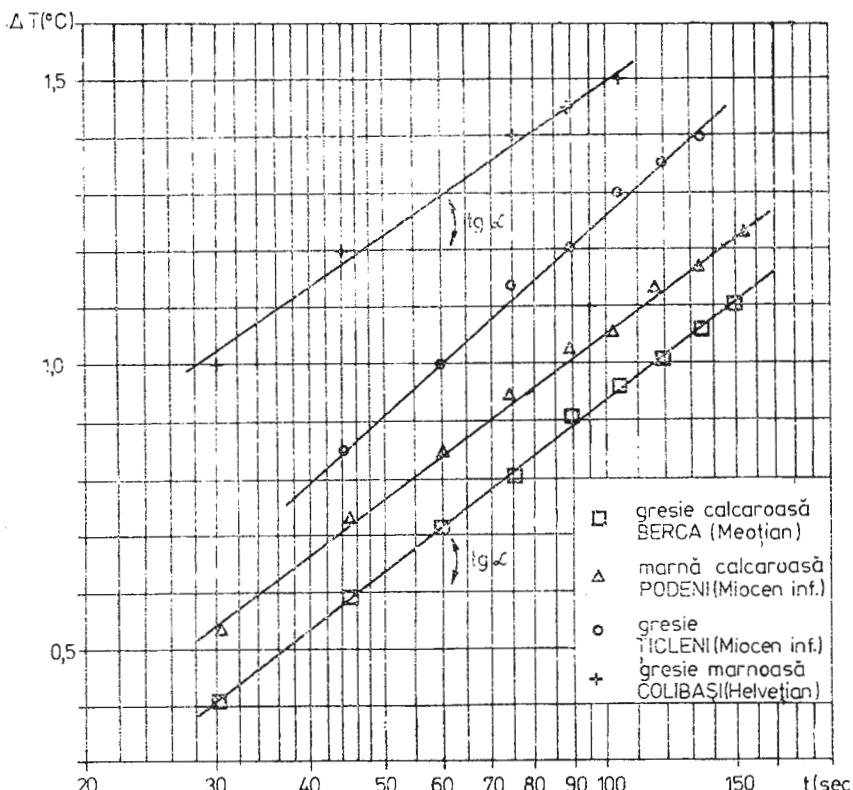


Fig. 19 — Exemplu de reprezentare a funcției $\Delta T = f(\log t)$ pentru patru probe de rocă. Conductivitatea termică este proporțională cu panta dreptei respective ($\text{tg } \alpha$).

Example of representation for the $\Delta T = f(\log t)$ function for four rock samples. Thermal conductivity is proportional to the respective line gradient ($\text{tg } \alpha$).

4. DETERMINĂRI DE TEMPERATURĂ

4.1. Anomalii geotermice

Căldura generată în interiorul globului face ca temperatura în adâncime să fie mai ridicată decât la suprafața sa. Pentru obținerea echilibrului, conform legilor termodinamicii, căldura este transferată către suprafață și radiată în spațiu. După cum s-a precizat anterior, transferul termic, în crusta terestră, se efectuează conductiv și/sau convectiv.

Prin prospecțiunea geotermică se caută, în esență, să se evaluateze cantitatea de căldură originală din crustă și mantaua superioară, care este transferată la suprafață, identificindu-se astfel eventualele arii de concentrare a căldurii în adâncime (Muffler, Cataldi, 1978). Identificarea, localizarea și caracterizarea unei asemenea „anomalii” geotermice constituie „obiectivul” acestei metode de investigare geofizică.

TABELUL 8

Conductivitatea termică determinată pe carote recoltate din foraje adinții

Unitatea structurală	Foraj	Localizare	Litologie	Vîrstă geologică	Intervalul carotat (m)	Conductivitatea termică medie	
						(Wm ⁻¹ °K ⁻¹)	(cal/cm ² s°C)
Avanfosa carpatică	6003	Podeni	gresic calcaroasă	Miocen inferior	5575—5578	2,32	5,55
Depresiunea Getică	901	Țicleni	gresie calcaroasă grezzoasă	Aquitanian	3301—3306	2,59	6,20
	1546	Colibași	gresie marnoasă	Helvetian	1239—1241	2,17	5,20
Platforma Moesică	1348	Stoenesti	calcar organogen diagenezat	Sarmațian inferior	1395—1404	1,88	4,50
	550	Malul Mare	gresie calcaroasă	Dogger inferior	1646—1655	1,76	4,20
	5020	Finta	microgresie cu ciment silicios	Numurian	6250—6255	3,14	7,05
	1748	Izvorul	calear compact	Barremian	1870—1874	3,18	7,60
Zona Ilisului	1671	Chilii	gresie silicioasă (Kliva)	Oligocen	1585—1587	2,34	5,60
	918	Frasin	gresie silicioasă	Eocen	3853—3862	4,26	10,20
	7	Ghindăuani	gresie calcaroasă	Eocen	2815—2816	1,68	4,02
Platforma Moldovenească	5001	Bodești	gresie cu ciment silicios	Devonian	3948—3949	2,57	6,15
	118	Mălini	gresie calcaroasă	Sarmațian inferior	3239—3243	2,15	5,15
Depresiunea Pannonică	4082	Siniob	argilit grezos	Pannonian inferior	3100—3102	1,15	2,75
	4083	Siniob	gresie cu ciment calcaros	Pannonian inferior	2481—2482	1,85	4,43

Anomaliile cimpului geotermic sunt determinate de un număr mare de factori, cu natură diversă. După extinderea în suprafață, Kononov, Polyak (1970) disting anomalii globale (10^6 — 10^4 km²), regionale (10^4 — 10^2 km²) și locale (10^2 — 10^{-4} km²), iar după adâncimea de situire a surselor geotermice, aceiași autori au deosebit, convențional, surse abisale (situate la nivelul mantalei), intermediare (situate în litosferă) și superficiale (situate în primii cîțiva kilometri ai crustei).



Prin natura lor fizică, anomaliiile cîmpului geotermic sunt asociate cu schimbări ale temperaturii în spațiu și/sau timp, în legătură cu : (1) caracterele specifice transferului termic conductiv într-un mediu neuniform, din punct de vedere al conductivității termice (disiparea neuniformă a fluxului termic terestru în roci), sau (2) într-un mediu în mișcare (procese tectogenetice); (3) procese ale transferului termic de masă (convecția magmelor sau a apelor subterane); (4) concentrarea unor surse de căldură (în special surse radiogene); (5) procese fizice sau chimice cu transformare de energie (reacții chimice exoterme — alterarea zăcămintelor de sulfuri complexe, reacții endoterme — dizolvarea sării și.a.); (6) schimbări de fază fizică, densitate și conductivitate termică a mediului (de regulă, procese sub-litosferice). Pentru generarea tuturor tipurilor de anomalii geotermice, cauzele enumerate pot opera staționar sau nestaționar (în general, tranzitoriu), iar efectul lor, într-un punct oarecare de observație, poate fi individual sau cumulat.

Clasificarea de mai sus a anomaliei geotermice și a surselor care le generează nu este, desigur, exhaustivă. De exemplu, apare necesar ca, în viitor, într-o clasificare mai generală, să fie introdus și criteriul intensității (energiei calorice implicate), ca și durata persistenței în timp geologic a anomaliei.

Identificarea, analiza și interpretarea cantitativă a diferitelor tipuri de anomalii geotermice se bazează, în esență, pe cunoașterea extinderii, formei și intensității, considerate în corelația lor cu structura geologică, caracterele hidrogeologice ale punctului de observație, istoria evoluției geologice a regiunii, precum și cu teoria fizico-matematică, care descrie tipul respectiv de anomalie geotermică. Este de remarcat că, deși există un număr relativ mare de tipuri de anomalii geotermice, ele sunt descrise, din punct de vedere matematic, de un număr mic de formule, obținute prin modificări ale ecuației conductiei termice (Tihonov, Samarski, 1956; Carslaw, Jaeger, 1959).

Mărimea fizică de bază, măsurată în toate variantele metodei de prospectiune geotermică, este temperatura. Există o varietate de tehnici de măsură a temperaturii, care, principal, pot fi aplicate în prospectiunea geotermică, tehnici ce pot fi clasificate în general, în funcție de adâncimea de situire a obiectivului urmărit, în următoarele trei categorii principale :

a. Determinări de temperatură în sol. (Metodica aplicată constă în măsurarea temperaturii solului în găuri de 2 m adâncime (Krémár, 1967; Poley, Steveninck, 1970). Datele obținute oferă indicații asupra prezenței unor surse geotermale situate în vecinătatea suprafeței (pînă la 150—200 m adâncime, pentru cazul apelor termalizate), surse avînd un pronunțat caracter local.

b. Determinări de gradienți geotermici „superficiali” (White et al., 1975). Determinările se efectuează în foraje scurte, de 40—50 m adâncime, realizate special pentru prospectiunea geotermică — la o densitate de aproximativ un foraj pentru $10-25 \text{ km}^2$ — și constau în măsurarea temperaturii la cel puțin două nivele de adâncime, situate sub limita de influență a variațiilor climatice anuale. Valorile individuale ale gradientului geotermic sunt comparabile numai dacă se operează în arii cu o litologie relativ omogenă și conductivitatea termică, pentru primii 50 m, poate fi considerată aproximativ constantă. Obiectivul investigațiilor cu o astfel



de tehnică îl constituie surse geotermice situate la adâncimi de cîteva sute de metri.

c. Determinări de flux geotermic, utilizate în prospecțiunea geotermică la scară regională (Brott et al., 1976), pentru investigarea unor unități tectonice majore. În acest caz este necesar să se măsoare două mărimi: gradientul geotermic în foraje de cel puțin 200-300 m adâncime și conductivitatea termică a rocilor pe intervalele unde a fost măsurat gradientul geotermic. Valoarea fluxului geotermic rezultă din înmulțirea celor două mărimi măsurate.

Deși nu sunt produsul prospecțiunii geotermice, în studiile pentru resursele geotermice (Barbier, Fanelli, 1973) sunt utilizate, uneori, două categorii de date asupra temperaturii, ca să suplimenteze rezultatele prospecțiunii: măsurători industriale de temperatură (carotaj termic, temperaturi de fund, temperaturi în formațiuni productive) și termometria geochemicală (temperatura de echilibru în soluție a silicei SiO_2 sau alcaliilor Na-K-Ca).

4.2. Problema factorilor perturbanți, a corecțiilor și reducerilor aplicate datelor de temperatură

O serie de perturbații afectează valoarea temperaturii stabilită de disiparea căldurii interne a globului, în zonele superficiale ale crusei: (1) variațiile climatice diurne și anuale la suprafața solului; (2) influența mișcării apelor subterane; (3) influența reliefului topografic; (4) influența paleoclimatului (glaciatiunilor); (5) mișcările verticale ale crusei (eroziune și sedimentarea).

Dintre acestea, o influență esențială asupra rezultatelor prospecțiunii geotermice o au variațiile climatice diurne și anuale, și mișcarea apelor subterane. Celelalte surse naturale de perturbații ale cîmpului geotermic prezintă importanță mult mai redusă pentru prospecțiune; ele conduc, în general, la aplicarea unor corecții nesigure și greoaie, la care, în practică, s-a renunțat chiar în cazul studiilor de fizica globului. Totuși, pentru o prezentare completă a problemei, în cele ce urmează sunt schițate și elementele fizico-matematice ale influenței paleoclimatului, reliefului topografic, eroziunii și sedimentării.

4.2.1. Variațiile diurne și anuale ale climatului

Fluxul geotermic, provenit din interior și care se disipa la suprafața pămîntului, este, în medie, de cca 60 m Wm^{-2} (Pollack, 1982), pe cînd energia radiantă, provenită de la soare și care atinge suprafața solului, este cu trei ordine de mărime mai mare (Kappelmeyer, Haenel, 1974).

În aceste condiții, valoarea temperaturii, în imediata vecinătate a suprafeței solului, este practic în întregime controlată de energia radiantă provenită de la soare. Cantitatea de energie ajunsă la suprafața solului depinde, în afară de timp, de latitudine, altitudine și de inclinarea suprafeței.

Spre deosebire de fluxul geotermic staționar, caracteristica esențială a radiației solare, care atinge suprafața solului, o constituie periodici-



tatea sa, exprimată într-o bună aproximare printr-o undă diurnă (perioada 24 ore) și o undă anuală (perioada 365 zile). Pentru prospectiunea geotermică prezintă interes modul cum se propagă în adâncime oscilația periodică de temperatură de la suprafață, oscilație aproximată matematic printr-o undă sinusoidală (Kappelmeyer, Haenel, 1974) :

$$T_s = T_m + \theta_0 \sin(\omega t).$$

în care : T_s este temperatura la suprafața solului ($z = 0$) ; θ_0 este amplitudinea oscilațiilor temperaturii la suprafață ; $\omega = 2\pi/P$, (P este perioada de timp a oscilației considerate : 24 ore sau 365 zile) ; T_m este temperatura medie anuală la suprafața solului.

Integrand ecuația conduceției termice,

$$k \frac{d^2 T}{dz^2} = \frac{dT}{dt}, \quad (0 \leq z \leq \infty),$$

pentru condiția limită de mai sus, se obține soluția (Tihonov, Samarski, 1956) :

$$T(z, t) = T_m + \theta_0 \exp(-z/\sqrt{\pi/kP}) \left[\sin\left(\frac{2\pi}{P}t - z\sqrt{\frac{\pi}{kP}}\right) \right].$$

Soluția obținută scoate în evidență următoarele particularități ale propagării undei de temperatură :

a. Dacă temperatura la suprafața solului variază periodic pentru un timp indelungat, în subsol se vor stabili, de asemenea, oscilații de temperatură cu aceeași perioadă, dar a căror amplitudine descrește exponențial cu adâncimea.

b. Oscilațiile de temperatură în subsol se produc cu un defazaj, a cărui mărime este proporțională cu adâncimea.

c. Adâncimea de pătrundere a oscilațiilor de temperatură de la suprafața solului depinde de perioada oscilațiilor de temperatură la suprafața solului. Variația relativă a amplitudinilor temperaturii cu adâncimea este exponentială :

$$\theta(z)/\theta_0 = \exp(-z/\sqrt{\pi/kP}).$$

Ultima relație arată că, cu cât perioada este mai mică, cu atât adâncimea de penetrare a undei de temperatură în subsol este mai mică. Pentru o valoare medie tipică a difuzivității termice a solului ($k = 0,01 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$), rezultă o adâncime de extincție a undei de temperatură diurnă la cca 1 m și, respectiv, a unei anuale, la cca 15 m (pentru latitudinea de 45°).

Trebuie menționat că tratarea teoretică expusă se referă la un sol uscat. Prezența umidității complică fenomenele termice din sol, deoarece prin evaporare sau îngheț se absoarbe sau degajă căldură latentă care modifică forma undei de temperatură, depărțind-o de o sinusoidală pură.

Dar, pe de altă parte, rezultatele măsurătorilor pe teren, efectuate în diverse regiuni de pe glob (Kremár, 1967 ; Poley, Steveninck, 1970 ; Parasnis, 1971 ; Mongelli, 1981), ca și măsurările realizate de autor în țara noastră (fig. 20, 21 și 22), au confirmat, într-o foarte bună aproximare, rezultatele calculului teoretic, constituind, astfel, una din premisele de bază în elaborarea metodologiei de măsurare a temperaturilor, aplicată în



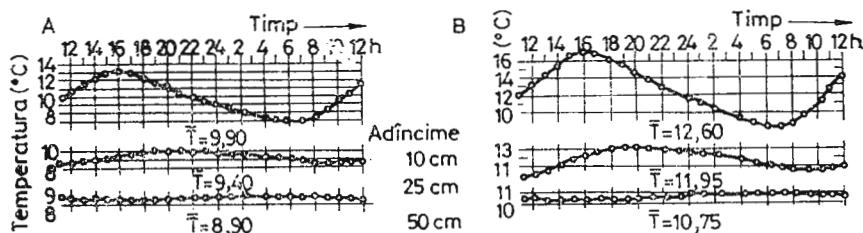


Fig. 20 — Propagarea undei diurne de temperatură în primii 50 cm ai solului (\bar{T} = temperatura medie). Măsurători executate în zona Felix (Oradea) în luna septembrie 1971. A, determinări în pădure; B, determinări în cimp deschis.

Propagation of temperature diurnal wave in the first 50 cm of the soil (\bar{T} = average temperature). Measurements in the Felix zone (Oradea) in September 1971. A, determinations in forest; B, determinations in open field.

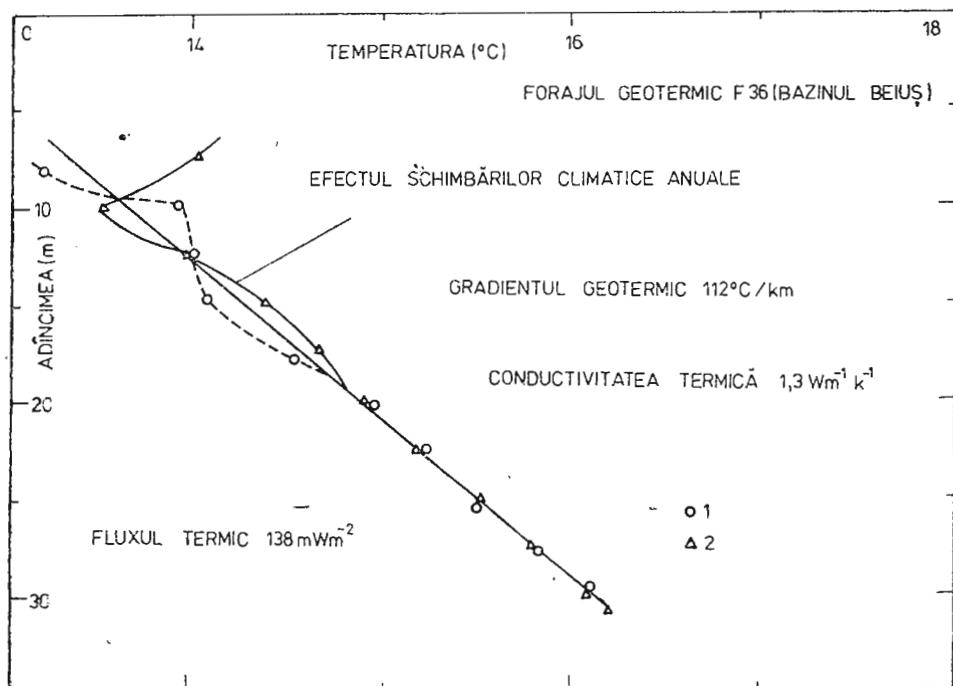


Fig. 21 — Efectul undei anuale de temperatură determinat în forajul de prospectare geotermală F-36 (Bazinul Beiuș). Unda anuală de temperatură cauzează o perturbație a gradientului geotermal pentru adâncimi mai mici de 20 m. Forajul a străbătut marne de vîrstă pliocenă, fiind localizat în apexul unei anomalii geoterinice.

Effect of temperature annual wave determined by F-36 geothermal prospecting drilling (Beiuș basin). Temperature annual wave causes a disturbance of the geothermal gradient for depths less than 20 m. The drilling penetrated Pliocene marls, being located in the apex of a geothermal anomaly.

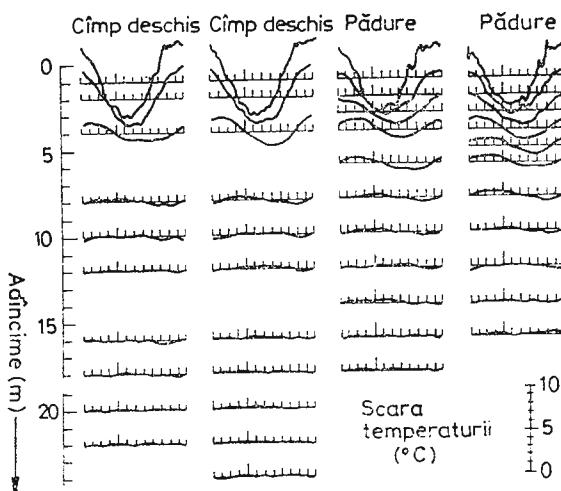


Fig. 22 — Propagarea undei anuale de temperatură în adâncime, determinată pentru patru foraje de prospecție geotermică din zona Tușnad. Măsurători realizate în perioada septembrie 1974-august 1975 (o diviziune pe orizontală corespunde unei luni calendaristice).

Propagation of temperature annual wave in depth, determined for four geothermal prospecting drillings in the Tușnad zone. Measurements made in September 1974-August 1975 (a horizontal division stands for a month).

prospecția geotermală. Rezultatul metodologic important îl constituie faptul că determinările de temperatură, în cazul tehnicii de utilizare a găurilor în sol, trebuie să se execute la adâncimile ce depășesc 1 m, iar în cazul tehnicii forajelor scurte de prospecție geotermală, adâncimea de măsură trebuie să fie mai mare de 818 m.

4.2.2. Transferul termic la suprafața solului

Un element care este necesar să fie analizat îl reprezintă condiția saltului de temperatură la limita sol-atmosferă. Din punct de vedere fizic, cel puțin două mecanisme individuale ale transferului de căldură pot fi distinse (Poley, Steveninck, 1970; Geertsma, 1971): (1) „radiația termică de suprafață” a solului care ia în considerare un salt de temperatură de-a lungul suprafeței limită și (2) transferul de căldură printr-o zonă de joasă conductivitate a părții superioare a solului. Astfel, regimul termic în imediata vecinătate a suprafeței solului se stabilește în acord cu relația:

$$q = K \frac{dT}{dz} = \alpha(T_0 - T_a),$$

în care T_0 este temperatura suprafeței solului; T_a este temperatura atmosferei la suprafața solului; α este coeficientul de transfer termic „efectiv” la suprafața solului. Cele două mecanisme de transfer amintite mai sus, apar în expresia matematică a coeficientului α :

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{1}{\alpha_t} + \frac{z_0}{K_0},$$

în care α_t este emisivitatea suprafeței solului, K_0 este conductivitatea termică a stratului superior al solului, iar z_0 este grosimea acestui strat.

Apare evident că mărimea lui α_t este condiționată de mulți factori, care scapă unei riguroase aprecieri cantitative: gradul de acoperire cu vegetație, conținutul de umiditate al solului, neomogenitatea și culoarea solului și a. Acțiunea unora dintre acești factori este reziduală și sensul lor de acțiune se poate schimba în funcție de zi sau noapte, sau în funcție de sezon. Mărimea albedo, care este în corelație cu reflectivitatea și emisivitatea solului, prezintă o oarecare semnificație în încercarea de caracterizare.

TABELUL 9

Coefficientul de transfer termic „efectiv” (α) la suprafața solului (după Poley, Steveniuck, 1971)

Suprafața de contact	(cal cm ⁻² sec ⁻¹ °C ⁻¹)	$T_0 - T_a$ (°C)
Sol uscat/aer	$27 \times 10^{-6} - 1,1 \times 10^{-3}$	0,05 – 0,0012
Sol umed/aer	3×10^{-4}	0,004
Sol/apă	$7 \times 10^{-3} - 4 \times 10^{-1}$	2×10^{-4}

zare a regimului termic la suprafața solului; zonele cu număr albedo mic sunt mai calde în comparație cu zonele cu număr albedo mare.

În tabelul 9 sunt prezentate unele valori ale lui α pentru diferite suprafețe de contact. Din tabel rezultă că saltul de temperatură la suprafața solului nu depășește cîteva sutimi de °C și, pentru scopurile proiecțiunii geotermice, influența transferului termic la suprafața solului, asupra distribuției temperaturilor în adâncime, este neglijabilă.

4.2.3. Influența mișcării apelor subterane

Misarea apelor subterane în roci poros-permeabile influențează semnificativ cantitatea de căldură care se propagă conductiv către suprafață. Au fost realizate mai multe studii teoretice, în încercarea de evaluare a componentei convective a transferului termic în părțile superficiale ale crucei. Deși există modele pentru sisteme hidrogeotermale, considerind infiltratia verticală în lungul unor orizonturi cu înclinare mică sau datează fluxului de apă dintr-un orizont în altul, totuși nu s-a reușit încă elaborarea unei teorii generale a transferului termic convectiv datorat apelor subterane sau unei metode de evaluare unitară a efectului lor asupra tem-



peraturii măsurate. Uneori se confundă evaluarea și eliminarea efectului factorilor hidrogeologici asupra temperaturii cu interpretarea, din punct de vedere hidrogeologic, a datelor geotermice (Goguel, 1975).

Un alt aspect este acela că studiile realizate pînă în prezent s-au ocupat cu problema corelării datelor hidrogeologice cu anomalii geotermice staționare, în timp ce procesele nestaționare prezintă un interes mai mare.

În cazul general al unui bazin sedimentar, mișcarea apelor subterane conduce la diminuarea temperaturii (răcire) în zona ariei de alimentare a sistemului hidrodinamic și la o creștere (încălzire), în zona ariei de des cărcare a sistemului. Sistemul hidrodinamic este determinat de variația a două cîmpuri (Castany, 1972): cîmpul permeabilității (de filtrație și cîmpul presiunii hidrodinamice; el poate fi caracterizat prin transmisivitate, care reprezintă produsul dintre coeficientul de filtrație și grosimea efectivă a acviferului). Modele hidrodinamice, cu aplicații practice privind prelucrarea și sinteza datelor hidrogeologice, sunt prezentate în lucrarea elaborată de Gheorghe (1972).

În ipoteza unei circulații pe verticală a apei cu viteza v , ecuația care descrie cîmpul termic este de forma :

$$\frac{d^2T}{dz^2} - \frac{c\rho}{K} v \frac{dT}{dz} = 0,$$

avînd drept integrală generală expresia (Carslaw, Jaeger, 1959) :

$$T = C_1 \exp(az) + C_2,$$

care pentru condițiile la limită : $T = T_1|_{z=0}$ și $T = T_2|_{z=l}$, devine : $T = (T_2 - T_1)[(\exp(\beta z/l) - 1)/(\exp(\beta) - 1)] + T_1$, în care : $\beta = c\rho v l / K$, l este grosimea stratului în care se produce convecția, K este conductivitatea termică a fazei solid-fluid.

Dacă se ține seama de „energia termică internă” a fluidului, se poate scrie (Mongelli, 1982) :

$$q_t = -K(dT/dz) + c\rho v(T - T_i),$$

în care T_i este temperatura la care energia internă a fluidului devine zero (convențional, se consideră $T_i = 0^\circ\text{C}$).

Înlocuind pe T se obține :

$$q_t = (-\beta K/l)[(T_2 - T_1)(\exp(\beta z/l)/(\exp(\beta) - 1) - T_i)].$$

Cînd $v \rightarrow 0$, $q_t \rightarrow -K(T_2 - T_1)/l$, adică tot fluxul caloric se propagă conductiv; dacă $v \neq 0$, componenta conductivă se reduce și fluxul convectiv (q_c) este evaluat de relația :

$$q_c = (-\beta K/l)(T_2 - T_1)(\exp(\beta z/l))/(\exp(\beta) - 1).$$

Cunoscînd din datele experimentale valorile pentru β , l , T_1 , T_2 și K , cantitatea de căldură transferată numai prin conducție (sau numai prin convecție) poate fi calculată. De exemplu, pentru o viteză de infiltrare pe verticală a apei de $0,3 \text{ m/an}$, într-un strat cu diferență de temperatură de 10°C între culcuș și coperiș, se produce o perturbare a fluxului geotermic la suprafață de aproximativ 400 mW m^{-2} .



În figura 23 este trasată distribuția teoretică a temperaturii în adâncime pentru un mediu poros-permeabil, iar în figura 24 sunt indicate, pentru comparație, rezultatele măsurătorilor realizate de autor într-un foraj de explorare minieră (executat de IPEG — Harghita), unde există o circulație pe verticală a apei în gresii calcaroase oligocene.

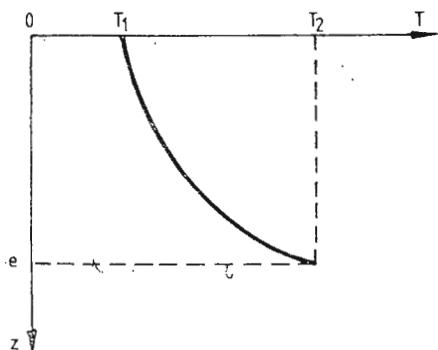


Fig. 23 — Distribuția teoretică a temperaturii în adâncime pentru un strat poros-permeabil, de grosime l și cu temperaturile T_1 și T_2 la nivelul coperișului și, respectiv, culușului stratului.

Temperature theoretical distribution in depth for a porous-permeable layer, with a thickness l and with temperatures T_1 and T_2 at the hanging wall level and at the footwall level respectively.

Ca un criteriu de recunoaștere a valorilor de temperatură influențate de mișcarea apelor subterane, se poate considera că acolo unde gradientul geotermic, în profilul unui foraj, apare cu mult mai redus, comparativ cu cel determinat în stratele impermeabile ale aceluiași foraj, convecția constituie principala componentă a transferului termic.

4.2.4. Efectul paleoclimatului

În afara oscilațiilor periodice diurne și anuale, climatul a înregistrat și schimbări pentru perioade de timp mult mai lungi (10000 ani), având amplitudini de peste 10°C . Informații asupra acestor oscilații pot fi obținute pe diferite căi (Mongelli, 1981): observații meteorologice directe (în ultimii 100—200 ani); date despre climat din documente istorice (pentru ultimii 1000 ani); date paleobotanice referitoare la raportul $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ (pentru intervalul 100—300 000 ani); date geologice privind resedimentările cuaternare (pînă la 10^6 ani).

Dacă se consideră o perioadă de 10 000 ani (minim de timp scurs de la ultima glaciațiune), din expresia adâncimii de penetrare în subsoi a unei de temperatură rezultă o adâncime de extincție a perturbației termice de cca 2000 m. O astfel de perturbare a temperaturii este important de cunoscut în cazul în care se compară valori de flux termic terestru din diverse părți ale globului, dar nu prezintă interes pentru prospecțiunea geotermică, aplicată chiar la scară regională, deoarece variația datată paleo-climatului de la un punct la altul, în cadrul aceleiași unități tectonice, este practic sub limita erorilor de măsură a temperaturii ($0,05^{\circ}\text{C}$).

4.2.5. Reduceri topografice

Reducerile topografice au fost elaborate pentru interpretarea datelor de flux termic terestru, interesind fizica globului, și sunt exclusiv

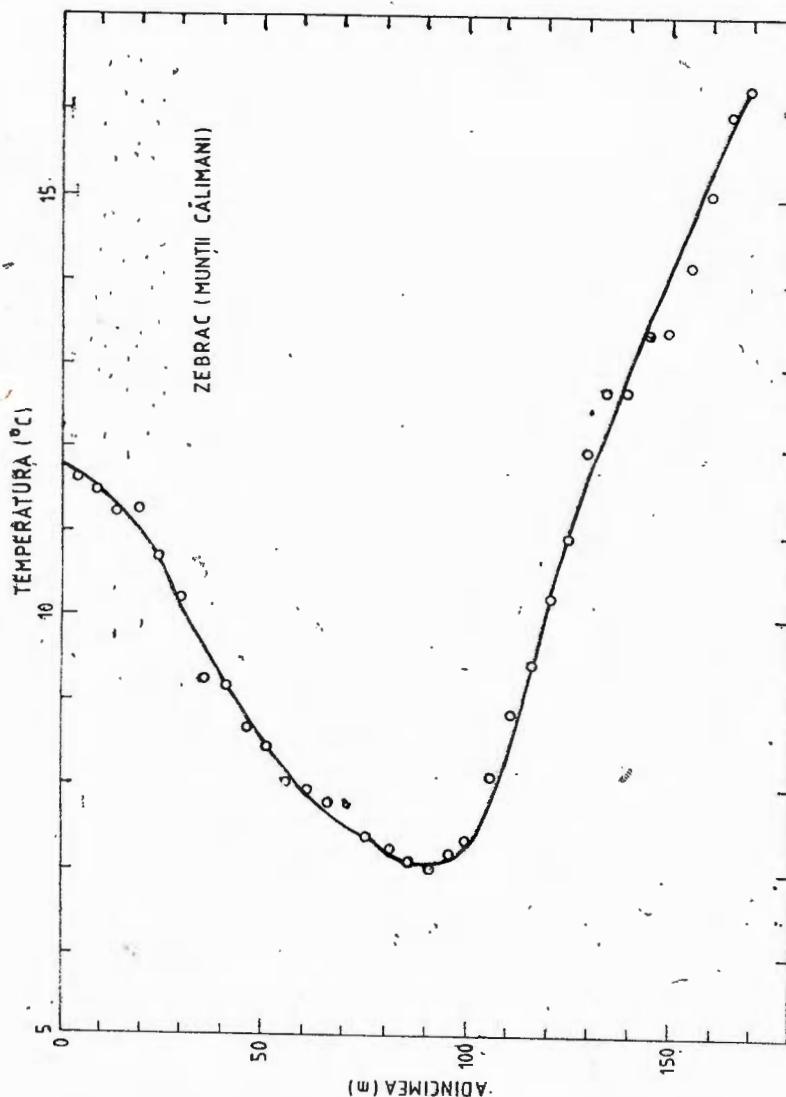
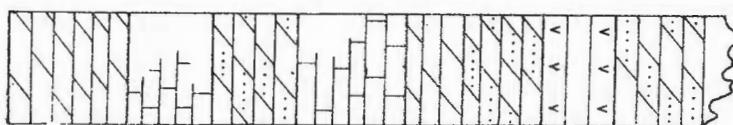


Fig. 24 – Determinări de temperatură în forajul IPEG F-1 Zebrac (munții Călimani). Forajul a străbătut calcare oligocene și marne grezoase, cu cîteva filoane de andezit. Gradientul geotermic este perturbat datorită circulației apei pe intervalul 50-100 m. Temperatura determinării în IPEG F-1 Zebrac drilling (Călimani Mountains). The drilling has crossed Oligocene limestones and sandstone marls with some andesite veins. The geothermal gradient is disturbed because of water circulation on the 50-100 m interval.



utilizate în acest scop, deci fără a fi extinse și la aplicațiile prospecțiunii geotermice.

Reducerile topografice derivă din soluții ale ecuației conudenției termice în regim staționar, considerind că temperatura în adâncime (T) variază proporțional cu gradientul geotermic (G), iar temperatura la suprafață pământului (T_h) variază proporțional cu altitudinea (h) și cu gradientul medie anuală a temperaturii aerului (G'):

$$T = zG, \text{ pentru } z \rightarrow \infty; T_h = T_0 - hG', z = -h(x, y),$$

în care T_0 este temperatura medie anuală la altitudinea $h = 0$. Pentru G' , dacă nu există date meteorologice, considerarea unei valori de $0,01^\circ\text{C m}^{-1}$ pare rezonabilă (Mongelli, 1981), fiind apropiată de valoarea gradientului adiabatic al temperaturii aerului ($0,0098^\circ\text{C m}^{-1}$).

O soluție simplă, pentru condițiile limită de mai sus, a fost dată de Lees (1910), aplicabilă în cazul unei singure catene muntoase (sau unui monoclin) cu altitudine maximă (h) și cu lățimea ($2b$) la altitudinea ($h/2$):

$$T = T_0 + zG + b_0(z + b_1)/[x^2 + (z + b_1)^2],$$

în care $b_0 = (G - G')h(h^2/4 + b^2)^{1/2}$; $b_1 = h + (h^2/4 + b^2)^{1/2}$.

Bullard (1940) a tratat analitic problema tridimensională a influenței topografiei asupra temperaturii, pentru corectarea gradientului geotermic determinat în găuri de sondă. Corecția este exprimată, în coordinate cilindrice (r, φ, z), de integralele:

$$\frac{\delta T}{\delta z} = \int_0^\infty \frac{1 - 2z^2/r^2}{(1 + z^2/r^2)^{5/2}} \frac{a}{r} dr,$$

în care :

$$a = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} (h_0 = -h)(G - G') d\varphi.$$

Pentru cerințele practice, cele două integrale trebuie dezvoltate în serii finite, ai căror factori pot fi obținuți cu ajutorul hărților topografice. Procedeul a fost standardizat și se aplică datelor de observație a fluxului termic terestru, într-o manieră asemănătoare reducerilor topografice din gravimetrie.

4.2.6. Corecții pentru sedimentare și eroziune

Mișcările tectonice și, în particular, cele neotectonice, sănătatele la suprafață de sedimentare și eroziune, în aria blocurilor care coboară sau, respectiv, se ridică. Din această motiv, efectul mișcărilor neotectonice este foarte rar privit ca un factor independent de perturbare a cimpului termic.

Pentru evaluarea efectelor sedimentării asupra temperaturii în subsol, Von Herzen, Uyeda (1963) și Jaeger (1965) au propus modelul unui mediu semi-infinit care se mișcă în sus cu viteza de sedimentare v_s , (sau,



în cazul eroziunii, în jos cu viteza negativă $-v_s$). Ecuația care descrie fenomenul termic este :

$$k \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} + v_s \frac{\delta T}{\delta z} = - \frac{\delta T}{\delta t},$$

cu condițiile inițiale și la limită :

$$T = T_0 + z G, \text{ pentru } z > 0 \text{ și } t = 0,$$

$$T = T_0, \text{ pentru } z = 0 \text{ și } t = 0.$$

Soluția dată de autorii, cități are forma :

$$T = T_0 + G(z - v_s t) + 1/2G \{(z + v_s t) \exp(v_s z/k) \operatorname{erfc}[(z + v_s t)/(2\sqrt{kt})] + \\ + (v_s t - z) \operatorname{erfc}[(z - v_s t)/(2\sqrt{kt})]\}.$$

Din expresia temperaturii rezultă că, dacă temperatura la suprafață este constantă în timpul sedimentării, o rată a sedimentării de 1 mm/an cauzează o reducere a gradientului geotermic cu un factor de 0,963, care trebuie compensată adăugind o corecție de 3,7% gradientului măsurat.

4.3. Determinări de temperatură în sol

4.3.1. Principii de aplicare a metodei

Această variantă a prospecțiunii geotermice constă, din punct de vedere metodologic, în determinarea temperaturii solului prin măsurători efectuate în găuri de 2 m adâncime. Datele obținute pot oferi indicații asupra localizării și extinderii anomalilor geotermice cauzate de surse geotermale superficiale, cum sunt cele datorate circulației apelor termalizate pe fali, fisuri sau în zone de carst, sau cele produse de reacțiile chimice exoterme din zonele de alterare a mineralizațiilor de sulfuri complexe.

Diametrul găurilor în care se execută măsurările este de cîțiva centimetri. Găurile sunt practicate în sol cu ajutorul unui motoperforator care, în general, permite realizarea unei asemenea găuri într-un interval de 1–2 minute, în terenuri moi, și aproximativ 10–15 minute, în roci dure. Temperatura originară din sol este perturbată prin procesul de forare a găurii, dar perturbarea dispare după 1/2 – 2 ore (timpul exact de extincție al perturbării depinde de timpul necesar operației de forare).

Pentru o arie relativ limitată (cîțiva kilometri pătrați), cum este aceea care face obișnuit obiectul prospecțiunii geotermice utilizând metodica determinărilor de temperatură în sol, fluxul termic terestru, ce se disipează la suprafață, are un regim staționar.

Temperaturile în sol depind de echilibrul între căldura disipată de flux termic terestru și căldura datorată radiației solare. Pentru adâncința de 2 m, efectele termice ale radiației solare sunt mari comparativ cu efectele fluxului geotermic. Totuși local, pentru o zonă cu sol relativ omogen, contribuția căldurii datorată radiației solare, în orice moment al variației sale periodice, se poate presupune că are aceeași valoare pentru întreaga zonă (presupunerea $\partial T/\partial t = 0$, aplicind-o pentru zona respectivă într-un interval considerat Δt). În acest mod, stabilirea unor diferențe laterale în



distribuția temperaturii, la adincimea de 2 m în sol, ar evidenția o anomalie termică ale cărei cauze pot fi de natură geologică. Conceptul expus este similar celui acceptat în prospecțiunea magnetometrică.

Din cele relatate în cadrul capitolului despre variațiile diurne și anuale ale climatului, rezultă că unda termică datorată radiației solare, cu perioadă diurnă, penetrează în sol, practic, la mai puțin de 1 m adincime și, în consecință, nu afectează valoarea temperaturii la 2 m. Unda anuală, deși măsurabilă la adincimea de 2 m, are o perioadă lungă, cu variații mici de la o zi la alta și permite aplicarea unei reduceri prin urmărirea variației sezoniere a temperaturii la 2 m adincime, într-o stație de bază situată în mijlocul perimetru lui investigat. Reducerea constă în aducerea tuturor valorilor de temperatură, măsurate în timp, la o anumită dată de referință.

Considerațiile de mai sus evidențiază, însă și faptul că valorile de temperatură, măsurate la adîncimi de cîțiva metri, vor depinde într-o mare măsură de condițiile locale ale solului. Dacă compozitia sau umiditatea solului variază, de la un punct la altul, de o manieră care să schimbe efectiv conductivitatea termică sau coeficientul de transfer la suprafață al căldurii, pot apărea anomalii termice care nu au legătură cu sursele geotermale adinci. O estimare a amplitudinii unei astfel de anomalii „parazite”, poate fi făcută pe baza următorului raționament: dacă într-un anumit punct s-a stabilit o valoare (q_n) pentru fluxul termic în vecinătatea suprafeței solului (din însumarea efectului fluxului geotermic staționar și a fluxului periodic solar de căldură), considerat uniform pentru aria respectivă, atunci pentru două tipuri de sol cu conductivitățile termice K_1 și, respectiv, K_2 și avind o suprafață izotermă pentru $z = 0$, se poate scrie:

$$q_n = K_1 \Delta T_1 / \Delta z = K_2 \Delta T_2 / \Delta z.$$

Diferența laterală de temperatură (θ_{12}), la un nivel de adîncime Δz (de exemplu, 2 m), este :

$$\theta_{12} = \Delta T_1 - \Delta T_2 = (q_n \Delta z / K_2) (1 - K_2 / K_1).$$

Se observă că raportul K_2 / K_1 va stabili mărimea fluctuației laterale a temperaturii la nivelul Δz , datorită variațiilor laterale în compozitia sau umiditatea solului. Pentru scopurile prospecțiunii geotermice trebuie minimizat acest „zgomot”, prin alegerea punctelor de măsură care oferă condiții, pe cît posibil, de uniformitate, din punct de vedere al constituției solului.

Pe de altă parte, în regiuni fără surse geotermice superficiale, dar cu un flux termic terestru uniform, măsurările de temperatură la mică adîncime pot constitui, principial, un mijloc de localizare și conturare a unor tipuri specifice de sol : argila de la suprafață se distinge față de depozitele de suprafață de nisip sau pietriș.

De asemenea, o problemă care necesită o analiză este aceea a alegerii distanței laterale între punctele de măsură a temperaturii în sol. În practică se utilizează, pentru această tehnică de prospectare geotermică, numai rețele de observație cu o formă geometrică.

Alegerea distanței între punctele de măsură ale rețelei de observație se face pornindu-se de la ideea reconstituirii cît mai fidele a distribuției



cimpului de temperatură în lungul profilului de măsură. În acest scop, pe un „profil caracteristic” din perimetru investigaț, care traversează o zonă unde sunt cunoscute sau presupuse surse geotermale, se efectuează un studiu al distanței optime de eșantionare, utilizându-se criterii aplicate analizei de semnal din teoria informației (Poley, Steveninck, 1970). Un exemplu de aplicare a acestor criterii, pe un profil caracteristic de măsură a temperaturii la adâncimea de 2 m, din zona Felix-1 Mai (Oradea), este prezentat în figura 25. Profilul, pe care anterior începerii lucrărilor de prospectare geotermală s-au măsurat temperaturile în puncte situate la o distanță cît de mică a fost posibil din punct de vedere tehnic (10 m), traversează o zonă de falieri situată în lungul pîrului Peța. Zona faliei este circulată de ape termomineralizate care se manifestă artezian, sub forma unor izvoare cu temperaturi la emergență de 28—42°C.

Analiza Fourier a distribuției laterale a temperaturilor măsurate la adâncimea de 2 m pe profilul caracteristic, a permis reprezentarea în grafic (fig. 25) a „spectrului de energie” al semnalului măsurat (E), funcție de numărul de undă sau de inversul acestuia, care reprezintă chiar distanța de eșantionare. S-a considerat :

$$T(x) = \frac{\alpha_0}{2} + \sum_{j=1}^{\infty} \left(\alpha_j \cos \frac{j\pi}{l} x + \beta_j \sin \frac{j\pi}{l} x \right),$$

în care l este lungimea profilului caracteristic. $E_j = (\alpha_j^2 + \beta_j^2)^{1/2}$. Calculul coeficienților α_0 , α_j , β_j , s-a realizat la un calculator electronic, pentru $l \leq j \leq 25$ (Veliciu, 1971).

Integrala „spectrului de energie”, calculată prin metoda Simpson (fig. 25), indică pentru fiecare distanță de eșantionare proporția de siguranță și, respectiv, incertitudine cu care este reconstituit semnalul (cîmpul de temperatură). Poley, Steveninck (1970) argumentează că pînă la un raport incertitudine/siguranță de 25%, semnalul este corect reconstituit. Din figura 25 se poate ușor observa că în zona Felix-1 Mai (Oradea), la o distanță de 50 m între punctele de măsură, semnalul este reconstituit cu o incertitudine de 23%.

4.3.2. Anomalii geotermice în zona Felix-1 Mai (Oradea)

Prospectiunea geotermală, în varianta determinărilor de temperatură la 2 m în sol, a fost aplicată (Veliciu, 1974) în zona Felix-1 Mai (Oradea) pentru investigarea acumulărilor de ape termomineralizate.

Din punct de vedere geologic, perimetru investigaț este situat la limita între Bazinul Pannonic și Munții Apuseni. Formațiuni cristaline paleozoice și sedimente mezozoice constituie fundamentul regiunii, peste care stau depozite molasice pannoniene.

În zona Felix-1 Mai, apele termalizate se acumulează în calcare mezozoice, fisurate și carstificate. A fost avansată ipoteza (Preda, 1971) că aria de alimentare a acviferelor termale din complexul mezozoic ar fi situată în Apusenii nordici, unde calcarale și dolomitele aflorează, formînd o structură monoclinală afectată de numeroase fracturi. Apele de precipitație sănt conduse în adâncime, în lungul monoclinului și se încălzesc pînă la 70—100 °C datorită gradientului regional de temperatură ridicat (40—55°C/km). Pe fracturile adînci care limitează Bazinul Pannonic spre est, apele

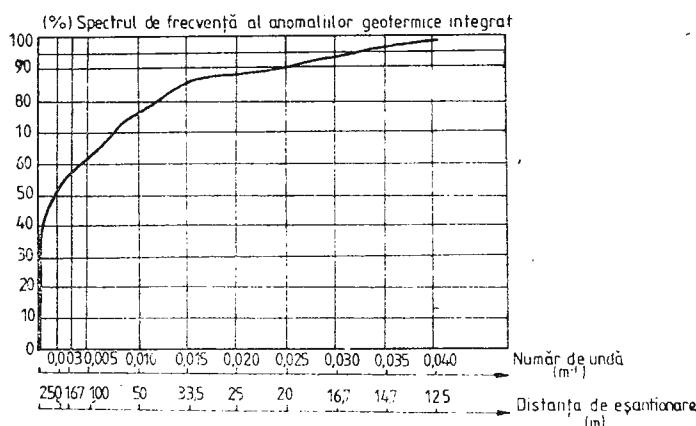
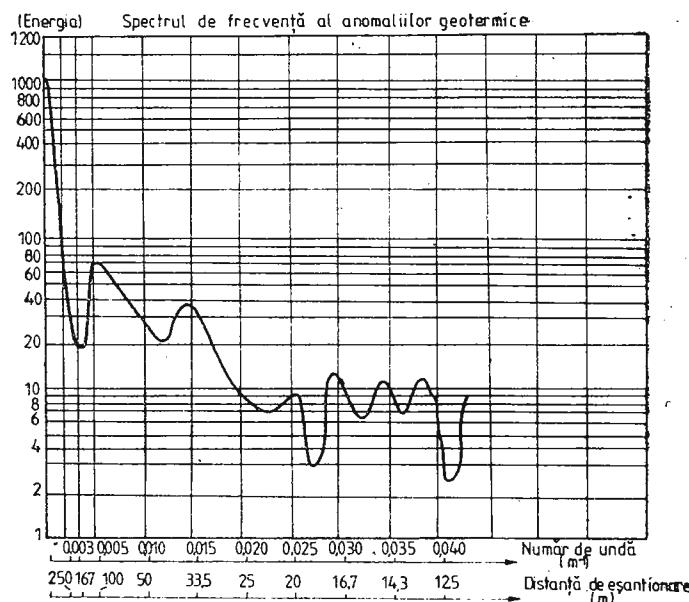
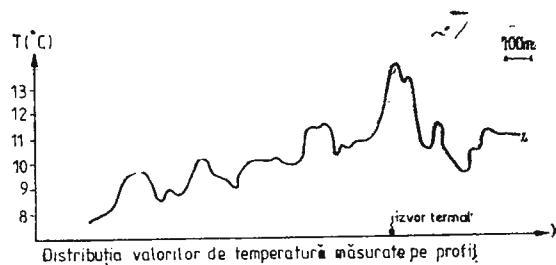


Fig. 25 — Stabilirea rețelei de măsură pe teren a temperaturilor prin analiză de frecvență, în zona Felix-1 Mai (Oradea).
Establishment of temperature field measurement network by frequency analysis in the Felix-1 Mai zone (Oradea).

termalizate circulă spre suprafață. În unele locuri, ca în zona Felix-1 Mai, fracturile afectează și sedimentele pannoniene, permitînd manifestări hidrotermale de suprafață, sub formă de izvoare (Istocescu, Ionescu, 1969).

Pentru prospecțiunea geotermică s-a ales, pe baza analizei distanței optime de eșantionare (fig. 25), o rețea geometrică de măsură a temperaturii la 2 m în sol. Rețeaua, constituită din 11 profile orientate N-S, avind puncte de măsură distanțate la 50 m, a acoperit o suprafață de 20 km².

Valorile de temperatură măsurate au fost supuse la o corecție pentru schimbările sezoniere ale climatului, deoarece investigația geotermică a necesitat cîteva săptămâni de lucru în teren. O corecție empirică s-a aplicat pentru influența vegetației, tranziția între pădure și cîmp deschis apărînd clar în distribuția laterală a temperaturii.

Harta cu geoizoterme, întocmită pentru adîncimea de 2 m, este prezentată în figura 26.

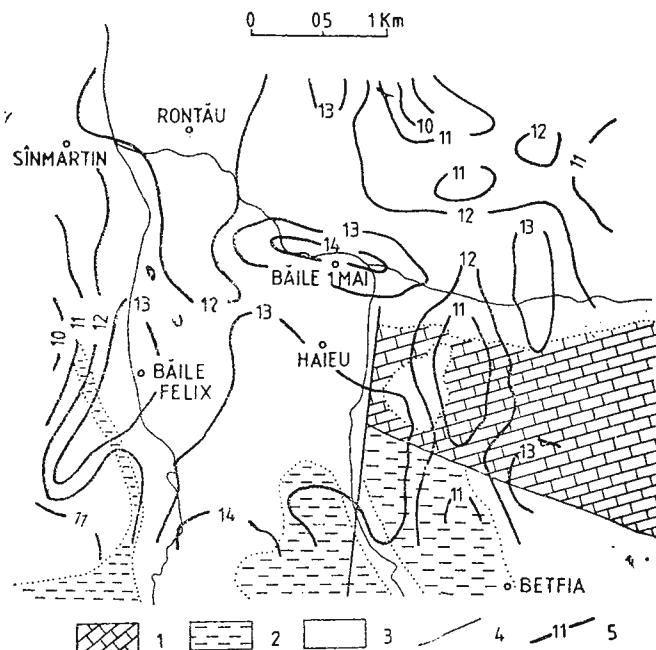


Fig. 26 — Harta distribuției temperaturilor la adîncimea de 2 m în sol, în zona Felix-1 Mai (Oradea). 1, Cretacic ; 2, Pannonian ; 3, Cuaternar ; 4, falii cartate la suprafață ; 5, geoizoterme (°C).

Map of temperature distribution at a depth of 2 m, in the Felix-1 Mai zone (Oradea). 1, Cretaceous ; 2, Pannonian ; 3, Quaternary ; 4, surface drawn faults ; 5, geosothersms (°C).

Pentru interpretarea în termeni geologici este necesar să se țină seama de intermediul fizic prin care elementele geologice determină distribuția cîmpului geotermic la suprafață. În zona Felix-1 Mai, acest intermedian este reprezentat de contrastul de conductivitate termică între

diversele tipuri de roci din regiune și de căldura transferată convectiv de apele termomineralizate. În harta din figura 26 se observă că mai buna conductivitate a calcarelor cretacice se manifestă ca o tendință regională a distribuției temperaturilor : cu cît calcarele se situează la o adâncime mai mare, cu atât valorile de temperatură la 2 m sunt mai reduse. Ridicarea fundamentalului pe direcția NV—SE a fost evidențiată și de prospecțiunea geoelectrică (Andriescu, Mihail, 1971).

Pe fondul regional se suprapun anomalii pozitive locale ale temperaturii, cu amplitudini de 3—4°C. Forma și dispunerea lor sugerează un sistem de fracturi circulat de ape termalizate, care, conformat teoriei prospecțiunii geotermice (Poley, Steveninck, 1970), trebuie să se situeze cel puțin pînă la 150—200 m de suprafață.

Două anomalii de maxim, localizate lingă Felix și, respectiv, 1 Mai, apar clar delimitate. În partea de vest a perimetrlui, un cordon de gradient orizontal al temperaturii este în legătură cu o fractură direcționată N—S. Fractura a fost evidențiată anterior și de prospecțiunea geoelectrică (Andriescu, Mihail, 1971). Anomalia geotermică din zona 1 Mai este generată de o fractură orientată în lungul pîriului Peța.

Alte anomalii pozitive par a fi generate de apele geotermale acumulate în calcarele fisurate și carstificate. Ulterior lucrărilor de prospectare geotermică, un foraj a fost amplasat în partea sudică a perimetrlui, pe anomalia circumscrisă de geoizotermă de 14°C. Sub adâncimea de 140 m, forajul a deschis un orizont permeabil care a debitat apă cu temperatură de 42°C.

4.3.3. Anomalii geotermice în zona Geoagiu-Bobîlna-Rapoltel

Pe rama nordică a Bazinului Streiului sunt semnalate, ca manifestări geotermale de suprafață, o serie de izvoare de ape mineralizate cu caracter hipotermal, la Geoagiu, Bobîlna și Rapoltel. La Bampotoc și Boi, unde azi sunt prezente izvoare fără caracter termal, depunerile masive de travertin atestă existența, în Cuaternar, a unor izvoare carbogazoase cu debite, și probabil, temperaturi mai mari.

La Geoagiu, sub travertine cu grosimi de pînă la 50 m, forajele au întîlnit calcare cristaline aparținind seriei de Rapolt care, în unele locuri, suportă deasupra gresii și microconglomerate cretacice.

Complexul acvifer termal principal este reprezentat de orizonturile cu fisuri și goluri carstice ale calcarelor cristaline. Apele termominerale, datorită caracterului lor artezian, alimentează atît nîvilele permeabile ale Cretacicului, cît și travertinele, dar în cadrul acestora din urmă formează acvifere de o importanță mai redusă.

Exploatarea apelor geotermale s-a făcut, inițial, de la șase surse naturale, a căror temperatură nu depășește 32°C. În vederea obținerii unor debite sporite, s-au executat șapte foraje, avînd adâncimi cuprinse între 30 și 150 m. Probele hidrogeologice au pus în evidență o puternică interacțiune între diversele surse, motiv pentru care nu sunt exploataate decit o parte din foraje, totalizînd împreună cu izvoarele captate un debit de cca 25 l/s (Pricăjan, 1972).

Pe valea Bobîlnei, amonte de sat, sunt semnalate (Orășanu, Anghel, 1974) cîteva emergențe cu caracter hipotermal. Izvoarele au un debit



total de aproximativ 37 l/s și temperaturi de 20–24°C. Valea, în acest loc, traversează formațiunile seriei cristaline de Rapolt și este colmatată cu travertine, care îi conferă o configurație morfologică aparte.

În perimetru satului Rapoltel și la nord de acesta, apar din travertine mai multe izvoare. Și aici, sub travertine, se întâlnesc formațiunile cristalinului de Rapolt. Izvorul cel mai important debitează apă mineralizată (cca 8 l/s), cu temperatura de 24°C.

Interpretarea datelor rezultate din analizele chimice (Orășeanu, Anghel, 1974) a stabilit că apele termomineralizate de la Geoagiu, Bobîlna și Rapoltel sunt de tipul carbogazo-bicarbonatocalcic-magnezian. Atât probele recoltate din foraje, cât și cele din izvoarele termale, prezintă o serie de caracteristici comune pentru întreaga regiune: (1) concentrația relativ mică a ionilor, reziduul fix oscilând în jurul valorii de 700 mg/l, exceptiional ridicindu-se la 1 100 mg/l pentru probele de la Rapoltel; (2) preponderența Ca și Mg față de alți cationi; (3) conținutul în CO₂, în legătură cu activitatea post-vulcanică a eruptivului neogen care se află în vecinătatea nordică; (4) pH-ul aproape neutru, variind între 6,5 și 7,5. Faptul că tipul de apă este relativ același, pentru toate manifestările termale de pe limita nordică a Bazinului Streiului, conduce la ideea reprezentativității acestei ape, pentru un rezervor de adâncime situat în roci carbonatice.

Metodica de prospectare geotermică a fost selectată ținându-se seama de particularitățile geologice, hidrogeologice, și termodinamice, proprii unor arii geotermale cu manifestări de suprafață (Kappelmeyer, Haenel, 1974). În consecință, măsurătorile au constat din determinări ale distribuției temperaturii, la adâncințea de 2 m, în rețelele geometrice cu cca 200 puncte de măsură fiecare (fig. 27, 28, 29).

Hărțile geotermice întocmite (Veliciu, 1976), pun în evidență existența unor anomalii de temperatură în fiecare din perimetrele investigate. Au fost considerate drept valori anomale pozitive temperaturile mai mari de 10°C. Stabilirea acestei limite s-a făcut, pe de-o parte în urma măsurătorilor realizate pe depunerile de travertin din Valea Boi (deci într-o zonă unde se întâlnesc condiții geologice similare celor de la Geoagiu, Bobîlna sau Rapoltel, dar îvirile de ape mineralizate nu au caracter termal), iar pe de altă parte, ținând seama de perioada climatică în care s-au executat măsurătorile și de penetrația în sol a undei termice anuale. Determinările de pe Valea Boi au indicat, la 2 m adâncime, temperaturi cuprinse între 9,0 și 9,5°C, media anuală a temperaturii aerului, pentru regiunea în discuție fiind de 8,5 – 9,0°C.

Față de geoizoterma de 10°C, este de remarcat că, în timp ce fondul perimetru Geogiu se apropie de această valoare (fig. 27), fondul termic la Bobîlna și Rapoltel oscilează în jurul valorii de 12,8°C și, respectiv, 12,4°C (fig. 28 și 29). Se sugerează, astfel, prezența unei anomalii geotermice cu caracter regional, a cărei formă și extindere nu pot fi stabilite cu tehnica de măsură a temperaturii în sol, dar care poate să aibă o amplitudine mai mare (+ 2,5°C) în zona Bobîlna-Rapoltel.

La Geoagiu, geoizoterma de 12°C închide anomalii geotermice locale, a căror formă și distribuție indică existența unui sistem de fisuri și fracturi constituind căi preferentiale de circulație a apelor termalizate către suprafață. Pot fi distinse două astfel de zone preferentiale, orientate aproximativ N–S. Valorile de temperatură cele mai ridicate au fost



determinate în vecinătatea izvoarelor. Anomalia conturată prezintă o tendință de extindere către est, cauza fiind atribuită infiltrării de apă termală în orizonturi superficiale și efectului de drenare către Valea Geoagiu.

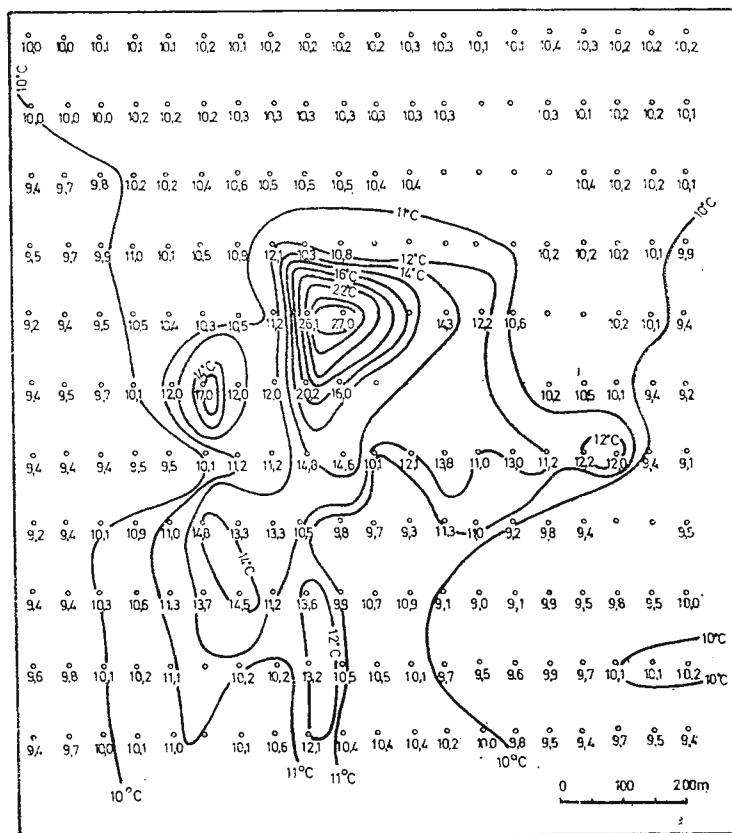


Fig. 27 — Geoagiu-Băi. Distribuția temperaturii la adâncimea de 2 m.
Geoagiu-Băi. Temperature distribution at a depth of 2 m.

Anomaliiile locale de temperatură de la Bobilna și Rapoltel, având asociate valori maxime pînă la 22°C, sugerează prezența unor accidente tectonice orientate NNV—SSE, cu fracturi de sprijin constituind căi de acces pentru apele termalizate.

Deoarece sursa anomaliei geotermice, conturate pe limita nordică a Bazinului Streiului, este atribuită activității hidrogeotermale, trebuie distinsă existența unei circulații regionale și a unei circulații locale. Faptul că aria de aflorare a depozitelor carbonatice din Cristalinul de Rapolt și din Poiana Rusă pot constitui zone de alimentare pentru apele de adâncime din regiune, a fost demonstrat de datele geologice și geofizice (Gheorghiu et al., 1962; Ionescu et al., 1963; Berbeleac, 1964). Circulația hidrodinamică este asigurată de relativa continuitate a orizonturilor carbonatice în fundamental Bazinului Streiului. Din punct de vedere hidro-

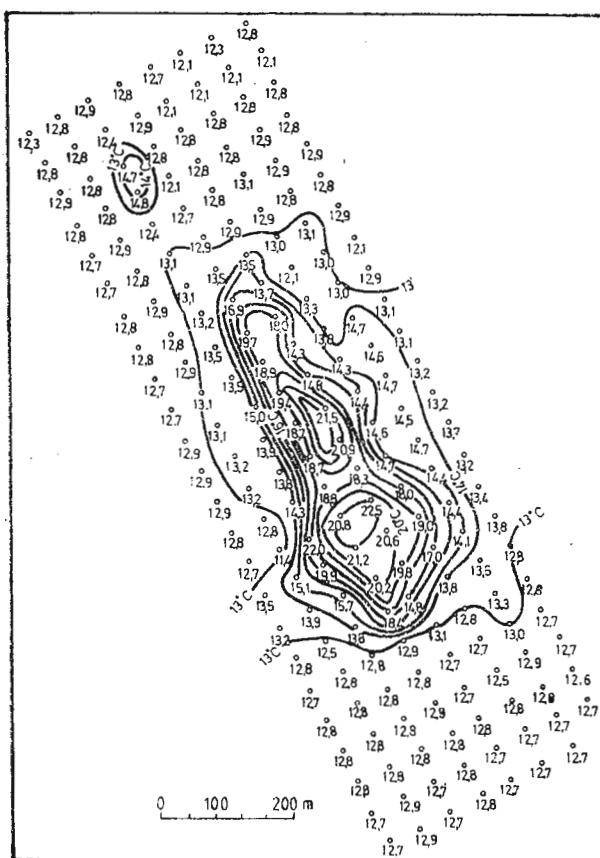


Fig. 28 — Bobîlna. Distribuția temperaturii la adâncimea de 2 m.
Bobîlna. Temperature distribution at a depth of 2 m.

geologic, la scară regională, complexul rocilor filitice și al rocilor porfirioide ar fi trebuit să aibă o permeabilitate scăzută, dar zonele de faliere pot constitui căi de circulație. Depozitele cretace și neogene, deși conțin unele orizonturi cu roci având porozitate remarcabilă, în totalitatea lor constituie o cuvertură impermeabilă.

Conținutul ridicat în ioni de Ca și Mg, din apele termale, argumentează presupunerea unei circulații în orizonturile calcaroase și dolomitice, cu o permeabilitate secundară ridicată, datorită fisurării și fenomenelor de carstificare. Structura geologică a regiunii indică o afundare a depozitelor carbonatice pînă la adâncimea de 2 000–3 000 m. Cum gradientul geotermic în forajele adinci din regiune este de ordinul 25–35°C/km (Veliciu, 1976), temperatura apelor în adâncime ar putea atinge 60°C. Gradientul hidrodinamic creat de structură, ca și amestecul apelor calde cu cele reci, duce la formarea unor „celule” convective. În unele locuri, unde situația geologică particulară permite, circulația în cadrul celulelor

convective are loc pe fracturi, într-un sistem deschis și se evidențiază la suprafață prin izvoarele caracterizate de o mineralizație redusă și termalitate moderată, de la Geoagiu, Bobilna, Rapoltel.

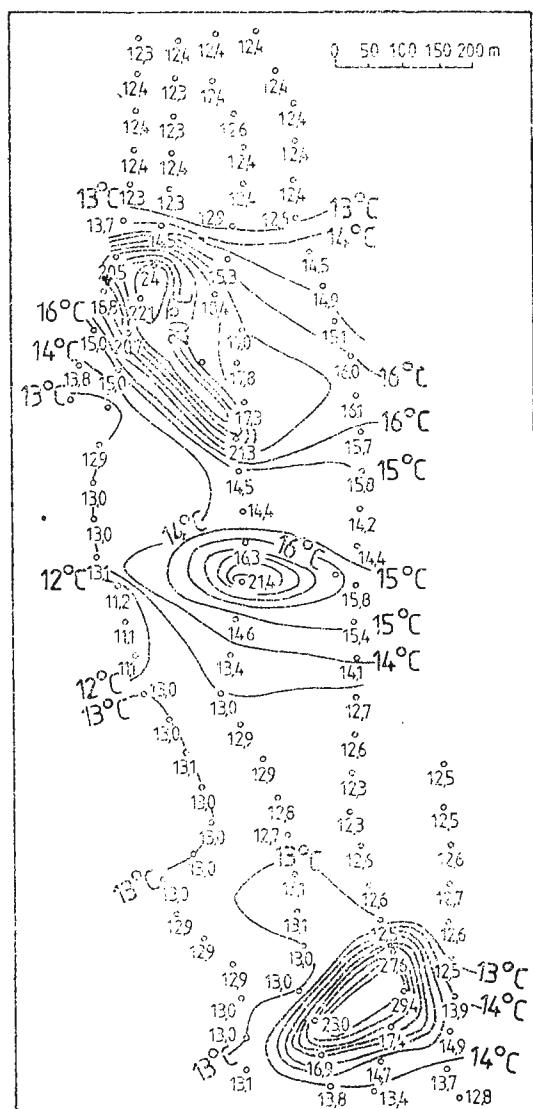


Fig. 29. — Rapoltel. Distribuția temperaturii la adâncimea de 2 m.
Rapoltel. Temperature distribution at a depth of 2 m.

Un model de celule convective în sistem deschis, deci unde există un aport de ape reci de suprafață, a fost elaborat pentru zona Geoagiu (fig. 30). Atât distribuția temperaturii la 2 m adâncime, cât și temperatura apei din izvoare și foraje, indică direcția V—E de circulație în calcarurile cristaline și depozitele acoperitoare, iar datele geotermice și forma anomaliei geotermice sugerează prezența a două celule convective locale, în legătură cu două zone de faliere, din care numai una atinge suprafață.

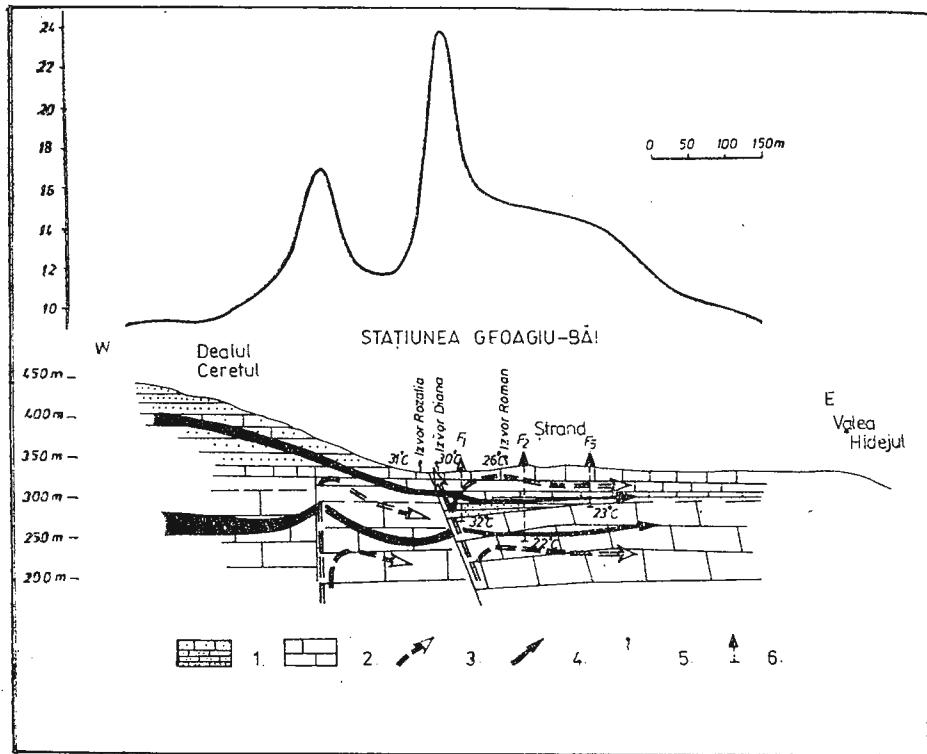


Fig. 30 -- Secțiune ipotetică, după datele geotermice, în zona Geoagiu. În partea de sus este prezentată distribuția temperaturii în sol la 2 m adâncime (Veliciu, 1976).

Hypothetical section according to the geothermal data, in the Geoagiu zone. In the upper part is presented the temperature distribution in the soil at a depth of 2 m (Veliciu, 1976).

Un element important al investigației geotermice într-o anumită zonă, îl constituie estimarea cantității de căldură transferată din adâncime și disipată la suprafață. Bilanțul termic oferă nu numai posibilitatea aprecierii ordinului de mărime al energiei calorice implicate în sistemul respectiv, dar furnizează și date care, completate cu măsurători ulterioare, pot evidenția efectul în timp al explorației intensive asupra activității hidrogeotermale naturale (Muffler, Cataldi, 1978).

Modalitățile diferite prin care căldura provenită din adâncime este transferată la suprafață solului și disipată aici sunt, în principal pentru zona Geoagiu-Bobilna-Rapolțel, următoarele: (1) fluxul geotermal conductiv prin rocă; (2) fluxul convectiv datorat mișcării apei; (3) pierderi de căldură, prin drenarea laterală a apei termalizate în depozitele superficiale și prin evaporare.

Datorită faptului că forma anomaliei geotermice locale de la Geoagiu, Bobilna și Rapolțel a fost remarcabil de clar conturată, este posibil calculul cantității de căldură propagată conductiv pe unitatea

de timp și suprafață, care să justifice amplitudinea măsurată a anomaliei de temperatură (Kappelmeyer, Haenel, 1974) :

$$Q \text{ [cal s}^{-1}\text{]} = \int_{\text{S}} \frac{T_m - T_n}{K/\alpha + z} K \, dS,$$

în care Q este cantitatea de căldură disipată conductiv în aria S ; T_m este temperatura măsurată în interiorul anomaliei la adâncimea z ($z = 2$ m); T_n este temperatura „normală”, măsurată în afara anomaliei la adâncimea z . Pentru $z > 100$ cm, termenul K/α poate fi neglijat (conductivitatea termică a solului $K = 4 \times 10^{-3}$ cal $\text{cm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$; coeficientul de transfer termic efectiv la suprafața solului $\alpha = 3 \times 10^{-4}$ cal $\text{cm}^{-2}\text{s}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Cantitatea de căldură transferată convectiv rezultă din datele asupra debitului și temperaturii măsurate pentru totalitatea emergențelor termalizate (izvoare și foraje) din perimetrele cercetate. Totodată, ținând seamă de numărul emergențelor, pot fi estimate pierderile de căldură, ca un procent aplicat cantității de căldură transferată convectiv.

Analiza datelor bilanțului geotermic, rezumate în tabelul 10, arată că în zona Rapolțel fluxul conductiv este aproape dublu, comparativ cu Bobilna, și depășește cu mai mult de 30% valoarea calculată pentru zona Geoagiu. Cantitatea totală de căldură disipată la interiorul anomaliei geotermice și echivalentul energetic teoretic, prezintă valori apropiate în cele trei zone (Bobilna, Rapolțel, Geoagiu), dar trebuie avut în vedere aportul forajelor din zona Geoagiu, care contribuie substanțial la atingerea unei valori de aproape 900 Kcal s^{-1} .

Cifrele estimative din tabelul 10 oferă o primă idee, foarte generală, asupra posibilităților de exploatare energetică a apelor geotermale de pe limita nordică a Bazinului Streiului și sugerează faptul important că aceste ape nu pot avea temperaturi ridicate (peste 60°C), chiar la adâncimi mari.

5. DETERMINĂRI DE GRADIENTI GEOTERMICI

5.1. Determinări de gradienți în foraje scurte

5.1.1. Principii de aplicare a metodei

Gradientul geotermic (G) între două puncte la distanța Δz , într-un foraj vertical, este stabilit de raportul :

$$G = \Delta T / \Delta z.$$

În prospecțiunea geotermică, determinarea gradientului se realizează prin măsurarea temperaturii la cel puțin trei nivele (de obicei 20, 30 și 40 m) în foraje de pînă la 50 m adâncime, executate special în acest scop (Mouton, 1969; Burgassi et al., 1970; Blackwell, Baag, 1973; Brott et al., 1976). Avantajele tehnicii în discuție constau în lipsa perturbațiilor datorate schimbărilor sezoniere ale climatului și sensibilitatea mai mare a gradientului temperaturii față de sursele calorice situate la adâncimi mari. Dezavantajul îl constituie costul relativ ridicat al forajului.



TABELUL 10

Estimarea bilanțului geotermic în zona Geogăiu-Bobâlna-Rapoltel (Bazinul Streitului)

Locație lata	Amplitudinea medie a an-	Conductivitatea termică a depo- zitelor super- ficiale	Suprafața ocupată de anomali- e geotermice pentru $h = 2$ m	Căldură transpor- tată con- ductiv	Izvoare și foraje	Tem- pera- tură	Debit infiltratiilor în sedimentele superficiale	Pierderi de căldură prin convecție	Căldura transfe- rată con- vectiv	Cantita- tea totală de căduri	Echiva- lentul energetic teoretic
								(°C)	(l/sec)	(Kcal/sec)	(MW)
Geogăiu- Bâj	6	travertine cu intercalătii argiloase 4×10^{-3}	0,270	320		Izvorul Tămăduirii	27	1,5			
						Izv. Roman	26	0,03			
						F ₁ ISPIF	32	11,0	~200	~900	~3,8
						F ₂ ISPIF	28	2,5			
						F ₃ ISPIF	27	11,5			
						F ₅ ISPIF	27	1,0			
Bobâlna	7	depozite aluvionare și de luncă 3×10^{-3}	0,105	210		Izvorul Farha	23	10			
						Bazinul central	24	10			
Rapoltel	7	travertine 5×10^{-3}	0,175	500	total izvoare	Bazinul sud	20	2	~100	~780	~3,2
						Bazinul nord	22	15			



Mărimea fizică determinată (gradientul geotermic), în cazul prospecțiunii geotermice, servește pentru compararea condițiilor geotermice de la un punct de observație la altul și valoarea sa nu trebuie confundată cu valoarea gradientului geotermic obținut din măsurători în foraje adânci (în special din industria petrolieră). În ultimul caz, este vorba de un gradient mediu, rezultat din media valorilor gradientului temperaturii pe diverse intervale ale profilului geologic al sondei sau rezultat din diferența între temperatura măsurată la talpă (sau un anumit interval al sondei) și media anuală a temperaturii aerului la suprafața solului (Neguț, 1982). Pentru a evita eventualele confuzii în cele ce urmează, s-au denumit gradientii temperaturii, rezultați din determinările realizate în foraje scurte de prospectare geologică, drept „gradienti geotermici superficiali”. Extrapolarea lor lineară în adâncime (procedeu folosit adesea în practică, pentru gradientul mediu determinat în foraje adânci), reprezintă o operațiune risicantă din cel puțin două motive: (1) valoarea gradientului este puternic condiționată de schimbarea conductivității termice a rocilor și (2) în zone unde este prezentă și convecția termică, temperatura variază cu adâncimea după o legătură mult de o variație lineară (fig. 23).

Principalul obiectiv al tehnicii de prospecție geotermică în foraje scurte îl reprezintă identificarea ariilor unde gradientul superficial depășește $5-7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (Palmason, 1975), pentru detectarea unor anomalii slabe de flux geotermic (de 3–10 ori fluxul normal), care ar putea fi asociate unei convecții a apelor termalizate la adâncimi relativ mari (pînă la 1500 m).

În general, un punct de observație (un foraj) este amplasat pentru fiecare $10-25 \text{ km}^2$. Compararea valorilor individuale ale gradientilor geotermici superficiali este posibilă numai cînd se investighează zone cu o relativă omogenitate litologică a formațiunilor superficiale, astfel încît conductivitatea termică să nu varieze mult de la un punct la altul (Monston, 1969).

La determinările de acest gen efectuate de autor pentru prima dată în țara noastră (aria neovulcanică Călimani-Gurghiu-Harghita, bazinele post-tectonice intermontane Beius, Zarand, Lugoj), în scopul obtinerii unor valori semnificative și comparabile, s-a căutat să se respecte următoarele condiții metodologice: (1) situarea intervalului de foraj, pe care se execută măsurările de temperatură, în același tip de rocă și pe cît posibil, în formațiuni impermeabile; (2) situarea intervalului de măsură sub zona de influență a schimbărilor anuale climaterice (în urma calculului teoretic și experimentărilor de teren, adâncimi mai mari de 18 m); (3) considerarea unui timp de revenire al regimului termic al găurii de sondă, perturbat de operațiunile de foraj, suficient de lung pentru obținerea temperaturii originare a rocii în limitele $\pm 10\%$; calculul teoretic și datele experimentale de teren au indicat un timp de revenire ce nu depășește 24 ore. Autorul a utilizat, pentru determinarea gradientilor, o tehnică de măsurare a temperaturii la trei nivele (20, 30 și 40 m), în foraje de 47 m adâncime.

Din punctul de vedere al interpretării datelor geotermice, este interesant de cînescent ce tip de informații oferă observațiile asupra variației temperaturii cu adâncimea, în foraje scurte. Cu alte cuvinte, întrebarea este: ce legătură există între valorile gradientilor superficiali și regimul



termic în adâncime? Un răspuns complet este greu de dat, în ciuda numeroaselor lucrări care au avut ca obiect aplicarea prospectiunii geotermice în vederea determinărilor de gradienți superficiali. O trecere în revistă și analiza exhaustivă a acestor lucrări a fost făcută separat de Combs (1975) și de Palmason (1975). Printre motivele enumerate de cei doi autori cități, pentru nereușita elaborării unor criterii generale de interpretare în stadiul actual de dezvoltare a metodei, sunt trecute: (1) variabilitatea condițiilor fizico-geologice; (2) lipsa unor modele geologice rezonabile ale sistemelor hidrogeotermale, care să fie transpuse în termeni geofizici; (3) confuzia asupra rezultatelor care pot fi obținute cu o tehnică particulară de prospectiune geotermică, în condiții geologice date.

Un răspuns parțial, pe baza unui exemplu din zona Tușnad (munții Harghita), zonă asupra căreia se revine mai jos, este dat de figura 31 a, unde curbele individuale temperatură-adâncime, determinate în 16 foraje de 47 m adâncime, sunt prezentate, în urma măsurătorilor efectuate, pentru fiecare interval de 5 m (Veliciu, 1975).

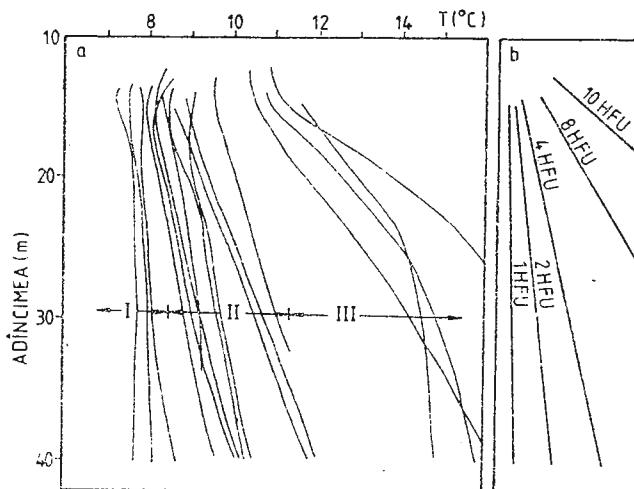


Fig. 31 - a, Variația temperaturii cu adâncimea în 16 foraje de prospectiune geotermică din zona Tușnad (munții Harghita). Cifrele romane separă trei grupe discutate în text; b, Profile teoretice calculate pentru flux geotermic conductiv staționar cu valori de la 1 la 10 HFU (1 HFU = $41,8 \text{ mW m}^{-2}$).

a, Temperature variation with depth in 16 geothermal prospecting drillings in the Tușnad zone (Harghita Mountains). Roman figures delimit theree groups discussed intext; b, theoretical profiles calculated for stationary conductive geothermal flow with values from 1 to 10 HFU (1 HFU = $41,8 \text{ mW m}^{-2}$).

În figura 31b sunt indicate curbele teoretice ale gradientului, care pot fi asociate unui flux geotermic conductiv staționar cu valori de la 1 la 10 HFU ($1 \text{ HFU} = 41,8 \text{ mW m}^{-2} = 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$), calculate pentru o conductivitate termică medie de $0,84 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ din zona Tușnad (în principal piroclastite).

Cu cîteva excepții (probabil datorate unei circulații locale a apelor de infiltratie în pirolastite), variația climatică anuală a temperaturii la suprafață se manifestă numai pînă la o adîncime de maxim 18 m, confirmînd anticipările făcute pe baza calculului teoretic. La peste 18 m, profilele temperatură-adîncime pot fi împărțite, oarecum arbitrar, în trei grupuri, notate în figura 31a cu cifre romane. În grupul I, gradienții superficiali au valori reduse, corespunzînd unui flux geotermic de cca 1 HFU. În grupul II, gradienții superficiali se situează, aproximativ, în intervalul $2-10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ și corespund unui flux geotermic de $2-4$ HFU. În grupul III, gradienții superficiali au valori ridicate (peste $10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), corespunzînd unui flux geotermic conductiv de $8-10$ HFU. Totodată, gradienții din grupul III prezintă o tendință de variație cu adîncimea, fiind mai mari în porțiunea de interval $18-28\text{ m}$ și mai reduși în porțiunile mai profunde ale forajelor de prospecție. De fapt, interpolarea valorii gradientilor superficiali în hărțile prezентate în continuare, nu face altceva decît să separe grupurile menționate; izolinia de $10^{\circ}\text{ C}/100\text{ m}$ separă grupul III de grupurile I și II.

Natura geologică a informațiilor aduse de valorile gradientilor superficiali ar putea fi următoarea: valorile de gradient reduse (grupul I) sunt datorate circulației descendente a apelor de precipitație care se infiltrează în pirolastitele cu permeabilitate remarcabilă. Circulația descendentă a apei absoarbe o parte din căldura disipată la suprafață de fluxul geotermic staționar, fenomen observat sistematic în zonele de alimentare a structurilor hidrogeologice (Lachenbruch et al., 1976). În orice caz, după datele geotermice, circulația descendentă în zona Tușnad se produce foarte local, în arii restrinse.

Într-un mod similar, gradienții superficiali din grupul III sunt caracteristici pentru zonele cu transfer termic convectiv, efectuat prin circulația ascendentă a apelor termalizate. Caracterul convectiv al regimului termic din adîncime este evidențiat de variația cu adîncimea a gradientilor superficiali observați: gradient ridicat în partea superioară, cu tendință de scădere odată cu apropierea de ramura ascendentă a celei convective (Lachenbruch et al., 1976).

Uniformitatea și mărimea gradientilor superficiali din grupul II, sugerează existența în adîncime a unor regiuni unde predomină regimul termic conductiv staționar, deci puțin perturbate de o circulație a apelor reci sau, respectiv, calde, sau chiar neperturbate. Fluxul geotermic teoretic, corespunzător grupului II, are valori similare celor determinate în forajele adînci care au străbătut andezite compacte (de exemplu, forajul F1 Tușnad cu un flux de 2,6 HFU; fig. 37).

Ca o posibilă concluzie la cele expuse mai sus, se poate afirma că metoda de prospectare geotermică, în varianta determinărilor de gradienți superficiali, este recomandată în special pentru ariile geotermale fără manifestări de suprafață. În legătură cu aceasta, trebuie menționat că, în practica explorării resurselor geotermale există tendința de a selecta zonele de interes tocmai acolo unde există manifestări de suprafață (izvoare calde, fumarole etc.). Dar manifestările de suprafață pot reflecta, într-o măsură mai mare sau mai mică, condițiile regimului termic în adîncime,



depinzind puternic de efectele orizonturilor acoperitoare netermalizate. Mai mult, prezența unor manifestări de suprafață implică punerea în contact a rezervorului geotermal cu suprafața, datorită unor cauze tectonice sau eroziunii, avind drept consecință disiparea în timp a unei părți importante din energia geotermică conținută inițial în sistem. Cu cît manifestările de suprafață sunt mai intense (izvoare calde cu debite importante) și au fost active pe o perioadă mai îndelungată în timp geologic, cu atât şansele, pentru o valorificare economică energetică a ariei geotermale respective, scad.

Cele menționate constituie o motivație pentru utilizarea prospectiunii geotermice în cercetarea unor resurse geotermale situate, relativ, la adâncime (1–1,5 km) și care nu sunt marcate prin manifestări de suprafață.

5.1.2. Timpul de revenire în echilibru termic al găurii de sondă

Dacă nu se iau precauții speciale, măsurătorile de temperatură în găurile de foraj oferă rar valori de temperatură originară a rocii. Alterărari considerabile ale temperaturii originare se produc în gaura de sondă și zonele adiacente în cursul operațiunilor de foraj, datorită căldurii generate de sapa de foraj prin frecare și, într-o măsură și mai mare, datorită circulației fluidului de foraj care tinde să egaleze temperatura în lungul întregului profil al sondei.

După oprirea operațiunilor de foraj, cînd circulația de fluid în gaura de sondă a incestat, perturbarea termică dispare în timp. Pentru măsurarea directă a temperaturii originare a rocii în gaura de sondă, trebuie cunoscut intervalul de timp scurs pînă la dispariția perturbației termice. În cele ce urmează se fac referiri la acest interval de timp, numindu-l „timp de revenire” în echilibru al găurii de sondă.

Analiza, din punct de vedere fizico-matematic, a perturbării termice produse în sondă, necesită introducerea unor condiții initiale și la limită simplificatoare. Bullard (1947) a estimat timpul de revenire, presupunînd că perturbarea termică poate fi considerată ca fiind cauzată de o sursă liniară constantă de căldură, situată în lungul axului găurii de sondă. Într-un punct dat al sondei, această sursă acționează din momentul cînd sapa de foraj atinge punctul respectiv, pînă la terminarea operațiunii de săpare și înceatarea circulației fluidului de foraj. O altă presupunere a fost aceea că proprietățile termice în gaura de sondă sunt aceleași ca în roca înconjurătoare, o simplificare care nu introduce erori mari, deoarece volumul găurii de sondă și capacitatea termică a fluidului de foraj sunt mici comparativ cu roca înconjurătoare.

La un timp t , după ce operațiile de foraj au inceput, în roca există o schimbare de temperatură ΔT , la o distanță r de la axul găurii de sondă, schimbare care, conform unei soluții a ecuației conducției termice, este (Carslaw, Jaeger, 1959) :

$$\Delta T = (-Q_1[(4\pi K)I_\theta(-r^2)]4kt),$$



în care $Q_1[\text{cal cm}^{-1}\text{s}^{-1}]$ reprezintă generarea de căldură pe unitatea de lungime de timp, în lungul axului găurii de sondă, iar I_e este funcția integrală exponențială :

$$I_e(-z) = \int_0^\infty (\exp(-z)/z) dz.$$

Pentru estimarea timpului de revenire este necesară cunoașterea evoluției valorii temperaturii în gaura de sondă. Timpul, la diversele stadii ale operațiunilor de foraj, este convențional notat astfel : $t = 0$, momentul cînd sapa de foraj atinge punctul din sondă unde se aplică formula ; $t = t_1$, momentul cînd operațiunile de săpare și circulația fluidului au încecat ; $t_2 = t - t_1$, intervalul de timp scurs de la oprirea operațiunilor de foraj.

Temperatura la orice timp mai mare ca t_1 poate fi calculată, pentru acest model, considerind o sursă calorică negativă $-Q_1$ care se suprapune peste efectul sursei pozitive Q_1 :

$$\Delta T = (Q_1/4\pi K)[I_e(-r^2/4kt_2) - I_e(-r^2/4kt_1)].$$

Dacă $t = t_1$ și perturbarea de temperatură $\Delta T = \Delta T_0$, într-o gaură de sondă de rază r_0 , atunci se poate exprima cantitatea de căldură necesară $(Q_{1,0})$ ca să se producă o perturbare ΔT_0 :

$$\Delta T_0 = (Q_{1,0}/4\pi K)[I_e(-r_0^2/4kt_0) - I_e(-r_0^2/4kt_1)];$$

$$Q_{1,0} = 4\pi K/(-I_e(-r_0^2/4kt_1)).$$

Pentru orice timp $t \geq t_1$ și orice punct situat la distanță r față de axul sondei, perturbarea temperaturii va fi :

$$\Delta T = [\Delta T_0/I_e(-r^2/4kt_1)][I_e(-r^2/4kt_2) - I_e(-r^2/4kt_1)].$$

Un studiu similar a realizat Mundry (1964), luînd în considerare o temperatură constantă pentru fluidul de foraj pe întreaga perioadă de timp t_1 . Soluția obținută pentru ecuația conductionii termice are o formă complexă și este exprimată în mărimi fără dimensiuni.

Astfel, temperatura în orice punct în jurul sondei, pentru $t \geq t_1$, este :

$$\chi_0 = \frac{T_0 - T}{T_0 - T_f} = 1 - \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \frac{[N_0(xr/r_0)J_0(x) - J_0(xr/r_0)N_0(x)] \exp[-(kt_1/r_0^2)x]}{x[J_0^2(x) + N_0^2(x)]} dx,$$

pentru $r/r_0 \geq 1$; în care J_0 este funcția Bessel de ordinul zero, N_0 este funcția Neumann de ordin zero, T_0 este temperatura originară a rocii, T_f este temperatura fluidului de foraj (considerată constantă pe întreaga perioadă a operațiunilor de săpare).

Rezultatul numeric pentru temperatura peretelui găurii de sondă, este prezentat în figura 32, în mărimi fără dimensiuni. Graficul poate fi utilizat astfel pentru orice diametru al găurii de sondă și orice valoare a difuzivității termice a rocilor adiacente.



În găurile de sondă cu diametrul de 94–114 mm și adâncimea de 47 m, forate pentru scopurile prospectiunii geotermice cu autosondeze de tip AVBT (utilizate în cercetările efectuate de autor), timpul necesar săpării variază între 5 și 16 ore, funcție de duritatea rocii (sedimente re-

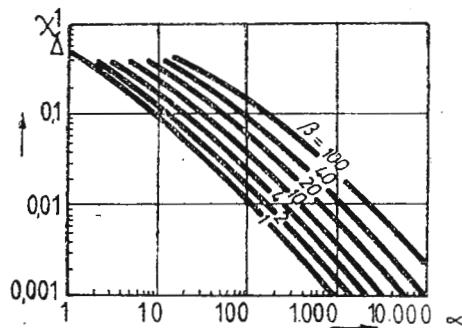


Fig. 32 — Distribuția teoretică a temperaturii în gaura de sondă, după încheierea operațiunilor de foraj.

$$\chi_0 = (T_0 - T)/(T_0 - T_f); \quad \alpha = kt_2/r_0^2; \quad \beta = kt_1/r_0^2;$$

(adaptat după Mundry, 1964).

Temperature theoretical distribution in the borehole in the end of drilling operations.

$$\chi_0 = (T_0 - T)/(T_0 - T_f); \quad \alpha = kt_2/r_0^2; \quad \beta = kt_1/r_0^2;$$

(adapted after Mundry, 1964).

cente slab consolidate și, respectiv, roci cristaline sau magmatice). Corespondător acestui tip de foraj, graficul din figura 32 indică un timp de 15–42 ore pentru revenirea găurii de sondă în echilibru termic.

Verificarea calculului teoretic s-a realizat de autor prin măsurători repetate în forajele de prospecție geotermală, executate în diverse tipuri de rocă. Măsurările experimentale de teren (fig. 33) au arătat că sonda revine în echilibru ceva mai rapid decât rezultă din graficul din figura 32, în general nedepășind 24 ore, valoare care a fost acceptată ca timp minim de revenire a găurii de sondă, pentru scopurile prospecției geotermice.

5.2. Anomalii geotermice locale în aria munților Gurghiu-Harghita

În aria munților Gurghiu-Harghita există un număr relativ mare de foraje de explorare pentru substanțe minerale solide sau de foraje hidrogeologice, însă numai cîteva dintre acestea au fost investigate termometric cu o aparatură și metodologie adecvate studiului resurselor geotermale. Din acest motiv, au fost realizate cercetări geotermice în foraje de

50 m adâncime (Veliciu, 1975; Veliciu și Peter, 1975), în cadrul programului extensiv de investigare a resurselor geotermale din aria neovulcanică de la interiorul Carpaților Orientali (Rădulescu et al., 1981).

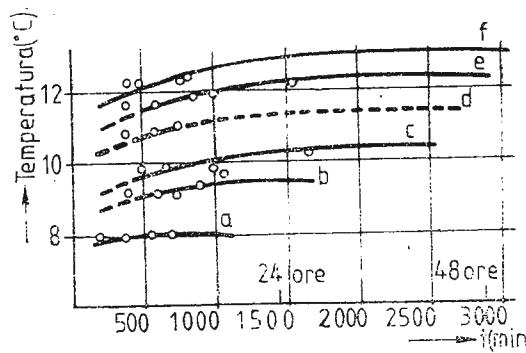


Fig. 33 — Curbe experimentale de revenire în echilibru termic a forajelor de prospectare geotermală cu adâncimea de 47 m ($\varnothing = 94-114$ mm). a, andezite (zona Harghita); b, e, magmalite permieni (rama bazinului Beiuș); d, e, f, depozite pliocen-cuaternare (în principal marne și argile din umplutura bazinului Beiuș).

Experimental curves of recovery in thermal equilibrium of geothermal prospecting drillings with a depth of 47 m ($\varnothing = 94-114$ mm). a, andesites (Harghita zone); b, e, Permian magmatites (the Beiuș Basin border); d, e, f, Pliocene-Quaternary deposits (mainly marls and clays from the Beiuș Basin filling).

Datele obținute din 325 foraje scurte de prospecție geotermală (executate de Institutul de Geologie și Geofizică și I.P.E.G.-Harghita între 1975 și 1979), au oferit o imagine completă asupra distribuției cămpului geotermal local, imagine care ia în considerare atât componenta conductivă a transferului termic în roci, cât și componenta convectivă datorată circulației unor fluide. Înținând seama de criteriile de interpretare a valorilor gradientilor superficiali din zona Gurghiu-Harghita, s-a dat următoarea interpretare rezultatelor proiecției geotermice.

Valoarea ridicată a gradientilor superficiali, depășind $3-4^{\circ}\text{C}/100$ m, ce constituie fondul regiunii, reprezintă expresia anomaliei pozitive regională de flux termic terestru de la interiorul Carpaților Orientali. Această anomaliă este în legătură cu structura și evoluția geologică particulară a crucei.

Pe fondul regional se grefează o serie de anomalii pozitive locale, circumscrisă de izolinia de $10^{\circ}\text{C}/100$ m (fig. 34). Anomaliiile locale sunt interpretate (Veliciu et al., 1981; Veliciu, Opran, 1983) ca având drept cauză preponderența clară a componentei convective în transferul termic (fig. 31). În condițiile geologice particulare ale regiunii (Airinei, Pricăjan, 1975), fluidele transportă din adâncime spre suprafață o cantitate considerabilă de căldură care ridică valoarea gradientului geotermic, stabilit numai prin conductie în roci, de la $5-7^{\circ}\text{C}/100$ m la $10-20^{\circ}\text{C}/100$ m sau chiar mai mult. Cât este modificat gradientul geotermic conductiv, depinde

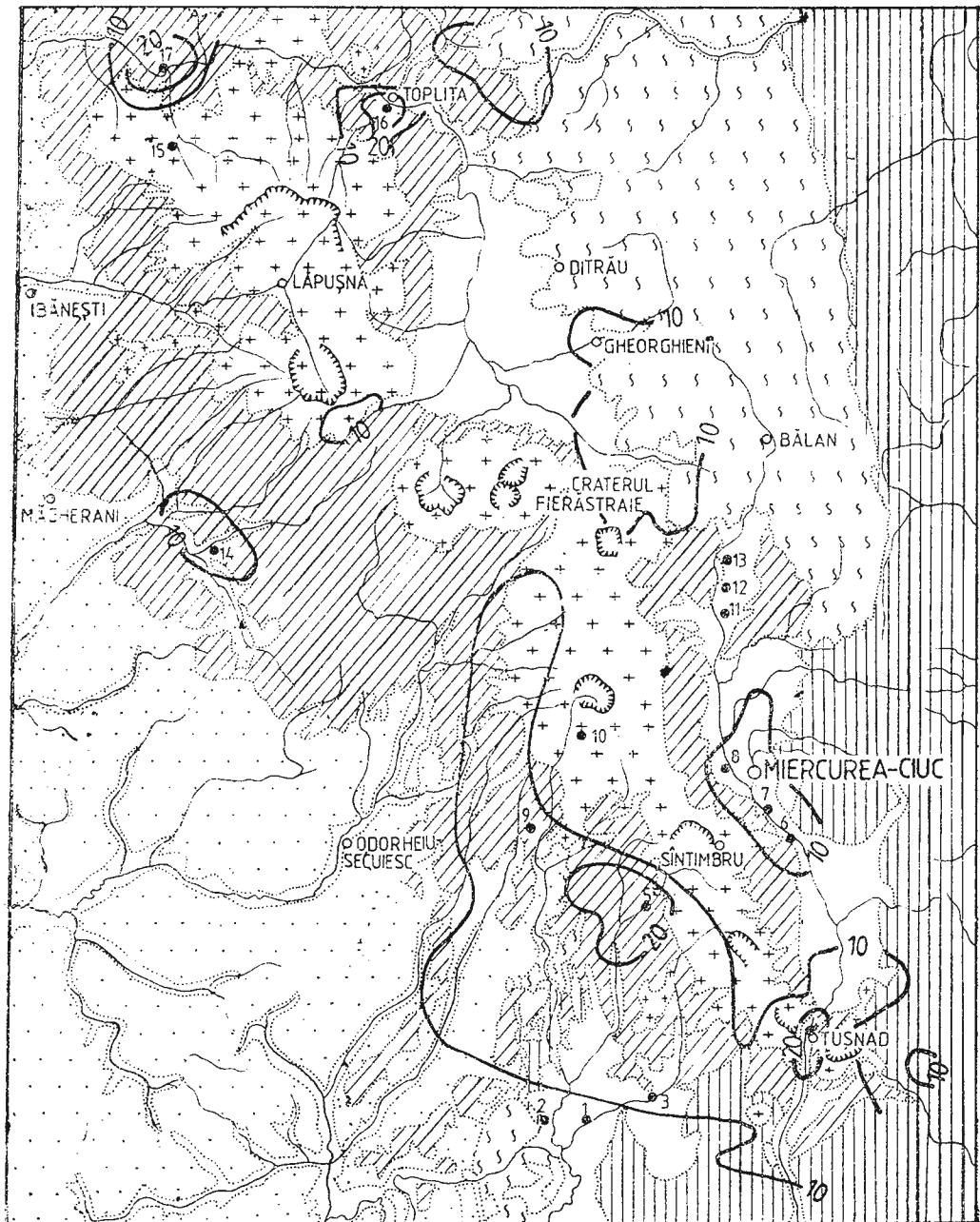


Fig. 34 — Harta anomaliei gradienților geotermici superficiali și sisteme convecitive din aria Gurgiu-Harghita.
Map of superficial geothermal gradient anomaly and convective systems in the Gurgiu-Harghita area.

Map of superficial geothermal gradient anomaly and convective systems in the Gurgiu-Harghita area.

de adîncimea la care se situează partea superioară a sistemului hidrogeotermal, de circulația apelor reci de suprafață și, evident, de temperatura fluidului în adîncime.

În ceea ce privește distribuția geografică a anomalilor superficiale de gradient geotermic, harta din figura 34 indică patru zone cu valori depășind $20^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, localizate după cum urmează : Tușnad-Băi, cursul superior al văii Cormoș-Băile Chirui, Toplița și Lunca Bradului.

Anomalii cu valori mai reduse decit $20^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, dar depășind $10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, sunt localizate în zonele : Miercurea-Ciuc-Jigodin-Sinerăeni, Gheorghieni-Izvorul Mureșului, Prajd și Bilbor-Borsec.

5.2.1. Zona Tușnad

Zona Tușnad-Băi se caracterizează prin prezența, pe malul vestic al Oltului, a aglomeratelor și lavelor andezitice, iar pe malul estic, a unui pachet de piroclastite, având în bază un nivel de marne, ambele situate peste depozitele flișului cretacic (Rădulescu et al., 1981). Alcătuirea geologică a celor două zone separate de rîul Olt, creează condiții de geneză și circulație diferită pentru apele subterane, în general, și pentru apele termale, în special (Slăvoacă, 1971 ; Pricăjan, 1972).

La vest de Olt, mineralizarea se produce prin dizolvarea CO_2 de origine mofetică în apele de infiltratie care circulă la adîncimi mici, prin fisurile andezitelor și aglomeratelor andezitice, apărind la suprafață datorită drenajului, dar mai ales datorită gaz-liftului provocat de CO_2 dizolvat. În condițiile circulației superficiale, cu toate că în regiune este prezent un gradient geotermic conductiv ridicat, apele capătă o termalitate comandată de climat și nu de surse geotermice interne.

La est de Olt, apele mineralizate iau naștere prin dizolvarea CO_2 de origine mofetică într-un complex acvifer situat, relativ, în profunzime. Circulația apei pe o adîncime mai mare creează posibilitatea eișigării caracterului termal, atestat de izvoarele cu temperaturi de $21-25^{\circ}\text{C}$.

Harta geotermică de detaliu, întocmită pentru zona Tușnad-Băi (fig. 35), pune în evidență prezența a două anomalii locale în distribuția gradientilor superficiali : o anomaliă localizată în valea Oltului, direcționată NNV-SSE și o a doua anomaliă, localizată pe valea Tisaș.

Atât forma anomalilor geotermice conturate, cât și valoarea gradientelor în vecinătatea suprafeței sunt caracteristice sistemelor geotermale convective, în care circulația fluidelor termalizate este puternic controlată de elementele disjunctive. Deși, în general, multe rezervoare geotermale par să asocieze cu roci sedimentare permeabile, într-un număr foarte mare de cazuri (McDonald, Muffler, 1972) s-a constatat legătura lor cu fracturi ce afectează roci impermeabile cum sunt, de regulă, rocile magmatice.

Interpretarea anomalilor geotermice pozitive de la Tușnad-Băi ca efecte în zonele superficiale ale unui aport de căldură din profunzime, a condus la stabilirea unui program de explorare prin foraje (Rădulescu et al., 1981) care să investigheze în adîncime anomaliiile respective. Forajele 1H, 320 Tușnad și 322 Tisaș (fig. 35 și 36) au interceptat volume importante de roci sedimentare de vîrstă cretacică, străpunsă de magmatite neogene. În partea superioară, toate cele trei foraje au traversat depozite



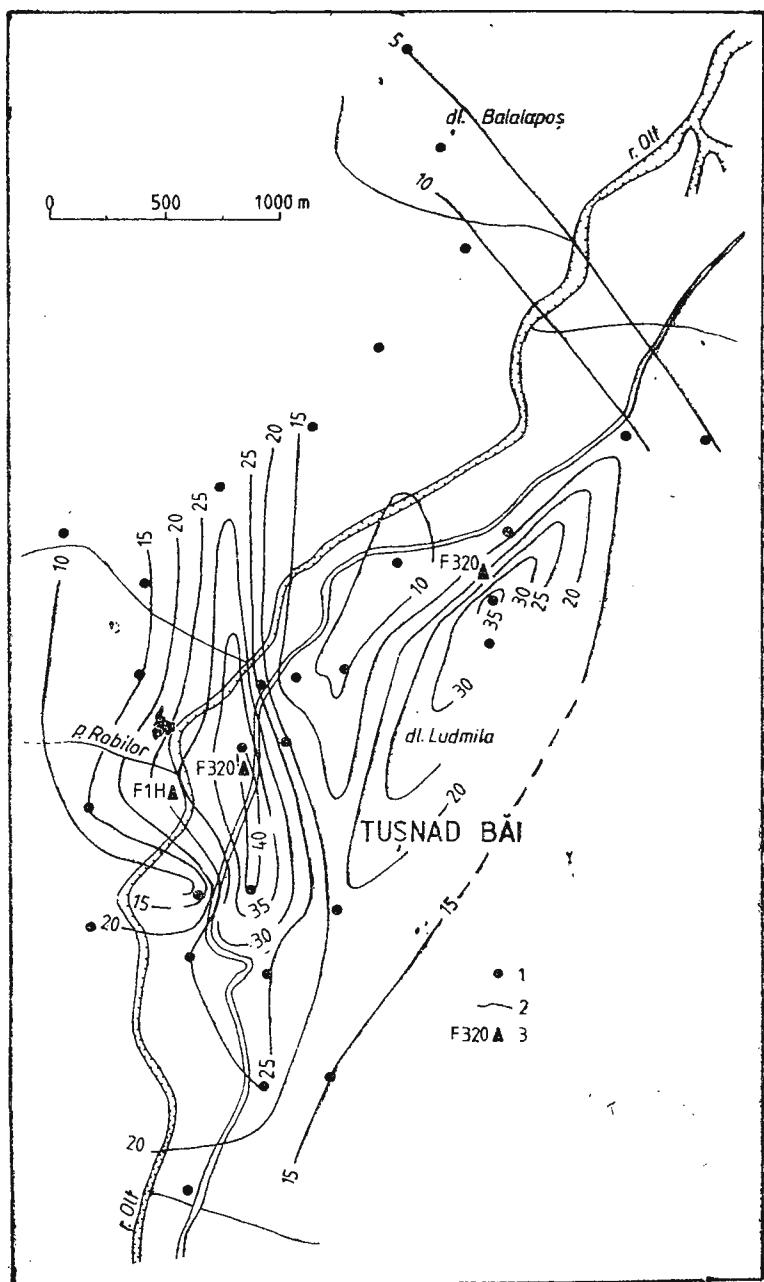


Fig. 35 — Zona Tușnad-Băi. Distribuția gradientului geotermic în foraje de 50 m.
Tușnad-Băi zone. Geothermal gradient distribution in drillings of 50 m.

cuaternare și formațiunea vulcanogen-sedimentară. Sub aceasta se dezvoltă gresii și depozite cu caracter carbonatic care au fost atribuite (Rădu-

lescu et al., 1981) orizontului superior al Stratelor de Sinaia din digitația de Ciuc. Corpurile eruptive interceptate de cele trei foraje sunt constituite din andezite cu hornblendă, biotit și cuart, atât în stare proaspătă, cât și în diverse stadii de transformare determinată de circulația soluțiilor hidrotermale.

Măsurările de temperatură realizate de autor în forajele de explorare (fig. 37, 38, 39) au indicat o scădere a gradientului termic cu adîncime.

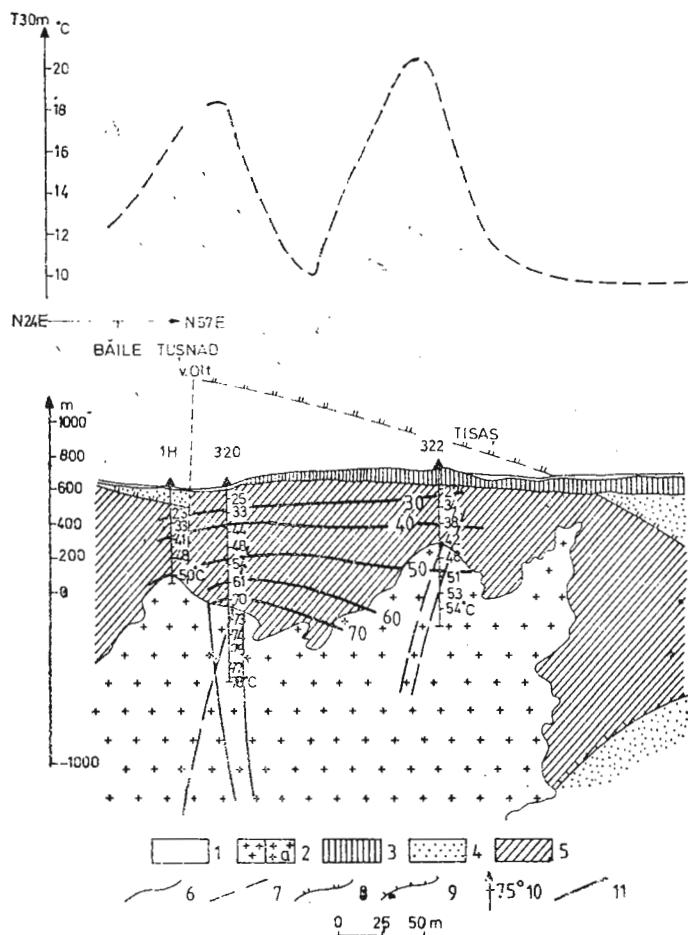


Fig. 36 — Secțiune geologică prin forajele 1 H, 320 și 322-Tușnad și distribuția temperaturilor în adâncime. În partea de sus, anomalia temperaturii la adâncimea de 30 m, din măsurările în foraje de prospecție geotermală. Datele geologice după Rădulescu et al., 1981.

Geological section through drillings 1 H, 320 and 322-Tușnad and temperature distribution with depth. In the upper part the temperature anomaly at a depth of 30 m from geothermal prospecting drilling measurements. Geological data after Rădulescu et al., 1981.

cimea : de la $15-30^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ pentru primii 70 m din apropierea suprafeței, la cca $1-2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ la adîncimi de peste 600 m . Temperatura maximă înregistrată (78°C) a fost întîlnită la adîncimea de $1\ 120\text{ m}$ în forajul F320, amplasat în apexul anomaliei de gradient din Valea Oltului.

Fenomenul scăderii gradientului geotermic cu adîncimea este tipic pentru sistemele geotermale cu transfer termic convectiv. Forajul F320

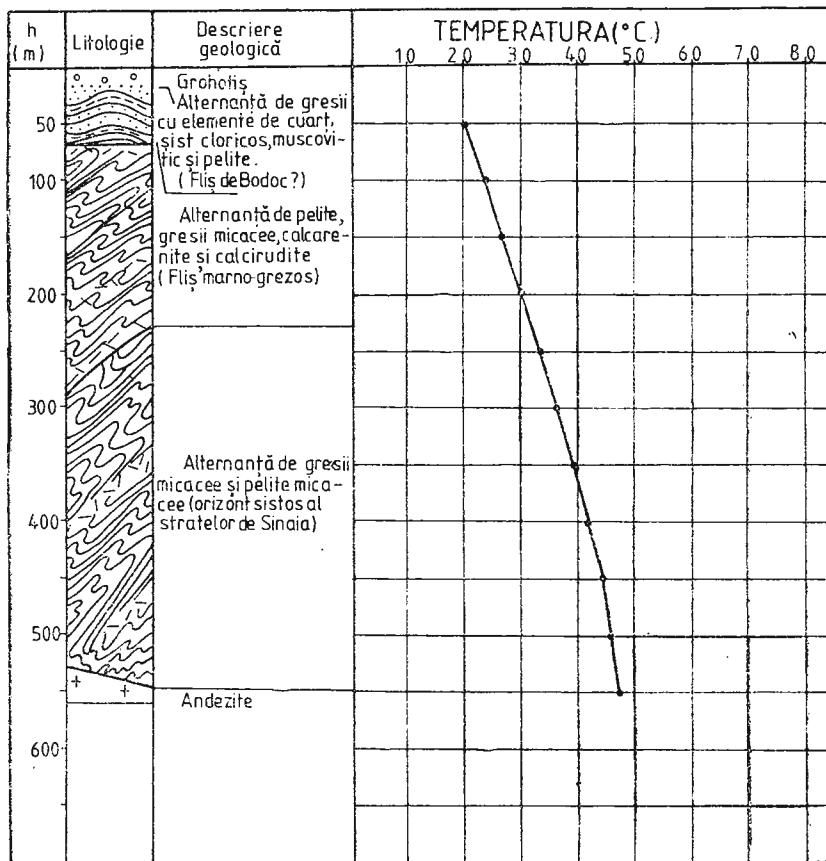


Fig. 37 – Măsurători de temperatură în forajul F 1H-Tușnad-Băi.
Temperature measurements in drilling F 1H-Tușnad-Băi.

a debitat apă termală cu temperatură de 63°C la un debit stabilizat de 4 l/s , iar în forajul F322, apă cu caracter ascensional a avut temperatură de 46°C . În ambele foraje, afluxul de apă provine dintr-o fisură ce afectează corpul intruziv la o adîncime de 820 m , în forajul F320, și $420-600\text{ m}$ în forajul F322.

Este remarcabil faptul că, anterior aplicării prospecțiunii geotermice, interpretarea numai a datelor cartării geologice și hidrogeologice nu sugera posibilitatea existenței unui acvifer cu temperaturi ridicate (peste 30°C) la adîncimi pînă la 1000 m (Slăvoacă, 1971).

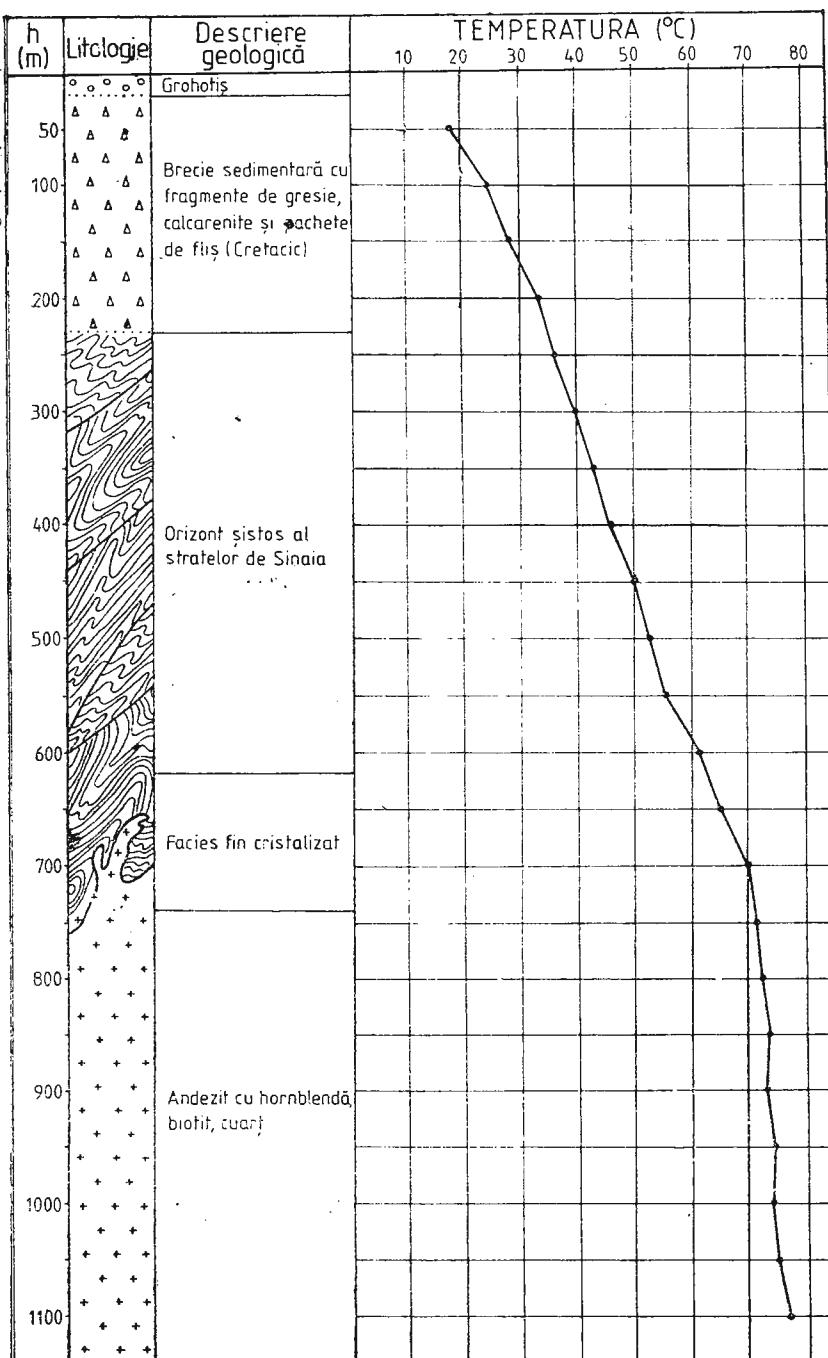


Fig. 38 — Măsurători de temperatură în forajul F 320-Tușnad-Băi.
Temperature measurements in drilling F 320-Tușnad-Băi.

5.2.2. Zona Balvanyoş

La vest de Tuşnad (fig. 34), au fost înregistrate valori ale gradientilor geotermici mai mari de $10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, care se localizează în vecinătatea dealului Balvanyoş, unde un corp andezitic aflorează din formațiunile de fliș cretacic. Generarea anomaliei ar putea fi datorată circulației unor fluide termalizate în orizonturile inferioare permeabile ale Pînzei de Ceahlău.

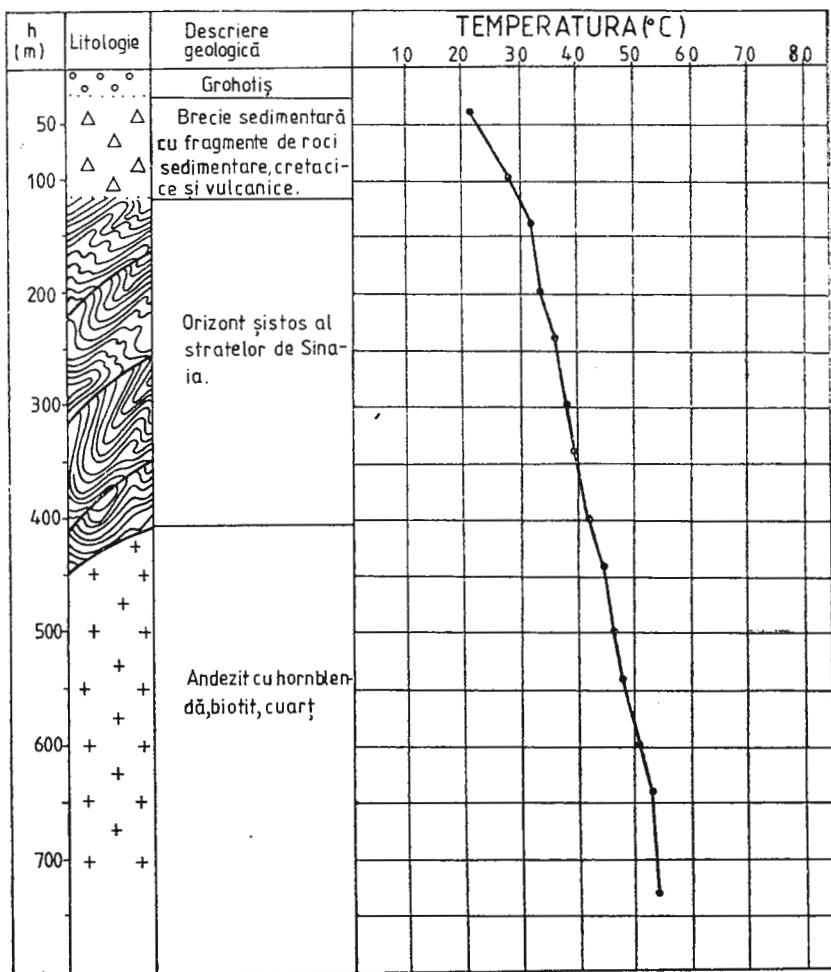


Fig. 30 — Măsurători de temperatură în forajul F 322-Tușnad-Băi.
Temperature measurements in drilling F 322-Tușnad-Băi.

5.2.3. Zona valea Cormoş-Băile Chirui-Vlăhiţa.

În amonte de confluența pîrîului Cormoş cu pîrîul Bătătura Căilor, a fost identificată o anomaliă geotermică cu valori maxime de $20^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

(fig. 34). Având o amplitudine mai redusă (valori enprinse între 10 și 20°C/100 m) anomalia se continuă începând de la Vlahița, pe direcția N-S.

Datele geologice din zona părții Cormoș (Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 200 000, foaia Odorhei) sugerează prezența, sub vulcanitele neogene, a formațiunilor flișului cretacic care vin în contact cu depozitele mezozoice și, eventual, cristaline aparținând Pinzelor Transilvane. Hărțile geofizice (anomalia aeromagnetică) indică existența unei zone tectonizate (Cristescu et al., 1967).

5.2.4. Zona Miercurea-Ciuc-Jigodin-Șinerăeni

O anomalie geotermică pozitivă, conturată de izolinia de 10°C/100 m (fig. 34), se suprapune pe zona de legătură dintre bazinul Ciucului inferior și bazinul Ciucului superior, extinzindu-se atât pe vulcanitele neogene și depozitele de fliș cretacic, cit și pe umplutura celor două bazin post-tectonice. O serie de izvoare hipotermale apar în valea Oltului, cu temperaturi de 14–22°C (Jigodin, Miercurea-Ciuc), situate la interiorul anomaliei geotermice.

5.2.5. Zona Toplița

Rezultatele cercetărilor geotermice efectuate în zona Toplița sunt prezentate în figura 40, sub forma unei hărți de detaliu a distribuției gradientelor superficiali. Harta pune în evidență două anomalii circumscrise de izolinia de 15°C/100 m și orientate pe direcția NE–SV. Anomalie geotermică, cu amplitudinea și dezvoltarea cea mai importantă în suprafață, a rămas deschisă la partea sa sud-vestică, la sud de stațiunea Bradul. Valoarea maximă a gradientului (29°C/100 m) s-a înregistrat în forajul de prospectare situat lîngă stadionul orașului Toplița. De interes este și valoarea de 17°C/100 m, determinată în forajul localizat pe valea Bamffy, la cca 0,5 km amonte de izvoarele din stațiunea Bradul; în acest foraj au fost înfilzite travertine.

Aparițiile de ape termale din zona Toplița urmăresc traseul unor falii ce afectează depozitele formațiunii vulcanogen-sedimentare și cele ale cristalinului de sub acestea, marind coborîrea spre vest a fundamentului (Pricăjan, 1972). Calcarele cristaline oferă condiții hidrogeologice favorabile acumulării unui acvifer carstic care, în vecinătatea fracturilor, este termalizat. Des cărarea acestui acvifer are loc la interiorul a două suprafete restrânse, situate de o parte și de alta a văii Mureșului, în malul stâng la Băile Bradul, și în malul drept la Strand.

Interpretarea datelor geotermice indică, drept sursă a anomaliei pozitive din zona Toplița, efectul combinat al unor elemente tectonice disjumetive și al apelor termalizate. Orientarea anomaliei geotermice coincide cu direcția accidentelor tectonice cartate gravimetric în regiune (Suceava, 1974), accidente care afectează atât fundamentul, cit și formațiunile vulcanice și sedimentare care îl acoperă. Disiparea fluxului termic, propagat conductiv, se face neuniform, în prezența treptelor caracteristice fundamentalui cristalin din regiune. Peste acest efect se suprapune influența unor celule hidrogeotermale convective, care



se manifestă la suprafață prin izvoarele termalizate cu temperaturi de 24–27°C.

Depozitele de travertin interceptate în unele foraje de prospectare geotermică, corelate cu depunerea actuală care are loc la confluența cu valea Mureșului, evidențiază un fenomen de migrare în timp a activității izvoarelor termale, foarte probabil în lungul uneia din fracturi.

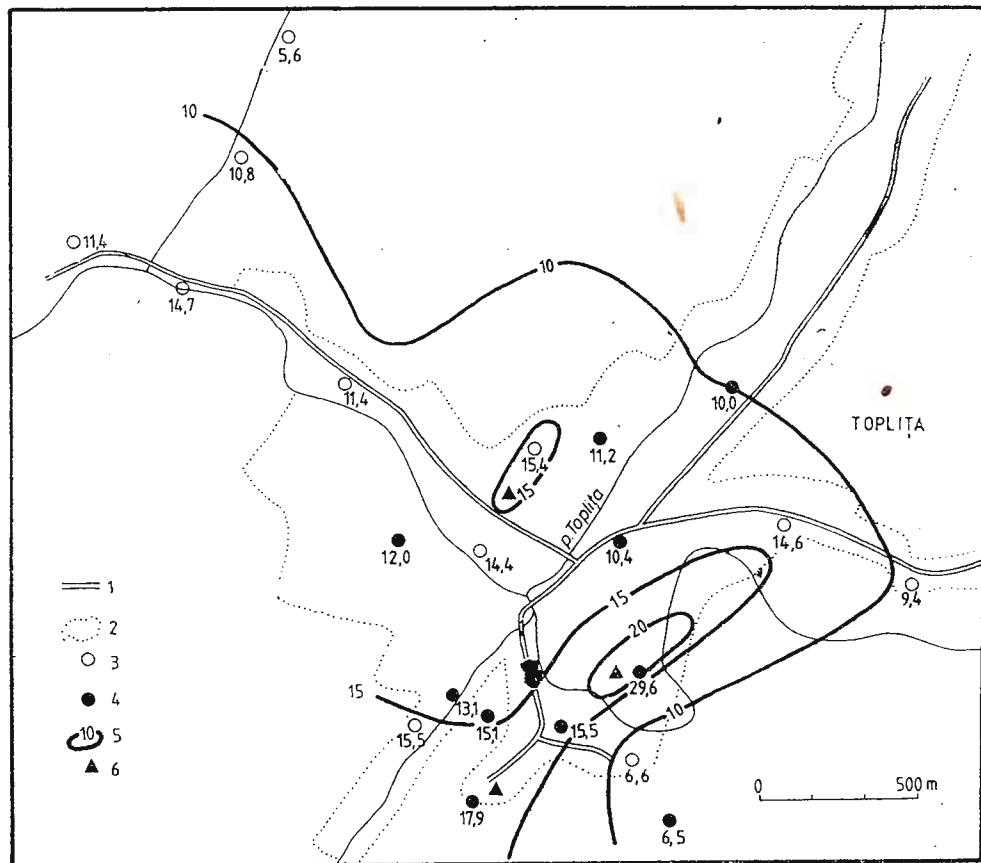


Fig. 40 — Zona Toplița. Distribuția gradientului geotermic în foraje de 50 m.
Toplița zone. Gcothermal gradient distribution in drillings of 50 m.

5.2.6. Zona Lunca Bradului

Determinările geotermice au identificat o anomalie pozitivă în distribuția gradienților superficiali, anomalie localizată imediat la vest de localitatea Lunca Bradului (fig. 34) și care se suprapune cu trei emergențe cunoscute de ape hipotermale (Pricăjan, 1972): izvorul Tău (16°C ; debit $1,0 \text{ l/s}$; „Izvorul C.F.R.” (18°C ; debit $2,0 \text{ l/s}$), care apare în versantul drept al văii Mureșului dintr-o fisură în andezite, și izvorul Panduri (24°C ;

debit $1,7 \text{ l/s}$), care apare din depozitele de terasă. O observație interesantă este aceea că temperatura emergențelor crește de la est la vest, către apexul anomaliei de gradient termic.

5.2.7. Zona Bilbor-Borsec

Anomalia gradientului geotermic superficial, conturată în zona Bilbor-Borsec, este mai dificil de interpretat pe baza datelor geologice și geofizice actuale. Această anomalie, cu o extindere relativ mare, se suprapune atât pe aria de aflorare a unor roci piroclastice, cît și pe roci cristaline, răminând deschis către NE.

Zona este cunoscută pentru manifestări hidrominerale cu caracter carbogazoș. Astfel, la Borsec sunt exploataate apele mineralizate din 15 iziri naturale și 5 foraje. La alcătuirea geologică a depresiunii Borsecului participă sisturi cristaline, calcare cristaline și aglomerate andezitice care aflorează pe rama bazinului, precum și sedimente pliocen-cuaternare ce constituie umplutura sa.

Au fost distinse două tipuri principale de acvifere (Pricăjan, 1972), fiecare având mineralizații și debite caracteristice, funcție de roca în care se acumulează. Tipul principal îl constituie apele subterane din calcarile dolomitice. Studiul alimentării acestui acvifer a arătat că apele de infiltratie au un drum de circulație scurt și, chiar în prezența unui gradient geotermic conductiv ridicat, nu pot căpăta un caracter termal. Afirmația este susținută de temperaturile la emergență a apei mineralizate ($9,5^{\circ}\text{C}$, apropiată de media temperaturii aerului la suprafața solului) și de concentrația în deuteriu măsurată de Institutul de izotopi stabili din Cluj-Napoca (1981). Concentrația de deuteriu determinată a fost de $143,5 - 143,9 \text{ ppm}$, indicând originea meteorică (concentrația într-o probă de zăpadă, 140 ppm).

Al doilea tip de strate acvifere mineralizate cu CO_2 , îl constituie cele cantonate în travertine. Răspândirea travertinelor de Borsec pe suprafețe mari, în zone mai mult sau mai puțin legate de actualele iziri, sugerează migrarea largă a izvoarelor în timpul Cuaternarului și, probabil, existența unor temperaturi și debite mai mari.

Din punct de vedere geologic, depresiunea Bilbor este asemănătoare cu cea a Borsecului. Pe o arie relativ restrânsă sunt cunoscute 15 iziri de ape mineralizate. Depunerea de travertin este caracteristică și emergențelor de ape minerale de aici, ca și conținutul în CO_2 . Debitul mediu al izvoarelor este de $0,1 \text{ l/s}$.

Ce trebuie remarcat în legătură cu anomalia geotermică din această zonă, este faptul că apele mineralizate întâlnite în forajul hidro de pe valea Dobreanului și în forajul executat la Bilbor de I.S.P.I.F. în anul 1981 (adincimea finală 115 m), au temperaturi la emergență de $13,5^{\circ}\text{C}$ și, respectiv, $14,5^{\circ}\text{C}$, depășind substanțial media anuală a temperaturii la suprafața solului (9°C), pentru debite importante (cca 6 l/s). Debitul mare îndreptățește supozitia unui amestec cu apele reci superficiale, apele de adîncimi având, foarte probabil, temperaturi mai ridicate, ca 15°C , pentru adîncimi moderate.



5.2.8. *Estimarea cantității de căldură din sistemele geotermale convective din aria Gurghiu-Harghita.*

Considerațiile de mai sus asupra anomalilor geotermice de gradient din aria munților Gurghiu-Harghita scot în evidență următoarele idei : (1) Transferul termic în cadrul anomaliei pozitive geotermice regionale de flux termic terestru este preponderent conductiv și stabilește un gradient mediu în adâncime care atinge valori de $5-7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. (2) Existența unui puternic control structural disjunctiv, printr-un sistem de fracturi din care unele profunde, existența unor orizonturi permeabile (în formațiunea vulcanogen-sedimentară, în depozitele de fliș cretace sau calcare cristaline, cit și în umplutura bazinelor post-tectonice) și prezența anomaliei geotermice regionale cu cauze adânci, creează condiții favorabile circulației hidrodinamice și acumulării de fluide endogene termalizate care generează sisteme hidrogeotermale. Fluidele termalizate transferă căldura convectiv din adâncime spre suprafață și, în zonele unde componenta convectivă este dominantă, au fost identificate local anomalii pozitive superficiale ale gradientului geotermic, cu amplitudini de $10-20^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

O probemă abordată a fost aceea a estimării cantității de căldură implicată în sistemele hidrotermale din aria munților Gurghiu-Harghita (tabelul 11). În caracterizarea sistemelor convective s-au avut în vedere următoarele considerații generale : (1) Cele mai multe sisteme hidrogeotermale se manifestă la suprafață prin emergențe naturale, sub formă de izvoare ; izvoarele, prin temperatură, compoziția lor chimică, distribuția areală și alterările hidrotermale asociate, oferă sugestii asupra temperaturii în adâncime, ariei de influență termică și căldurii conținută în sistemul respectiv. Totuși, nu se pot manifesta izvoare termale din sisteme convective care sunt acoperite de roci impermeabile neafectate de tectonica disjunctivă sau unde nivelul de apă freatică este situat imediat sub suprafața solului. (2) Date asupra temperaturii emergențelor s-au obținut prin măsurători directe efectuate la izvoare sau în foraje (Veliciu et al., 1981). Pentru regiunea în discuție, temperatura măsurată la emergență este diferită, de regulă, față de temperatura originară din adâncime, datorită amestecului cu ape reci de suprafață. (3) Compoziția chimică (probe recolțate de autor ; tab. 12) indică prezența în regiune a unor ape cu mineralizație totală variind de la redusă ($0,5\text{ g/l}$ la Vlăhița) pînă la ape cu mineralizație extremă 250 g/l , la Prajd).

Pentru sistemele hidrotermale din zona cu vulcanism neogen, este de presupus că apa are dominant origine meteorică, fiind caracterizată de un conținut de $50-3000\text{ ppm Cl}$ (Truesdell, 1975). Componenti ca Na, K, Ca, Mg, SiO_2 , care sunt prezenti în majoritatea sistemelor hidrogeotermale din aria Gurghiu-Harghita, provin aproape sigur, din reacția apă-rocă înconjurătoare. Alți componenti, ca Cl, F, B, N, H_2S sunt prezenti ca o contribuție a manifestărilor post-magmatice. Studiile făcute (Veliciu et al., 1980) au arătat că acești componenti solubili pot fi extrași, din rocile tipice regiunii, la temperaturi sub 100°C .

Apele meteorice, termalizate datorită gradientului geotermal ridicat din regiune și circulației pe fracturi relativ adânci, ar trebui să conțină numai gaze atmosferice dizolvate, dacă temperaturile pe care le ating



TABELUL 11
Sisteme geotermale convective din munții Gurgiu-Harghita

Nr.*	Localizarea sursei	Temperaturi (°C)			Aria de influență termică (km ²)	Continut de căldură estimat (×10 ⁸ cal)	Observații
		Emergentă la suprafață	Echilibru chimic (Na—K—Ca)	Conductiv			
1	Biborteni	12—20	166	70	140	2	0,13
2	Tălișoara	17,5	159	70	140	2	0,13
3	priul Bodvai	16	146	75	140	2	0,20
4	Tușnad-Băi	14—23 (53—63) în foraj *	149	90	200	21	1,83
5	P. Holoșag (Gormoș)	16	?	60	160	24	1,58
6	Sincrăieni	-15—18	132	60	135	6	0,35
7	Jigodin	14—19	155	60	130	12	0,68



8	Miercurea-Ciuc	19–22	141	50	115	12	0,59	Patru izvoare pe o fractură NW-SE din formațiunea vulcanogen-sedimentară. Debit 5 l/s. Evaluarea ariei de influență după date geotermometrice.
9	Vlăhița	17–29	116	62	150	8	0,51	Emergențe din 3 foraje în andezit sau vulcanogen-sedimentar. Debit total cca 25 l/s. Evaluarea ariei de influență după date hidrogeologice.
10	Harghita-Bâi	25–29	195	62	120	2	0,11	Două izvoare din andezit. Debit total cca 3 l/s. Evaluarea ariei de influență după date hidrogeologice.
11	Băile Bogata	22	157	55	85	1,5	0,06	Un izvor din umplutura bazinului Ciuc. Evaluarea ariei de influență după date hidrogeologice.
12	Mădărăș	20–25	140	50	85	4	0,16	Emergențe din 2 foraje în umplutura bazinului Ciuc. Un izvor. Debit total cca 15 l/s. Evaluarea ariei de influență după date hidrogeologice.
13	Dănești	16–22	182	45	80	2	0,08	Emergențe din două foraje în umplutura bazinului Ciuc. Un izvor. Debit total cca 1,2 l/s. Evaluarea ariei de influență după date hidrogeologice.
14	Prajd	39–60	44–94	55	100	30	1,40	Emergențe din 5 foraje din formațiunea vulcanogen-sedimentară. Debit cca 10 l/s. Evaluarea ariei de influență după date geofizice.
15	pirtui Sălardului	18	161	35	80	1,5	0,05	Un izvor din formațiunea vulcanogen-sedimentară. Debit cca 2,5 l/s. Evaluarea ariei de influență după date hidrogeologice.
16	Toplița	17–27	154–168	35	65	10	0,30	Trei grupe de izvoare cu debit total de 10 l/s. Trei foraje în cristalin (calcare). Debit total 35 l/s. Evaluarea ariei de influență după date geotermometrice.
17	Lunca Bradului	17–25	168	35	65	12	0,36	Trei izvoare din formațiunea vulcanogen-sedimentară. Debit total cca 5 l/s. Evaluarea ariei de influență după date geotermometrice.

*Numărul din coloană corespunde localizării din planșă.



TABLEUL 12
Caracterizare chimică a unor sisteme hidrotermale din munții Gurghiu-Harghita

Sursa	Temperatură la suprafață (C)	Echilibrul chimic Na+ - Ca (C)	Mineralizatie totală (g/l)	Compoziție chimică (g/l)																	
				pH	Cl-	Br-	I-	NO ₃ -	SO ₄ -	HCO ₃ -	Na+	K+	Li+	NH ₄ ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	H ₂ SiO ₈	HBO ₂	CO ₂	
Praid sonda 1504	27,5	—	—	110,3	0,014	0,009	0,003	—	0,166	0,226	62,96	0,122	—	5,380	1,255	0,007	—	—	—	—	
Praid foraj 401	42	44-94	250,3	6	151,1	0,030	0,002	—	—	0,868	0,378	91,65	0,370	—	0,200	3,595	1,204	0,027	0,031	0,446	0,396
Tușnad v. Tișad aval	14	—	1,550	6	0,550	—	—	—	0,006	0,010	0,586	0,319	0,060	—	urme	0,116	0,050	0,003	0,088	0,041	0,261
Tușnad izvor v. Tișad	23	5,950	6,3	2,220	0,001	0,002	—	0,007	0,010	1,586	2,046	0,194	—	0,010	0,320	0,141	0,003	0,088	0,089	0,664	
Tușnad foraj 320	63	13,019	7,3	1,063	0,002	0,003	—	—	urme	7,931	3,575	0,155	—	0,011	0,023	0,020	0,001	urme	0,203	0,035	
Tușnad foraj 320	63	12,506	7,5	1,078	0,002	0,004	—	—	0,013	7,321	3,225	0,156	—	0,010	0,015	0,063	0,002	0,181	0,344	0,097	
Tușnad izvor Ilieana	23	6,130	6,5	1,970	0,013	urme	—	—	0,003	0,895	1,010	0,210	—	0,011	0,293	0,059	0,018	0,138	—	1,506	
Toplița izvor Banffy	27	15,4	1,776	6,2	0,241	0,002	—	—	0,019	0,830	0,176	0,018	—	—	0,164	0,055	0,001	0,044	0,004	0,223	
Vlăhița foraj nr. 8	26	116	0,504	5,7	0,014	0,001	—	—	0,019	0,281	0,011	0,009	—	—	0,048	0,028	0,001	0,088	—	0,004	
Mădăraș	24	140	2,400	6,8	0,050	—	—	—	0,006	2,587	0,414	0,021	—	—	0,252	0,277	0,008	0,088	urme	0,704	



în rezervorul de adâncime sunt mici, dar devin mult mai concentrate în CO și H₂S cînd temperatura lor în adâncime depășește 80°C (Truesdell, 1975)

În cadrul studiului zonei Gurghiu-Harghita, s-a acordat o atenție specială ionilor al căror conținut în apă și echilibru chimic sunt dependente de temperatură (Fournier, Truesdell, 1973). Unii din acești ioni sunt utilizati pentru estimarea temperaturilor în adâncime (geotermometrul chimic Na—C—Ca), metoda aplicîndu-se atât la emergențele termalizate, cit și la cele fără termalitate.

Pentru geotermometrul Na—K—Ca, ecuația de echilibru chimic, dedusă experimental, are forma (Fournier, Truesdell, 1973) :

$$\log ([\text{Na}]/[\text{K}]) + \beta \log (\sqrt{[\text{Ca}]}/[\text{Na}]) = \frac{1647}{273 + T^\circ\text{C}} - 2,24,$$

în care concentrațiile în Na, K, Ca, sunt date în mol/kg, $\beta = 1/3$, pentru ape cu temperaturi mai mari de 100°C și $\beta = 3/4$, pentru temperaturi sub 100°C.

Paces (1975) recomandă aplicarea unui factor de corelație (c) pentru ape cu temperaturi sub 75°C și conținut ridicat în CO₂ :

$$c = -1,36 - 0,253 \log P_{\text{CO}_2},$$

în care P este presiunea CO₂ (în atm.) în acvifer. Această corecție este în concordanță cu concluzia lui Renner et al. (1975), că multe predicții făcute pe această bază, pentru temperatura apelor din izvoarele cu conținut ridicat de CO₂ din zone neo-vulcanice (în particular din California), par a fi nerezonabil de ridicate.

Temperatura emergențelor din tabelul 11 poate fi considerată ca temperatură minimă a rezervorului. Temperatura de echilibru chimic indicată de geotermometrul Na-K-Ca reprezintă o sugestie asupra temperaturii maxime a rezervorului de adâncime, dar trebuie privită cu circumspectie : o temperatură ridicată obținută pentru un izvor fără caracter termal și debit scăzut este mai credibilă decît un sistem hidrotermal cu temperatură mică a emergențelor cu debite importante (peste 3 l/s).

Aria de influență termică a sistemelor hidrogeotermale din tabelul 11 a fost stabilită pe baza mai multor categorii de date. Datele cartării hidrogeologice furnizează, de obicei, aria minimă. Datele geofizice în general și cele geotermice, în particular, constituie principalul mijloc de estimare, deși în regiunea studiată nu există decît cîteva foraje (Tușnad) care să documenteze relația dintre anomaliiile geofizice și sistemul hidrotermal respectiv. În cazurile citate de literatură, (White, Williams, 1975), în care, într-o primă etapă, nu s-a dispus de date geofizice și estimarea dimensiunilor ariei de influență termică a sistemului convectiv s-a făcut pe baza manifestărilor de suprafață și a datelor geologice, cînd într-o etapă ulterioară s-au examinat datele prospectiunii geotermice, dimensiunile au rămas aceleași sau, de cele mai multe ori, s-au mărit substanțial.

Căldura implicată în sistemele convective din munții Gurghiu-Harghita (tabelul 11) s-a calculat folosindu-se metoda utilizată de White, Williams (1975) și descrisă în amănunt de Muffler, Cataldi (1977), pentru evaluarea resurselor geotermale ale teritoriului SUA.

S-a luat în considerație o valoare medie a căldurii specifice pentru complexul apă-rocă, de $0.6 \text{ cal cm}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$. Această mărime fizică variază puțin în funcție de tipul de rocă, porozitate și conținut în fluid, introducind erori neglijabile în comparație cu alți parametri utilizati (temperatura rezervorului de adincime, aria de influență termică).

Probabil că între multe din sistemele convective, individualizate în tabelul 11, există o intercomunicare la adincimi de 2–3 km.

Există suficiente motive să se considere că, în regiunea cercetată, se vor identifica, prin lăcerări de explorare ulterioare, noi resurse geotermale din categoria sistemelor convective, resurse neincluse în tabelul 11, rezultând din: (1) date noi asupra extinderii în suprafață a sistemelor deja identificate (dar aceasta ar fi compensată de reducerea estimărilor făcute în alte părți ale sistemului); (2) temperatura rezervorului de adincime ar putea fi găsită mai mare în realitate decât cea estimată (dar probabil vor exista și multe cazuri de reducere a temperaturii); (3) ar putea fi descoperit un nou sistem hidrogeotermal fără manifestări de suprafață.

6. DETERMINĂRI DE FLUX GEOTERMIC

6.1. Calculul fluxului geotermic

Cantitatea de căldură care este transferată din interiorul globului către suprafață, poate fi evaluată în acord cu relația:

$$\vec{q} = -K \text{ grad } T.$$

Mărimea \vec{q} este ușual denumită flux termic terestru sau flux geotermic. Dar expresia matematică a lui \vec{q} arată că, de fapt, este vorba de densitatea fluxului termic, denumire care începe să fie utilizată din ce în ce mai mult în studiile geotermice (Haenel, 1979; Veliciu; Opran, 1983), fiind recomandată ca atare și de Comisia internațională de flux termic (I.H.F.C. – I.U.G.G.).

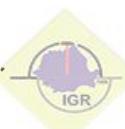
Pentru prospecțiunea geotermică, în mod obișnuit, se consideră fluxul calorice direcționat vertical pe suprafața pământului și cu sens pozitiv către exterior. Astfel, valoarea fluxului geotermic, într-un punct oarecare de observație, se obține din înmulțirea conductivității termice cu gradientul vertical al temperaturii:

$$q = K(dt/dz)$$

Definit în modul de mai sus, fluxul geotermic reprezintă o măsură a cantității de căldură transferată numai conductiv și valoarea sa, determinată în ariei unde este prezentată o componentă convectivă importantă (zone vulcanice, circulație hidrotermală), subestimează semnificativ cantitatea de căldură implicată în fenomenele transferului termic.

Metodica de determinare a conductivității termice a rocilor, tehnica și echipamentul de măsură a temperaturilor și gradientilor, ea și corelațiile aplicate sunt discutate în cadrul altor capitole ale acestei lucrări.

Aparatura realizată de autor, precum și problemele metodologice studiate, au permis obținerea a 25 valori de flux geotermic (Veliciu et al.,



1977; Veliciu, Visarion, 1982) pentru diverse unități tectonice majore ale teritoriului țării noastre.

Pentru determinarea valorilor de flux geotermic, măsurările de temperatură s-au executat în găuri de sondă cu adincimea la talpă depășind 500 m, forate pentru explorare minieră.

Pe intervalele înregistrate geotermic, s-au recoltat probe pentru determinări de conductivitate termică. Fluxul termic al punctului de observație respectiv s-a calculat pe baza diferenței de temperatură înregistrată (ΔT) și a rezistenței termice a fiecărui interval înregistrat (Boldizsar, 1956) :

$$q = \Delta T / \sum_{i=1}^n (\Delta z_i / K_i),$$

în care z_i este grosimea intervalului i din gaura de sondă, iar K_i este conductivitatea termică măsurată în laborator. Grosimea intervalului i a depășit în toate cazurile 10 m, pentru a se asigura o precizie mai bună de $\pm 1\%$ la stabilirea valorii gradientului.

6.2. Fluxul geotermic și estimarea temperaturilor în adâncime. Aplicație pentru aria Gurghiu-Harghita.

Măsurarea directă a temperaturilor este posibilă numai în foraje sau galerii de mină, dar exploatarea acestor date la adâncimi mari, pe baza gradientului conductiv al temperaturii, are o valabilitate foarte limitată. Date mai realiste asupra distribuției temperaturilor în adâncime pot fi obținute prin calcul, utilizând valori de flux geotermic, conductivitate termică a rocilor și generare de căldură. Calculul reprezintă o aplicație a teoriei stratificației paralele din geotermie (Pollack, 1965) și poate fi privită ca o tratare a datelor geotermice corespunzătoare continuării analitice în jos, larg folosită de alte metode geofizice.

Pentru studiul efectuat în aria Gurghiu-Harghita, s-a apelat la soluția analitică a ecuației conudenției termice în regim staționar și stratificație plan-paralelă, parcurgindu-se următoarele etape : (1) Întocmirea unei hărți de distribuție a fluxului geotermic în aria cercetată (fig. 43). (2) Întocmirea unor profile geologice pînă la adâncimea de 10 km (complate după secțiunile geologice elaborate de Săndulescu, 1980), pe verticala forajelor din regiunea în care s-au realizat determinări de flux geotermic (fig. 41 și 42). (3) Asocierea profilului geologic parametrilor geotermici (tab. 13), în funcție de tipul litologic al formațiunilor traversate de profil. (4) Calculul temperaturilor pentru intervale de 0,5 km, pînă la adâncimea de 10 km, prin intermediul unui program de calcul automat a cărui schemă de organizare este prezentată în figura 11.

Rezultatele calculului au permis construirea unor hărți cu geoizoterme la adâncimile de 1000, 2000, 3000 și 5000 m (fig. 44, 45, 46 și 47). La examinarea acestor hărți trebuie avută în vedere presupunerea că transferul termic se produce numai prin condenție (arie dominantă conductivă). Dacă determinările de flux geotermic au fost influențate de circulația apei, temperaturile calculate sunt mai ridicate decât în realitate. În consecință, temperaturile la adâncimi peste 5000 m trebuie privite cu circumspectie.



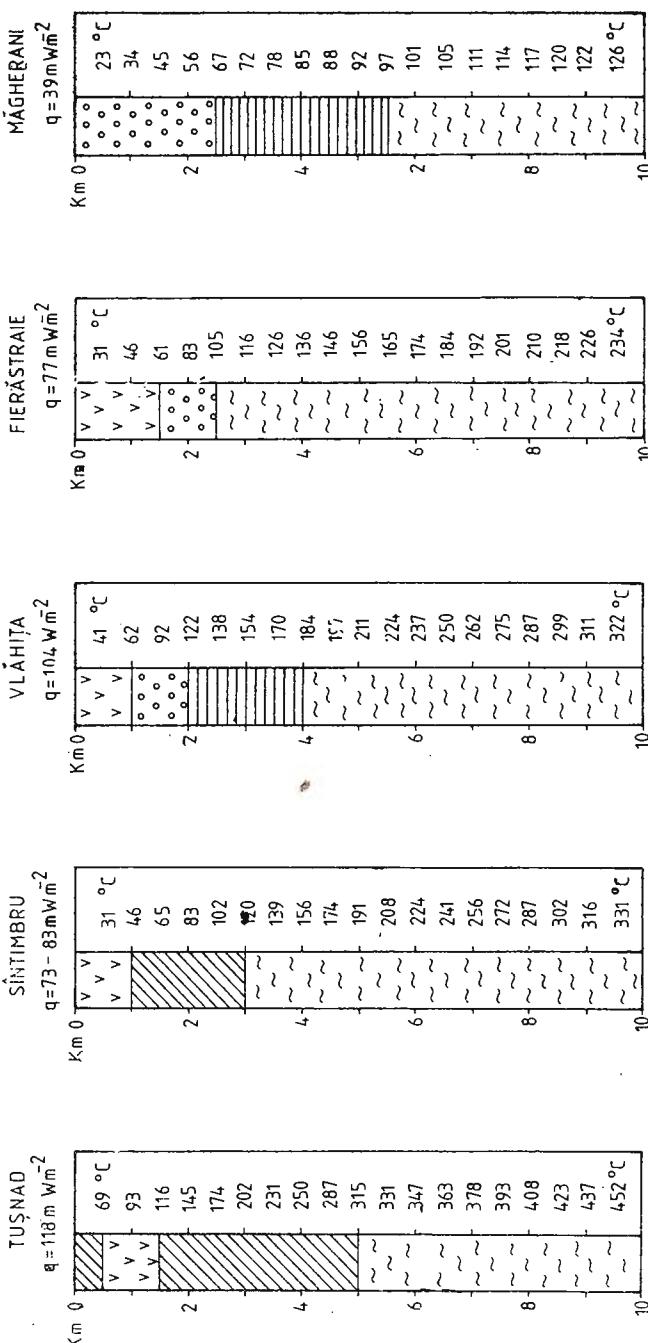


Fig. 41 – Munții Gurghiu-Harghita și ariale adiacente. Modele geotermice și distribuția în adâncime a temperaturii calculate. Parametrii geotermici și legenda conform tabelului 14.

The Gurghiu-Harghita mountains and adjacent areas. Geothermal models and distribution of calculated temperature with depth. Geothermal parameters and legend according to table 14.

TABELUL 13

Gradientul geotermic, conductivitatea termică și valori de flux termic terestru determinate pe teritoriul României (Veliciu et al., 1977; Veliciu, Visarion, 1982)

Coordonate		Elve- ția (m)	Interval investigat (m)	Gradient geotermic (°C/km)	Conducti- vitate termică (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	Flux termic (mWm ⁻²)
lat. N	long. E					
48°08'	23°24'	380	300— 800	45,0	2,8	126
47°38'	23°49'	410	250— 580	56,1	1,6	90
47°40'	23°44'	470	320— 670	35,3	2,4	85
47°28'	26°05'	424	2133—2284	18,0	2,2	39
47°13'	22°13'	148	2304—2502	50,5	1,8	94
47°08'	26°25'	440	2412—2915	25,7	1,7	43
47°03'	26°25'	409	3816—4038	26,0	2,6	58
47°02'	25°20'	750	380— 910	37,5	2,2	82
46°49'	27°09'	80	1731—1883	17,9	2,2	39
46°37'	26°29'	501	1520—1610	20,0	2,3	47
46°31'	24°45'	380	2050—2354	28,0	2,6	74
46°30'	26°40'	480	850—1012	23,0	2,3	54
46°15'	25°44'	525	314— 510	50,0	1,7	83
46°12'	21°20'	120	193— 377	45,0	1,9	85
46°09'	22°53'	712	215— 402	35,0	2,2	79
45°11'	26°19'	315	5511—5653	21,1	2,3	48
45°03'	26°03'	290	1848—2100	29,5	2,3	67
45°02'	23°25'	298	1123—1250	37,0	2,2	80
44°53'	23°25'	220	2930—3440	28,7	2,6	75
44°51'	22°24'	311	610— 785	40,0	2,3	92
44°48'	25°48'	168	5009—6255	17,6	3,0	52
44°47'	26°49'	64	2500—2724	24,2	1,8	44
44°31'	25°42'	144	1223—1404	37,0	1,9	70
44°30'	24°03'	204	2092—2422	35,0	1,8	59
44°14'	23°53'	182	1546—1700	44,5	1,8	78

Toate valorile de temperatură calculate au fost folosite la trasarea curbelor medii temperatură-adincime (geoterme) pentru aria munților Gurghiu-Harghita și, respectiv, munților Gurghiu (fig. 42). Geotermele sugerează prezența unui gradient geotermic mediu asemănător (cca 5°C/100 m) în primii 2000 m, dar pentru aria munților Gurghiu, el scăde rapid în adincime la cca 3°C/100 m.

Hărțile de temperatură întoemite pun în evidență o anomalie geotermică conductivă pozitivă („hot dry rocks”), situată la partea sudică a munților Harghita. Temperaturi, depășind probabil 150°C la adincimea de 3000 m, se concentrează într-o suprafață de cca 1000 km² localizată între Odorhei-Sișmarți-Balvanyos-nord Biborteni, în timp ce temperaturi depășind 150°C la adincimea de 5000 m, ocupă o suprafață mai mare (aproximativ 3000 km²), localizată între Praid sud-Gheorghieni-Balvanyos sud Biborteni.

Anomalia geotermică conductivă se suprapune pe o zonă în care, sub vulcanitele neogene, este presupusă (Săndulescu, Stefănescu, comunicare personală ; 1980) existența formațiunilor flișului cretacic și a formațiunilor cristalino-mezozoice, contactul dintre ele fiind aici orientat, pro-



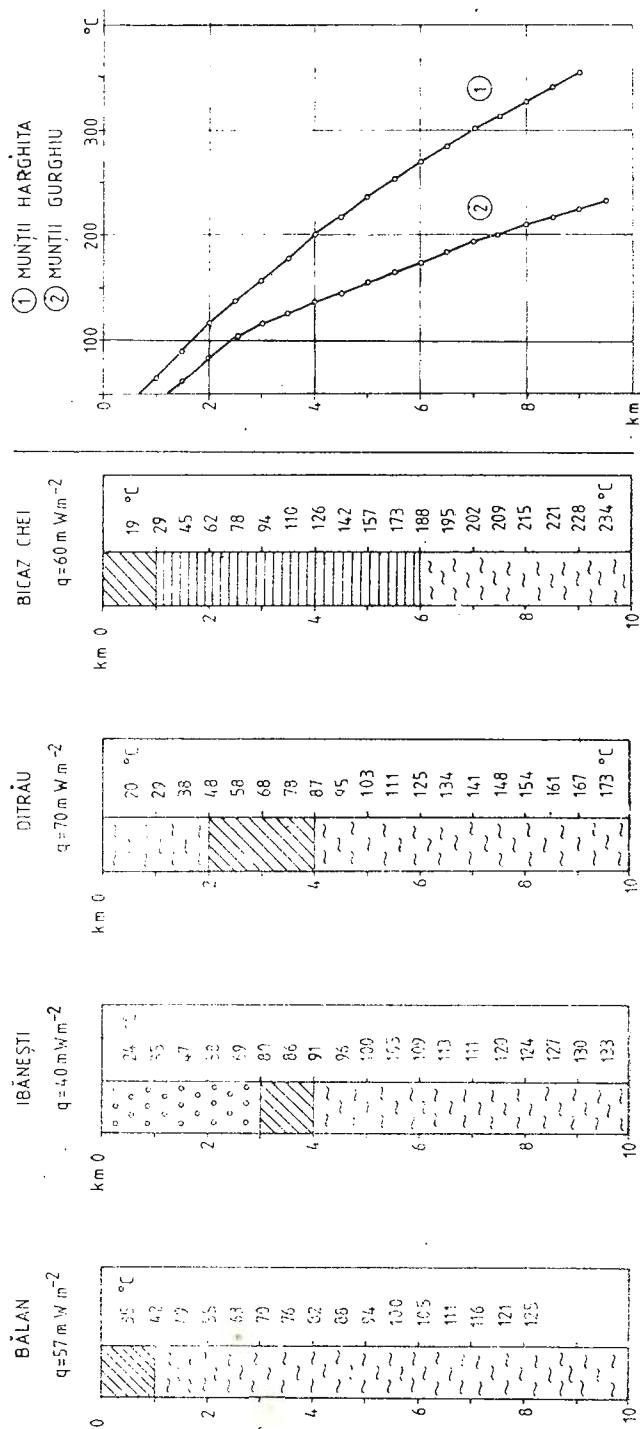


Fig. 42 — Gurgele temperatură-adâncime.
Temperature-depth curves.

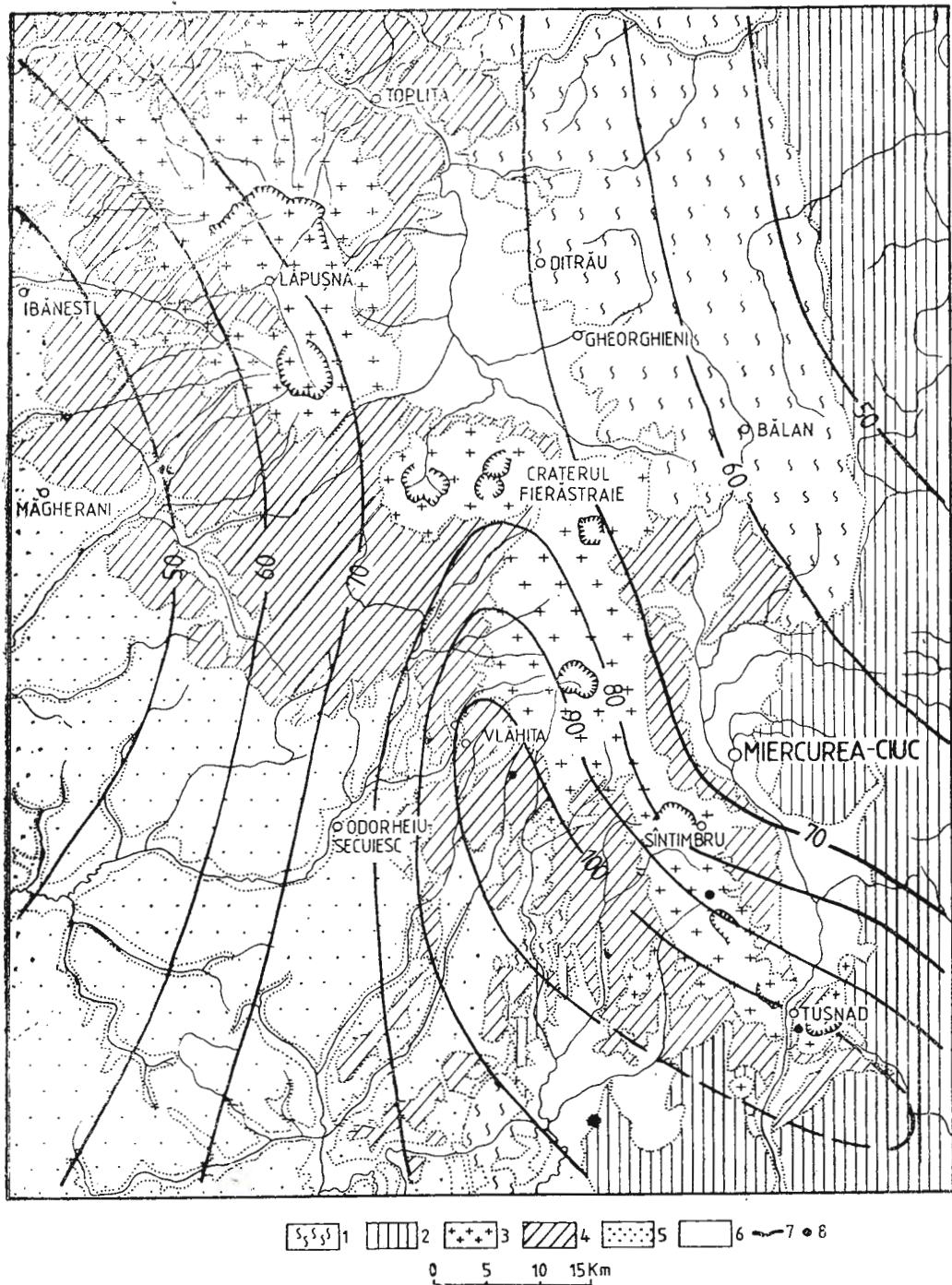


Fig. 43 — Distribuția fluxului geotermic în munții Gurghiu-Harghita și ariile adiacente.
Terrestrial heat flow distribution in the Gurghiu-Harghita mountains and adjacent areas.



Institutul Geologic al României

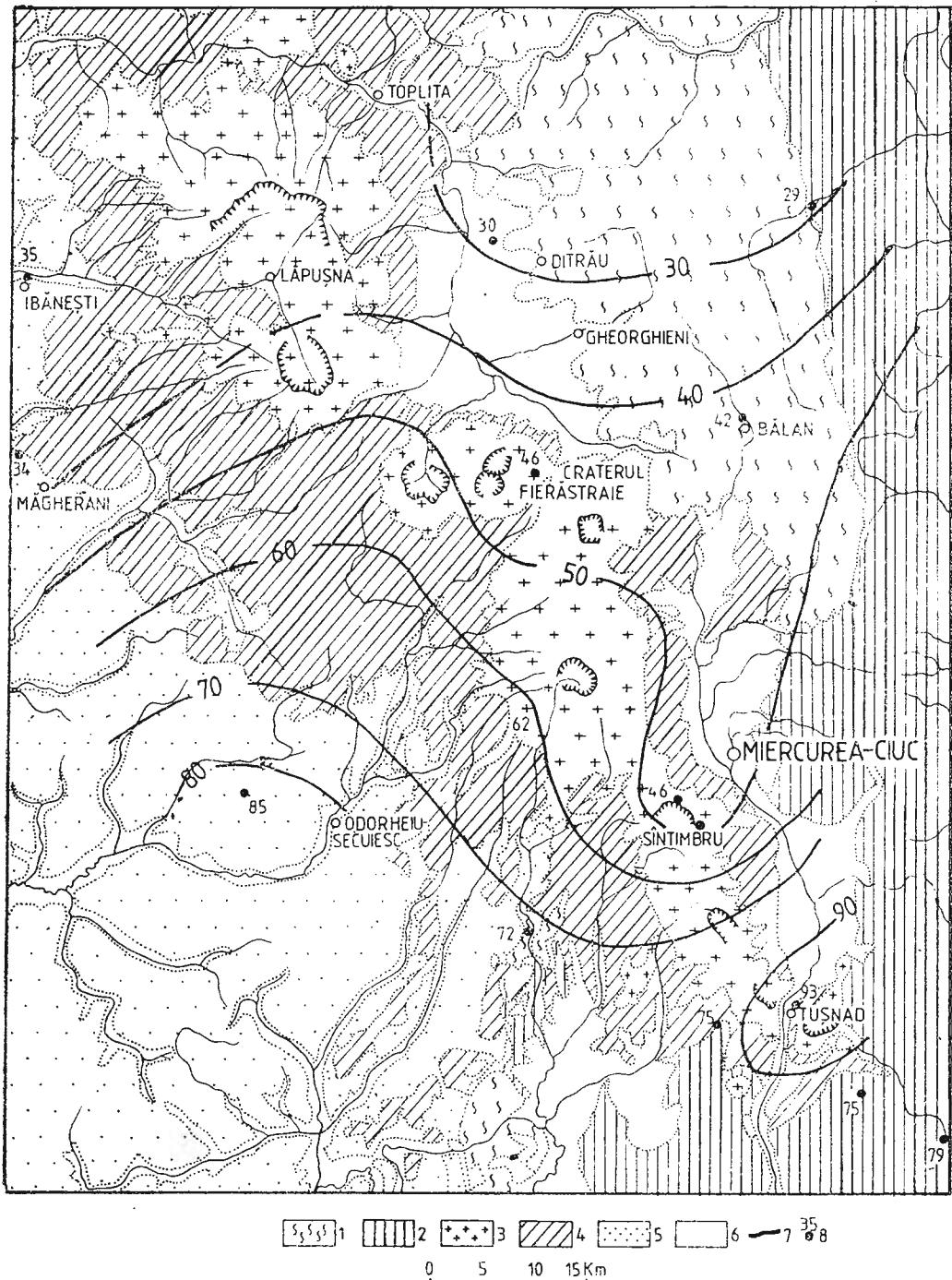


Fig. 44—Distribuția temperaturii la adâncimea de 1000 m în munții Gurghiu-Harghita și ariile adiacente.

Temperature distribution at a depth of 1000 m in the Gurghiu-Harghita mountains and adjacent areas.



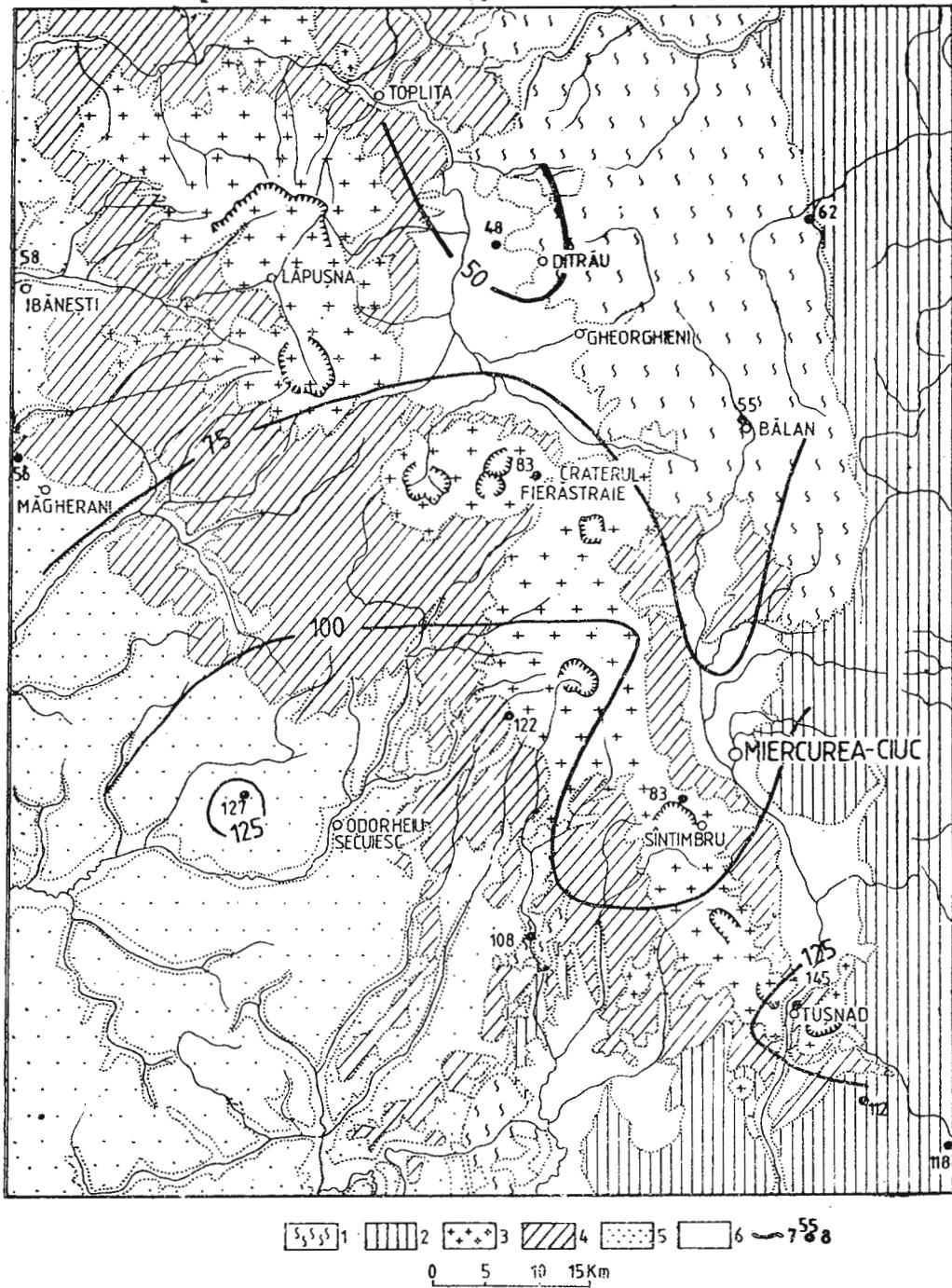


Fig. 45 — Distribuția temperaturii la adâncimea de 2000 m în munții Gurghiu-Harghita și ariile adiacente.

Temperature distribution at a depth of 2000 m in the Gurgeanu-Harghita mountains and adjacent areas.



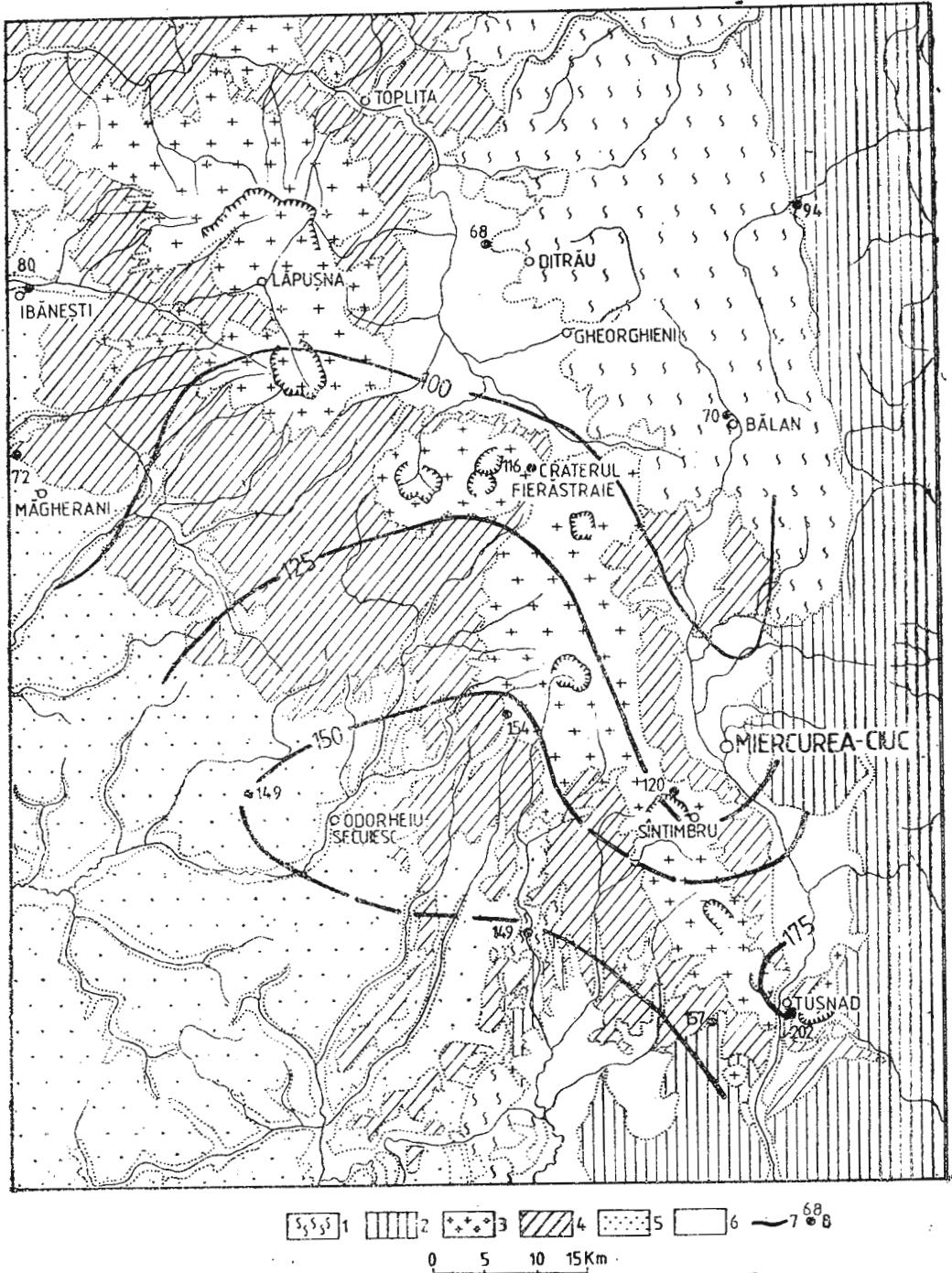


Fig. 46 — Distribuția temperaturii la adâncimea de 3000 m în munții Gurghiu-Harghita și ariile adiacente.

Temperature distribution at a depth of 3000 m in the Gurghiu-Harghita mountains and adjacent areas.



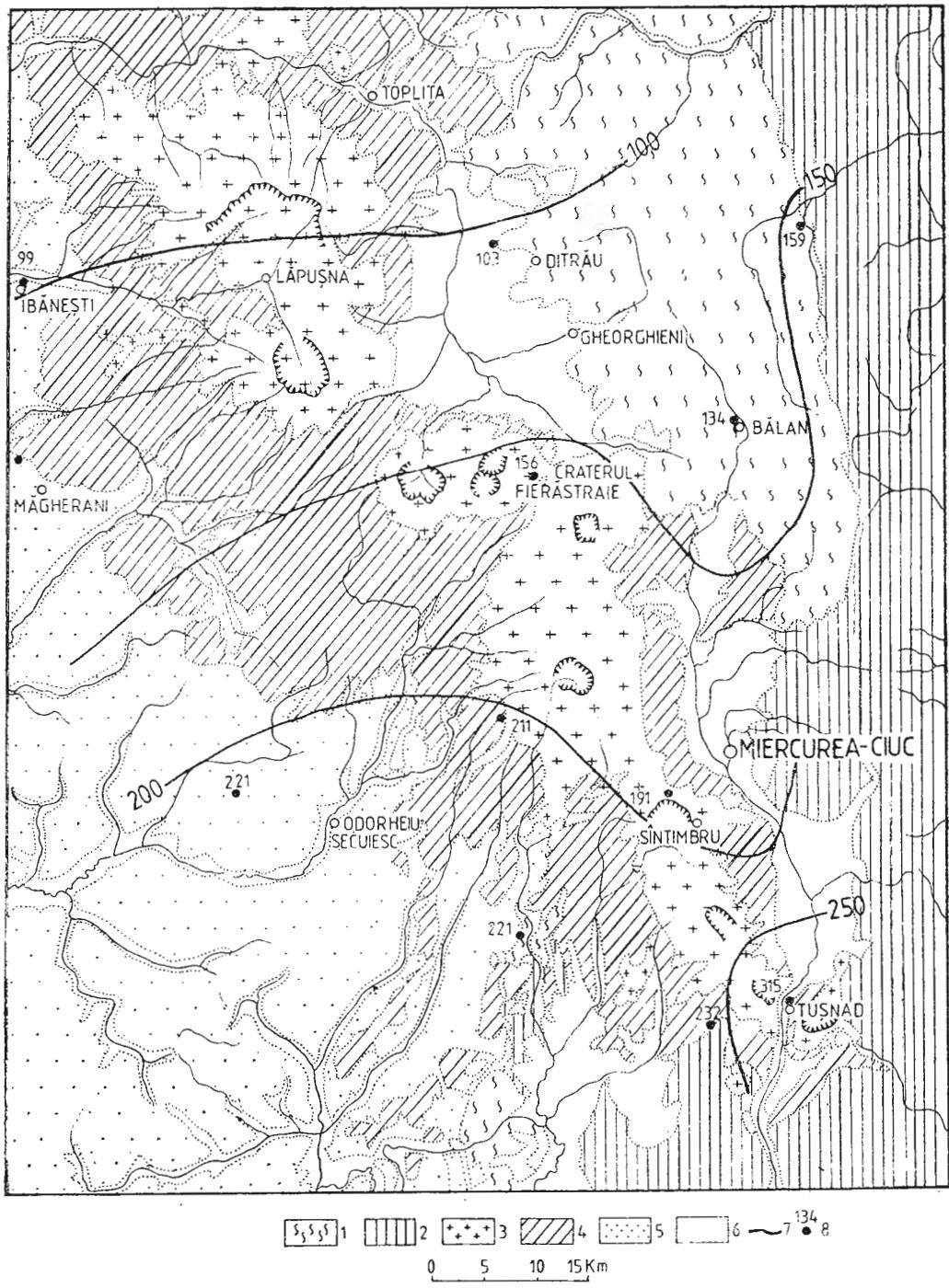


Fig. 47 — Distribuția temperaturii la adâncimea de 5000 m în munții Gurghiu-Harghita și
ariele adiacente.

Temperature distribution at a depth of 5000 m in the Gurghiu-Harghita mountains and adjacent areas

babil, transversal pe direcția de dezvoltare a anomaliei geotermice conducețive.

În suprafață circumscrisă de geoizoterma de 150°C , cantitatea de căldură conținută în roci „uscate” este calculată ca fiind următoarea (pentru temperatura de referință de 10°C la suprafață) :

- între 0 și 3 km, $Q_{0-3} = 2,5 \times 10^{18}$ cal ;
- între 3 și 5 km, $Q_{3-5} = 11,0 \times 10^{18}$ cal.

Pentru întreaga arie ocupată în harta geologică de vulcanitele neogene din Gurghiu-Harghita, cantitatea de căldură stocată în crustă, pînă la adîncimea de 10 km, se estimează a reprezenta 90×10^{18} cal sau echivalentul a cca 100×10^9 MW (t). Din păcate, tehnologiile actuale de conversie a energiei geotermice nu ar permite teoretic decît valorificarea, în scopuri economice, a unui procentaj infim din acest potențial (cca 0,08% după Muffler, Cataldi, 1978).

7. ASPECTE INSTRUMENTALE ALE PROSPECTIUNII GEOTERMICE

7.1. Generalități

Informația de bază în toate tipurile de investigații geotermice o constituie mărimea temperaturii. Măsurarea valorii temperaturii este realizată cu termometre cu mercur (termometre maximale) sau cu termometre electronice avind ca element sensibil o rezistență metalică (platină) sau un termistor (Kappelmeyer, Haenel, 1974).

Termometrele maximale, utilizate încă în țara noastră pentru unele determinări geotermice, sunt termometre cu mercur avînd o secțiune foarte mică în locul unde capilarul se unește cu rezervorul, fapt care face ca întreaga coloană de mercur să rămînă în poziția în care a fost la temperatura maximă. La o lovire scurtă, mercurul trebuie să revină în regiunea de sub îngustare. Pentru prevenirea ridicării coloanei de mercur, datorită presiunii exercitate de fluidul din gaura de sondă asupra rezervorului, termometrele sunt plasate într-un container metalic. Erorile care se pot produce datorită șocurilor mecanice, cînd containerul este extras din foraj, sunt evitate prin folosirea a 4 sau 6 termometre din care unele sunt inversate (cu rezervorul în partea de sus). Dacă există un bun contact termic între rezervorul termometrului și containerul metalic, echilibrul termic va fi atins după aproximativ 30 minute într-o sondă cu apă și 5–6 ore într-o sondă cu aer. O precizie de maxim $+0,1^{\circ}\text{C}$ poate fi presupusă pentru citirile individuale. Evident, pentru măsurarea temperaturii, la fiecare nivel de adîncime este necesară introducerea și extragerea din gaura de sondă a dispozitivului.

În stadiul actual de dezvoltare al cercetărilor geotermice se impune utilizarea unui instrument capabil să permită măsurători de temperatură reproductibile, în limitele unor erori minime, dar și capabil să lucreze în condiții de teren. Calitatea de reproductibilitate a măsurătorilor este fundamental legată de alegerea metodei de măsură și a elementului termosensor. În sensul satisfacerii tuturor acestor cerințe, numai metodele electrice pot fi, în prezent, luate în considerație.



7.2. Alegerea elementului termosensibil

Cea mai simplă soluție care poate fi luată în considerație, este cea cu element electric activ (termocuplu), ce transformă direct energia termică în energie electrică. Reproductibilitatea măsurătorilor cu un astfel de element este totuși limitată, deoarece termocuplul măsoară de fapt diferența între temperatura mediului și o temperatură de referință, iar în condițiile impuse unei aparaturi de teren, obținerea unei temperaturi de referință stabile este practic imposibilă.

Elementele termosesizoare electric pasive, cele mai utilizate în prospectiunea geotermică, sunt rezistențele metalice și, între acestea, cel mai stabil este termometrul cu rezistență de platină. Stabilitatea termometrului cu rezistență de platină atinge $+10^{\circ}\text{C}$, dar reproducibilitatea măsurătorilor de variație a rezistenței electrice — în care se convertește măsurătoarea de temperatură prin intermediul elementului sesizor — este limitată de precizia circuitului electric de măsură în condițiile operării pe teren. Principala dificultate în utilizarea excelentei stabilității a termometrului cu rezistență de platină, provine de la sensibilitatea sa redusă, variația relativă a rezistenței electrice în raport cu temperatura fiind mică (aproximativ $0,5 - 0,6\%$ pentru 1°C).

Elementele semiconductoare (termistorii) au o sensibilitate, funcție de temperatură, de peste 10 ori mai bună comparativ cu rezistențele metalice, totodată prezentând și avantajul unor diversități de formă, dimensiuni și rezistență nominală sub care pot fi fabricate. Dezavantajele termistorilor constau în dependența nelineară a rezistenței lor electrice cu temperatură și instabilitatea (drift) în timp.

Termistorii întrebunțați în măsurători geotermice au o structură cristalină, fiind realizati dintr-un material avind formula aproximativă $\text{Ni}_{0,6}\text{Mn}_{0,4}^{+2}\text{Nn}_{2}^{+3}\text{O}_4$. Dependenta conductivității termice (σ) a termistorilor de temperatură, ca semiconductori în general, este exprimată prin relația :

$$\sigma = B(T) \exp(-\Delta E/2kT),$$

în care : $B(T)$ este o funcție care variază lent cu temperatura, ΔE este diferența energetică între banda de conductie și banda de valență, k este constanta lui Boltzman, iar T este temperatura absolută ($^{\circ}\text{K}$).

Această relație indică că termistorii au un coeficient negativ de variație a rezistenței electrice cu temperatura de cca -5% pentru 1°C .

O adaptare empirică a relației de mai sus (Robertson et al., 1966), care exprimă valoarea rezistenței electrice (R_T) a unui termistor, este :

$$R_T = R_{T_0} \exp[-C(1/T_0 - 1/T)],$$

în care : R_{T_0} este rezistența nominală a termistorului la temperatura T_0 (de obicei la 20°C); C este o constantă depinzând de tipul termistorului (constantă de material).

Rezultă că fiecare termistor trebuie să fie calibrat în gama de temperaturi care interesează, calibrare care constă în determinarea constantelor R_{T_0} și C . Calibrarea se realizează măsurând rezistența electrică a fiecărui termistor, la diverse temperaturi, într-o baie termostatată.

Termistorii prezintă o schimbare a proprietăților electrice în timp. Driftul rezistenței electrice nominale este echivalentul a $-3,8 \times 10^{-9}^{\circ}\text{C}$ lună și se datorează, în principal, difuziei ionilor impurităților, difuzie



cauzată de trecerea curentului de măsură sau chiar rearanjării atomilor în rețeaua cristalină. În sensul determinării gradului de reproducibilitate al măsurătorilor de temperatură a fost necesar să se investigheze mărimea instabilității în timp a rezistenței electrice a termistorilor utilizati de autor. O serie de șase termistori produși de Institutul de Fizică din București (1969), cu rezistență nominală $R_{T_0} = 3,8 \text{ k}\Omega$, au fost urmăriți într-un

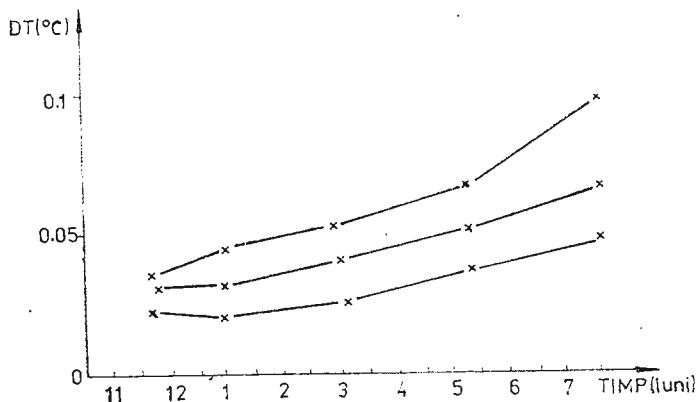


Fig. 48 — Driftul a trei termistori utilizati în măsurători geotermice, produși de Institutul de Fizică-București. Temperatura de referință: $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Drift of three thermistors used in geothermal measurements, produced by the Institute of Physics-Bucharest. Reference temperature: $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$.

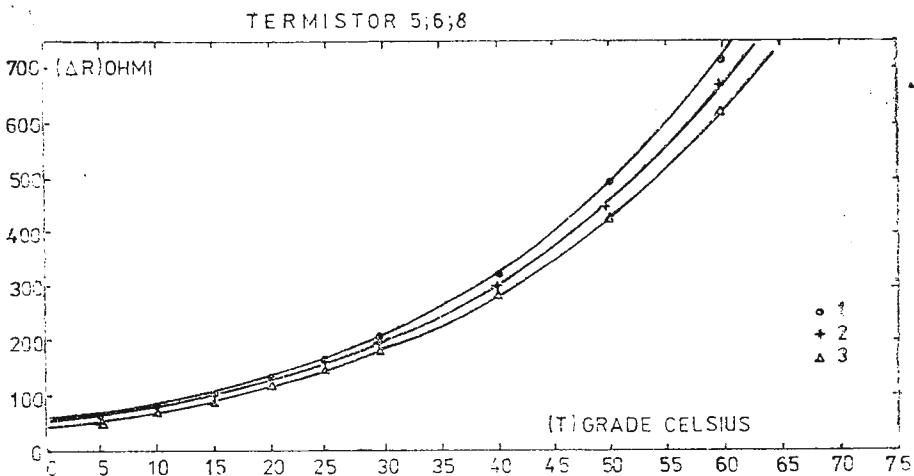


Fig. 49 — Exemple de curbe de etalonare $R = f(T)$ a termistorilor utilizati de autor în practica prospecției geotermice. Interpolarea între punctele de calibrare s-a făcut automat prin intermediul unui calculator.

Examples of standard curves $R = f(T)$ of thermistors used by the author in the geothermal prospecting practice. Interpolation among calibration points was automatically made by a calculator.

interval de un an, executindu-se cinci măsurători pentru fiecare exemplar. S-a stabilit astfel o creștere lentă a rezistenței electrice în timp pentru o temperatură dată ($+30^{\circ}\text{C}$), ceea ce produce o eroare negativă ce nu depășește $-0,04^{\circ}\text{C}$ în decurs de șase luni (fig. 48). Deci, un interval de șase luni este acceptabil pentru recalibrarea termistorilor utilizați în practica prospecțiunii geotermice.

Termistorii folosiți au fost calibrati într-o baie ultra-termostatizată standard (produsă în R.D.G., tip UT-2), în care temperatura este menținută constantă în limitele $\pm 0,05^{\circ}\text{C}$, în gama de temperaturi 0°C la $\pm 80^{\circ}\text{C}$. Intervalele de 5°C au fost alese între punctele de calibrare, considerindu-se că în interiorul acestui interval variația rezistenței electrice a termistorului cu temperatura este practic lineară. În figura 49 sunt prezentate trei curbe de calibrare pentru termistorii produși de Institutul de Fizică din București și utilizate în prospecțiunea geotermică.

7.3. Circuit electronic de măsură a rezistenței electrice a termistorilor

Reproductibilitatea valorilor de temperatură măsurate este cerută în limitele ce nu depășesc, în condițiile operării pe teren, $\pm 0,04^{\circ}\text{C}$, ceea ce face ca, la o variație relativă a rezistenței termistorului de aproximativ 5% pentru 1°C , precizia de determinare a rezistenței electrice să fie de cca $\pm 0,12\%$.

Circuitul ales pentru termometrul electric proiectat și construit de autor, este o punte Wheatstone, cu amplificator de curent continuu (fig. 50). Deoarece termistorii sunt fabricați într-o gamă largă de valori ale rezistenței nominale, este mult ușurată alegerea unei valori care să permită evitarea eventualelor erori datorate rezistenței electrice a cablului de legătură dintre sondă și aparat, sau celor datorate surgerilor

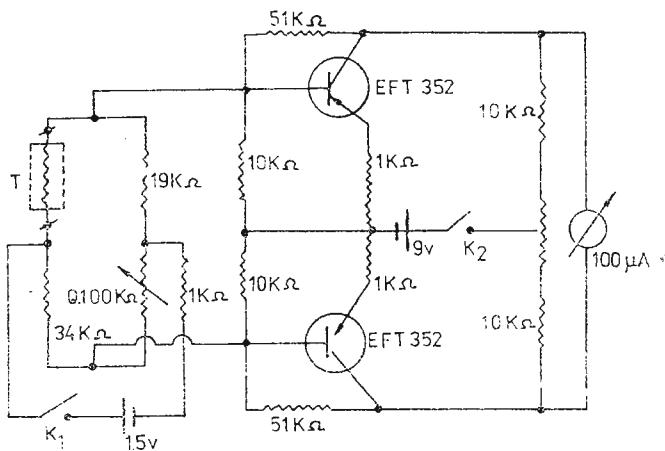


Fig. 50 — Schema termometrului electronic realizat pentru măsurători geotermice de teren. T — reprezintă elementul sensibil (termistor).

Diagram of the electronic thermometer made for geothermal survey. T—is the sensible element (thermistor).



de curent în izolație. La studiile descrise în prezența lucrare, s-au folosit termistori cu rezistență nominală cuprinsă între 2,8 și 10 k Ω . Înțînd seama de aceste valori, rezistențele fixe din brațele punții Wheatstone au fost calculate astfel încât prin termistor să nu treacă un curent mai mare de 150 μ A, curent care ar putea duce la autoîncălzire prin efect Joule.

La stabilirea performanțelor termometrului electronic realizat, a fost necesar să se considere că precizia și reproductibilitatea măsurătorilor nu pot fi determinate pe cale experimentală, deoarece precizia și reproductibilitatea calibrării standard au valori comparabile. În consecință, acești parametri au fost calculați (Halousek, Prihoda, 1967).

Caracteristica nelineară (exponențială) a termistorilor face ca o distribuție uniformă a erorilor pe întreaga scară a aparatului să nu poată fi considerată, sursele de erori variind cu creșterea temperaturii (fig. 51). Erorile datorate tuturor surselor de erori de măsură sunt calculate și sintetizate în tabelul 14, pentru trei temperaturi din gama de măsură a aparatului.

Valorile realizate pentru precizia și reproductibilitatea măsurătorilor, indicate în tabelul 14, au fost obținute din suma erorilor individuale,

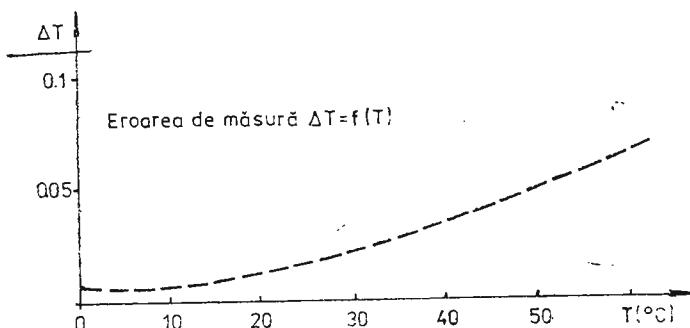


Fig. 51 — Variația erorii de măsură cu temperatura pentru termometrul electronic construit.

Variation of the measure error with temperature for the electronic thermometer.

erori care sunt mutual independente și sunt valabile cu considerarea recalibrării termistorilor la intervale de sase luni. Faptul că reproductibilitatea și precizia măsurătorilor se schimbă în cadrul gamei de măsură, se datorează unui compromis făcut între cerințele impuse determinărilor geotermice și simplitatea și comoditatea de operare a unei aparaturi pentru lucru pe teren.

Cele mai multe determinări geotermice sunt realizate pentru temperaturi între 0°C și +30°C. Peste această gamă (de exemplu pentru studiul apelor mezo — și hipertermale) o precizie mai scăzută ($\pm 0,1^{\circ}\text{C}$) este în mod obișnuit suficientă.

TABELUL 14

SIMBOL	UNITATEA TECTONICĂ	CONTINUT MEDIU ÎN ELEMENTE RADIOGENE			GENERARE CĂLDURĂ $\mu \text{W m}^{-3}$	CONDUCTIVITATE TERMICĂ MEDIE $\text{W m}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$	DENSITATE MEDIE g cm^{-3}
		U(ppm)	Th(ppm)	K(%)			
○○○	MOLASA DEPRESUNII TRANSILVANIEI	11	8,8	2,1	113	17	230
○○○	FLIȘUL CRETACIC	17,5	7,5	2,5	113	20	250
vvv vvv vvv vvv	ANDEZITE	MUNTII GURGHIU MUNTII HARGHITA	13 23	5,3 90	1,1 2,0	0,82 1,43	24 27
vvv vvv vvv vvv	CRISTALIN	SERIA DE EPIZONĂ SERIA DE MEZOZONĂ	5-14 50	12-13 16,0	3-6 3,7	2,9 2,7	260 31 265 272

* Densitățile după R. Boleszku (1964)

TABELUL 15

Efectul surselor de erori calculate pentru trei temperaturi din gama de măsură a geotermometrului

Surse de erori	la temperatura		
	10°C	30°C	50°C
Autoîncălzire prin efect Joule al curentului de măsură	0,006	0,020	0,031
Efectul rezistenței termice de contact mediu – termistor	0,006	0,020	0,031
Efectul temperaturii ambiante asupra circuitului de măsură și drift	0,010	0,012	0,014
Dezechilibru punctii Wheatstone	0,012	0,024	0,043
Instabilitatea în timp a termistorilor	0,040	0,040	0,040
Reproductibilitatea calibrării standard	—	0,020	0,020
Eroarea calibrării standard	0,020	0,050	0,050
Rezultate			
Reproductibilitatea la calibrare	0,016	0,050	0,050
Reproductibilitatea măsurătorilor	0,045	0,062	0,094
Precizia absolută a măsurătorilor	0,049	0,080	0,107

Precizia absolută ridicată ($0,01^{\circ}\text{C}$) este necesară în studiile de flux termic terestru regional, dar și în acest caz, pentru determinarea valorii gradientului geotermic se măsoară diferența între două valori de temperatură. În consecință precizia termometrului electronic trebuie considerată ca fiind considerabil mai bună, deoarece într-o serie de măsurători, executate într-un interval scurt de timp, se poate neglijă efectul instabilității termistorilor și circuitului electric.

CONCLUZII

Rezultatele cercetărilor privind prospecțiunea geotermică a apelor termale, aplicată în condițiile fizico-geologice ale țării noastre, permit conturarea atât a unor concluzii cu caracter științific, dar cu evidente prelungiri aplicative, cât și a unor aspecte metodologice noi.

În cadrul studiului asupra surselor calorice naturale terestre, s-au realizat pentru prima dată determinări de generare radiogenă de căldură în roci, acoperindu-se o lacună încă existentă în cunoașterea parametrilor geotermici pe teritoriul României. Totodată, s-au individualizat „provineii de flux termic” în aria carpatică.



Cercetările realizate au arătat că tehniciile variate de măsură de care dispune azi prospectiunea geotermică (măsurători de temperatură, determinări de gradienți și de flux geotermic) permit, în condițiile fizico-geologice ale teritoriului României, să se obțină datele necesare identificării, caracterizării și evaluării potențialului ariilor geotermale, unde căldura concentrată la adâncimi moderate (accesibile tehnologiilor clasice de foraj) poate constitui o resursă energetică alternativă de interes economic. Rezultatele studiilor teoretice și ale cercetărilor de teren, prezentate în cuprinsul lucrării, demonstrează că prospectiunea geotermică contribuie cu precădere la rezolvarea următoarelor probleme: (1) identificarea ariilor care au asociate anomalii geotermice pozitive intense; (2) verificarea prezenței transferului termic convectiv (fluide endogene cu temperaturi ridicate) în zonele fără manifestări geotermice de suprafață, dar în care elementele structurale și hidrogeologice indică o circulație favorabilă; (3) delimitarea ariilor de interes economic identificate, cu scopul evitării amplasării forajelor de explorare și exploatare a resurselor geotermale în zonele marginale neproductive; (4) colectarea de date necesare evaluării potențialului energetic al sistemelor geotermale din aria respectivă.

Aspectele de ordin metodologic, care merită să fie semnalate în concluziile prezentei lucrări, se referă, în mod special, la adaptarea metodei de prospectare, în varianta măsurătorilor de temperatură în sol, la condițiile fizico-geologice din aria carpatică, și la testarea metodei prin cartarea unor anomalii geotermice. Cartarea anomaliiilor geotermice din zonele Oradea-Felix și Bazinul Streiului, a confirmat pe deplin posibilitățile metodei indicate de studiul teoretic, ca și buna ei funcționare în aplicațiile practice.

De asemenea, a fost adaptată și aplicată în practică metoda de prospectare în varianta determinărilor de gradient al temperaturii în foraje scurte. Adaptarea realizată de autor a metodelor menționate a impus un studiu amănunțit al problemei influenței factorilor perturbanți (variații climatice, transfer termic la suprafața solului, mișcarea apelor subterane, dezechilibrul termic al găurii de sondă) și al corecțiilor specifice (topografice, glaciațione, sedimentare și eroziune). Aceste aspecte au fost justificate teoretic și aplicate practic, la cartarea anomaliiilor geotermice.

Un caracter de noutate metodologică îl aduce și procedeul de selecțare al rețelei de observație pentru măsurători geotermice de teren, procedeu bazat pe studiul distanței optimice de eșantionare utilizând criteriile aplicate analizei de semnal din teoria informației.

S-a elaborat un algoritm de caleul automat, pentru soluția ecuației conducției termice în regim staționar și stratificație plan-paralelă, care permite stabilirea distribuției temperaturilor în adâncime pe baza datelor de observație privind fluxul geotermic, conductivitatea termică și generarea radiogenă de căldură. A fost astfel posibilă construcția hărților cu geoizoterme la adâncimile de 1, 2, 3 și 5 km, pentru zona munților Gurghiu-Harghita. Analiza acestor hărți a condus la identificarea unei arii în sudul munților Harghita unde, la adâncimi de cca 3 km, este posibilă existența unor temperaturi ridicate în „roci uscate”.



Pentru colectarea datelor primare de observație, au fost necesare proiectarea și construcția unui aparat pentru determinarea conductivității termice pe probe de rocă (utilizând metoda în regim termic tranzitoriu), ca și proiectarea și construcția unui termometru electronic destinat măsurătorilor în condiții de teren.

Rezultatele obținute din interpretarea datelor prospecțiunii geotermice, au permis și o estimare a potențialului energetic implicat în sisteme convective (hidrogeotermale) și în sisteme dominant conductive („roci uscate fierbinți”) din aria neo-vulcanică (muntele Gurghiu-Harghita). Totodată, datele geotermice acumulate în cursul cercetărilor efectuate au constituit o bază de proiectare a unor foraje de explorare pentru resurse geotermale. Unele foraje au fost deja executate (Tușnad, Felix-Oradea), confirmind prin rezultate (temperaturi, debite) interpretarea dată cauzelor anomaliei geotermice cărtate de autor.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei S., Pricăjan A. (1975) Some geological connections between the mineral carbonic and thermal waters and the postvolcanic manifestations correlated with the deep geological structure of the East-Carpathians. *St. tehn. econ. Hidrogeologie*, E, 12, 7–20, București.
- Andriescu G., Mihail C. (1971) Cercetări geoelectricice pentru descoperirea de noi surse de ape termale la Băile Felix-jud. Bihor. Al II-lea Simpozion de protecție și exploatarea rațională a zăcămintelor de ape minerale, Herculane, 1971.
- Banwell C. J. (1970) Geophysical techniques in geothermal exploration. *Geothermics*, Spec. Issue 2, 2(1), 32–57, Oxford.
- Barbier E., Fanelli M. (1973) Overview of Geothermal Exploration and Development in the World. *Instituto Internationale per le Ricerche Geotermiche*, 2–7, Pisa.
- Beck A.E. (1957) A study state method for the rapid measurement of the thermal conductivity of rocks. *J. Sci. Instr.*, 34, 186–195, Canada.
- Birch F. (1954) Heat from radioactivity. In : H. Faul (ed.) *Nuclear Geology*, 148–174, New York.
- Blackwell J.A. (1956) The axial flow error in the thermal conductivity probe. *Can. J. Phys.*, 35, 412–417, Canada.
- Bodvarsson G. (1970) Evaluation of geothermal prospects and the objectives of geothermal exploration. *Geoexploration*, 8, 1, 7.
- Boldizsár T. (1956) Terrestrial heat flow in Hungary. *Geofisica pura e applicata*, 33, II, 66–70.
- Boyle R. (1971) Of the temperature of the subterranean regions as to heat and cold. In : R. Boyle, The Works, ed. T. Birch 1966, Hildesheim.
- Brott C.A., Blackwell D.D., Mitchell J. C. (1976) Heat flow study of the Snake River Plain Region (Idaho). *Water Inform. Bull.*, 30, 11–48.
- Brunée C., Voshage H. (1964) Massenspektrometrie. Thiernig, München.
- Bullard E. C. The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium. *Month. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl.*, 5, 127–130.
- Carslaw H. S., Jaeger J. C. (1959) Conduction of heat in solids. 2nd edit., Calderon Press, Oxford.
- Castany G. (1972) Prospectiunea și explorarea apelor subterane. Edit. tehn., București.
- Combarous M. A., Bories S. A. (1973) Thermal convection in saturated porous media. *Bull. Inst. Français du Pétrole*, Rapport G.E. 11, Toulouse.



- Combs J. (1975) Geophysical techniques in exploration. Proc. 2nd U.N. Symp. Dev. Use Geotherm. Resour., San Francisco.
- Cristian M., Dogaru L., Mocuța S. (1969) Cu privire la variația temperaturii rocilor din principale provincii petro-gazeifere din R.S.R. *Petr. Gaze* 20 (8), 578–581, București.
- Dogaru L., Mocuța S. (1971) Considerații asupra regimului termic al sondelor de mare adâncime din R.S.R. *Petr. Gaze* 22 (9), 522–527, București.
- Demetrescu C. (1973) Valori preliminare ale fluxului termic în Transilvania. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 11 (1), 13–21, București.
- Ene M., Andreescu M. (1981) Asupra regimului geotermic al Depresiunii Transilvaniei. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 19, 61–71, București.
- Donaldson J. G. (1962) Temperature gradients in the upper layers of the earth's crust due to the convective water flows. *Jour. Geophys. Res.*, 67 (9), 3349–3459, Washington.
- (1968) A possible model for hydrothermal systems and methods of studying such a model. Third Australian Conf. on Hydraulics and Fluid Mechanics, Nov. 26–29, paper 2580.
- Fanelli M., Taffi L. (1980) Status of geothermal research and development in the World. *Rev. de l'Inst. Français du Pétrole*, XXXV, 3, 429–436.
- Finzi-Contini G., Velciu S. (1974) Electrical parameters for clay samples in the frequency and temperature dependance (first results). *Geothermics*, 3, 1, 25–30, Oxford.
- Geertsma J. (1971) Finite element analysis of shallow temperature anomalies. *Geophys. Prosp. XIX*, 4, Haga.
- Goguel J. (1975) La géothermie. Doin éditeurs, 240 p. Paris.
- Gudmundsson J. S., Palmason G. (1981) World survey off low-temperature geothermal energy utilisation. Orkunstofnun, Reykjavik.
- Haenel R. (1979) Determination of subsurface temperatures in the Federal Republic of Germany on the basis of heat flow values. *Geol. Jb.*, E 15, 41–49, Hannover.
- Halousek J., Přihoda K. (1967) A precise thermistor thermometer for use in geothermics. *Geofyzikalni Sbornik*, 276, 321–335, Praha.
- Hamza V. M., Beck A.E. (1972) Terrestrial heat flow, the neutrino problem and a possible energy source in the core. *Nature*, 240, 343–344, London.
- Heier K. S., Rogers J. J. (1963) Radiometric determination of Th, U and K in basalts and in two magmatic differentiation series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 134–154.
- Hunt T. M. (1970) Net mass loss from the Wairakei geothermal field. *Geothermics*, Spec. Issue 2(1), 487–491, Oxford.
- Hurtig E. (1965) Untersuchung der Wärmeleitfähigkeitanisotropie von Sandstein, Grauwacken und Quarziten. *Pure and Applied Geophys.*, 60, 85–100.
- Brugger H. (1970) Wärmeleitfähigkeitsmessungen unter einaxialen Druck. *Tectonophysics*, 10, 67–77, Amsterdam.
- Jaeger J. C. (1953) Note on diurnal temperature variation. *Geofisica Pura e Applicata*, 24, 104–106.
- Jessop A. M., Hobart M. A., Slater J. G. (1976) The world heat flow data collection 1975. *Geothermal Ser. 5, Energy, Mines and Resources*; Ottawa.
- Kappelmayer C., Haenel R. (1974) Geothermics with special reference to application. *Gebr. Borntraeger*, 1–238, Berlin-Stuttgart.
- Keller G. V., Frischknecht F. C. (1966) Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press, Oxford.
- Rapolla A. (1974) Electrical prospecting methods in volcanic areas. In : Physical Volcanology, ed. L.Civeta, et al., Elsevier Sci. Publ. Co., 133–166, Amsterdam.
- Kilty K., Chapman D. S., Mase C. (1978) Aspects of forced convective heat transfer in geothermal systems. *Report DGG*, Univ. of Utah.



- Kononov V. I., Poliak B. G. (1970) Doklaniye vozmuscheniya geotemperaturnovo polia. In : Teplovii rejim nedr SSSR, ed. Nauka, Moskva.
- Krémar B., Masin J. (1970) Prospecting by the geothermal method. *Geophys. Prosp.*, XVIII, 2 Haga.
- Lachenbruch A. H. (1970) Crustal temperature and heat production. Implications of the linear heat flow relation. *Jour. Geophys. Res.*, 75, 3291—3300. Washington.
- Lee W. H., Uyeda S. (1965) Review of heat flow data. In : Terrestrial heat flow. Am. Geophys. Union., *Geophys. Monogr.*, 8, 87—100.
- Lemine M. (1968) Dozarea elementelor radioactive naturale folosind selectoare de amplitudini multicanal. *Rev. metrolog. apl.*, 15 (5), Bucureşti.
- (1970) Contribuţii privind distribuţia elementelor radioactive în formaţiunile cristalofoiene din masivul Făgăraş. *D. S. Inst. Geol. Geofiz. LV/1*, Bucureşti.
- Lubimova E. A. (1958) Thermal history of the earth. *Geophysics*, I, 1, 115—134, Tulsa.
- Maslenikov A. I., Ganiev I. A. (1977) Thermal conductivity of dry, wet and oil-saturated rocks at slightly high temperature and pressure. *Geophys. Res. Bull.*, 15, 2, 60—66.
- Mc Donald G. F. (1965) Geophysical deductions from observations of heat flow. In : Terrestrial heat flow, Am. Geophys. Union., *Geophys. Monogr.*, 8, 191—210.
- Muffler J. P. (1972) Recent geophysical exploration of the Kawerau geothermal field, New Zealand. *Jour. Geol. Geophys.*, V, 15, 303—317.
- Meidav T. (1970) Application of electrical resistivity and gravimetry in deep geothermal exploration. *Geothermics*, Spec. Issue 2 (1), 303—310, Oxford.
- Misener A.D., Beck A.E. (1960) The measurement of heat flow over land. Meth. and Techn. in Geophysics, Runcorn ed., Interscience Publ., New-York.
- Mongelli E. (1969) Thermal conductivity measurements of some Apulian limestones by the „cut core” method. Atti della Associazione Geofisica Italiana, 1—18, Napoli.
- Mouton J. (1969) Contribution des méthodes de prospections géothermique, électrique et gravimétrique à l'étude des champs géothermiques de Toscane. *Bull. volcanol.*, 33 (1), 165—190, Napoli.
- Napoli. Muffler P., Cataldi R. (1978) Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7, 53—89, Oxford.
- Nafe J. E., Drake C. L. (1959) A crustal section across the Puerto Rico. *Jour. Geophys. Res.*, 64, 1545, Washington.
- Negoită V. (1970) Etude sur la distribution des températures en Roumanie. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géophys.* 14, 1, 25, Bucarest.
- Neguț A. (1972) Date preliminare asupra distribuţiei gradientului geotermic în Muntenia şi Olténia şi aspecte ale măsurării conduceţiei termice a rocilor. *Bul. Inst. Petr. Gaze Geol.*, 19, p. 27—35, Bucureşti.
- (1982) Estimarea parametrilor ce caracterizează regimul termic al formaţiunilor geologice în Muntenia şi Olténia. Teză de doctorat, Universitatea din Bucureşti.
- Palmason G. (1975) Geophysical methods in geothermal exploration. Proc. 2nd U.N. Symp. Dev. Use Geotherm. Resour., San Francisco.
- Parasnis D.S. (1971) Temperaturc extrapolation to infinite time in geothermal measurements *Geophys. Prosp.*, XIX, 4, Haga.
- Paraschiv D., Cristian M. (1973) Asupra particularităţilor regimului geotermic în NE Depresiunii Pannonică. *Rev. Petr. Gaze*, 24(11), 655—660, Bucureşti.
- , Cristian M. (1976) Cu privire la regimul geotermic al unităţilor structurale de interes pentru hidrocarburi din România. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 14 (1), 65—65, Bucureşti.
- Poley J. P., Steveaink J. (1970) Geothermal prospecting. Delineation of shallow salt domes an dsurface faults by temperature measurements at a depth of approximately 2 meters. *Geophys. Prosp.*, XVIII, Haga.



- Pollack N. H. (1965) Steady heat conduction in layered media. *Jour. Geophys. Res.*, **70**, 22, Washington.
- Chapman D.S. (1977) On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, **38**, 279–296, Amsterdam.
- Preda I. (1971) Geneza apelor termomineralizate de la Oradea. Al II-lea Simpozion de protecție și exploatare rațională a zăcămintelor de ape minerale, Herculane.
- Pricăjan A. (1972) Apele minerale și termale din România. Edit. tehn., București.
- Rădulescu D.P., Peter E., Stanciu C., Ștefănescu M., Veliciu S. (1981) Asupra anomaliei geotermice din sudul munților Harghita. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, **26**, 169–184, București.
- Rowan L.C. (1975) Application of satellites to geologic exploration. *Am. Sci.*, **63**, 4, 393–403.
- Roy R.F., Blackwell D.D., Birch F. (1968) Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 1–12, Amsterdam.
- Rybáček L. (1976) Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters. *Pageophys.* **114**, 310–317, Basel.
- Sass J. H., Jaeger J. C., Munro R. J. (1976) Heat flow and near surface radioactivity in the Australian continental crust. *U. S. Geol. Survey, Rep.* **76**–250, Washington.
- Săndulescu M., Vasilescu Al., Popescu A., Mureșan M., Arghir–Drăgușescu A., Bandrabăr T. — Harta geologică a R.S.R., sc. 1 : 200 000, foia Odorhei, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Simmons G. (1961) Anisotropic thermal conductivity. *Jour Geophys. Res.*, **66**, 7, 2269–2270, Washington.
- Sorey M. L. (1978) Numerical modeling of liquid geothermal systems. *Geol. Survey Prof. Paper*, **1044-D**, Washington.
- Tozer D.C. (1965) Heat transfer and convection currents. *Philos. Trans. Roy. Soc.*, **A–258**, 252–271, London.
- Vanian L. L. (1967) Electromagnetic depth sounding. Consultants Bureau, **312**, New York.
- Veliciu S. (1976) Utilizarea calculatoarelor numerice și analogice la rezolvarea problemelor de prospectiuni geotermice. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, **14/1**, 141–158, București.
- (1976) Contribuții la cunoașterea termalismului din sudul Munților Apuseni și bazinul Streiului. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.* **14/2**, 173–187, București.
 - Cristian M., Paraschiv D., Visarion M. (1977) Preliminary data of heat flow distribution in Romania. *Geothermics* **6**, 95–98, Pergamon Press ; Great Britain.
 - (1980) Explorarea și valorificarea resurselor geotermale. *Rev. econ.*, **45**, 5–7, București.
 - Visarion M., Ghenea C., Peltz S., Opran C. (1981) Assessment of geothermal resources of the Harghita-Gurghiu Mountains (East-Carpathians). *An Inst. Geol. Geof.*, **LXIII**, București.
 - Opran C. (1983) Geothermal resources exploration in Romania. *Zbl. Geol. Paläont.*, **I, 1/2**, 120–127, Stuttgart.
- Visarion M., Săndulescu M. (1979) Structura subbasinului Depresiunii Pannonice în România. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, **17 (2)**, 191–201, București.
- Von Herzen R. P., Maxwell A. E. (1959) The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle-probe method. *Jour. Geophys. Res.*, **64**, 10, 1557–1563, Washington.
- R.P., Uyeda S. (1963) Heat flow through the Eastern Pacific Floor. *Jour. Geophys. Res.*, **68**, 4234–4240, Washington.
- Ward P. L. (1972) Microearthquake ; prospecting tool and possible hazard in the development of geothermal resources. *Geothermics*, **1 (1)**, 3–12, Oxford.
- Wassenburg J. C., McDonald G. J., Hoyle W. A., Fowler W. A. (1964) The relative contribution of U, Th, K to heat production in the earth. *Science*, **143**, 465–467.



- White D.E., Fournier R.O., Muffler J.P., Ruesdell A.H. (1975) Physical results of research drilling in thermal areas of Yellowstone National Park. *Geol. Survey Prof. Paper*, 895, Washington.
- Williams R.S., Carter W.D. (1976) ERTS-1, a new window on our planet. *Geol. Survey Prof. Paper*, 929, Washington.
- Woolard G. P. (1962) The relation of gravity anomalies to surface elevation, crustal structure and geology. *Aeronautical Chart and Information Center Bull.*, 63-118, St. Louis.
- Wooding R.A. (1963) Convection in a saturated porous medium at large Rayleigh number or Perclet number. *Jour. Fluid Mech.*, 15, 527.
- Woodside W., Messmer J. H. (1961) Thermal conductivity of porous media. *Jour. Appl. Phys.*, 32, 9.

CONTRIBUTIONS TO THE GEOTHERMAL PROSPECTING OF THERMAL WATERS WITH APPLICATIONS IN THE SOCIALIST REPUBLIC OF ROMANIA

(Summary)

The studies made in mines and in deep drillings have pointed out the temperature rising with depth, namely the presence of a thermal gradient which means a heat transfer from depth to surface. The major contribution to the terrestrial heat flow (about 85%) is supplied by the radiogenic heat generation, by disintegration of isotopes U, Th and K from rocks, isotopes with a half-life period comparable to the earth age.

The paper was meant to provide, according to some observation data, the values of radiogenic heat generation for rocks from the Carpathian area. The analysed geological formations were considered taking into account two criteria: the representativity as a petrographical type for the formation of the upper part of the crust in the Carpathian area and the investigation of a series of petrographical types to cover acid to basic facies types.

For the conductive heat transfer in the crust the semispace with parallel plane stratification was studied, a case which models in a satisfactory way the situations encountered in the geothermal prospecting practice.

For the case of deformable media (water, magma) there were considered some one-dimension models of thermal convection, where all dimensions vary according to depth. The calculations indicate that the hydrogeothermal systems sustained by the regional geothermal wave suffer a decline in time, after $10^3 - 10^4$ years. In the areas with a neovolcanic activity, such systems can exist over periods of 1 - 3 million years.

The study of the thermal conductivity of porous-permeable rocks consisted of the analysis of two limit cases: the series distribution and the parallel distribution of the solid component and, respectively, of the fluid which saturates the space of pores. These two cases correspond to the minimum and maximum values respectively, of the effective thermal conductivity/thermal of the fluid phase ratio.

For this study, a device for the determination of the thermal conductivity on rock samples was projected and worked out, based on the principle of the linear heat source in a transitory regime.



The identification, analysis and quantitative interpretation of different types of geothermal anomalies were made according to the knowledge concerning intensity, extension and form, correlated to the geological structure, the hydrogeological characteristics of the observation point, the history of the geological evolution of the region, as well as the mathematical theory which describes the respective type of geothermal anomaly.

Among perturbation factors affecting the temperature value established by the dissipation of the terrestrial heat flow, there were analysed only those with an influence on the results of the geothermal prospecting : the diurnal and annual climatic variations and the moment of the underground waters.

Three techniques of geothermal prospecting, classified according to the location depth of the studied objective were used by the author : temperature determinations in the soil, determinations of geothermal "superficial" gradients and determinations of heat flow. Although they are not the product of the geothermal prospecting, two categories of data were used to improve the geothermal prospecting data : industrial measurements of temperature (thermal logging, bottom hole temperature, temperatures in productive formations) and the chemical thermometry (the equilibrium temperature of silica-SiO₂ or of alkali Na-K-Ca).

The geothermal prospecting in the variant of temperature determination at 2 m depth in the soil was practically applied to investigate the thermal water accumulations from the Felix-1 Mai, Geoagiu, Bobîlna and Rapoltel zones.

The main objective of the technique of geothermal prospecting in shallow drillings (50 m) was the identification of the areas where the superficial gradient is higher than 5 — 7°C/100 m, in order to detect some weak anomalies of heat flow which could be associated with the convection of the thermal waters situated in collectors at depths up to 1500 m. Determinations by this prospecting technique were performed in the neovolcanic Călimani-Gurghiu-Harghita area.

The geothermal flow determinations in the Gurghiu-Harghita Mountains area have led to the elaboration of some maps with geoisotherms at depths of 1, 2, 3 and 5 km. These maps underline the areas with mainly conductive geothermal anomalies („hot dried rocks”).





Institutul Geologic al României

CONTRIBUTII GEOELECTRICE LA STUDIUL SUBASMENTULUI CRETACIC AL DEPRESIUNII BÎRSEI¹

DE

CĂLIN MIHAI VISARION², ROXANA ROTARU²

Vertical electric sounding. Resistivity. Structural model. Faults zone. Structural controls. Cretaceous. Stratigraphic boundary. Coal seams. East Carpathians—Tertiary intramountainous depressions—Bîrsa-Baraolt.

Abstract

Geoelectric Contributions to the Study of the Cretaceous Basement in the Bîrsa Depression. The paper puts forward the results of geoelectric investigations in a southern area of the Bîrsa Depression which aimed at determining the means of indirect location of certain Upper Pliocene coal deposits. The geoelectric studies based on vertical electric sounding led to the elaboration of a structural sketch of the Cretaceous basement and have informed on the location of the Pliocene-Quaternary boundary, which allows the assessment of poor coal prospects in the studied area.

Résumé

Contributions géoelectriques à l'étude du sousbasement crétacé de la dépression de Bîrsa. Cette étude présente les résultats des recherches géoélectriques dans la zone méridionale de la dépression de Bîrsa, qui ont essayé de déterminer la signification du placement indirect de certains dépôts de charbons pliocène supérieurs. Les études géoélectriques à base du sondage électrique vertical a conduit vers l'élaboration d'une esquisse structurale du sousbasement crétacé et ont donné des informations sur la location de la limite Pliocène- Quaternaire, qui permet l'établissement des prospections pauvres de charbons dans l'aire étudiée.

¹ Depusă la 18 iunie 1987, acceptată pentru publicare la 28 decembrie 1987, comunicată la Simpozionul de comunicări științifice al Intreprinderii de Prospecționi Geologice și Geofizice, decembrie 1985.

² Întreprinderea de Prospecționi Geologice și Geofizice, str. Caransebeș 1, R-79678, București 32.



Introducere

Necesitatea creșterii volumului rezervelor valorificabile de cărbuni inferiori a determinat extinderea lucrărilor de prospecțiune și explorare și pe aria de dezvoltare a depresiunilor intramontane de la interiorul curburii Carpaților Orientali. Având în vedere alcătuirea geologică relativ simplă a acestor depresiuni, precum și existența unor contraste marcante de rezistivitate între formațiunile cuaternare, pliocene și subasmentul lor, stabilite pe baza interpretării diagrafiilor electrice, s-a apreciat că sunt întrunite condițiile pentru aplicarea electrometriei la prospectarea indirectă a acumulărilor de lignit.

Lucrarea prezintă sintetic rezultatele cercetărilor geoelectrice prin metoda rezistivităților, în varianta sondajului electric vertical, efectuate pe o arie de circa 40 km², în partea sudică a depresiunii Bîrsei, în vecinătatea orașului Brașov.

Caracteristici geologice ale depresiunii Bîrsei

Depresiunea Bîrsei este una din depresiunile intramontane din partea internă a curburii Carpaților Orientali, care a luat naștere în Pliocen.

În zona studiată, subasmentul aparține pînzei de Ceahlău și este constituit dintr-o suită de formațiuni cretacice, care debutează cu stratele de Sinaia. Deasupra părții superioare, cu breccii, a flișului de Sinaia, urmează o succesiune groasă în care secvențe de fliș grezos-șistos alternează cu secvențe de fliș grezos, care admit spre partea superioară conglomeratele de Postăvaru.

Umplutura depresiunii este formată dintr-o suita de formațiuni pliocene și pleistocene, cu grosimi variabile. Pliocenul debutează cu formațiuni pontiene, care cuprind o alternanță de nisipuri, pietrișuri și marne, cu intercalări de lignit.

Cuaternarul este constituit din bolovănișuri, pietrișuri și nisipuri de vîrstă pleistocenă și depozite actuale, holocene, ce formează șesurile aluviale ale principalelor văi din regiune.

Din punct de vedere structural, depresiunea are aspectul unui graben, format în urma unor mișcări tectonice de tip ruptural care au început în Pliocen.

Metodica lucrărilor de prospecțiune electrometrică și prelucrarea materialului geofizic primar

Măsurările geoelectrice s-au efectuat prin metoda rezistivităților, în varianta sondajului electric vertical, folosind un dispozitiv Schlumberger simetric, cu lungimea maximă a liniei de emisie AB cuprinsă între 2 000 și 5 000 m, în funcție de adâncimea variabilă a subasmentului.

S-au executat sondaje electrice verticale dispuse într-o rețea geometrică pătratică, cu latura de 300 m, considerindu-se că datele obținute în acest mod conturează, cu suficientă fidelitate, relieful subasmentului cretacic. Cîteva curbe de sondaj electric vertical caracteristice zonei cercetate sunt prezentate în partea superioară a figurii 1.



În vederea obținerii unor rezultate cît mai expresive, s-au executat o serie de măsurători experimentale pentru stabilirea orientării liniei de emisie. Astfel, s-au efectuat sondaje electrice verticale parametrice pe mai multe direcții, în imediata vecinătate a unora din forajele care au întlnit subasmentul cretacic, și s-au calculat coeficienții de anizotropie corespunzători.

Rezultatele obținute au arătat că orientarea N30°E a liniei de emisie, în lungul structurii geologice, paralelă cu axa longitudinală a bazinului și faliile marginale, poate fi considerată optimă pentru zona studiată.

Curbele de rezistivitate au fost interpretate cantitativ prin două procedee: cu ajutorul abacelor, pentru două strate (2S), și automat, la calculatorul electronic MEGASEIS cu ajutorul unui program care are la bază algoritmul propus de Zohdy (1975).

Metoda Zohdy de interpretare automată a curbelor SEV constă în obținerea unei stratificații prin aproximări succesive ale curbei Dar Zarrouk (DZ), presupunind că o curbă SEV poate fi înlocuită cu o curbă DZ, MDZ-L sau MDZ-D (în funcție de pantă). Cunoscindu-se efectele modificărilor în forma curbei SEV corespunzătoare, se calculează curbe SEV pînă cînd una din ele se suprapune peste curba SEV de referință. Numărul de strate din modelul detaliat obținut prin interpretarea automată poate fi redus, astfel încît modelul rezultat va conține numai stratele fundamentale din secțiunea geoelectrică, iar modelul redus va fi echivalent electric cu modelul detaliat.

Întrucît în peste 75% din cazurile studiate s-a constatat o concordanță între interpretarea cu abace 2S și cea prin procedeul Zohdy, valorile de adîncime obținute, controlate pe alocuri și cu rezultatele forajului de explorare, au fost considerate de bună calitate, ele fiind utilizate la construirea secțiunilor geoelectrică de adîncime și a schiței structurale.

Semnificația geologică a rezultatelor obținute

Metoda rezistivității în varianta SEV a beneficiat de condiții optime de aplicabilitate în zona studiată, deoarece secțiunea geoelectrică este constituită dintr-un strat conductor (formațiuni pliocene \pm acumulări de cărbuni) dispus între două strate rezistive, din care cel superior corespunde formațiunilor cuaternare, iar cel inferior subasmentului cretacic al depresiunii.

În figurile 1 și 2 sunt ilustrate rezultatele obținute pe două profile reprezentative, cu prezentarea secțiunilor de rezistivitate aparentă și reală, precum și a modelelor geologice probabile, construite prin integrarea datelor geoelectrice și geologice de foraj.

Secțiunile geoelectrică, care redau variația rezistivității aparente în funcție de AB/2, au configurațiile relativ asemănătoare, cu separarea unor zone de maxim în vecinătatea suprafeței și a unor zone de minim în partea inferioară pentru valori AB/2 cuprinse între 500 și 1 000 m. Domeniul de valori mai elevate ale rezistivității aparente (300-400Ωm pe secțiunea 1-1 și 500-700Ωm pe secțiunea 2-2) caracterizează depozitele cuaternare, constituite din pietrișuri, bolovanișuri și nisipuri, cu variații moderate de grosime.



Zona subiacentă de minime de rezistivitate aparentă ($100-150\Omega m$) reflectă formațiunile pliocene posibil purtătoare de cărbuni.

Pe secțiunea de rezistivitate reală 2-2 se poate constata că în zona corespunzătoare, din punct de vedere electric, depozitelor acoperitoare cuaternare există două categorii de valori de rezistivitate și anume:

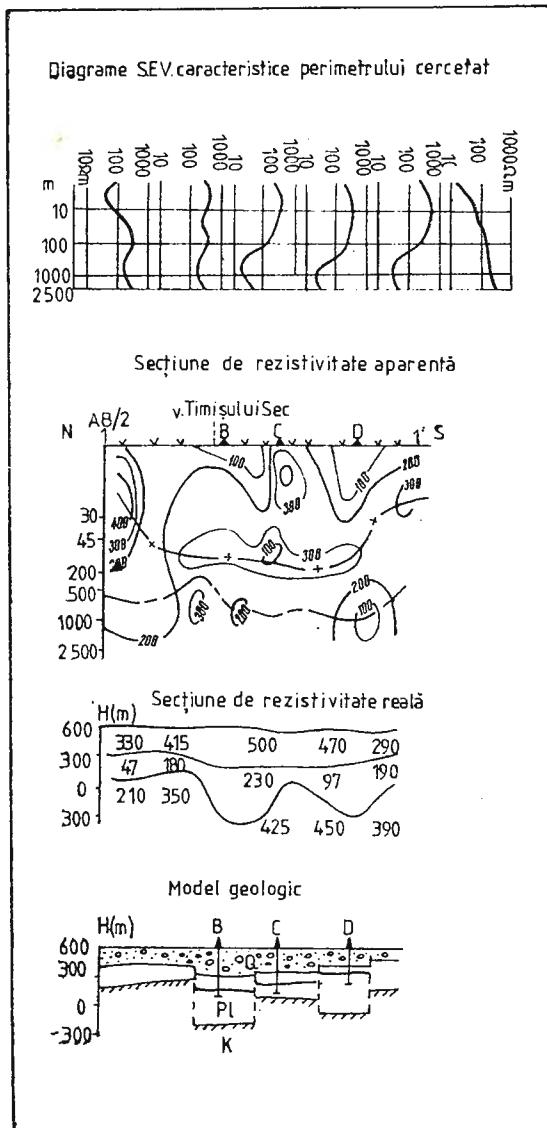


Fig. 1 — Rezultatele cercetărilor geoelectrice pe profilul 1-1'. Q, Cuaternar; PL, Pliocen; K, Cretacic.
Results of geoelectrical investigations on the profile 1-1'. Q, Quaternary; PL, Pliocene; K, Cretaceous.

valori mari ($500\Omega m$), în zonele laterale ale profilului, și valori mai mici ($250-375\Omega m$), în zona centrală, fapt ce poate fi asociat cu variațiile litologice ale formațiunilor pleistocene de la un sector la altul.

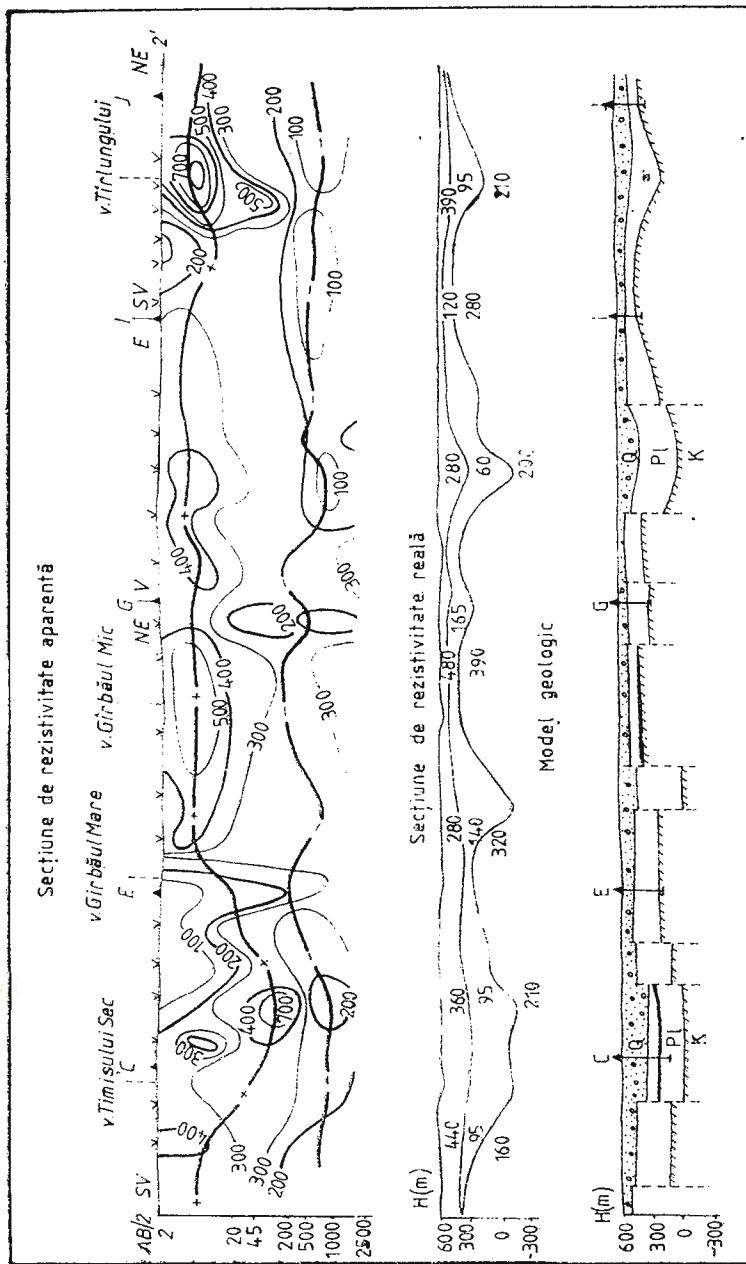


Fig. 2 — Rezultatele cercetărilor geoelectrică pe profilul 2-2'. Q, Cuaternar ; Pl, Pliocen ; K, Cretacic.
Results of geoelectrical investigations on the profile 2-2'. Q, Quaternary ; Pl, Pliocene ; K, Cretaceous.

Modelul geologic care rezultă din interpretarea datelor geoelectrice este reprezentat printr-o structură în blocuri aproximativ paralelipipedice a subasmentului, cu diferite poziții spațiale, mărginite de falii. Aceste elemente rupturale sunt marcate pe secțiunile de rezistivitate reală prin zone în care limita Pleistocen-Cretacic are pante mari.

Interpretarea integrată a datelor geologice (Kusko, 1976) și geoelectrice conduce la concluzia că modelul structural propus reflectă, cu suficientă precizie, tectonica subasmentului părții sudice a Depresiunii Bîrsei. Această afirmație are în vedere și buna corelație dintre adâncimile rezultate prin interpretarea cantitativă a datelor geoelectrice (fig. 3) și cele la care forajele executate au interceptat formațiunile cretacice din subasmentul depresiunii.

Construcția hărții structurale s-a făcut prin eliminarea variațiilor de relief, obținându-se, în acest mod, izobate la intrarea în Cretacic.

O particularitate a modelului prezentat constă în aspectul tectonic mai complicat decât se aprecia anterior, având în vedere vîrstă tinără a depresiunii și rezultatele cercetărilor gravimetrice efectuate.

Modelul geologic sugerează prezența unei tectonici rupturale, responsabile de compartimentarea subasmentului cretacic în blocuri, care au jucat atât pe verticală, cit și pe orizontală.

Datele geoelectrice sugerează existența a două tipuri de accidente rupturale și anume: o serie de falii gravitaționale, care au determinat formarea în trepte a depresiunii la începutul Pliocenului, și o serie de falii active ulterior, la limita Pliocen-Pleistocen inferior, caracterizate și prin deplasări pe orizontală.

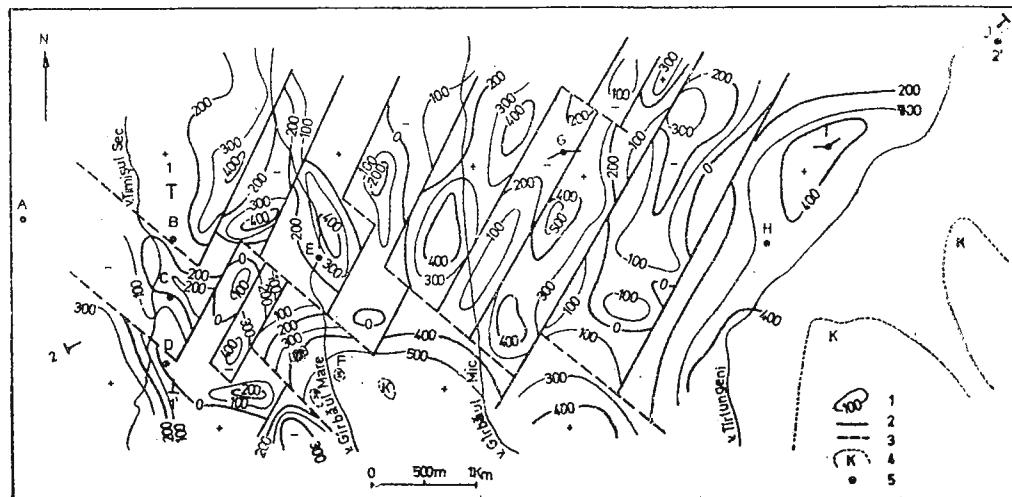


Fig. 3 — Schiță structurală a părții sudice a Depresiunii Bîrsei. 1, izobată la subasmentul cretacic; 2 falie longitudinală; 3, falie transversală; 4, zonă de aflorare a formațiunilor cretacice; 5, foraj.

Structural sketch of the southern part of the Birsa Depression. 1, isobath of the Cretaceous basement; 2, longitudinal fault; 3, transversal fault; 4, outcropping zone of the Cretaceous formations; 5, drilling.

Primele mișcări au generat falii aproximativ paralele, orientate NNE-SSV, care au afectat paleorelieful cretacic.

După cum se remarcă din examinarea schiței structurale (fig. 3) zona vestică este mai intens tectonizată, fapt sugerat și de săriturile falilor de pînă la 500 m, în timp ce în zona estică acestea nu depășesc 200 m.

Al doilea tip de mișcări imaginat în modelul structural propus a condus la apariția unor falii de decoșare, care au afectat întregul sistem structural, direcția împingerii blocurilor fiind NV-SE.

Concluzii

Cercetările geoelectrice experimentale, executate într-un sector limitat al Depresiunii Bîrsei, au demonstrat capacitatea metodei rezistivității în varianta SEV de a pune în evidență dispoziția spațială și structurală a subasmentului cu o rezoluție net superioară metodelor geofizice folosite anterior.

Modelul prezentat are un caracter de noutate, atât prin evidențierea grosimii variabile a formațiunilor pliocen-cuaternare, cit și prin evidențierea unei rețele dense de falii, cu orientări dominante NNE-SSV și respectiv NV-SE, care conferă depresiunii un aspect structural mozaicat.

Rezultatele obținute au în același timp și prelungiri aplicative, deoarece în zonele depresionare ale subasmentului stiva formațiunilor pliocene este mai groasă și, implicit, sînt create condiții mai favorabile de evidențiere a unor acumulări de cărbuni.

Autorii au ajuns la concluzia că utilizarea metodei rezistivității în varianta SEV este recomandabilă pentru prospectarea indirectă a acumulărilor de cărbuni și în alte bazine intramontane, cu o alcătuire geologică asemănătoare.

BIBLIOGRAFIE

- Ștefănescu Sabba S. (1947) Études théoriques sur la prospection électrique du sous-sol. *St. tehn. econ.*, III, D, 1, București.
- Kusko M. (1976) Raport, arhiva IPGG, București.
- Zohdy A. (1974) Use of Dar Zarrouk curves in the interpretation of vertical electrical sounding data. *U.S.G.S. Bul.*, 1313, D, Washington.
- Zohdy A. (1975) Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves, using modified Dar Zarrouk functions. *U.S.G.S. Bul.*, 1313 , E, Washington.

GEOELECTRIC CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF THE CRETACEOUS BASEMENT IN THE BÎRSA DEPRESSION

(Summary)

The paper synthetically presents results of geoelectrical researches by the resistivity method, in the variant of vertical sounding, which were made in an area of about 40 km², in the southern part of the Bîrsa Depression, near Brașov.

In the studied zone the applied method was favoured by optimal conditions of applicability, as the geoelectrical section is formed of a conductive stratum (Pliocene formations \pm coals), placed between two resistive strata, of which the upper one corresponds to Quaternary formations, and the lower one to the Cretaceous basement of the depression.

Results are shown in two representative sections, as well as in a structural sketch, achieved by the quantitative interpretation of geoelectrical data at the entrance of the Cretaceous basement on the depression.

The structural model shows an advanced tectonics, characterized by two fracture systems, of which the first ones are NNE-SSW oriented and have led to the depression formation, in the beginning of the Pliocene time. The second system composed of NW-SE generally oriented faults was formed during the Pliocene end. In this case, the vertical jump are accompanied as well by horizontal displacements of the respective compartments.

The pointing out of the depressive zones of the Cretaceous basement where the Pliocene formation pile is thicker, shows the indirect contribution of the resistivity method in the SEV variant for the outlining of the lignite favouring zones.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE PROFONDE DE LA PLATE-FORME MOESIENNE EN ROUMANIE

PAR

MARIUS VISARION², MIRCEA SĂNDULESCU², DUMITRU STĂNICĂ²,
SERBAN VELICIU²

*Deep Structure. Drillings. Underthrust. Structural Controls. Platform. Basement. Fault zone.
Romanian Plain-Getic Plateau-Dobrogea.*

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Moesian Platform Deep Structure. The synthesis of the drilling geological and geophysical data brings new data concerning the deep structure of the Moesian Platform. This is underthrusted under the flysch and Subcarpathians nappes in the bend area of the East Carpathians and is in direct tectonical contact with the Danubian domain of the South Carpathians. According to the basement constitution and structure, the platform can be divided into two distinct areas, separated by the intra-Moesian fault. The eastern area, characterized by a Dobrogean type basement extends up to the continental plateau of the Black Sea ; it is crossed by several fractures, mainly NW-SE oriented. The western area, with a Wallachian type basement is differentiated by the E-W preferential orientation of faults and by the relative frequency of the intrusive and effusive masses.

Résumé

La synthèse des données géophysiques et géologiques de forage apporte de nouvelles données concernant la structure profonde de la Plate-forme Moesienne. Elle est sous-charriée au-dessous des nappes du flysch et des Subcarpathes dans la zone de courbure des Carpathes Orientales et vient en contact tectonique direct avec le domaine danubien des Carpathes Méridionales. Selon la constitution et la structure du socle, la plate-forme peut être divisée en deux secteurs distincts, séparés par la faille intramoesienne. Le secteur oriental, caractérisé par un socle de type dobrogéen, s'étend jusqu'à l'aire du Plateau Continental de la Mer Noire ; il est traversé par de nombreuses fractures, à orientation dominante NO-SE. Le secteur occidental, à socle de type valaque, est différencié par l'orientation préférentielle E-O des failles et par la relative fréquence des masses intrusives et effusives.

¹ Reçue le 18 juin 1987, acceptée pour être publiée le 22 juin 1987, présentée au XIII-ème Congrès de l'Association Carpatho-Balkanique, septembre 1985, Cracovie.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caranșebă nr. 1, R-79678 București 32.



La Plate-forme Moesienne représente un massif ancien inclus dans les plate-formes épipaléozoïques (Carte tectonique de l'Europe, Carte tectonique de la Roumanie); l'âge de la consolidation de son socle est plus ancien, cadomien. La constitution et la structure de la couverture de plate-forme ont été précisées par de nombreuses recherches géologiques et géophysiques, aussi bien que par des forages, ayant pour objet les gisements de pétrole et de gaz. Les résultats obtenus ont été synthétisés en étapes successives, l'utilisation de nouvelles technologies d'investigation géophysique, surtout la sismométrie de réflexion et l'augmentation du nombre et de la profondeur des forages d'exploration (Burcea et al., 1965, 1966; Gavăt et al., 1965, 1969, 1971; Paraschiv, 1974, 1975, 1979; Paraschiv et al., 1983; Săndulescu, 1984; Visarion et al., 1984).

La présente note a comme but de discuter les problèmes concernant la structure profonde de la plate-forme, s'étayant sur l'étude intégrée des données géophysiques (sismiques, gravimétriques, magnétiques, telluriques, géothermiques), sismologiques et de forage.

La Plate-forme Moesienne est délimitée à l'est et au nord-est par la faille de Peceneaga-Camena, qui la sépare de l'Orogène Nord-Dobrogéen. Vers le nord, elle s'étend jusqu'à la faille du Trotuș, où elle vient en contact avec l'aulacogène calédono-hercynien dano-polono-prédobrogéen. Par rapport aux nappes du flysch et aux Subcarpathes de la courbure des Carpathes Orientales, la plate-forme est certainement souscharriée. Elle vient en contact direct avec le domaine danubien des Carpates Méridionales (Pl.).

Suivant la constitution et la structure du socle, la Plate-forme Moesienne peut être divisée en deux régions distinctes, séparées par la faille intra-moesienne (Visarion et al.³, 1980; Paraschiv, 1983). Au nord et à l'est de cette faille il y a le compartiment dobrogéen de la plate-forme, et au sud le compartiment valaque ou valaque-prébalkanique, si on tient compte de l'ensemble de la Plate-forme Moesienne qui s'étend aussi au sud du Danube. La faille intra-moesienne est une fracture transcroûtale, fait suggéré aussi par les épicentres des séismes qui jalonnent son trajet sur des distances considérables (Cornea, Polonic, 1979), jusqu'au-dessous de la Nappe Gétique vers le nord-ouest et respectivement jusqu'au Plateau Continental de la Mer Noire vers le sud-est. Elle est marquée par des changements évidents du régime thermique (Paraschiv, Cristian, 1976) et de la configuration de l'anomalie magnétique (Airinei et al., 1971) dans les deux compartiments qu'elle sépare. C'est une faille composite, avec le compartiment inéridional affaissé. Cette faille a permis aux panneaux qu'elle sépare des translations d'abord dextres et puis senestres, avec ce dernier caractère étant actif jusqu'à présent.

Le contenu et la structure du socle de la Plate-forme Moesienne peuvent être examinés en détail dans le compartiment dobrogéen.

La Dobrogea Centrale, limitée par la fracture Peceneaga-Camena au nord et Capidava-Ovidiu au sud (Botezatu, Băcioiu, 1957; Airinei, 1958), représente un bloc élevé, où affleure le socle de la plate-forme. Celui-ci est formé de deux séries métamorphiques, la série mésométamorphique

³ Visarion M., Săndulescu M., Ali-Mehmed E., Constantinescu P., Polonic P., Stănică D., Ștefănescu M., Ștefănescu R., Teodorescu V., Văjdea V. (1980) Raport, Arch. IGG. București.



d'Altin-Tepe (Mureşan, 1971) et la série ankimétamorphique des Schistes Verts (Mirăuță, 1969), entre lesquelles il y a des rapports de discontinuité tectonique et stratigraphique.

A l'ouest du Danube, ce compartiment central se prolonge vers le nord-ouest, au-dessous de la couverture de plate-forme, une interprétation confirmée par les forages profonds. L'anomalie magnétique (Airinei, 1958) suggère l'extension considérable des schistes verts vers le nord-ouest dans la zone de plate-forme souscharriée au-dessous des nappes du flysch externe. Dans cette zone on peut supposer l'existence de certaines aires où les schistes verts se trouvent en contact direct avec la base des nappes du flysch ou sont recouverts seulement par des dépôts badéniens et sarmatiens inférieurs. Ils représenteraient les zones source des fragments de schistes verts qui prennent part à la constitution des arénites du flysch et de la molasse. Si on tient compte des caractères métamorphiques de certains galets de schistes verts, remaniés dans les dépôts des nappes moldavidiennes des Carpathes Orientales, on peut conclure que vers le nord-ouest leur degré de métamorphisme s'augmente avec certaines changements lithofaciaux (Săndulescu, 1984).

Dans la Dobrogea méridionale, qui se trouve entre les failles de Capidava-Ovidiu et intra-moesienne, le socle de plate-forme contient des formations très anciennes, précambriennes inférieures (archaïques) et/ou précambriennes moyennes (protérozoïques inférieures). Elles ont été interceptées par des forages à Palazu Mare et comportent une série gneissique cata-mésozonale, suivie en discordance par une série mésométamorphique quartzo-amphibolitique (Visarion et al., 1979). Pour cette dernière ont été déterminés des âges radiométriques K/Ar de 1850-1670 m.a., qui correspondent au cycle orogénique svéco-feno-carrélien, à éventuels rejeunissements gothiens (Giușcă et al., 1967).

Les données géophysiques et de forage montrent que les formations précambriennes de la zone Palazu Mare chevauchent des formations appartenant à la série des schistes verts (Visarion et al., 1979). L'ampleur et l'extension sur la direction de ce chevauchement est difficilement à apprécier au niveau des connaissances actuelles.

Les recherches géophysiques ont mis en évidence, sur le Plateau Continental de la Mer Noire, des anomalies magnétiques positives au nord de la faille de Capidava-Ovidiu (Romanescu et al., 1972). Dans le même secteur a été reconnue, par des recherches magnétotelluriques, une limite de contraste de conductivité électrique à des profondeurs de 4 à 6 km dans l'aire de la zone des schistes verts de la Dobrogea Centrale. Vu ces données ainsi que les résultats du modelage de l'anomalie de la pesanteur, on peut avancer l'hypothèse que l'ancien socle de la Dobrogea méridionale se développe aussi au nord de la faille de Capidava-Ovidiu (fig. 1), dans le soubasement des schistes verts jusqu'à la faille Istria, mise en évidence par les recherches magnétotelluriques (Visarion et al., 1985)⁴.

⁴ Visarion M., Săndulescu M., Roșca V., Ștefănescu R., Stănică D., Stănică M., Stanchievici B., Constantinescu P., Pamfilian A., Veliciu S., Zaunsir A., Diaconu I., Tănărescu A. (1985), Rapport, Arch. IGG, București.

Dans la Dobrogea méridionale, les séries mésométamorphiques pré-cambriennes sont recouvertes discordamment par les formations volcano-sédimentaires basiques, faiblement métamorphosées appartenant à la série de Cocoșu (Mirăuță, 1969), qui semblent être synchrones à la série

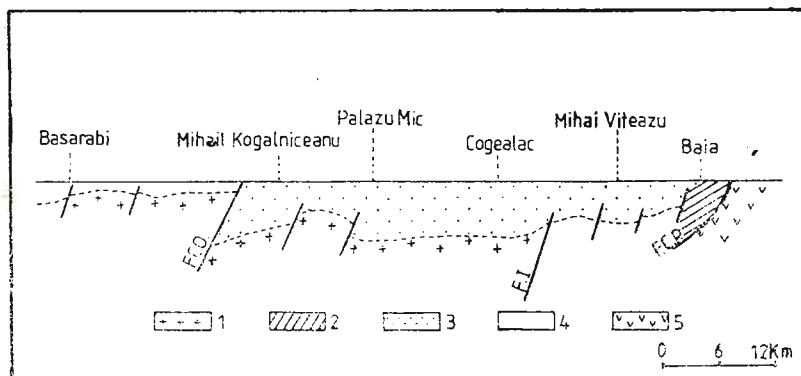


Fig. 1 — Section géologique résultée de l'interprétation complexe des données géophysiques sur le profil Baia-Basarabi. 1, socle de type Palazu Mare ; 2, série d'Altin Tepe ; 3, série des schistes verts ; 4, couverture de plate-forme ; 5, Orogène nord-dobrogéen ; F.C.O., faille Capidava-Ovidiu ; F.C.P., faille Peceneaga-Camena F.I., faille Istria.

des schistes verts. Le plissement serré de la série de Cocoșu prouve l'extension de la tectogenèse cadomienne même dans la Dobrogea méridionale, avec la régénération du socle plus ancien.

Suivant les données géophysiques, le socle de type Palazu Mare se développe tant vers l'est, dans la zone du Plateau Continental de la Mer Noire, que vers le nord-ouest dans le soubassement souscharrié des nappes moldavidiques de la partie méridionale de la courbure des Carpathes Orientales, dans le compartiment délimité par les failles de Capidava-Ovidiu et intramoesienne. Cette interprétation est soutenue par la configuration du champ géomagnétique qui comprend une série d'anomalies importantes d'Eforie jusqu'à Cilicia dans la Plaine Roumaine (Airinei et al., 1971).

A l'ouest de la faille intramoesienne se développe le compartiment valaque de la plate-forme, où—selon les données géophysiques—la constitution du socle se différencie de celle connue dans la Dobrogea Centrale et méridionale. Dans cette zone, le socle a été intercepté par un nombre limité de forages (Optași, Oporelu, Balș etc.), surtout à l'ouest de la rivière Vedeau, étant représenté par des formations métamorphiques mésozonales ou rétromorphosées. L'âge de la consolidation du socle est peut-être pré-cambrien, car la couverture sédimentaire débute par des formations cambriennes-ordoviciennes.

Une particularité du compartiment valaque de la plate-forme moesienne est donnée par la présence des intrusions, granitiques, granodioritiques et gabbroïques (Paraschiv, 1979) qui ont été considérées comme appartenant au socle de la plate-forme. Les recherches radiométriques plus récentes ont montré des âges hercyniens et par conséquent, ces roches

doivent être contemporaines avec une partie de la couverture de la plate-forme. En tout cas, l'existence des intrusions hercyniennes représente un argument favorable pour attribuer une mobilité plus accentuée au compartiment valaque de la plate-forme moesienne pendant le Paléozoïque, au moins dans l'aire plus élevée de Craiova-Bals-Optași.

La limite du compartiment valaque de la plate-forme avec le domaine danubien est représentée par la fracture S Călimănești-Tîrgu-Jiu (Visarion et al., 1984). A l'ouest de Tîrgu-Jiu, la fracture recoupe la faille de Timoc, active jusqu'au Néogène, qui assume partiellement ses fonctions. La signification géologique de cette fracture est soulignée par le fait que, au niveau du Paléozoïque, elle sépare les formations sédimentaires de type plate-forme de celles déformées et métamorphosées du nord ; autrement dit, elle représente le contact entre le vorland et les éléments hercyniens plissés.

La fracturation de la plate-forme moesienne est avancée et a été réalisée pendant plusieurs moments de tectonique cassante qui différencie et délimite les périodes où les zones de sédimentation ont subi d'importants changements dans leur disposition aréale et leurs directions préférentielles.

La faille intramoesienne a eu un rôle majeur dans la formation de l'édifice structural actuel de la plate-forme moesienne. En effet, les deux compartiments qu'elle sépare, dobrogéen et valaque, sont caractérisés par des directions structurales différentes, à savoir NO-SE dans le premier et E-O dans le deuxième.

Dans le compartiment dobrogéen, la plus importante fracture est la faille Peceñeaga-Câmpina qui forme le bord nord-oriental de la plate-forme moesienne. C'est une faille transcroûtale, avec un saut vertical de plus de 10 km au niveau de la discontinuité de Mohorovičić (Rădulescu et al., 1976). La faille a été suivie vers l'est aussi dans la zone du Plateau Continental de la Mer Noire et vers le nord-ouest jusqu'à la ligne du Trotuș. Elle a permis des translations horizontales, surtout dextres, étant encore active selon les données sismologiques qui indiquent de nombreux épicentres des séismes normaux disposés sur son trajet.

La faille de Capidava-Ovidiu, reconnue au moins jusqu'au niveau de la discontinuité Conrad, a le compartiment méridional abaissé : il est possible qu'elle soit aussi une faille à translations dextres. Selon les données géophysiques, la faille se prolonge tant dans la zone du Plateau Continental de la Mer Noire, que vers le NO jusqu'au delà de la localité de Jitia.

Entre les deux fractures majeures et approximativement parallèles avec celles-ci, les recherches géophysiques récentes ont relevé quelques fractures qui atteignent le soubassement des schistes verts. Quelques unes continuent aussi à l'ouest du Danube, jusqu'à la courbure des Carpathes Orientales. Le caractère actif actuel de ces failles est suggéré par les épicentres de plusieurs séismes normaux qui jalonnent leur trajet.

Dans la zone des schistes verts, délimitée par les fractures de Peceñeaga-Câmpina et de Capidava-Ovidiu, la position spatiale du socle est très différente. Si en Dobrogea le socle affleure, à l'ouest du Danube il a été intercepté par une série de forages (Piua Petrii, Silistraru, Oprișenești etc), aux profondeurs qui varient entre 0,6 et 3 km, tandis que dans les zones de la courbure des Carpathes Orientales, on a pu faire seulement



quelques supposition étayées sur des données géophysiques. Selon des informations incomplètes, fournies par l'interprétation des données gravimétriques et magnétotelluriques, dans la zone de Tulnici le socle de la plate-forme serait situé aux profondeurs de 9 à 10 km environ. Si on apprécie l'épaisseur de la couverture de plate-forme à 2 km, on arrive ainsi à une estimation de 7 à 8 km environ de la profondeur où se trouve la surface de charriage qui marque la base de l'étage tectonique des nappes du flysch et des Souscarpathes.

Dans la région de Focșani, selon les données sismiques, le socle de la plate-forme se trouve à des profondeurs de plus de 18 km. Les modèles géophysiques élaborés pour cette zone ont montré l'existence de deux zones dépressionnaires relativement décalées sur la verticale : la dépression de Focșani (Gavăt et al., 1965), un élément de la couverture sarmato-pliocène de plate-forme, représentant en même temps la zone externe de l'avant-fosse carpathique, où les dépôts néogénés et quaternaires arrivent à une épaisseur de 10 à 11 km environ et une dépression sousjacente de plate-forme, où les dépôts paléozoïques et mésozoïques ont une puissance de 8 à 9 km et peuvent présenter une succession stratigraphique peu lacunaire (fig. 2).

La faille de Trotuș délimite à la partie de nord-est l'extension de la plate-forme moesienne et la sépare de celle correspondant à l'aulacogène dano-polono-prédobrogéen, étant commune de ce point de vue à plusieurs éléments du vorland. Son caractère transcroûtal, suggéré par quelques données géophysiques ne peut pas être précisé en absence des données sismiques.

Dans la région située entre la faille de Capidava-Ovidiu et la faille intramoesienne, l'édifice structural consiste d'un réseau relativement dense de failles (Burcea et al., 1965), à orientations préférentielles NO-SE et respectivement NE-SO, plus nouvelles, décalées par les premières. La structure du socle est dominée par le système de fractures NO-SE, mis en évidence nettement par les données géophysiques. De la corrélation des structures de détail d'une partie et de l'autre de ces fractures on est arrivé à la conclusion qu'elles ne représentent pas seulement des dénivellations au sens vertical, mais elles sont des failles composites au long desquelles il y a des déplacements tant au sens vertical qu'horizontal. L'affaissement de la plate-forme par gradins successifs vers l'avant-fosse carpathique et au-dessous de celle-ci est réalisé suivant le deuxième système de fractures, en mentionnant que celles-ci courbent progressivement, parallèlement à la direction de la chaîne carpathique.

Dans la Dobrogea méridionale, le socle se trouve à 0,5—0,6 km dans la position la plus élevée, à Palazu Mare. De cette zone il s'affaisse tant vers l'ouest que vers le sud, en se trouvant à 3—4 km à Cernăvoda et approximativement à 3—3,5 km dans la zone Mangalia, selon l'interprétation des données géophysiques et de forage.

Généralement, la région située entre la faille intramoesienne et la faille de Peceneaga-Camena est dominée par les directions des fractures dobrogéennes. D'ailleurs, cette aire représente un panneau de vorland qui avance encore vers l'aire carpathique : de sa sous-pousse peuvent être liés les plus jeunes plissements (intraplétocènes) connus dans la zone de la courbure (Rădulescu et al., 1976).



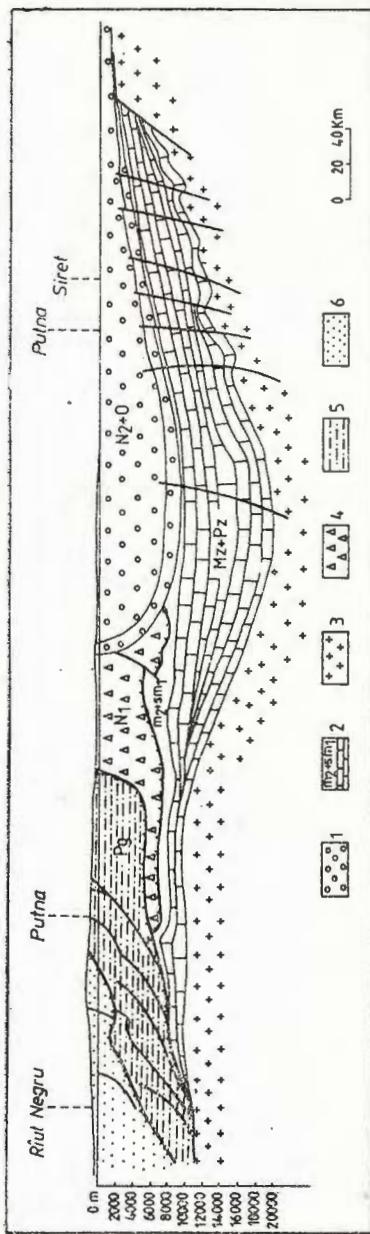


Fig. 2 — Section géologique dans la zone de courbure des Carpates Orientales. 1, avant-fosse ; 2, formations sédimentaires de la couverture de plate-forme souscharriée ; 3, sousbasement souscharrié ; 4, nappe souscarpathique ; 5, nappe des plis marginaux ; 6, nappe de Tarcău.

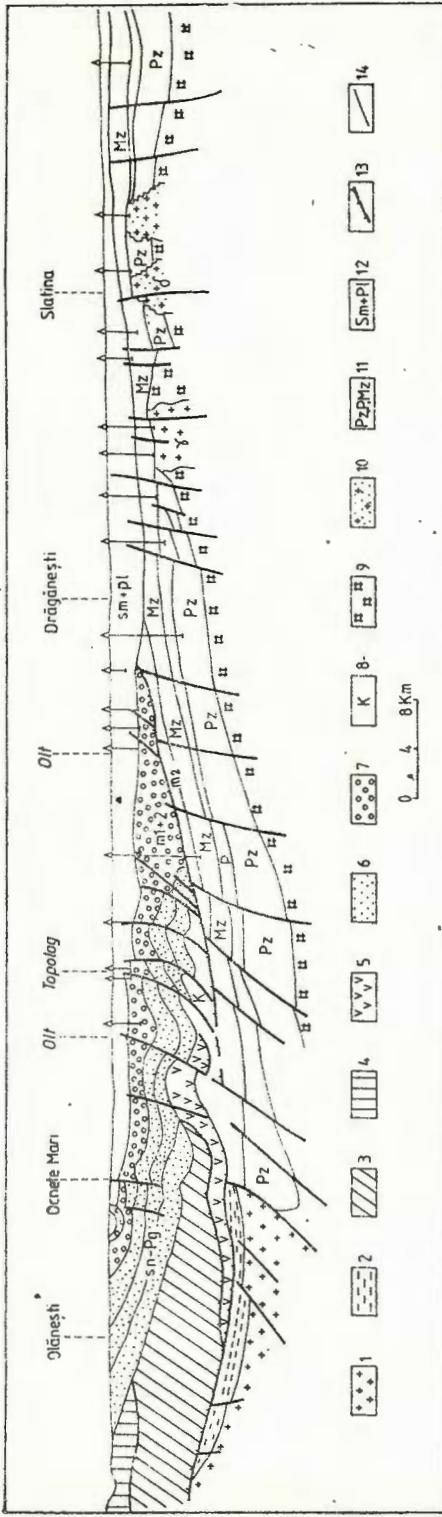


Fig. 3 — Section géologique sur la direction Olănești-Drăgănești-Slatina. 1, cristallin danubien ; 2, sédimentaire danubien ; 3, nappe géétique ; 4, nappes supragéétiques, 5, nappe de Severin ; 6—8, formations reprises dans la nappe souscarpathique (6, sénonien-paléogènes post-nappe ; 7, miocènes ; 8, crétacées) ; 9, socle de la plate-forme moésienne ; 10, massifs granitiques (Y) et dioritiques (Y) ; 11, formations de la couverture de plate-forme ; 12, molasse de l'avant-fosse et de la couverture de plate-forme ; 13, charriage ; 14, faille.

A l'ouest du Danube, le socle se trouve à grandes profondeurs de plus de 5 km dans la zone d'Amara-Călărași et à plus de 10 km au NO de celle-ci, au-dessous de l'avant-fosse.

Le compartiment valaque de la plate-forme est dominé par un système de failles orientées surtout EO (Burcea et al., 1966). Du point de vue structural se détache le groupe de failles associé à l'élévation de Craiova-Balș-Optași, qui à présent a la morphologie d'un horst et correspond au „seuil oltenien”. Dans cette zone, le socle est situé aux profondeurs entre 3 et 4 km. Au nord de ce seuil, le socle descend par l'intermédiaire de deux gradins majeurs. Dans le plus affaissé, celui septentrional, les résultats des recherches magnétotelluriques et les modèles réalisés à base des données géophysiques (Visarion et al., 1984) montrent que le socle de la plate-forme serait situé à une profondeur de 10-12 km (fig. 3). Ce gradin d'affaissement maximal correspond à une avant-fosse hercynien supposée s'étendre le long du bord externe du domaine danubien et plus à l'est dans l'aire sous-charriée de la plate-forme moesienne dans la zone de la courbure.

Au sud du seuil olténien, prédominent les éléments structuraux EO à l'exception de la zone de Balș où s'individualise un bloc élevé avec une orientation NNE-SSO.

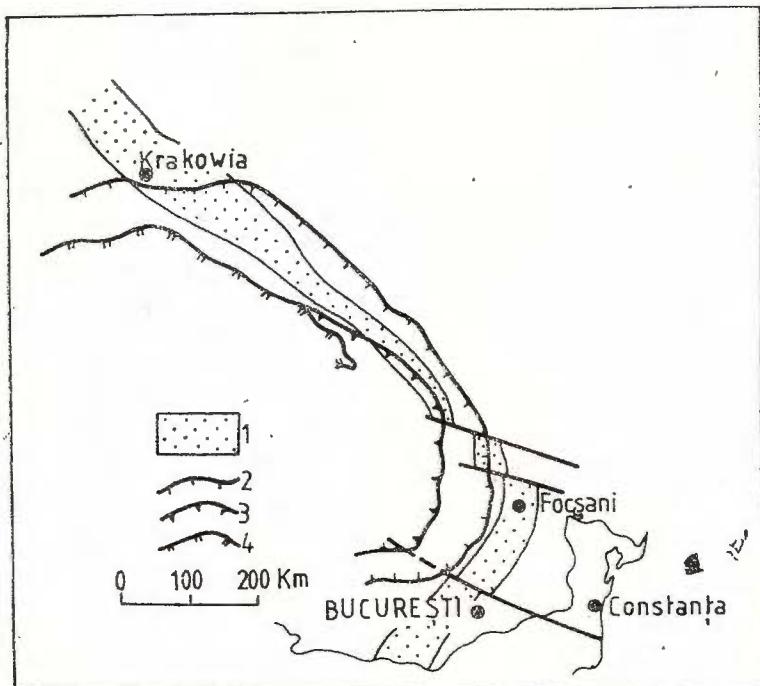


Fig. 4 — Prolongement sur le territoire de la Roumanie (surtout au Jurassique) de la dépression Miechow (selon Săndulescu, 1984). 1, dépression Miechow-Focșani ; 2, front des charriages moldavides ; 3, front des charriages dacides dans les Carpathes Orientales ; 4, front des charriages piéni-diques.

La localisation des diffusions basiques permo-triasiques sur les blocs élevés et près de ceux-ci suggère l'idée que les magmas ont eu comme des voies d'accès les fractures qui délimitent ces blocs. La présence du magmatisme effusif permien-éotriasyque s'inscrit dans les caractères généralement européens de cet intervalle stratigraphique ; la particularité du compartiment valaque de la plate-forme moesienne est formée par la présence des produits effusifs pendant le Trias moyen et supérieur.

Un élément structural majeur du compartiment occidental de la plate-forme moesienne est la dépression valaque, qui forme une dépression de socle avec un remplissage très épais de formations paléozoïques et mésozoïques. Selon Săndulescu (1984), elle pourrait être considérée l'extension la plus méridionale de la zone dépressionnaire mésozoïque, observée au nord des Carpathes (dépression de Miechow), au-dessous des nappes du flysch des Carpathes Orientales et du soubassement de la dépression de Focșani (fig. 4). Dans la région valaque de la plate-forme, la zone dépressionnaire a été décalée dextre par la faille intramoesienne qui a eu ce mouvement de translation horizontale pendant la tectogenèse mésocrétacée.

Deux fractures majeures de socle, la faille de Jiu et la faille de Motru traversent la plate-forme, la dernière en se prolongeant jusqu'à l'aire d'affleurement de l'unité danubienne. La faille de Jiu a le compartiment oriental affaissé et peut-être des translations horizontales senestres. La faille de Motru, qui représente la continuation septentrionale de la faille de Timoc, a aussi le caractère des failles composites, avec le compartiment oriental élevé et une importante translation horizontale dextre.

Sans doute, les recherches géophysiques ultérieures et l'augmentation du nombre des forages profonds de référence vont apporter des éléments nouveaux concernant la formation et la structure profonde de la plate-forme moesienne.

BIBLIOGRAPHIE

- Airinei St. (1958) Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române. *St. cerc. geol. geogr.*, 3, 1–2, București.
- Airinei St., Stoinescu S., Velcescu G. (1971) Harta magnetică a Munteniei și Olteniei. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 9, 1, București.
- Barbu C., Dăneț T. (1970) Asupra fundamentului Platformei Moesice din zona Balș-Optași. *Rev. Petrol și gaze*, 7, București.
- Botezatu R., Băcioiu Tr. (1957) Anomalia gravitației în Dobrogea centrală. *Bul. st. Acad. R.S.R., Secția geol.-geogr.*, 2, 2, București.
- Botezatu R., Airinei St., Chiriac M., Visarion M. (1984) Evoluția ideilor cu privire la raporturile dintre Dobrogea centrală și Dobrogea de sud. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 29, București.
- Burcea C., Cornea I., Tugui G., Ionescu E., Trâmbițaș M., Georgescu St., Leafu I., Tomescu L., Brașoveanu A., Chișcan M., Leafu F., Mihăilă S., Sipoș V. (1965) Contribuții seismice la crearea unei imagini tectonice asupra marginii nordice a Platformei Moesice între Olt și Buzău. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 3, 1, București.
- Burcea C., Cornea I., Tugui G., Tomescu L., Ionescu E., Trâmbițaș M., Leafu I., Dumitrescu V., Brașoveanu V., Leafu F., Mărășescu M., Cazan M. (1966) Contribuții ale prospecțiunii



- seismice de reflecție la crearea unei imagini tectonice în zona centrală a Platformei Moesice. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 4, 2, București.
- Cornea I., Polonic G. (1979) Date privind seismicitatea și seismotectonica părții de est a Platformei Moesice. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 17, 2, București.
- Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoinescu S., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *St. cerc. geofiz.*, 1, București.
- Gavăt I., Constantinescu P., Solomon A., Solomon M., Teodorescu V., Toader C. (1965) Tectonica depresiunii sarmato-pliocene între Buzău-Mărășești și Siret. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 3, 2, București.
- Gavăt I., Cornea I., Gheorghe Al., Gașpar R., Tomescu L. (1966) Structura fundamentului moesic dintre Dunăre, Ialomița, Buzău și Siret. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 4, 2, București.
- Gavăt I., Tomescu L. (II), Dumitrescu Vl., Brașoveanu Al., Sipoș V., Ursu C. (1969) Structura avanfosei carpaticice externe pe cursul inferior al Siretului la sud de Bacău. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 7, 1, București.
- Gavăt I., Airinei St., Barbu C., Tomescu L. (1971) Praguri, horsturi și cordiliere după date geofizice și de foraj în fundumentul Depresiunii Precarpaticice dintre Olt și Trotuș. *Bul. Soc. sl. geol. Rom.*, 13, București.
- Giușcă D., Ianovici V., Mânzatu S., Soroiu M., Lemne M., Tănăsescu A., Ionică M. (1967). Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din vorlandul orogenului carpatic. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 12, 2, București.
- Mirăuță O. (1969) Tectonica proterozoicului superior din Dobrogea centrală. *An. Com. Geol.* XXXVIII, București.
- Mureșan M. (1971) Asupra prezenței unei ferestre tectonice în zona șisturilor verzi din Dobrogea, centrală (regiunea Altin Tepe). *D. S. Inst. Geol.*, LVII/5, București.
- Paraschiv D. (1974) Studiul stratigrafic al Devonianului și Carboniferului din Platforma Moesică. *St. tehn. econ.*, J, 12, București.
- Paraschiv D. (1975) Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România. *St. tehn. econ.*, A, 10, București.
- Paraschiv D., Cristian M. (1976) Cu privire la regimul geotermic al unităților structurale de interes pentru hidrocarburi din România. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 14, 1, București.
- Paraschiv D. (1979) Platforma Moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi. Edit. Acad. R.S.R., București.
- Paraschiv D., Dăneț N., Popescu M., Dumitrescu V. (1983) The present stage of pre-jurassic deposits knowledge in South Dobrogea. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, București.
- Rădulescu D. P., Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu Fl., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 50, București.
- Romanescu D., Roșca V., Soare A. (1972) Recherches magnétométriques sur la plate-forme continentale de la Mer Noire au large des côtes roumaines. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.* 16, 1, București.
- Roșca V. (1973) On platform marginal fault. *Rev. roum. géol., géogr., géophys., Géophys.*, 17, 1, București.
- Stănică M., Stănică D. (1979) Cercetări telurice și magnetotelurice în Depresiunea Getică. *St. tehn. econ.*, D, 12, București.
- Stoenescu S., Esca Al., Vencov I. (1955) Cercetări gravimetrice în Oltenia și Muntenia. *Bul. sl., Biol., agron., geol., geogr.*, 7, 1, Acad. R. P. R., București.



- Ştefănescu Sabba, Airinei St., Botezatu R., Ionescu F., Popovici D., Stoinescu S. (1961) Prospecțiuni geofizice pentru fier îngă Constanța. *Probl. geofiz.*, 1, București.
- Visarion M., Maier O., Nedelcu-Ion C., Alexandrescu R. (1979) Modelul structural al metamorfitelor de la Palazu Mare, rezultat din studiul integrat al datelor geologice, geofizice și petrofizice. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.* 17, 1, București.
- Visarion M., Stănică D., Stănică M. (1984) Deep-structure of the region between the Motru Valley and Argeș Valley (Romania) as shown by the results of geophysical survey, *Acta Geod., Geophys. Mont. Hung.*, 19, Budapest.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII ADÎNCI A PLATFORMEI MOESICE

(Rezumat)

Sinteză datelor geologice și geofizice permite precizarea constituției soclului și a structurii adânci a Platformei Moesice.

Soclul aflorează numai în Dobrogea centrală (seria de Altin Tepe și seria șisturilor verzi). El a fost înălțat în forajele din Dobrogea meridională și în cîteva puncte din nordul Dunării.

Platforma Moesică este subșariată în raport cu pînzele din zona flișului și din Subcarpații din zona de curbură a Carpaților Orientali și vine în contact direct cu domeniul danubian al Carpaților Meridionali. După constituția și structura soclului, platforma poate fi divizată în două sectoare distincte, separate de fală intramoesică.

Sectorul oriental are un soclu de tip dobrogean care se prelungeste avînd aceleași caracteristici pe platoul continental al Mării Negre. Structura sa este dominată de fracturi avînd o orientare NV – SE.

Sectorul vestic (singurul cunoscut și în sudul Dunării) este caracterizat de fracturi orientate mai ales E – V, prin relativă frecvență a maselor intruzive și efuzive și prin trăsături specifice ale anomalilor geomagnetice și geotermice.



ESQUISSE STRUCTURALE DE LA PLATE-FORME MOESIENNE EN ROUMANIE

0 10 20 30 Km

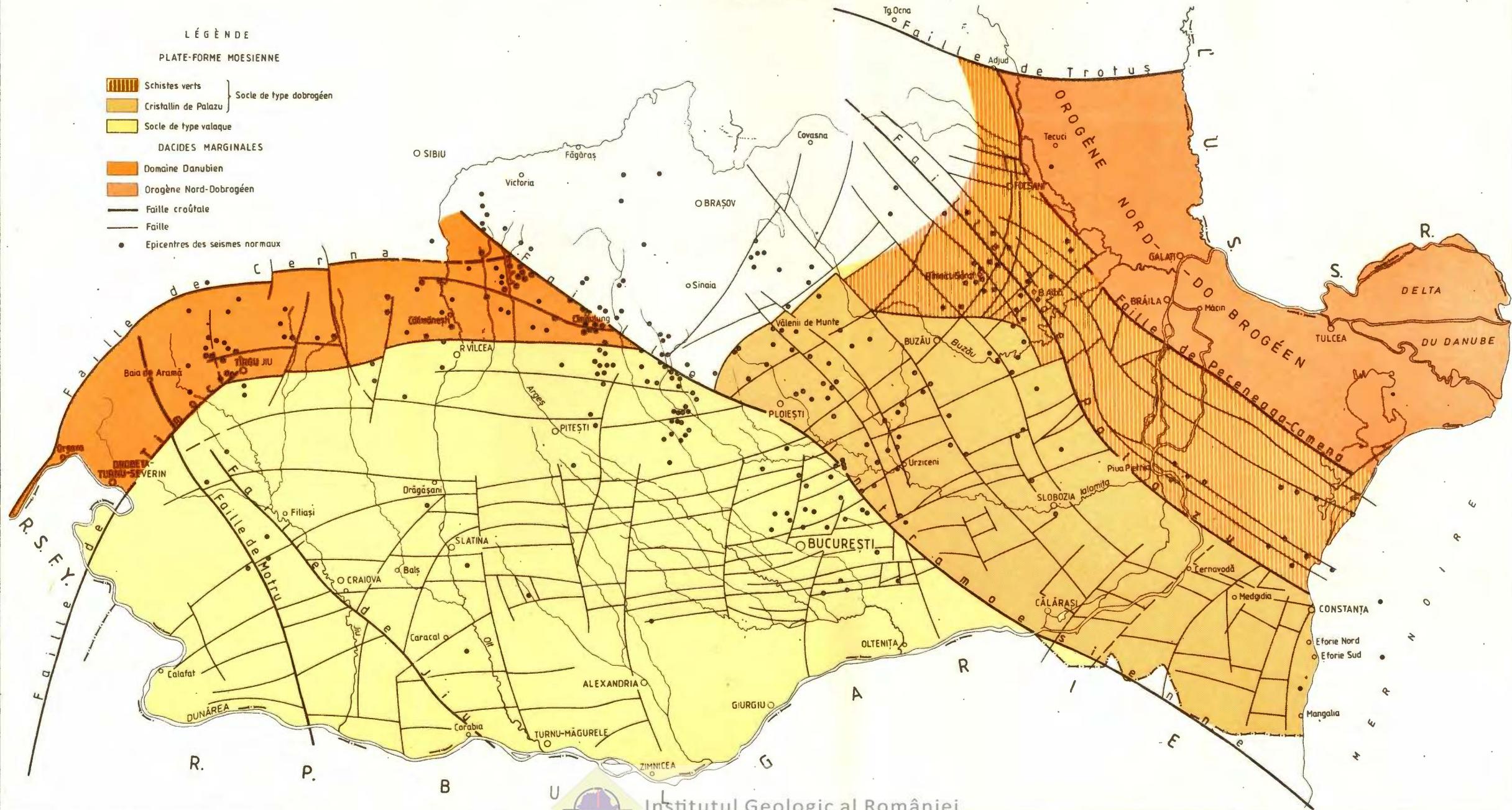
LÉGÈNDE

PLATE-FORME MOESIENNE

- Schistes verts
- Cristallin de Palazu
- Socle de type valaque

DACIDES MARGINALES

- Domaine Danubien
- Orogène Nord-Dobrogéen
- Fissure croûtaise
- Fissure
- Epicentres des séismes normaux



BOOK REVIEW

A. N. KHRAMOV : *Paleomagnetology* (*Paleomagnetologhiia*, translated from Russian by Valentina P. Grudina, Nedra, Leningrad, 1982), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New-York — London — Paris — Tokyo, 1987, 308 p.

Published in the original edition (in Russian) in 1982, the professor Aleksey Nikitich Khramov's book has marked in fact the beginning of a new wave of monographical publications, even if we think only of those of the following year (1983), due to other well-known names, such as the British D. H. Tarling and D. W. Collinson. Dedicated to paleomagnetism; namely to that phenomenon which, twenty years ago, in a *Debate about the Earth* was referred by Tuzo Wilson to represent "a revolution in the Earth science", the new contributors argue, on the basis of the huge theoretical and observation material accumulated, the special place of paleomagnetology in the geo-sciences sphere nowadays. Therefore, it is possible to make a first remark for the monographical volume coordinated by the professor A. N. Khramov, as he points out a widely significant term in the English paleomagnetic literature—palaeomagnetology—this being as well the title of the 1987 edition, technically supervised by one of the disciples of the British paleomagnetism school, Prof. Dr. D. H. Tarling. As the editor of the book underlines even from the beginning of the preface the statute of paleomagnetology, as "a separate branch of science" (that is „samostayatel'naya nauchnaya distsiplina”, in the original edition of the book *Paleomagnitologiya*), "with its own particular methods of study, with definite objects and spheres of application for its data". Therefore, the paleomagnetology is "the study of the phenomena of paleomagnetism, that is the geomagnetic field of the past as recorded in the characteristic traces of this field : vectors of natural remanent magnetization of rocks". Starting from the definition of its interdisciplinary character, namely that "paleomagnetology is quite a new scientific branch and lies at the meeting point of geology with physics and geophysics", the author remarked the imminence of making available a book "which encompasses the basic principles and methods of paleomagnetology with reference to the available results and general recommendations for paleomagnetic procedures". Prof. A. N. Khramov carries out this desideratum by the publication of the book *Paleomagnitologiya* in 1982, including novelties appeared in the 10—20 years since the publication of the now "classic" monographies on paleomagnetism, and ordering them in his precious book. Here we must say a first word of appreciation for the Springer-Verlag publishing house — which made available by the English version of the book — the spatial extension (even global) of a monographic work with real theoretical and methodological, didactical and applicative virtues. The editor, together with his contributors, has used the precious occasion appeared after five years, by bringing "certain corrections and supplements" to the 1982 edition, the first ones being not extended however to the legend of magnetic polarity scales, which remained at the variant specific for the Russian paleomagnetic literature, but the last ones well expressed by the six time growth of the number of mentioned works.

The parallel existence of the two editions — in Russian and English — resulted in setting up some elements of compared paleomagnetic terminology, mainly taking into account the presence as a technical editor of the latter, of a well-known English paleomagnetician, D. H. Tarling.

The content of the book, briefly presented in this review, is framed — at the beginning — by a preface, two useful lists of symbols used in the work (including the 117 figures) and by an introduction which was formally absent in the original edition, the ideas being found however in the preface, and — at the end — by an appendix with paleomagnetic poles systematized on lithospheric plates and blocks, references argumenting an equilibrium of the Russian and English speciality sources which were used, a subject index which is suggestive and practical for the reader, and equally a gain for the 1987 edition. Structured in six chapters, with an



order further preserved, concordant with the evolutive chain and the growth of subject complexity, the book deals with : 1) "Physical and Geophysical Aspects of Paleomagnetology" (the framing within physical and geophysical coordinates of paleomagnetic phenomenology with the mathematical symbolism or the magnetomineralogical terminology necessary for the foundation of the domain); 2) "Methods and Techniques Used in Paleomagnetic Studies" (indicating the methods to determine the ancient magnetization and the techniques of magnetic cleaning and equally presenting the estimation methods of the geomagnetic field paleointensity); 3) "The Geomagnetic Field in the Phanerozoic and the Magnetostratigraphic Scale" (specifying some elements of magnetostratigraphic terminology and methodology, followed by exemplifications with data from the USSR correlated with world data and the theoretical problems — continuously discussed — of geomagnetic reversal mechanisms and their morphology, including the structure of the geomagnetic field between the reversals, by taking into consideration the controversial — concerning the origin and extension — "geomagnetic excursions"); 4) "Paleomagnetism and Plate Tectonics" (covering a subject with the dimensions of a whole book published by M. W. McElhinny in 1973, but clearly synthetizing the problems of integrating the two domains, with examples concerning the movements of the Russian and Siberian platforms in the Paleozoic, and global reconstructions for the Proterozoic-Mesozoic); 5) "Paleomagnetism and Tectogenetic Problems" (with the problems of the use of the paleomagnetic methods in the fold belts, of the palinspastic reconstructions according to paleomagnetic data exemplified with results from the USSR, with the integrated treatment of some phenomenological aspects of tectogenesis and rhythmicity of geomagnetic reversals); 6) "Paleomagnetology and Mineral Deposits" (presenting some relationships between the paleolatitudinal distribution and that of mineral deposits or between global transgressions and paleolatitudes and the recommending of paleomagnetic-tectonic criteria for the perspective areas in mineral deposits); 7) "Certain Problems of Paleomagnetism" (specially referring to the analysis of synchronous and metachronous components of the ancient magnetizations, a particular regard being devoted to the Precambrian paleomagnetism with the existing limits as well as with the potential implications, mainly in the theory of geomagnetism).

One can easily appreciate, even after this brief sketch of the structure and content of Paleomagnetology, that it surely represents a precious mine of data (theoretical and of observation), the editor and his contributors providing at the same time the research workers — geophysicist or geologist — the exploration (methodological) instrument necessary to identify the "traces" of the geomagnetic field imprinted in rocks during thousand million years, helping him to find the key to decipher some of the paleomagnetic messages of the Earth.

A new word of appreciation is due to the Springer-Verlag publishing house, this time concerning the peculiar quality of the presentation form of the book.

* The thematical spectrum widely expressed by the title of the book could have justified the mentioning, possibly in this last chapter, of some problems of the extra-terrestrial paleomagnetism (lunar, meteoritic).

S. C. Răduț

Redactor : G. IOANE
Traducător : R. LUPAN
Illustrația : V. VLAD

Dat la cules: iunie 1983. Sună de tipar: Octombrie 1983.
Tiraj : 700 ex. Hirtie scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar: 14
Comanda : 744 Pentru bibliotecă indicele de clasificare:
55(058).

Tiparul executat la întreprinderea Poligrafică
„Informația” s. t. Brezoiu nr. 23–25,
București — România

