105/766

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI de GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. LXIII

lucrările congresului al XII-lea al asociației geologice carpato - balcanice



GEOFIZICĂ
HIDROGEOLOGIE ȘI GEOLOGIE INGINEREASCĂ

BUCUREȘTI
1983

Institutul Geologic al României

Les auteurs assument la responsabilité
des données publiées

Institutul Geologic al României

105/18.06.86

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

VOL. TOME LXIII

lucrările congresului al XII-lea al asociației geologice carpato-balcanice

travaux du XII-ème congrès de l'association géologique carpatho-balkanique



GEOFIZICĂ –
HIDROGEOLOGIE ȘI GEOLOGIE INGINEREASCĂ

GÉOPHYSIQUE –
HYDROGÉOLOGIE ET GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR

BUCUREȘTI
1983

Institutul Geologic al României

Redactori responsabili : D. ROMANESCU, C. GHENEA
Tehnoredactori : MARIA BREBAN, ELENA BANDRABUR
Traducători : RUXANDRA LUPAN, RUXANDRA NEGREA, ANCA BRATU, DANA RĂDULICI, CORNELIA VIDICAN
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : iunie 1983. Bun de tipar : 10.02.1984. Tiraj : 750 ex. Hîrtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 20. Comanda 181. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058).

Întreprinderea poligrafică „Informația"
str. Brezoianu nr 23—25 București — România

Institutul Geologic al României

CONTENU — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

GÉOPHYSIQUE — GEOPHYSICS — ГЕОФИЗИКА

Airinei Şt., Stoenescu S., Velcescu G., Romanescu D., Visarion M., Rădan S., Roth M., Beşuţiu L., Beşuţiu G. Carte de l'anomalie magnétique ΔZ pour le territoire de la Roumanie 7

Andrei I. Considérations sur quelques indices de prospection de la minéralisation type „Porphyry Copper" des Monts Metaliferi 15

Apostol A. Time Variations of Principal Stress Directions in the Romanian Carpathian Arc Bend. 25

Botezatu R., Calotă C. Capabilities of Some Procedures in Separation Gravity or Magnetic Anomalies 35

Demetrescu C., Enc M., Andreescu M. New Flow Data for the Romanian Territory 45

Hrouda F. Fabric Implications of the Magnetic Anisotropy Measurements of Rocks of the Malé Karpaty (Little Carpathians) Mts (SW Slovakia) 57

Ionescu G., Dănălache N., Ionescu V., Popescu I. Modern Seismic Recording and Processing Methods Contributions to Structure and Physical Properties Determination of Paleogene Formations of the Getic Depression . . . 63

Kruczyk J., Kądziałko-Hofmokl M. Paleomagnetism of the Jurassic Sedimentary Rocks from the Cracow-Częstochowa Upland 77

Lăzărescu V., Cornea I., Rădulescu Fl., Popescu M. Moho Surface and Recent Crustal Movements in Romania : Geodynamic Connections . . . 83

Márton E., Márton P. Jurassic Lower Cretaceous Magnetostratigraphy in Hungary 93

Michailova N., Glevasskaya A., Tsykora V., Neştianu T., Romanescu D. New Paleomagnetic Data for the Căliman, Gurghiu and Harghita Volcanic Mountains in the Romanian Carpathians 101

Nedoma J. On the Thermo-Elasto-Plastic Analysis of Geodynamic Effects in the Carpathian Region 113

Negoiţă V. A New Method for Quantitative Evaluation of Coal Seams Passed through by Hydrocarbon Wells 123

Rădulescu D. P., Săndulescu M., Veliciu S. A Geodynamic Model of the East Carpathians and the Thermal Field in the Lithosphere 135

Scurtu S., Rădulescu F. Contributions de l'aérospectrométrie gamma pour la connaissance de certaines structures géologiques dans les Carpathes Roumaines 145

Institutul Geologic al României

Vâjdea V., Bercia I., Săndulescu M., Răduț M., Veliciu S., Zincenco D., Ignat V. Uses of Landsat Data to Structural Study of the Romanian East Carpathians 155

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Соллогуб Н.Б., Харитонов О.М., Корнеа И., Рэдулеску Ф., Байсарович М. Н., Бородулин М. И., Турчаненко Н. Т., Маловицкий Я. П., Шустильников М. Р., Воеводина А. В., Друмя А. В., Сковитин А. И. Структура литосферы по геотраверсу V (Керчь-СССР, Вранча-СРР) 163

HYDROGÉOLOGIE ET GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Almășan B., Zamfirescu F., Comșa R., Dinu C., Matei L. Sur les conditions géotectoniques de la stabilité des plate-formes mobiles de forage marin sur la plate-forme continentale roumaine de la Mer Noire 171

Bandrabur T., Ghenea C., Ghenea A., Crăciun P. Mineral and Thermal Water Map of Romania, Scale 1 : 1 000 000 179

Corduneanu I., Naum T., Preda I. L'influence anthropique dans la zone de la ville de Bucarest 185

Feru U. M., Pricăjan A. Influences of the Seism on the 4th of March, 1977 on the Mineral Water Sources of the Olănești-Călimănești Hydrostructure 191

Gálos M. Kertész P. Die Aufnahme der Klüftigkeit auf Grund von Kernbohrungen für die Bauarbeiten der Wasserkraftanlage in Nagymaros 199

Geamănu V. Boron, Ground Water Genetic Index 206

Kullman E. Les problèmes du changement du chimisme pour améliorer les faibles débits des sources karstiques des réserves accumulées 215

Ondrášik R., Hyánková A. Andesites and their use in Slovakian civil engineering practice 221

Pogány L., Henkel H. Die Anwendung natürlicher, technischer und ökonomischer Parameter in den geologischen Untersuchungsarbeiten nach Kohlenwasserstoffen 227

Rónai A. Artesian Water Level Fluctuation in Deep Sedimentary Basins. 238

Stoilov K. Typification of the Bulgarian loess massifs 245

Tomescu G. Considérations sur le stade de la pollution des eaux phréatiques sur le territoire de la Roumanie (la vulnérabilité à la pollution des couches aquifères phréatiques) 253

Țenu A., Davidescu F., Slăvescu A. Quelques conclusions d'hydrogéologie isotopique de la Dobrogea de Sud 257

Țenu A., Davidescu F., Slăvescu A. Contributions à la connaissance de la recharge des aquifères thermaux à l'est de la Depression Pannonienne 265

Vasilescu G. La recherche hydrogéologique minière dans la Roumanie 275

Vasilescu G., Dragomirescu C. Recherches hydrogéologiques pour les eaux potables de la Dobrogea de Sud 283

Veliciu Ș., Visarion M., Ghenea C., Peltz S., Opran C. Assessment of Geothermal Resources of the Harghita-Gurghiu Mountains (East Carpathians) 291

Аврамеску Э., Фруджина Э. Некоторые аспекты оценки, картирования и закономерностей формирования подземного стока на территории СРР 303

Данчев Д., Дамианов А. Химический состав подземных вод южной Добруджи и Лудогория 313

Institutul Geologic al României

GÉOPHYSIQUE
GÉOPHYSICS
ГЕОФИЗИКА

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CARTE DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE ΔZ POUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE [1]

PAR

ȘTEFAN AIRINEI [2], SCARLAT STOENESCU [3], GEORGETA VELCESCU [3], DRAGOMIR ROMANESCU [3], MARIUS VISARION [3], SORIN RĂDAN [3], MATHIAS ROTH [3], LUCIAN BEȘUȚIU [3], GEORGETA BEȘUȚIU [3]

Introduction

L'investigation du champ géomagnétique est traditionnelle en Roumanie, car les premiers mesures ont été faites dès le XVIII[e] siècle. Cette activité a été amplifiée à la fin du XIX[e] siècle et le commencement du XX[e] siècle, en même temps que le perfectionnement des moyens méthodologiques dans la détermination absolue de quelques composants du champ géomagnétique (D, H, L), dans certains points du territoire de notre pays (Hepites, Murat, 1907—1908, Negreanu, 1898). Ultérieurement, ces travaux ont connu un important développement pour l'exécution des mesures disposées dans un réseau de large régionalité (Atanasiu et al. 1943, 1968, 1970 ; Procopiu, 1934, 1940, 1959).

La deuxième catégorie de travaux, qui renferme des volumes impressionants de mesures relatives des composants ΔZ et ΔH du champ géomagnétique, ont eu le but de resoudre quelques problèmes de structure géologique régionale et de géologie économique dans les terrains cristallins, sédimentaires et éruptifs. Les données obtenues en diverses étapes ont été synthétisées pour les provinces géographiques ou les unités et les sous-unités structurales, en contribuant substantiellement à l'augmentation du degré de connaissance du sous-sol de notre pays (Airinei, 1955, 1957, 1958, 1963 ; Airinei, et al. 1963, 1965, 1971).

Les images magnétiques, résultées à la suite des mesures réalisées dans les réseaux régionaux, de détail et de grand détail, aux caractéristiques métrologiques et méthodologiques diverses en vue du but final, ont eu un grand rôle par l'abondant matériel primaire offert, qui a permis une sélection rigoureuse des données nécessaires pour la rédaction de la

[1] Note présenté au 12ème Congrés de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8—13 le septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] L'Université de Bucarest, Roumanie.

[3] L'Institut de Géologie et de Géophysique, str. Caransebeș 1, 78 344 Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

Carte magnétique de la Roumanie. Celle-ci a été complétée avec les mesures magnétiques projetées particulièrement pour la carte nationale, afin de pouvoir comparer les données existentes et d'assurer un degré de couvrement relativement uniforme avec des points d'observation.

Ce qui suit fait une présentation synthétique de la conception de réalisation de la carte magnétique de la Roumanie, avec l'indication de principaux résultats et de leur signification géologique.

Études pour la rédaction de la carte magnétique nationale

Le processus de préparation du matériel d'observation (dimensions mesurées) a réclamé une série d'opérations successives de terrain et de laboratoire dont la dérulation a été faite d'une manière conceptuelle unitaire.

L'homogénisation des données primaires a supposé l'existence de certains réseaux magnétiques nationaux supérieurs, correspondant aux exigences solicitées. Ainsi, en 1957—1960, Cristescu a fait des mesures sur les côtés du réseau de 1er ordre avec des variomètres ΔZ et ΔH, en employant un avion pour le transport. Les points d'observation, matérialisés avec des bornes spécialement construites, ont été emplacés tout près des aéroports. En même temps on a commencé les mesures sur les côtés du réseau de 2^{e} ordre. Bien que ces données ne fussent pas publiées, elles ont été mises à notre disposition par l'amabilité de l'auteur qui a beaucoup contribué ainsi à la réalisation de la carte magnétique de la Roumanie.

L'établissement objectif des anomalies magnétiques a été conditionné par la connaissance du champ géomagnétique normal, comme terme comparatif pour le champ étudié. Pour ce but, on a employé des formules du champ normal, établies dans une première étape pour l'époque 1950,0 et ultérieurement pour l'époque 1967, 5 (Atanasiu et al., 1970 ; Constantinescu, 1961), à base des mesures absolues ΔH et I en points rigoureusement distribués sur le territoire de la Roumanie. Pour homogéniser les résultats, pendant les dernières années on a adopté définitivement la formule finale pour la réduction de l'effet du champ géomagnétique normal.

Le rétablissement de l'Institut géologique en 1960 signifie une nouvelle étape dans l'évolution des recherches magnétiques de notre pays, en constituant le cadre d'organisation nécessaire pour la rédaction des cartes nationales géologiques et géophysiques à l'échelle 1 : 200.000, la carte magnétique y incluse.

Les préoccupations concernant ce sujet sont continuées constamment, sans tenir compte des modifications d'organisation, à l'Institut de géophysique appliquée et, pendant les dernières années, à l'Institut de géologie et de géophysique.

Les principes de l'élaboration de la carte magnétique nationale ont été établis par un grand nombre de spécialistes et ont eu à la base une riche expérience accumulée plus d'un demisiècle dans le domaine du géomagnétisme et de la prospection magnétique. Cependant, la méthodologie de la rédaction de cette carte a été perfectionnée par échange international

Institutul Geologic al României

d'informations avec les spécialistes des pays membres CAER et par l'emploi de l'expérience des autres pays (France, Italie, Angleterre, Norvège, Etats Unis, etc.).

Ainsi, pour la rédaction de la carte magnétique nationale on a tenu compte du mode de sélection et d'homologation des données primaires des études existentes, des opérations de terrain nécessaires pour compléter les espaces non-investigués, de la modalité par laquelle ont été effectuées les mesures dans les régions montagneuses peu accessibles, tout comme dans les aires de développement des volcanites néogènes, l'extension et la définitivation des travaux sur les réseaux magnétiques nationaux de 2e ordre, l'interprétation standardisée des données d'observation et finalement, la rédaction et l'impression des cartes magnétiques sur des feuilles de carte à l'échelle 1 : 200.000, à fond géologique imprimé. L'évaluation, après la première décennie d'activité, du stade de réalisation de la carte magnétique nationale, en tenant compte de ces principes, a été l'objet de certaines études publiées (Airinei, Stoenescu, Velcescu, 1970; Airinei, 1970).

Pour la réalisation de la carte de la composante verticale du champ géomagnétique sur le territoire de la Roumanie, à l'échelle 1 : 200.000, on a sélectionné plus de 50.000 stations, distribuées différenciement en surface, en fonction de la configuration morphologique et — surtout — des caractéristiques géologiques de la région étudiée.

Pour la moyenne, le degré de couvrement réalisé est d'une station/4 km^2 pour les territoires devant les Carpathes et arrive à 1 station/1,7 km^2 pour les territoires à formations éruptives jeunes de l'intérieur de l'arc carpathique.

Les valeurs mesurées, correctées instrumentalement et géophysiquement ont été mises en comparaison à l'intermède des réseaux magnétiques nationaux supérieurs. Elles ont été rapportées à la station fondamentale de l'observatoire géomagnétique Surlari, à laquelle on a attribué conventionellement la valeur $\Delta Z = 1000\ \gamma$.

L'étude des erreurs provenues des mesures de terrain et des réductions appliquées à ceux-ci a montré que l'image des variations de la composante verticale du champ géomagnétique sur le territoire de la Roumanie peut être réproduite fidèlement par des isolignes tracées à l'équidistance de 25 γ.

Nous présentons seulement une carte primaire, celle de l'anomalie magnétique ΔZ.

Carte de l'anomalie magnétique ΔZ

La carte de l'anomalie de la composante verticale du champ géomagnétique est très expressive pour la localisation des éléments cachés de la structure géologique. La réduction de l'effet du champ géomagnétique normal a supposé la transposition des valeurs relatives ΔZ en valeurs absolues ΔZ pour l'époque 1967, 5 (à l'intermède de la valeur absolue de la composante verticale établie à l'Observatoire géomagné-

Institutul Geologic al României

tique Surlari, réduite à la même époque) et la diminution point par point des valeurs normales correspondantes (déterminées à l'aide d'une carte de champ normal, à isolignes à l'équidistance de 5γ). Ainsi, les maximums et les minimums, contourés sur la carte de l'anomalie magnétique ΔZ de la Roumanie, ont la signification des anomalies exprimées en valeurs absolues.

Le contenu de l'image de l'anomalie ΔZ de la Roumanie est fascinant, par la distribution en surface des éléments anormaux, la configuration et les caractéristiques morphologiques des anomalies. L'isoligne „zéro" balaie presque tout le territoire du pays, en le partageant en deux parties approximativement égales, l'une à valeurs positives et l'autre à valeurs négatives. Cet aspect, difficile à expliquer à première vue, forme l'objet d'une autre étude, qui va tenir compte d'un territoire qui dépasse les limites de notre pays.

Sur toutes les deux surfaces sont disposées de nombreuses anomalies de maximum et de minimum, dont les caractéristiques dénotent l'existence de certaines sources perturbatrices très variées comme disposition spatiale, profondeur, magnétisation etc.

Il faut spécifier que sur la surface à valeurs positives se trouvent presque toutes les anomalies à haut degré de régionalité. Les plus grandes valeurs de l'intensité des anomalies régionales sont contenues entre +400γ et — 100γ. Sur celles-ci se superposent des anomalies subordonnées, certaines de maximum, certaines de minimum, aux intensités qui, souvent, doublent ou triplent les intensités des anomalies majeures.

Pour la facilité de l'exposition, les anomalies magnétiques contenues dans la carte ont été attribuées conventionnellement à trois catégories : régionales, sous-régionales et locales. Les anomalies sous-locales ne sont pas figurées sur la carte, mais elles sont extrèmement nombreuses, étant connues sur des aires assez restreintes des résultats de la prospection magnétométrique.

Les anomalies régionales, contourées par des „limites magnétiques" ont été déjà employées pour le déchiffrage de la structure géologique profonde du territoire de la Roumanie (G a v ă t, et al. 1965). A cette occasion, on a ajouté au „critère magnétique" (morphologie, intensité, direction d'extension de l'anomalie régionale) aussi le „critère tectonique", avec le traitement différentiel des régions de plate-forme et de plissement carpathique.

Les anomalies sous-régionales sont renfermées dans l'aire des premières et d'habitude elles s'enfilent sur des alignements à longueurs variables, en suggérant l'existence d'une masse de roches éruptives, d'âge différent, développées sur ces directions.

Les anomalies locales peuvent être greffées sur les anomalies sous-régionales, en compliquant leur morphologie, mais souvent elles sont situées aussi à leur extérieur, avec des localisations apparemment aléatoires.

Si on examine la planche, il en résulte que la distribution géographique des anomalies régionales, accompagnées de toutes les anomalies subordonnées de maximum et de minimum, est en corrélation relative avec

Institutul Geologic al României

les unités et les sous-unités structurales développées à la partie supérieure de l'écorce terrestre de la Roumanie.

Ce qui suit va présenter d'une manière succinte les catégories d'anomalies magnétiques dont on a parlé, avec la séparation des régions de plate-forme et de plissement.

La région de plate-forme. Dans l'aire devant les Carpathes il y a les plus nombreuses anomalies régionales, alignées sur des directions bien définies par les „limites magnétiques normales", qui correspondent aux soubassements différenciés du point de vue pétrographique et eventuellement, comme âge géologique. Elles sont superposées, pour la plupart, sur des soubassements de plate-forme différenciés dans la carte tectonique de la Roumanie (Dumitrescu et al. 1962).

A base des anomalies magnétiques régionales, contourées sur le territoire de la Dobrogea et des zones limitrophes (Airinei, 1958) et puis dans la région devant les Carpathes (Gavăt, 1965) on a séparé la suivante succession de soubassements de la Plate-forme Moesienne (du sud vers le nord, Archaique, Baikalien) et des Schistes Verts (Calédonien ?) ; de la Dobrogea de Nord (Hercynien) qui se ferme périclinalement dans la Dépression de Birlad ; de l'épi-plate-forme de Moldova entre le Siret et le Prut (Baikalien ?) et du socle de la Plate-forme Russe (Archaïque). Il est intéressant à mentionner que le soubassement archaïque et celui des Schistes Verts correspondent aux aires surtout à valeurs négatives, pendant que les soubassements baikalien et hercynique correspondent aux aires à valeurs positives.

Les anomalies sous-régionales mises en évidence reflètent, pour la plupart, des masses de roches éruptives englobées dans le socle des plate-formes et seulement subordonnement, des volumes de roches cristallines plus magnétisées (Airinei, 1955, 1958 ; Airinei, Stoenescu, Velcescu, 1971). L'alignement en groupes des anomalies sous-régionales relève des fractures de croûte ou régionales qui ont facilité la mise en place des masses de roches éruptives.

Les anomalies locales ne peuvent pas être maintenant l'objet d'une description plus détaillée, à cause de leur nombre extrèmement grand. Leur source peut être cantonnée dans le socle des plate-formes (complexes métamorphiques magnétisés) ou dans la couverture sédimentaire (comme horizons de cinérites andésitiques, écoulements de laves basaltiques).

Les recherches assez récentes ont établi que les anomalies magnétiques mises en évidence sur le territoire de la Dobrogea sont prolongées avec les mêmes caractéristiques sur l'aire de la Plate-forme continentale de la Mer Noire (Romanescu et al., 1972).

La région de plissement carphatique. Elle occupe 2/3 de la surface du territoire de la Roumanie et est évidenciée du point de vue magnétique par une limite qui sépare le soubassement de plate-forme non-régénéré, hétérogène comme âge et composition pétrographique et le soubassement carpathique régénéré.

Conventionnellement, on a admis qu'à cause de la grande fragmentation de l'image magnétique de la carte de l'anomalie ΔZ, le territoire correspondant à la région de plissement, à soubassement régénéré, est couvert d'une seule anomalie régionale, dominée par des aires à valeurs négatives. En réalité, en partant des plages étendues à valeurs négatives —

Institutul Geologic al României

plages qui couvrent la plupart des surfaces des Carpathes Orientales, Méridionales et Apuseni, une ceinture large sur le bord de la Dépression de Transylvanie et la partie septentrionale de la Plaine d'Ouest du pays — apparaissent et se contourent des anomalies de maximum à degrés divers de régionalité.

Parmi les anomalies sous-régionales, celles de la partie centrale de la Dépression de Transylvanie et respectivement du nord-ouest du Banat présentent une importance particulière.

L'anomalie de la Dépression de Transylvanie, avec une morphologie complexe, à la suite de la superposition et de quelques effets à caractère local (A i r i n e i, 1957), contoure la zone ophiolitique du soubassement de cette unité structurale, qui se trouve entre les unités des Apuseni septentrionales et celles des Metaliferi septentrionaux, à l'ouest et les unités centrales estcarpathiques, à l'est (S ă n d u l e s c u, V i s a r i o n, 1978). De cette anomalie se séparent deux ramifications, l'une qui suit la vallée du Mureş et l'autre qui se dirige vers la direction Cluj-Napoca—Huedin—Beiuş. Toutes les deux ramifications renferment de nombreuses anomalies locales qui correspondent aux masses de roches éruptives, surtout mésozoïques, au sud et banatitiques au nord.

L'anomalie sous-régionale de Banat est fortement fragmentée par des effets locaux qui correspondent aux volumes de roches ophiolitiques et banatitiques.

Les anomalies locales, de l'extérieur des anomalies régionales décrites, à cause de leur nombre extrèmement grand, ne peuvent pas être traitées en détail dans cette étude. Il faut en faire deux observations générales, à savoir : a) elles sont orientées pour la plupart sur des alignements d'éruptions ophiolitiques (Monts Apuseni, Banat), banatitiques (Banat, Carpathes Méridionales, Monts Apuseni) et néogènes (Monts Apuseni de Sud), Plaine d'Ouest, Monts Vulcanici de l'intérieur des Carpathes Orientales) et seulement subordonnement sur des alignements magnétisés dans les formations cristallines ; b) celles de l'aire des Monts Vulcanici sont surtout de minimum et par leur disposition en plan elles suggèrent les effets de certaines inversions magnétiques néogènes.

Quelques considérations générales

Le but principal de la présentation de la carte de l'anomalie magnétique ΔZ de la Roumanie consiste dans l'établissement du cadre historique dans lequel se sont développées les recherches et ont pris forme les idées concernant la réalisation de la carte, l'enrégistrement des études nécessaires pour la rédaction et la systématisation des résultats obtenus à l'échelle régionale, en spécifiant la signification des sources probables d'anomalies. Les étapes prochaines seront celles qui vont approfonder la compréhension du contenu scientifique et les aspects applicatifs de ces cartes, pour qu'elles puissent ouvrir de nouveaux chemins pour connaitre le mode de réflexion de la structure géologique cachée dans le champ géomagnétique.

À la fin de long chemin parcours pour la réalisation de la carte magnétique ΔZ de la Roumanie, les auteurs considèrent un devoir d'honneur de remercier les membres de la Commission de coordination des cartes géophysiques nationales pour les suggestions, les principes et les indications

Institutul Geologic al României

qui ont été faites, tout comme les techniciens et les ouvriers qui ont contribué à la réalisation des mesures.

BIBLIOGRAPHIE

Airinei St. (1955) Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru). Acad. R.S.R., *Bul. șt. Secț. șt. biol., agr., geol., geogr.*, 7, 1, 155—175, București.

— (1957) Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul bazinului Transilvaniei. Acad. R.S.R., *Bul. șt., Secț. geol. geogr.*, 2, 2, 209—235, București.

— (1958) Harta anomaliei magnetice ΔZ din Dobrogea, Moldova de sud și estul Cîmpiei Române. *St. Cerc. Geol.*, 3, 1—2, 79—109, București.

— (1968) Măsurători gravimetrice-magnetometrice în Delta Dunării pentru Hărțile geofizice ale R. S. România. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/3, (1965—1966), 411—427, București.

— (1970) Lucrări de teren executate în cadrul Institutului geologic și Institutului de geofizică aplicată ale Consiliului de Stat al Geologiei, în perioada 1961—1967, pentru redactarea hărților gravimetrice și magnetice ale R. S. România, scara 1 : 200.000. Inst. Geol. Rom. *St. tehn. econ., Seria D (Prospecțiuni geofizice)*, VII, 161—172, București.

— Gavrilescu B. Căruțașu O. (1963) Lucrări de recunoaștere magnetică în Munții Apuseni. *Probleme de geofizică*, II, 199—244, *Ed. Acad. R.S.R.*, București.

— Boisnard M., Botezatu R., Georgescu L., Suciu P., Visarion M. (1965) Harta anomaliei magnetice ΔZ a Moldovei (R. S. România). *Com. Geol., Stud. tehn. ec., Seria D. (Prospecț. geofiz.)*, V, 33—45, București.

— Stoenescu Sc., Velcescu G. (1970) Stadiul lucrărilor de redactare a hărților gravimetrice (anomalia Bouguer) și magnetice (ΔZ și ΔZ_a) ale R. S. România, la scara 1 : 200.000. Inst. Geol. Rom., *St. tehn. econ., Seria D. (Prospecț. geofiz.)*, VII, 7—25, București.

— Stoenescu Sc., Velcescu G. (1971) Harta magnetică a Munteniei și Olteniei. *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr. Geofizică*, 2, 1, 27—38, București.

Atanasiu Gh., Neștianu T., Demetrescu C., Anghel M. (1970) Les valeurs des éléments géomagnétiques H, Z et I en Roumanie, pour l'époque 1967, 5, *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série de Géophysique*, 14, 1, 73—79, București.

Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. (1965) Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la R. S. Roumanie. *Rev. Roum. géol., géophys., géogr., Série de Géologie*, 9, 1, 81—107, Bucarest.

Hepites St., Murat I. (1807—1908) Contribuții la fizica globului VII. Hărțile magnetice ale României la 1 ianuarie 1906. *An. Acad. Rom., Seria II*, XXX, București.

Negreanu D. (1898) Eléments magnétiques en Roumanie au 1-er fevrier 1895, Bucarest.

Procopiu St., Popușoi C. (1959) Les cartes magnétiques de la Roumanie de 1885 à 1954, les éléments magnétiques de Bucarest de 1772 à 1954 et de Jassy de 1828 à 1954 et les variations cycliques séculaires de la Roumanie. *Bul. Inst. Pol.* 5, 1—2 Jassy.

Romanescu Dr., 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., Série de Géophysique*, 14, 1, 103—107, Bucarest.

Săndulescu M., Visarion M. (1978) Considérations sur la structure téctonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie, DS. Inst. Geol. Geofiz., LXIV (1976—1977), 153—173, Bucarest.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONSIDÉRATIONS SUR QUELQUES INDICES DE PROSPECTION DES MINÉRALISATIONS TYPE „PORPHYRY COPPER" DES MONTS METALIFERI [1]

PAR

JUSTIN ANDREI [2]

Introduction

Les Monts Metaliferi de la Roumanie, qui constituent, depuis plus de deux millénaires, une source importante de minéraux auro-argentifères, sont en voie de diversifier leur profil minier grâce à la récente découverte de quelques importantes accumulations type porphyre cuprifère.

Le rythme de ces découvertes a été assez élevé, vu que, le nombre des gîtes et des minéralisations de porphyres cuprifères connues a augmenté dans la dernière décennie de plus de quatre fois.

Un tel rythme de découverte des minéralisations de type „porphyry copper" des Monts Metaliferi a pu être réalisé, en grande partie, grâce à l'intuition d'un critère d'interprétation de certaines anomalies magnétiques, à caractères spécifiques, conjuguées avec d'autres anomalies géophysiques et/ou géochimiques. Dans ce contexte, un rôle tout particulier a été joué par la réconsidération des données géologiques locales et régionales. Essentielle a été aussi l'intégration intime et permanente de tous les éléments de connaissance géonomique.

Principales caractéristiques géologiques des minéralisations de porphyres cuprifères des Monts Metaliferi

La plupart des minéralisations de porphyres cuprifères des Monts Metaliferi a fait l'objet de certaines études géologiques approfondies (Ionescu, 1974; Andrei et Andrei, 1974; Andrei et Calotă, 1975; Ştefan et al., 1975; Andrei et Samoilă, 1976; Ionescu et al., 1975; Gurău et al., 1975; Andrei et Samoilă 1976; Ianovici et al., 1977; Vasilescu et Covaci, 1979;

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8—13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] L'Institut de Géologie et de Géophysique, str. Caransebeş 1, 78344 Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

Borcoș et al., 1980; Andrei et al., 1981; Boștinescu et al., 1981). Les considérations synthétiques d'ordre structural, pétrographique et métallogénique, que nous présentons dans ce qui suit, ont été reprises des auteurs sus-mentionnés étant parfois complétés avec des considérations personnelles.

Caractères structuraux et pétrographiques

Les minéralisations cuprifères de type porphyrique des Monts Metaliferi sont localisées à l'intérieur et dans le proche voisinage de certains corps subvolcaniques qui sont constitués d'andésites avec hornblende, en général quartzifères ± biotite ± pyroxènes, d'âge badénien supérieur-sarmatien inférieur (andésites de Barza). Le corps subvolcanique minéralisé perce parfois un appareil volcanique (Bucium-Tarnița, Remetea-Rovina, Colnic-Rovina), et d'autrefois un subvolcan antérieurement consolidé (Roșia-Poieni, Deva) le tout appartenant à la phase de Barza. Les corps subvolcaniques minéralisés percent encore tout près de la surface : les formations du socle cristallin (Deva), des dépôts du flysch crétacé (Roșia-Poieni, Bucium-Tarnița, Remetea-Rovina, Colnic-Rovina), des volcanites et des dépôts sédimentaires néogènes plaqués sur des magmatites ophiolitiques mésozoïques (Valea Morii Nouă, Musariu, Bolcana-Troița, Valea Voia-Măcriș). Nous apprécions que, dans le cas des Monts Metaliferi, la nature des formations percées vers la surface ne peut pas constituer un indice de prospection.

Presque systématiquement, les andésites, qui constituent les corps subvolcaniques minéralisés passent graduellement vers l'axe de l'intrusion, aux microdiorites porphyriques, aspect de plus en plus accentué avec la profondeur. En revanche, vers la périphérie, on remarque des andésites, qui, par leur structure, dénotent une consolidation plus rapide. La très fine fissuration réticulaire, qui affecte la roche magmatique minéralisée, est particulièrement accentuée vers la zone périphérique. La direction chaotique de ces fissures suggère que le facteur tectonique a joué un rôle secondaire, le processus étant probablement déterminé par une intense expulsion d'une phase gazeuse du magma, en cours de consolidation.

A la périphérie des corps subvolcaniques minéralisés on remarque souvent des brecciﬁcations, plus on moins accentuées, déterminées d'habitude par leur mise en place. A l'intérieur des corps subvolcaniques de porphyres cuprifères on remarque systématiquement des bandes de brecciﬁcation qui ont l'air d'avoir une origine tectonique prépondérante.

Les corps de porphyres cuprifères des Monts Metaliferi ont été mis en place dans les zones d'accentuée perméabilisation de la croûte, soulignées par l'existence de certains noeuds tectono-magmatiques, mais, d'une manière encore plus suggestive, par la présence du corps minéralisé, au centre d'un assemblage ramassé d'enracinements volcaniques et subvolcaniques comagmatiques. Parfois (à Bucium-Tarnița, Remetea-Rovina), le second aspect n'a pas pu être mis directement en évidence par les cartes géologiques, mais on a pu le déduire grâce aux images géophysiques.

Institutul Geologic al României

Altération et minéralisation

Les corps de porphyres cuprifères des Monts Metaliferi comportent, ainsi que dans d'autres provinces métallogéniques, des transformations endogènes pervasives, principalement caractérisées par un apport de potassium et de silice. Ces transformations présentent une disposition zonaire concentrique, axée sur la structure encaissante. En général on reconnaît deux zones de transformation : la zone interne, caractérisée par la stabilité des feldspaths et des oxydes de fer, et celle externe, marquée par l'instabilité de ceux-ci et par le large développement des minéraux argileux (B o ș t i n e s c u et al., 1981). D'habitude, la zone interne s'étend dans les limites du corps subvolcanique à minéralisation cuprifère.

La zone interne présente, suivant les circonstances, des variations assez importantes des assemblages de néominéraux, qui s'encadrent entre les types Deva et Valea Morii Nouă. Le premier type est caractérisé par l'abondance des minéraux potassiques et le second par la présence généralement sporadique de ceux-ci.

A Deva, la paragenèse des néominéraux de la zone interne est représentée par : le feldspath alcalin, la biotite, le quartz, la magnétite, la chalcopyrite, la bornite, la pyrite. (B o ș t i n e s c u et al., 1981). A Valea Morii Nouă l'assemblage fondamental est : le chlorite, le quartz, l'épidote, l'albite, la calcite, la magnétite, la chalcopyrite, auxquels s'ajoutent parfois des quantités de feldspath potassique, d'actinote et de biotite (B o r c o ș et al., 1980).

A Bucium-Tarnița et à Remetea-Rovina, la paragenèse de néominéraux de la zone interne ressemble au type Valea Morii Nouă, mais avec une teneur plus élevée en feldspath potassique ; en revanche, à Roșia-Poieni et à Bolcana-Troița elle est plus près du type Deva. Dans les cas étudiés, à l'exception de Deva, Musariu et Valea Morii Nouă, on remarque la présence de l'anhydrite, qui prend un développement plus important avec la profondeur.

La minéralisation cuprifère apparaît tant sous forme disséminée que sous forme de plages et de filonnets disposés sur les fissures. Parfois la minéralisation cuprifère, mise en place sur les fissures apparaît sans gangue, mais d'habitude elle est associée au quartz, au feldspath potassique, à la biotite, au chlorite, à l'anhydrite, au séricite etc. La prédominance de quelques-uns de ces minéraux de gangue varie entre des limites fort larges quand il s'agit de divers gîtes étudiés.

Quoique la paragenèse chalcopyrite ($\pm$ bornite)-magnétite soit presque systématique, le rapport quantitatif de ces minéraux est fort variable. La fréquence de la minéralisation cuprifère se trouve souvent en corrélation directe avec l'intensité de fissuration et de transformation hydrothermale. Une corrélation plus étroite avec ces facteurs paraît être présentée par la magnétite de néoformation. A la minéralisation cuprifère sont associés l'Au et l'Ag (plus fréquents au type Valea Morii Nouă) et parfois la molybdénite (tout à fait sporadique au type de Valea Morii Nouă).

La zone externe présente toujours une extension remarquable, embrassant d'habitude la périphérie du corps subvolcanique et les formations adjacentes. Le degré de substitution des minéraux primaires est

Institutul Geologic al României

plus avancé que dans le cas de la zone interne. Dans la zone externe on remarque spécialement : des minéraux argileux : (kaolinite, montmorillonite, illite) quartz, calcite, séricite, hydromicas et pyrite. A l'exception du gîte Deva, le chlorite apparaît constamment, mais en proportions variables (très fréquent à Valea Morii Nouă). Le séricite et les hydromicas présentent en général une distribution non uniforme. C'est seulement à Roşia-Poieni qu'on a pu individualiser une étroite zone phyllique (séricite, quartz, pyrite) à la partie intérieure de celle argileuse (Ionescu et al., 1975). En échange, à Deva, on ne cite pas la présence du séricite (Boştinescu et al., 1981).

Les transformations de type argileux et phyllique se développent aussi dans la zone interne au long des bandes de breccification. Parfois, ces breccifications accompagnent les minéralisations filoniennes polymétalliques à contenu auro-argentifère, qui intersectent souvent les corps de porphyres cuprifères.

La fréquence de la pyrite est variable, atteignant le maximum à Roşia-Poieni et à Bucium-Tarniţa et plus réduite à Bolcana-Troiţa. Dans ce dernier cas la magnétite n'est pas complètement lévigée, étant seulement partiellement substituée à la pyrite et à la limonite. La chalcopyrite apparaît assez sporadiquement dans la zone externe.

Indices de prospection indirecte des minéralisations de porphyres cuprifères des Monts Metaliferi

Les caractères structuraux, pétrographiques et métallogéniques des minéralisations de porphyres cuprifères constituent des indices de prospection directe. Dûs au degré avancé de recouvrements avec des dépôts de pente, les indices de prospection, à la portée des recherches géologiques directes, ne sont pas toujours applicables. C'est pourquoi les méthodes d'investigation indirecte, géophysiques et géochimiques, ont joué un rôle décisif dans la découverte et la délimitation de certaines minéralisations cuprifères porphyriques des Monts Metaliferi, grâce aux conditions favorables d'applicabilité. Les principales méthodes de recherche indirecte des porphyres cuprifères des Monts Metaliferi ont été la magnétométrie, l'électrométrie, la radiométrie et la géochimie.

Magnétométrie

La présence d'une minéralisation de magnétite dans le domaine de la zone interne, en parallèle avec la lévigation de ce minéral dans la zone externe, favorisent une fort bonne applicabilité de la magnétométrie terrestre à la délimitation de ces domaines d'altération hydrothermale. Ainsi que nous avons encore mentionné, dans les Monts Metaliferi les minéralisations cuprifères de type porphyrique sont localisées assez strictement dans le domaine de la zone interne. D'ici, il en suit une bonne corrélation spatiale de la distribution de la susceptibilité magnétique avec celle de la minéralisation cuprifère.

Par conséquent, les anomalies magnétiques mesurées au sol ont pu contourer d'une manière pregnante les corps de porphyres cuprifères dont la zone interne affleure (Roşia-Poieni, Bucium-Tarniţa, Remetea-

Institutul Geologic al României

Rovina et Valea Morii Nouă). L'aspect morphologique des images magnétiques terrestres est caractérisé, dans de telles situations, par une aire centrale fortement anomale, qui correspond à la zone interne à minéralisations cuprifères, encadrée par un domaine fort faiblement perturbé (Andrei et al., 1972; Andrei et Andrei, 1974; Andrei et Calotă, 1975). D'autres fois (Bolcana-Troiţa, Valea Voia-Măcriş), la zone interne à minéralisations cuprifères et de magnétite est d'habitude enterrée sous celle externe. Dans de telles situations les images magnétiques terrestres mettent en évidence de larges anomalies, à aspect local faiblement perturbé. Dans les deux cas, l'intensité des anomalies magnétiques terrestres et aéro reflète le degré de développement sur la verticale de la minéralisation à magnétite du domaine de la zone interne.

Les données magnétométriques ne sont pas toujours édifiantes. En effet, on connait d'inombrables situations dans lesquelles des volcanites néogènes intensément argilisées sont percées par des corps comagmatiques plus récents, frais. D'autres fois (Colnic-Rovina, Sommet Măgura-Poieni) les corps subvolcaniques néogènes à transformations caractéristiques pour la zone interne (dépôts de magnétite y inclus) n'ont pas présenté une minéralisation cuprifère sulfidique significative. Toutes ces situations se reflètent dans les images magnétiques terrestres d'une manière similaire aux structures des porphyres cuprifères d'intérêt économique. L'identification des situations d'intérêt minier s'est faite à l'aide d'autres méthodes d'investigation indirecte.

Les mesurages de susceptibilité magnétique constituent aussi un indice de prospection efficace des minéralisations cuprifères de type porphyrique, permettant facilement à identifier les andésites à dépôts de magnétite de la zone interne. Les andésites respectives présentent des valeurs moyennes de la susceptibilité magnétique sensiblement plus grandes, que celles fraîches, mais elles comportent surtout une dispersion remarquable de cette grandeur. L'aspect des mesurages de susceptibilité magnétique est particulièrement utile dans l'identification expéditive de faibles restes de magnétite, dans le cas de l'étude du domaine de transition, de la zone interne à celle externe.

Electrométrie

L'étude électrométrique de certaines structures de porphyres cuprifères des Monts Metaliferi a été réalisée à l'aide des procédés suivants : polarisation induite, résistivité apparente et polarisation spontanée (Lazăr et Lazăr, 1978; Popea et Simionescu *fide* Andrei et al., 1974; Svoronos, 1974).

Polarisation induite. Celle-ci est une méthode qui peut avoir une bonne applicabilité à la prospection des minéralisations de type disséminé. Les anomalies de PI mesurées à Roşia-Poieni, Bucium-Tarniţa et Remetea-Rovina sont disposées tant sur la zone interne, que sur celle externe, étant déterminées d'une manière tout à fait prépondérante par des disséminations de minéraux métalliques. Dans les cas énumérés, les valeurs anomales les plus intenses de PI sont disposées d'habitude sur la zone externe, parce que la quantité de pyrite de son domaine dépasse la somme du contenu de magnétite + chalcopyrite + pyrite, de la zone interne.

Institutul Geologic al României

Résistivité apparente. D'une manière fréquente, la zone interne des minéralisations plus importantes de porphyres cuprifères (Roșia-Poieni, Bucium-Tarnița, Remetea-Rovina) détermine des minima accentués de la résistivité apparente, quoique dans ce domaine les silicifications soient souvent accentuées et les argilisations assez sporadiques. On doit chercher l'explication de cette situation dans le degré avancé de fissuration des magmatites de la zone interne et dans la teneur élevée en solutions acides présentes dans le système fissural. En revanche, le corps Colnic-Rovina, qui présente certains caractères pétrographiques et métallogéniques similaires aux porphyres cuprifères, mais à fissuration modeste et à minéralisation de sulfures sporadiques, détermine un maximum résistivimétrique accentué.

Dans la zone externe, dans le contexte de certaines importantes argilisations et pyritisations, on remarque des maxima résistivimétriques en présence de certaines silicifications accentuées (Roșia-Poieni) et des minima là où les silicifications sont réduites (Bucium-Tarnița).

Polarisation spontanée. Dans les Monts Metaliferi cette méthode a enrégistré des résultats contradictoires. Ainsi, à Roșia-Poieni et Bucium-Tarnița, on a obtenu des minima de PS à caractère local particulièrement intenses, disposés à l'intérieur de la zone externe, greffés sur un minimum à caractère "régional", qui couvre toute la structure. Ces aspects anomaux ont l'air d'être déterminés par une importante pyritisation type stockwerk présente à l'intérieur de la zone externe, par d'intenses fissurations et breccifications développées sur une profondeur appréciable (plus de 1000 m) et par une remarquable infiltration aquifère vers les profondeurs, favorisée par ce milieu perméable. Les caractéristiques énumérées déterminent l'apparition de certains importants processus d'électrofiltration et permettent la réalisation de certains effets d'oxydo-réduction, jusqu'à des profondeurs insolitement grandes.

En revanche à Remetea-Rovina et Bolcana-Troița les anomalies de PS sont faiblement exprimées. Spécialement, dans le premier cas nous avons à faire à un développement réduit sur la verticale du système fissural et dans le second cas à une minéralisation de sulfures, relativement modique.

Radiométrie

Les recherches radiométriques gamma spectrales entreprises à Bucium-Tarnița, Remetea-Rovina et à Valea Morii Nouă (A n d r e i et al., 1979 ; A n d r e i et al., 1981) ont enrégistré d'intéressants résultats. Dans les images des composants K, Th et U, on observe des anomalies d'une évidente distribution zonaire. Les principales sources de ces anomalies sont : la présence de certaines roches crétacées cornifiées au contact du corps subvolcanique ; l'apparition de certaines variations d'andésites à biotite primaire ; l'existence de certaines accumulations de minéraux secondaires potassiques. Les premières deux sources déterminent des anomalies dans tous les trois composants radioactifs, mais non pas aussi dans les images des rapports $\frac{K}{Th}$ et $\frac{K}{U}$. En effet, la biotite magmatique ou celle formée dans le processus de métamorphisme thermique comportent des

Institutul Geologic al României

valeurs relativement constantes des rapports $\frac{K}{Th}$ et $\frac{K}{U}$. En revanche, les accumulations de minéraux potassiques hydrothermaux (feldspath potassique, biotite, séricite, illite etc.) ne présentent pas la caractéristique susmentionnée. Comme tel, les cartes du rapport $\frac{K}{Th+U}$ mettent en évidence d'une manière prégnante justement les enrichissements en minéraux potassiques de nature hydrothermale. Il est intéressant de signaler que parfois (à Remetea-Rovina et partiellement à Valea Morii Nouă) les maxima $\frac{K}{Th+U}$ se trouvent dans une assez bonne corrélation avec les zones plus riches en cuivre, vu que les filonnets à chalcopyrite sont accompagnés d'une gangue de feldspath potassique ± biotite ± séricite.

Géochimie

Mise en corrélation avec la magnétométrie, la pédogéochimie (Tomescu, Ciobanu, *fide* Andrei et al., 1972; Ifrim, *fide* Andrei et al., 1974) a prouvé sa parfaite efficacité à l'identification des porphyres cuprifères des Monts Metaliferi. Evidemment nous nous rapportons aux minéralisations subaffleurées, masquées par des dépôts de pente ayant des épaisseurs qui vont jusqu'à 25 m. C'est l'étude des auréoles de dispersion secondaire du cuivre qui a constitué le principal instrument de prospection. Il a été prouvé que les gîtes d'intérêt économique subaffleurés déterminent des anomalies pédogéochimiques de cuivre présentant des concentrations qui dépassent 500 ppm.

A part les anomalies du cuivre, des informations utiles nous sont encore fournies par les auréoles de dispersion secondaire du Mo et de l'Ag, éléments présents et parfois récupérables dans les minéralisations porphyriques. Les auréoles de Zn sont fréquentes, étant parfois accompagnées par des anomalies de Pb. A Roşia-Poieni celles-ci sont en étroite corrélation avec les maxima de PI de la zone externe, reflétant le contenu relativement élevé en Pb des pyrites respectives. A Remetea-Rovina la zone interne est bien contourée par une anomalie du B, déterminée par la présence de la tourmaline dans le domaine de cette zone.

Conclusions. Les succès réalisés pendant la dernière décennie pour la découverte et la délimitation d'un important nombre de minéralisations de porphyres cuprifères des Monts Metaliferi, ont été possibles grâce à l'étroite corrélation de certains indices de prospection directe et indirecte.

De l'expérience acquise, il en résulte que l'existence de certaines minéralisations de porphyres cuprifères peut être décelée dans les zones de perméabilisation crustale, illustrées par la présence de certains nœuds tectono-magmatiques et par des assemblages de corps enracinés, dont au moins le corps central est affecté par des transformations hydrothermales pervasives.

La coïncidence de certaines anomalies magnétiques aux auréoles de dispersion secondaire du cuivre, à anomalies électrométriques (des

Institutul Geologic al României

maxima de PI, des minima de $\varphi\varrho_a$ et parfois des minima de PS) et éventuellement à anomalies gamma spectrales $\left(\text{des maxima de } \frac{K}{U+Th}\right)$ peut mettre en évidence et délimiter des corps de porphyres cuprifères qui comportent des caractères structuraux, pétrographiques et métallogéniques, similaires à ceux des Monts Metaliferi.

BIBLIOGRAPHIE

Andrei C. Andrei J. (1974) Rapoit *Arh. IGPSMS-IGG*, București.

— Samoilă I. (1976) Raport, *Arh. IGPSMS*, București.

Andrei J., Ciucur E. , Ionescu F., Nedelcu-Ion C. (1972) Raport, *Arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.

— Cristescu Tr., Egry E., Ifrim I., Istrate G., Ivan Tr., Popcea I., Simionescu M., Udubașa G., Vasilescu L. (1974) Proiect, *Arh. IPEG*, Deva.

— Calotă C. (1975) Étude géophysique des corps andésitiques de Roșia-Poieni et de Bucium-Tarnița (Monts Métallifères) à l'aide du modelage des sources des champs potentiels. *Rev. Roum. Géol. Géophiz. Géogr., sér. Géophiz.* 19, București.

— Ioane D., Nedelcu-Ion C. (1979) Raport, *Arh. IGG*, București.

— Ciucur E. Gaftoi F., Bălan M., Calotă C., Cristescu Tr., Ioane D., Ivan Tr., Neștianu T., Szabó E, Tiepac I., Vanghelie I., Zămîrcă A. (1981) Raport, *Arh. Inst. Geol. Geofiz.* București.

Borcoș M., Berbeleac I., Gheorghiță I. , Bratosin I., Colios, E., Zămîrcă A., Anastase Ș., Verdeș G., Stănescu I. (1980) Geochemical remarks on the Valea Morii-porphyry copper ore deposit (the Metaliferi Mountains). *D. S. Inst., Geol. Geofiz.*, LXIV (1976—1977), 2, București.

Boștinescu S., Vlad C., Șerbănescu A., Tiepac I. (1981) *Raport, Arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.

Fountain K., D. (1968) Geophysics applied to the exploration and development of copper and molybdenum deposits in British Columbia-Canada. *Can. Min. and Metall. Bull.* 61.

Gurău A., Gridan T., Glavațchi I., Hutini T. (1975) Considerații structurale genetice privind zăcămîntul cuprifer de la Roșia Poieni (Munții Metaliferi) *DS Inst. Geol. Geofiz., LX* (1972—1973), 2.

Hollister V., F. (1975) An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Min. Sci. Eng.* 7.

Ianovici V., Vlad Ș., Borcoș M., Boștinescu S. (1977) Alpine porphyry copper mineralisation of West Romania. *Min. Dep.* 12.

Ionescu O. (1974) Mineralizația cupriferă de tip diseminat de la Roșia Poieni (jud. Alba)- *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. ser. Geol.* 19, București.

— Soare C. Gheorghiu M. (1975) Contribuții la cunoașterea zăcămîntului cuprifer Roșia Poieni. Alterații hipogene. *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr. ser. Geol.* 20, București.

Lazăr E., Lazăr C. (1978) Die Beiträge der elektrometrischen Methoden zur Bestim-

Institutul Geologic al României

mung der neogenen eruptiven Structuren vom Typ „Porphyry Copper" enhalten. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. sér. Géoph.* 22, București.

Lowell J., D., Guibert, J., M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Ec. Geol.* 65.

Stefan R., Cosma S., Cristescu Tr. (1975) Structura Poieni-Roșia Montană — Caracterizare petrografică, structurală și metalogenetică. *DS Inst. Geol. Geofiz.*, LX (1972—1973), 2, București.

Svoronos D. (1975) Raport, *Arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.

Vasilescu O., Covaci S. (1979) Raport, *Arh. IGPSMS*, București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TIME VARIATIONS OF PRINCIPAL STRESS DIRECTIONS IN THE ROMANIAN CARPATHIAN ARC BEND [1]

BY

ANDREI APOSTOL [2]

Plate tectonic conception has had considerable success in accounting for complex tectonic phenomena in marine areas.

In the continent-continent collision between Africa and Eurasia lithospheric plates, large seismic events were induced by the movements of the Africa plate and the Arabia and Anatolia subplates against the Eurasia plate (Fig. 1).

The energy source and thus the mechanism which maintains the motion of the plates is possible to be related to the radioactive decay of U, Th and K and to the thermal convection in the asthenosphere. The mantle and the lithosphere are in thermal and mechanical contact, so motions cannot occur in either without affecting the other.

These movements of plates were not uniform in time; there were pointed out periods dominated by the movement of the Africa plate with an eastward migration of seismicity in the Mediterranean Sea, and periods dominated by the movements of the Arabia and Anatolia subplates with a northward and westward migration of seismicity (Fig. 2). Earthquakes migrations, indicated for the first time by R i c h t e r (1958), were explained later by B å t h (1979) in the conception of plate tectonics.

Time sequences of earthquakes in Anatolia, the Balkan and the Mediterranean areas, were extend to so-called secular series comprising the time from the beginning of instrumental records up to the present time. In this way energy release curves were constructed for Anatolia, the Balkan and the Mediterranean areas in comparison with such curves in the Romanian Carpathian Arc Bend (Figs. 3 and 4).

In the energy release curves, the magnitude M has a simple relation to the total energy of the seismic waves E (ergs) released in a particular event :

$$\log E = 12.24 + 1.44\ M \qquad (1)$$

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, 8—13 September 1981, Bucharest, Romania.

[2] Institute of Geology and Geophysics, 1, Caransebeș Str., 78 344, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

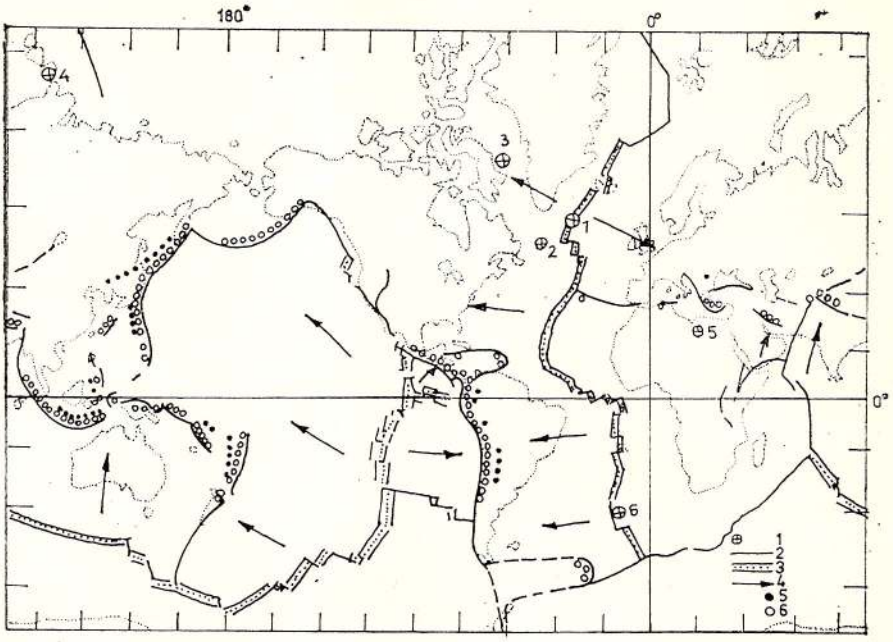


Fig. 1. — Summary of seismicity of the Earth after V i n e and H e s s (1970). Plates assumed by Le P i c h o n (1968) are named, and instantaneous centers of rotation deduced for plate pairs are plotted. The centers are: 1, for S Atlantic (America-Africa); 2, for N Pacific (America-Pacific); 3, for S Pacific (Antarctica-Pacific); 4, for the Arctic Ocean (America Eurasia); 5, for NW Indian Ocean (Africa-India); 6, for SW Indian Ocean (Antarctica-Africa). List of conventional signs: 1, instantaneous centers of rotation deduced for plate pairs, 2, limits of aseismic plates, 3, ocean ridges, 4, direction of the movement of the plates, 5, intermediate earthquakes, 6, normal earthquakes. Modified after W y l l i e (1971).

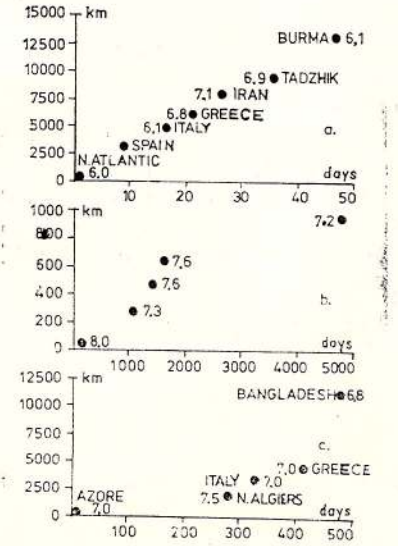


Fig. 2. — Earthquakes migration along the Mediterranean Sea to Southern Asia belt and along the Anatolia fault; a, Eastward migration in 1962 induced by the movement of the Africa plate after B å t h (1979) b, Westward migration in 1939—1944 induced by the movement of the Anatolia subplate after R i c h t e r (1958); c, Eastward migration in 1980—1981 induced by the movement of the Africa plate after M e y e r, (1981, personal communication).

Institutul Geologic al României

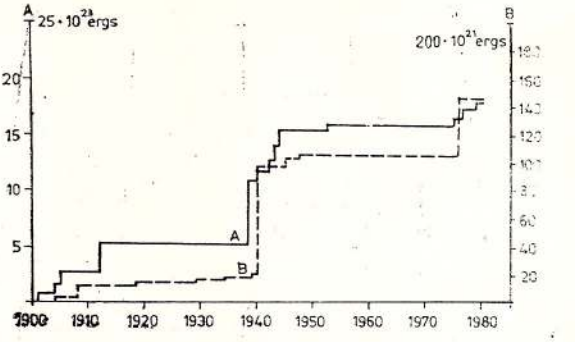


Fig. 3. — Accumulated energy release for all earthquakes with magnitude $M > 7$ in the 10th century in the Anatolia and Balkan areas (A) as compared to accumulated energy release for intermediate earthquakes in the Romanian Carpathian Arc Bend (B). Time series of earthquakes according to Berckhemer and Purcaru (1980), Constantinescu and Mîrza (1980), and Seismological Section, Uppsala University.

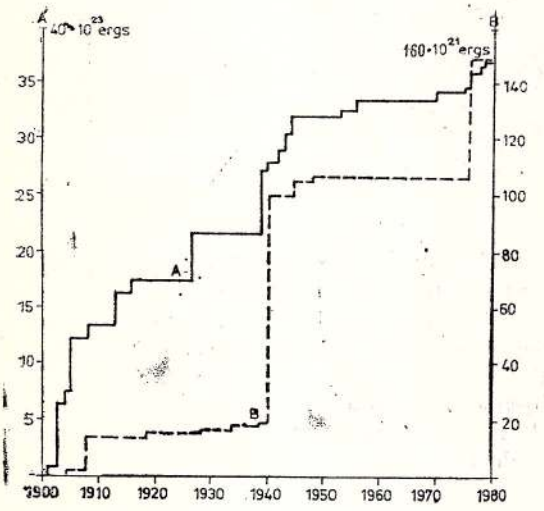


Fig. 4. — Accumulated energy release for all earhtquakes with magnitude $M \geq 7$ in the 20 th century in the Mediterranean area (A) as compared with energy release for intermediate earthquakes in the Romanian Carpathian Arc Bend (B). Time series of earthquakes from sources given in Fig. 3.

Figures 1, 2, 3 and 4 suggest that the energy released from earthquakes in the Romanian Carpathian Arc Bend is connected with the energy released in Anatolia and the Balkan areas in a common compressional stress field induced by a westward movement of the Anatolia subplate. When the Africa plate moves and there is an eastward migration of seismicity in the Mediterranean area, the energy released from earthquakes in the Romanian Carpathian Arc Bend is not significant.

Based on fault mechanism in tectonic earthquakes, Ritsema (1974) offered a space distribution of the stress fields in the Carpathians and the Balkan areas, but no suggestion about a possible time variation. In this respect Figure 5 shows a compressional stress field across the northern Aegean Sea and the Balkan area induced by a movement of the Anatolia subplate, a compressional stress field from the Adriatic Sea to Crete induced by a movement of the Africa plate, and a tensional stress field generally northward oriented.

For the origin of this tensional stress field there are at least three possible explanations : a subsidence of the Aegean Sea (Ritsema,

Institutul Geologic al României

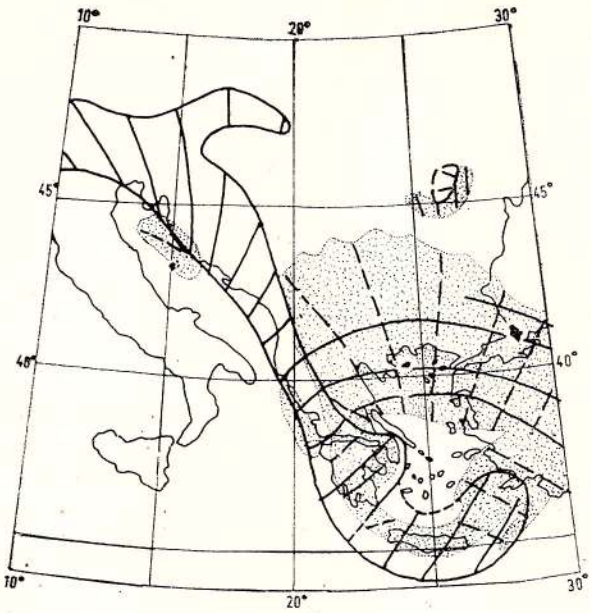
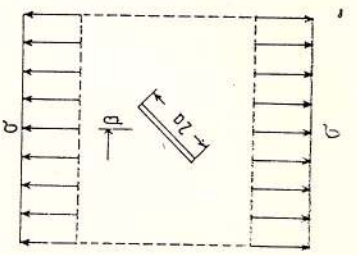


Fig. 5 — Stress fields inferred from fault plane solutions for tectonic earthquakes in the Carpathians and the Balkan areas. Solid lines show compression and dashed line stension. After R i t s e m a (1974).

Fig. 6. — In b-plane model of a fault under the influence of a homogeneous stress field applied to infinity.



1974), a short spreading between two periods of compression (S ă n d u l e s c u, 1981, personal communication), and a tendency of the Africa rift to extend from the Red Sea to the Aegean Sea, as a consequence of a rotational movement counter-clockwise of the Arabia subplate.

All these stress fields induced by the movements of the Africa plate and the Arabia and Anatolia subplates are indicated in Figure 5 in the Romanian Carpathian Arc Bend. For that particular region far from plate boundaries it was possible to develop a method to point out a time variation of the tectonic stress field.

The principle of the method lie in the fact that a neotectonic fault disturbs the regional stress field.

The maximum geometrical dimension of the stress anomaly in the neighbourhood of a fault tip, according to D a l l y and S a n f o r d (1978), is:

$$d = \frac{K_I^2}{2\pi \tau_{max}^2} \tag{2}$$

where

K_I is the stress intensity factor in-plane,

τ_{max} is the maximum shear stress.

The maximum shear stress is related to the Carthesian components of stress by:

$$(2\tau_{max})^2 = (\sigma_y - \sigma_x)^2 + (2\sigma_{xy})^2 \tag{3}$$

where

σ is normal stress,

τ is shear stress.

Institutul Geologic al României

The stress intensity factor for a stress distribution as given in Figure 6 is :

$$K_I = \sigma\sqrt{\pi a} \cdot \sin^2\beta \qquad (4)$$

where

σ is a homogeneous normal stress applied to infinity, $2a$ is the fault length,

β is the angle between fault direction and normal principal stress in-plane.

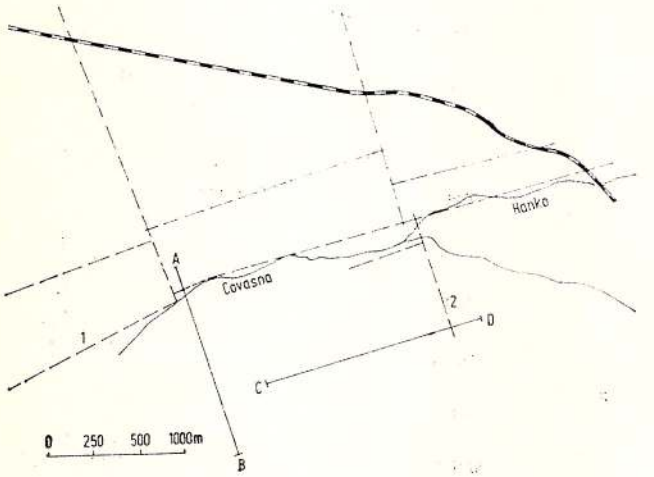


Fig. 7. — Neotectonic faults in the inner part of the Romanian Carpathian Arc Bend in the Covasna zone; 1, 2, neotectonic faults. AB, CD, profiles for BFE measurements of stress anomaly around the faults.

If there are two perpendicular faults 1 and 2 and a method to estimate the maximum geometrical dimension of stress anomaly d_1 and d_2, the ratio d_1/d_2 according to equations (2) and (4) is a function of β.

These principles were put into practice in the inner part of the Romanian Carpathian Arc Bend, where there have been pointed out neotectonic perpendicular faults (Fig. 7).

The stress around a fault, in a photoelastic model experiment or in a real case, manifests in all places along its strike because of the shear strength that exists there. Such a situation is described in Fig. 8, in contrast with theoretical models which simplify the reality for mathematical purposes. In theory the stress around a fault is accepted in the tip region only.

The method to estimate the maximum geometrical dimension of stress anomaly around the real faults was a biogeophysical one applied in seismological domain for the first time by M a t v e e v (1973).

The biogeophysical signal, named in Russian papers "BFE" or "biofiziceskii effekt", was pointed out not only around neotectonic faults but on the salt domes, cavities in limestone, landslides, and moving waters in porous media. All these situations were regarded as local anomalies in the state of underground stress (A p o s t o l, 1981).

Biosystem behaviour was considered as an earthquake precursor also (R i k i t a k e, 1978).

Time variations of the maximum geometrical dimension of stress anomaly around a fault in the inner part of the Romanian Carpathian Arc Bend, obtained by BFE method, are given in Figures 9 and 10 in correla-

Institutul Geologic al României

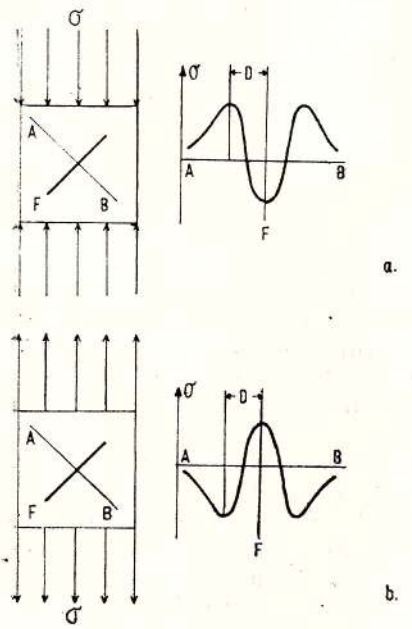


Fig. 8. — The stress around a fault according to a photoelastic model experiment: a, compression; b, tension; F, fault; AB, a profile perpendicular on the fault where the stress distribution is estimated, σ, in-plane normal principal stress; D, a geometrical dimension of the stress anomaly around the fault. Modified after Duda (1965).

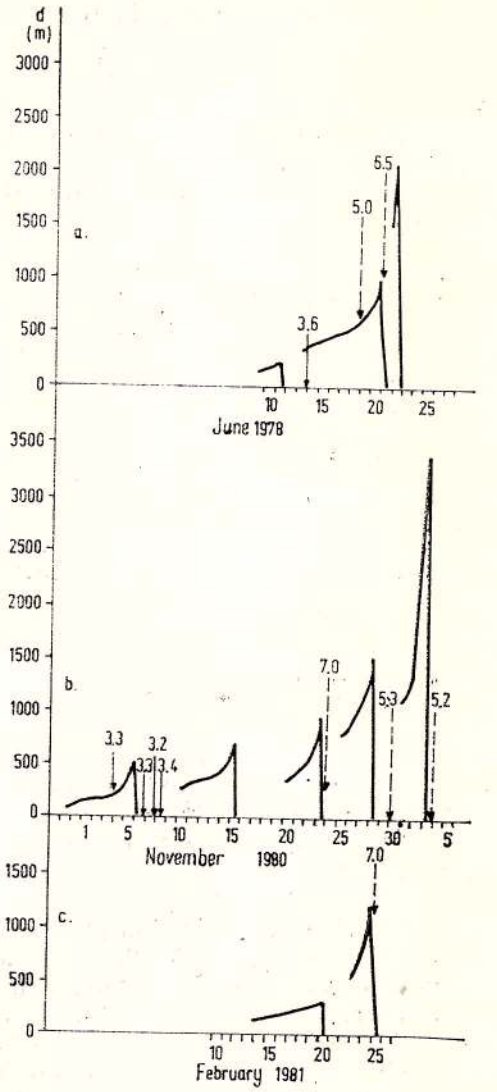


Fig. 9.— Time variations of the maximum geometrical dimension of compressional stress anomaly around the Covasna fault according to the BFE measurements. Solid arrows show intermediate earthquakes in the Romanian Carpathian Arc Bend, and dashed arrows show regional earthquakes in the N of Greece (a), S of Italy (b), and S of Greece (c). Numbers indicate the magnitude M from the Centre for Physics of the Earth and Seismology, Bucharest-Măgurele, Romania, and Uppsala Observatory, Sweden.

Institutul Geologic al României

tion with the seismic regime in Vrancea region, Romania and regional earthquakes in the continent-continent collision between the Africa and Eurasia plates. By convention, compressional stress was noted positive and tensional stress negative.

Figures 9 and 10 show that from a particular fault it is not possible to separate near stress from far field stress. Such separations could be done by regional scale measurements on as many crustal faults as possible.

The measurements of the ratio d_1/d_2, obtained for two neotectonic perpendicular faults in the same region are indicated in Figure 11.

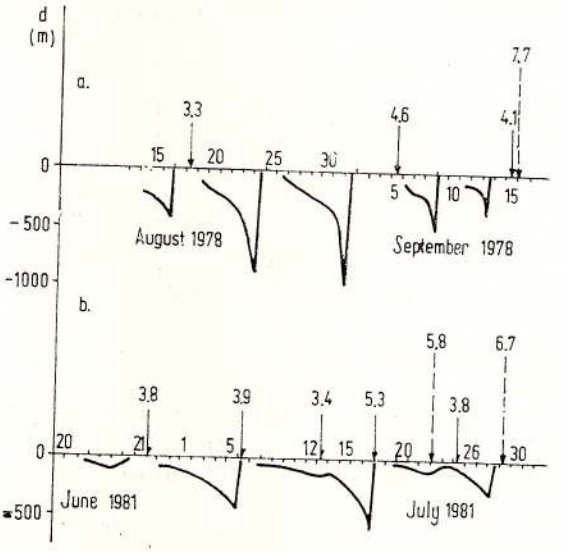


Fig. 10. — Time variantions of the maximum geometrical dimension of the tensional stress anomaly around the Covasna fault according to the BFE measurements. Solid arrows show intermediate earthquakes in the Romanian Carpathian Arc Bend, and dashed arrows show regional earthquakes in Iran, 1978 (a), and 1981 (b). Numbers indicate the magnitude M from the sources given in Fig. 9.

When the ratio d_1/d_2 was maximum, the regional tectonic stress field had a nortwest trend induced by a westward movement of the Anatolia subplate. In the interval 1975—1978 there was an increase of the energy released by earthquakes in the Anatolia area (24th November 1976, Turkey, NE of Lake Van, M = 7.3), in the Romanian Carpathian Arc Bend (4th March 1977, the Vrancea region, M = 7.2), and in the Balkan area (20th June 1978, Lake Volvi, Greece, M = 6.5).

When the ratio d_1/d_2 was low, the regional tectonic stress field had a northeast trend induced by a movement of the Africa plate. In the period of time 1979—1981 there was an increase of the energy released by earthquakes in the Mediterranean area (15th April 1979, Montenegro, Jugoslavia, M = 7.0; 1st January 1980, Azore, M = 7.0; 20th October 1980, Algeria, M = 7.5; 23rd November 1980, S of Italy, M = 7.0; 24th February 1981, S of Greece, M = 7.0).

Between these two compressional stress fields in August and October 1979 the Romanian Carpathian Arc Bend and the Balkan areas were dominated by a tensional stress field induced from a rotational movement counter-clockwise of the Arabia subplate. In that time span, as a consequence of the compression of the Arabia subplate against the Eurasia plate, there was an increase of the energy released by the earthquakes in Iran (16th September 1979, NE of Iran, M = 7.7).

Institutul Geologic al României

In May—September 1981 the tensional stress field in the Romanian Carpathian Arc Bend and a period with large earthquakes in Iran (29th July 1981, SE of Iran, M = 6.8) suggest that a new compressional stress field might occur in the last months of 1981. An increase of the ratio d_1/d_2 in Figure 11 after October 1981 support the idea of a new compressional northwest trending stress. In this respect after autumn of 1981 is expected an increase of the energy released by earthquakes around the Anatolia subplate.

These statements are supported in Figure 12 by a seismotectonic model characteristic in a continent-continent collision.

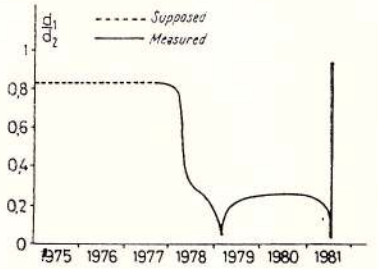


Fig. 11. — Time variation of the ratio d_1/d_2 for two neotectonic perpendicular faults 1 and 2 as given in Fig. 7; d_1 and d_2 are the maximum geometrical dimensions of stress anomaly around the faults 1 and 2, according to the BFE measurements.

In Figure 12, forces due to the plate motion in the past might be important in contemporary tectonics of the Romanian Carpathian Arc Bend. However it is difficult to understand how collision forces generated by the movements of the Africa plate and the Arabia and Anatolia subplates could be the source of the present intermediate seismic activity in the Vrancea region.

At present there are two extreme points of view. One is that the intermediate seismic activity in the Carpathians might be explained by the motion of Moesian subplate against Inneralpine subplate (C o n s t a n t i n e s c u et al., 1973). The other, developed for the continent-continent collision between the Asia and India plates, is that continental regions behave plastically and deformation is distributed over wide regions (M o l n a r and T a p p o n i e r, 1975). Neither description is yet sufficiently supported by the geophysical data to allow analyses to be carried out with any confidence.

In Figure 12, intermediate seismic activity is regarded as a consequence of an interaction between a lithospheric block far from plate boundary and a downgoing convection current in the asthenosphere (L i u, 1981). The interaction is regulated by a regional stress field induced by the movements of the tectonic plates. The stress is concentrated up to the breaking strength of the lithosphere by a system of faults generated in the past when the subduction was still active.

The geological and geophysical data supporting the seismotectonic model in Figure 12 f are : — the intermediate seismic activity in the Romanian Carpathian Arc Bend is concentrated in a vertical volume between 70 and 160 km depth, 60 km long and 40 km large (F u c h s et al., 1978); — the energy released from intermediate earthquakes surpass by far the energy released from normal ones (R i c h t e r, 1958); — the paleoplane of subduction is situated 100—150 km westward from the epicenter area

Institutul Geologic al României

of intermediate earthquakes (Săndulescu, 1980); — there is no contemporary volcanic activity (Rădulescu, 1973); — the epicenter area of intermediate earthquakes in the Romanian Carpathian Arc Bend is situated not around the center of the curvature like in active subduction from island arcs, but outside the bending.

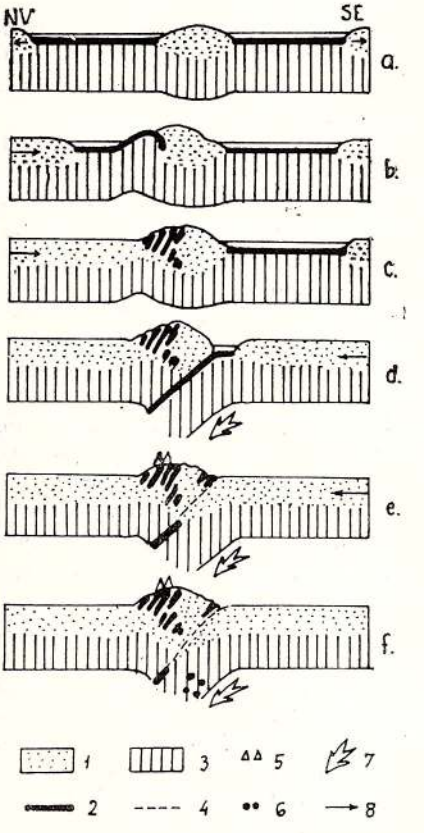


Fig. 12. — Romanian Carpathian Arc Bend as an evolution of a continent-continent collision. Geology after Debelmas et al. (1980) and Săndulescu (1980); 1, continental crust; 2, oceanic crust; 3, the lithosphere between Moho and the upper limit of the asthenosphere; 4, the paleoplane of subduction; 5, Neogene volcanic activity; 6, intermediate earthquakes; 7, downgoing convection current in the asthenosphere; 8, the direction of movement for the lithospheric plates and subplates; a, spreading in Triassic in the Transylvanian domain and in Jurassic in the Danubian domain with building up of the oceanic crust; b, compression in Cretaceous in the Transylvanian domain with upthrow of the oceanic crust and building up of Transylvanides; c, compression in Cretaceous in the Transylvanian domain with building up of Western Dacides; d, compression in Lower Miocene in the Danubian domain with subduction of the oceanic crust; e, consumption of the oceanic crust in Neogene with associated volcanism; f, present time far from plate boundaries with intermediate seismic activity.

The time variations of principal stress directions in the Romanian Carpathian Arc Bend and the relation between intermediate seismic activity of this singular region and the movements of the tectonic plates suggest that plate tectonics explains satisfactorily complex tectonic phenomena in continental areas far from plate boundaries.

REFERENCES

Apostol A. (1979) Preliminary Data in Exploring Dowsing Phenomenon by Spectral Analysis in Electroluminiscence. *Acta Electrogr.* 1, Bucharest.

— Molnár-Veress M., Svoronos D. (1981) Preliminary Data on, Precursor Phenomena of Intermediate Earthquakes. (In Romanian). *St. Cerc. G.G.G. Geofiz.* 19 Bucharest.

Báth M. (1979) Introduction to Seismology. *Second revised edition.* Birkhäuser.

Berckhemer H., Purcaru G. (1980) Research on specific models for the occur-

Institutul Geologic al României

rence of significant earthquakes in Europe. *Proc. 2nd Workshop ESA and Parlam. Ass. of Council of Europe on European Earthquake Prediction Programme.* Strassbourg.

Constantinescu L., Enescu D. (1962) Nature of Faulting and Stress Pattern at the Foci of same Carpathian Arc Bend Earthquakes. *Rev. Roum. G.G.G., Géophys.*, 6, Bucharest.

— Cornea I., Lăzărescu V. (1973) An Approach to the Seismotectonics of the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. G.G.G., Géophys.*, 17, Bucharest.

— Mîrza V. (1980) A Computer-Compiled and Computer-Oriented Catalogue of Romania's Earthquakes during a Millenium (984—1979). *Rev. Roum. G.G.G., Géophys.* 24, Bucharest.

Dally J. W., Sanford R. J. (1978) Classifications of stress intensity factors from isocromatic fringe patterns. *Exp. Mech.*, 18.

Debelmas J., Oberhauser R., Săndulescu M., Trumpy R. (1980) L'arc Alpino-Carpathique. *Proc. of the 25th Congress of Geology*, Paris.

Duda S. J. (1965) The stress around a fault according to a photoclastic model experiment. *The Geoph. J. Roy. Astron. Soc.*, 9.

Fuchs K., Bonjer P., Bock G., Cornea I., Radu C., Enescu D., Jianu D., Nourescu A., Merkler G., Moldoveanu T., Tudorache G. (1978) The Romanian earthquake of March 4, 1977. Aftershocks and migration of seismic activity. *Tectonophysics*, 53.

Hurtig E., Neunhöfer H. (1980) Seismologische Expedition des Zentralinstituts für Physic der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR in das Herdgebiet des Erdbebens vom 15 April 1979 in Montenegro (SFR Jugoslawien). *Akademie der Wissenschaften der DDR*, Postdam.

Kulhánek O., Meyer K. (1979) Source parameters of the Volvi-Langadhás earthquake of June 20, 1978 deduced from body-wave spectra at stations Uppsala and Kiruna *Bull. Seism. Soc. America*, 69.

Liu Han-Shou (1981) Geodynamics of Cenozoic deformation in Central Asia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25.

Matveev V. S. (1973) Vliianie sostriasenii zemnoi kori na intensivnosti biofiziceskogo effekta. *Proc. of the Int. Symp. on Psychotronics* Prague.

Molnar P., Tapponier P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189.

Papazachos B. D., Mountrakis A., Leventakis G. (1979) Surface fault traces and fault plane solutions of the May-June 1978 shocks in the Thessaloniki area, Greece. *Tectonophysics*, 53.

Le Pichon X. (1968) Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geoph Res.*, 73.

Rădulescu D. (1973) Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice din Munții Călimani, Gurghiu și Harghita. *D. S. Inst. Geol.* LIX, 4, București.

Richter C. F. (1958) Elementary Seismology. Freeman and Comp.

Rikitake T. (1978) Biosystem behaviour as an earthquake precursor. *Tectonophysics*, 51.

Ritsema A. R. (1974) The earthquake mechanism of the Balkan region. *UNESCO, UNDP Project REM* 70/172, De Bilt.

Săndulescu M. (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines autour de la Mer Noire Occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 5—54, București.

Vine F. J., Hess H. H. (1970) Sea-floor spreading. *Interscience* N. Y.

Wyllie J. (1971) The Dynamic Earth. *John Willey and Sons.*

Institutul Geologic al României

CAPABILITIES OF SOME PROCEDURES IN SEPARATION GRAVITY OR MAGNETIC ANOMALIES[1]

BY

RADU BOTEZATU [2], and CONSTANTIN CALOTĂ [2]

The aim of the geological interpretation of any gravity or magnetic anomaly and, generally, of the geophysical data, must be in getting a geophysical simulation model of the hidden geological structure responsible for these ones. If such a model is not obtained, a model offering as closely as possible a correct representation of the source producing the anomaly to be interpreted, we cannot consider that the interpretation process is over.

As it is well known, a geophysical simulation model must be the result of the embodiment of all geophysical, petrophysical and geological information at our disposal during the geological interpretation process, that is a so called synergistic interpretation.

To insist here on the nature and qualities of the petrophysical and geological information we believe it is not necessary. On the contrary, it must be remembered the chief peculiarity of the geophysical information, in our case either a gravity anomaly or a magnetic one. This consists in the possibility that the anomaly is created by several anomalous sources, that is to say many geological bodies sat in particular conditions and on which we have any knowledge.

The existence in the subsoil of some major unique density or of magnetic property contrast which would produce a well individualized gravity or magnetic anomaly, is rather seldom encountered in natural conditions. Commonly, the actual geological conditions create two or several contrasts of this kind, and the anomalies yielded by each of them are cumulated so that by means of gravimetric or magnetic survey the total effect of individual anomalies is mapped in a single anomaly.

Thus, the start for one and all geophysical modelling must be the clearing up of this fundamental question : the geophysical anomaly to be interpreted can be considered as produced only by a geological body or by several ones and if there are several, which is their number. This is a question for which, in our opinion, the answer cannot be scaled.

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] University of Bucharest, Dept. of Geology and Geophysics, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

Consequently, any geological interpretation of such geophysical anomalies must be preceded by a preliminary separation analysis.

It is also important to point out that the notion of separation cannot be applied, or, better said, it is recommended to be applied only to anomalies produced by geological structures situated at different depths, of local, semiregional, regional, etc. type. The cumulation of anomalies may also proceed either from sources situated at the same or comparable depths or from variations of the physical properties localized inside of the same geological body. The scientifical literature offers us numerous examples concerning this problem.

Taking into account this matter of fact, B o t e z a t u (1970, 1971) reached the conclusion that the operation of separation of gravity or magnetic anomalies requires more comprehensive contents. The conceptual framework of the separation, *sensu* B o t e z a t u, presumes : — to establish the number of anomalous sources, which actually take part in the creation of the cumulated anomaly ; — to determine the most accurate form and intensity of each individual anomaly which takes part in the cumulation.

Thus, this running of two distinct steps in the separation process presents the advantage of a reciprocal control so that the results obtained have a higher degree of confidence.

The above considerations led to the elaboration of two Romanian practical procedures in solving the first problem of the separation process, namely the establishing of the number of the main individual anomalous sources cumulated in the mapped anomalies.

The first one, due to B o t e z a t u (1971), being also at our knowledge the first solution of this problem recorded in the geophysical literature, is represented by a complex analysis performed on one or several carefully chosen profiles traversing orthogonally the anomalies. This complex analysis is performed using three independent methods from which we used in this paper only one, namely the digital filtering procedure of potential field data.

The conceptual framework of this method consists in considering that a gravity or magnetic anomaly can be analitically described by a non-harmonic complex function, respectively by a mathematical function containing components with different wavelengths without any relation between them. The profile to be analysed is submitted to successive simple and weighted averagings that are equivalent to cut-up, respectively band-pass filterings. From the filtered profile obtained in this way, using different filtering operators, there may be determined the principal wavelengths of non-harmonic components that afterwards are plotted in a suitable diagram. On such a diagram, if the analysed anomaly is a cumulated one, the wavelengths are grouped in distinct domains, separated within the diagram by gaps, the number of domains corresponding to the number of the main individual anomalous sources. As it can be observed from the above presentation, this procedure is performed in the space domain.

A second procedure with the same aim was elaborated by C a l o t ă (1980). The conceptual framework of the separation as well as the mathematical model of the gravity or magnetic anomalies were preserved as above, but the analysis in this case is performed in the spectral domain.

Institutul Geologic al României

Essentially, it consists in calculating the Fourier transform values of the anomaly map using a suitable grid of points, establishing the amplitude spectrum for the whole matrix used, performing the synthesis of all values as a mean radial amplitude spectrum profile by plotting them in a suitable diagram using a semilogarithmic scale. On such a diagram, the amplitude spectrum of each individual anomaly — if there are several anomalous sources generating the analysed anomaly — will be described by a right line segment having a certain slope conformably to the fundamental law that the amplitude spectrum of a sum of functions is the sum of their spectra. In this case, the number of right line segments of different slopes is used as indicating the number of the main individual anomalous sources. It is obvious that this second procedure, determining the mean radial spectrum, in fact is reduced itself to an analysis on a profile too.

Till now, these two procedures have been proved their validity in many cases, theoretical as well as practical ones, for the practical situations having additional geological information supplied by boreholes or mining works. Surprisingly — we can confess that this fact was an agreeable surprise for the authors themselves — always there were obtained correct results. As well as we are convinced about the fundamental ambiguity of the potential methods used in Applied Geophysics, we are tempted in venturing to believe to an unique solution in the analysed cases. But many cases are not all possible cases and this problem remains still to be examined.

We have shortly reviewed the fundamental framework and the practical tools elaborated in Romania in a view to solve this very intricate problem of separation of main individual anomalous sources participating by their effects in the mapped gravity or magnetic anomalies. Some examples are now necesary to clarify the practical use of the two procedures exposed in this paper.

It is high time to show the results obtained in theoretical cases. With this aim, two examples chosen from a great number already studied are discussed.

In the first place, it is presented a theoretical mass distribution consisting of three vertical semiinfinite cylinders having different sizes, mass contrasts, distances between the vertical axes and depths of their upper surfaces, the axes being situated in the same vertical plane, and producing a cumulated gravity anomaly, as can be seen in Figure 1. This anomaly has the shape of a gravity maximum, its apical zone being distorted by three microanomalies, but as an own maximum.

The results of the analysis of this anomaly performed using the digital filtering procedure, as can be seen on the diagram in the middle part of Figure 1, shows three separated domains of wavelengths therefore three main individual anomalous sources.

The low part of the same figure shows the result of the analysis performed in the spectral domain using the second procedure. The diagram of the mean radial amplitude spectrum of this anomaly contains three right line segments with different slopes indicating also three main individual animalous sources.

In conclusion, both procedures have furnished a correct result.

Institutul Geologic al României

In a view to a better understanding the interpretation of the mean radial amplitude spectra, the mathematical relationship of the amplitude

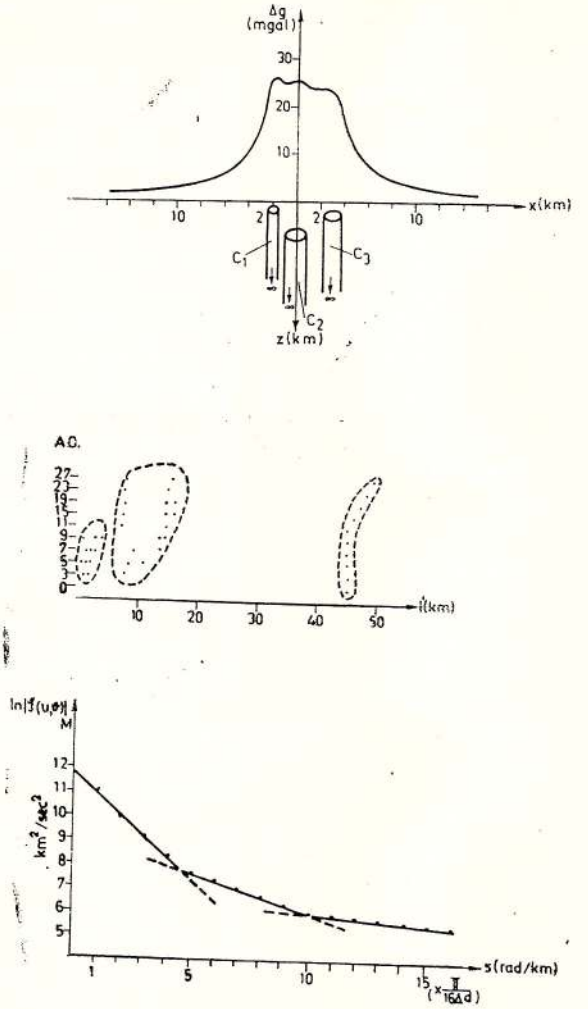


Fig. 1. — Showing the vertical cylindrical mass distribution, its cumulated gravity anomaly and the diagrams obtained using the two procedures of separation.

spectrum of the vertical component anomaly of the magnetic field produced by a vertical semiinfinite cylinder is transcribed. This is as follows :

$$Z_{si}(\omega) = 2\pi \cdot R^2 \cdot \Delta I \cdot \omega \cdot K_1(d\omega)$$

where ω is the angular frequency defined as $k \cdot 2\pi/l$, k being the wave number and l the profile length of the anomaly, R the radius and d the depth of the upper surface of the cylinder, ΔI the induced magnetization contrast and $K_1(d\omega)$ the modified Bessel function of second kind and first order. The geometrical equivalent of this function being of exponential shape, their plot in a diagram using a semilogarithmic scale will be obvious

Institutul Geologic al României

a right line segment, as it was already pointed out. It can be specified that for the gravity anomaly, the amplitude spectrum in the case of this geometrical body has the same mathematical structure.

The second example consists in a three finite prisms configuration with different sizes, mass contrasts and depths, having their symmetry axes on the same vertical line and separated one to another in the subsoil. Such a mass distribution creates an unique maximum gravity anomaly as can be seen in the upper part of Figure 2.

Using the digital filtering procedure, the diagram in the middle part of this figure has been obtained. Also in this case the result is good, that is three separated domains of wavelengths respectively three individual anomalous sources.

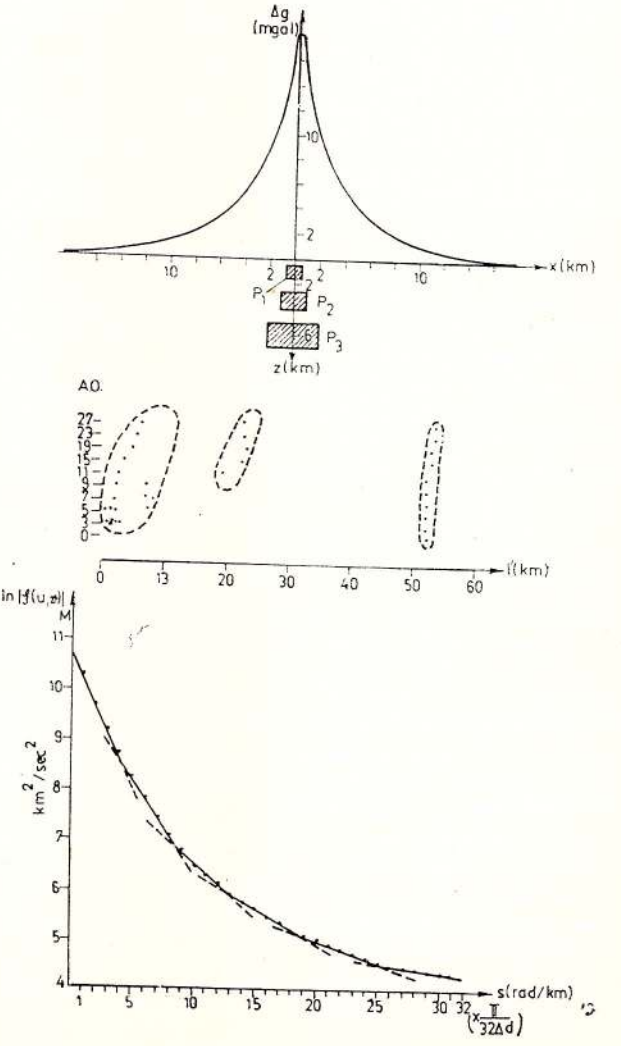


Fig. 2. — Showing the prismatic mass distribution, its cumulated gravity anomaly and the diagrams obtained using the two procedures of separation.

Institutul Geologic al României

The diagram in the low part of the same figure, obtained on the basis of the analysis performed in the spectral domain, contains six right line segments with different slopes. Do we have to deal with a contradiction or an erroneous result concerning the applicability of the mean radial amplitude spectrum procedure? The answer to this question is undeniable no!

The explanation of this result needs once more to send to the mathematical relationships of the amplitude spectra of the prismatic bodies. Thus, we have for the gravity and total magnetic field anomalies :

$$G_{si}(u, v) = (8\pi \cdot G \cdot \delta/u \cdot v \cdot s) \cdot e^{-ds} \cdot [\sin(u \cdot a/2)] \cdot [\sin(v \cdot b/2)]$$

or

$$T_{si}(u, v) = (8\pi \cdot I_p/u \cdot v) \cdot D(u, v) \cdot e^{-Ds} \cdot [\sin(u \cdot a/2)] \cdot [\sin v \cdot b/2)]$$

for the semiinfinite rectangular vertical prism, and

$$G_f(u, v) = (8\pi \cdot G \cdot \delta/u \cdot v \cdot s) \cdot (e^{-ds} - e^{-As}) \cdot [\sin(u \cdot a/2)] \cdot [\sin(v \cdot b/2)]$$

or

$$T_f(u, v) = (8\pi \cdot I_p/u \cdot v) \cdot D(u, v) \cdot (e^{-ds} - e^{-Ds}) \cdot [\sin(u \cdot a/2)] \cdot [\sin(v \cdot b/2)]$$

for the finite rectangular vertical prism.

In the above relationships, the following symbols are used : u and v are the angular frequencies on two horizontal orthogonal directions, G the gravitational constant, δ the density, $s = (u^2 + v^2)^{1/2}$, a and b horizontal sides of the prismatic body, I_p the magnetization, $D(u, v)$ a non dimensional expression depending on the geomagnetic latitude and on the direction of I_p.

It is clear that the analytical structure of the relationships for the amplitude spectra of the finite rectangular vertical prism appears as the subtraction of the amplitude spectra related to two semiinfinite rectangular vertical prisms having different depths of their upper horizontal surfaces. Or, it was already shown that for a downward infinite theoretical body, either cylinder, prism or many others, the mean radial amplitude spectrum has as geometrical equivalent a right line segment ; accordingly, the finite prism corresponding to two infinite prisms must have two right line segments with different slopes on the diagram of its mean radial amplitude spectrum.

As it was pointed out above, the diagram in Figure 2 can be now easily understood. Thus, six right line segments correspond to three individual anomalous sources and the result of this procedure is also correct.

Therefore, in this case good result has been obtained too, by the use of both procedures.

Apparently, the behaviour of the two exposed procedures is in behalf of the digital filtering. This arises from the fact that no linear relation between the wavelengths — respectively the breadths of the gravity or magnetic anomalies — produced by finite and infinite downwards bodies exists and the result has always an unique character. However, the mean radial amplitude spectrum procedure is also valid and its use is imperiously necessary in a complete analysis.

Institutul Geologic al României

These two procedures have been applied in many practical situations. In the followings, only two later examples are shown.

The first concerns the gravity anomaly in the Făierag area (Metaliferi Mountains). This area belongs to the main Neogene volcanic row named Brad-Săcărîmb, comprising necks and lavas of andesitic rocks, piercing or overlaying the crystalline basement and its sedimentary cover

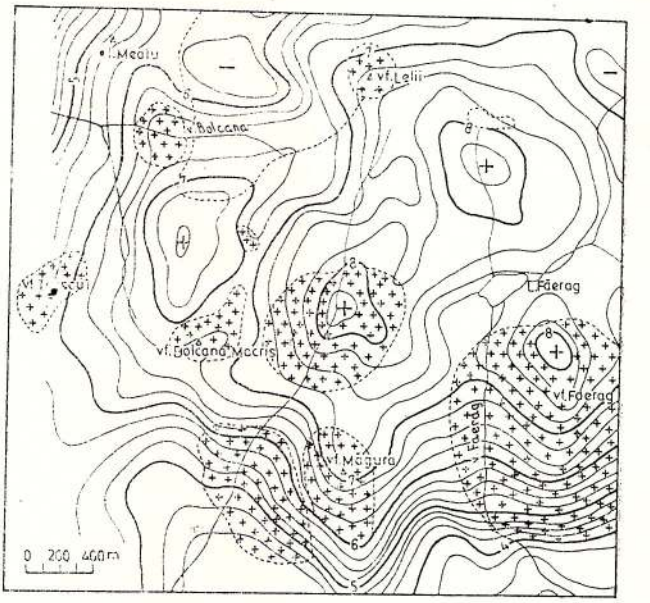


Fig. 3. — The gravity anomaly and the andestitic rock outcrops in the Făierag area, Metaliferi Mountains.

mainly represented by Badenian and Sarmatian beds. As can be seen in Figure 3, the geological mapping shows ten andesitic rock masses exposed at the surface, the surrounding rocks being kaolinized lavas or Badenian marls and sandstones. By mining works and boreholes the existence of four necks and of a subvolcanic body was proved. The gravity map, in the same figure, shows four local maxima but, as a whole, the gravity field is very disturbed suggesting a hard cumulation phenomenon. It must be noted that the andesitic bodies have greater densities in respect to the surrounding rocks, so it is to be expected that such geological structures produce gravity anomalies of maximum character.

The analysis in a view to establish the number of main anomalous sources in this area was performed only by the mean radial amplitude spectrum procedure and the obtained diagram is shown in Figure 4. It is easy to ascertain that, in this case, six anomalous gravity sources contribute by their effects to the mapped gravity anomaly. Thus, another buried andesitic body, unknown from the boreholes and mining works, exists in this area.

According to this result, a simulation model of the andesitic bodies has been built (B o t e z a t u et al., 1964). As geometrical shape of these bodies the semiinfinite vertical cylinder has been selected. Using all geological, petrophysical and gravimetric information at our knowledge as well as the potential direct problem and the trial-and-error method,

Institutul Geologic al României

the anomalous masses configuration that can be seen in Figure 5 was obtained. In this figure, the A, D, E, F and G bodies correspond to the known andesitic structures whereas the H body represents the unknown subvolcanic structure. It is to be pointed out that the gravity anomaly produced by such structural configuration with regard to the mapped anomaly is comparable too.

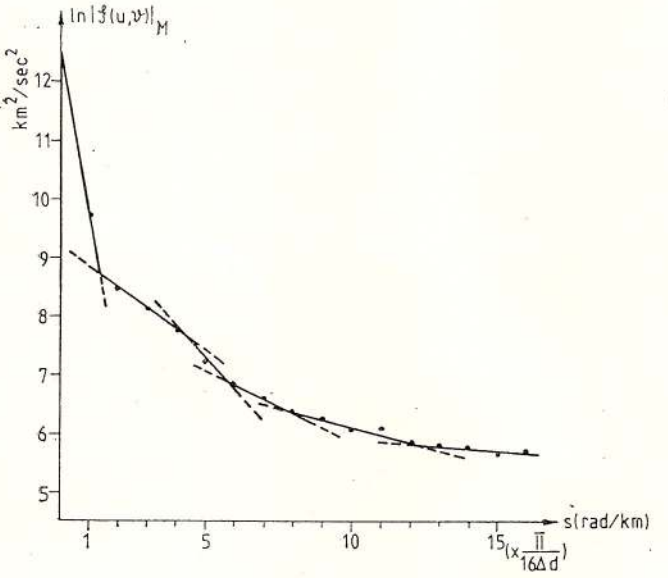


Fig. 4. — Showing the diagram obtained in the Făierag area, Metaliferi Mountains, using the mean radial amplitude spectrum procedure.

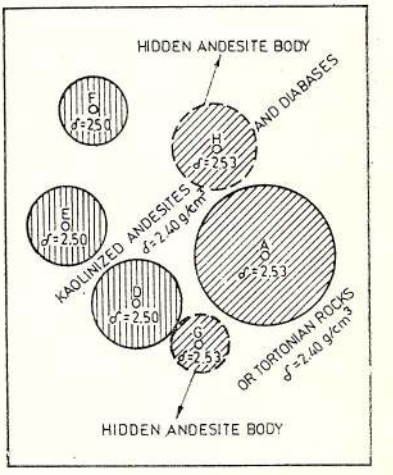


Fig. 5. — The simulation model of the andesitic bodies distribution in the Făierag area, Metaliferi Mountains.

The second example concerns the vertical magnetic component anomaly in the Bocșa-Fizeș zone, Banat region. This anomaly was mapped on Quaternary deposits but it is found out in the neighbourhood of the great granodioritic massif of Bocșa-Arenieș. The sedimentary beds having not magnetic properties, from the very beginning this fact suggested

Institutul Geologic al României

that for this anomaly hidden intrusive rocks must be responsible, probably of banatitic type. The borehole drilled to a total depth of 480 m exploring the local anomaly placed in the north-eastern part, after 23 m of Quaternary beds pierced banatitic and afterwards dioritic-monzonitic rocks and confirmed this initial hypothesis.

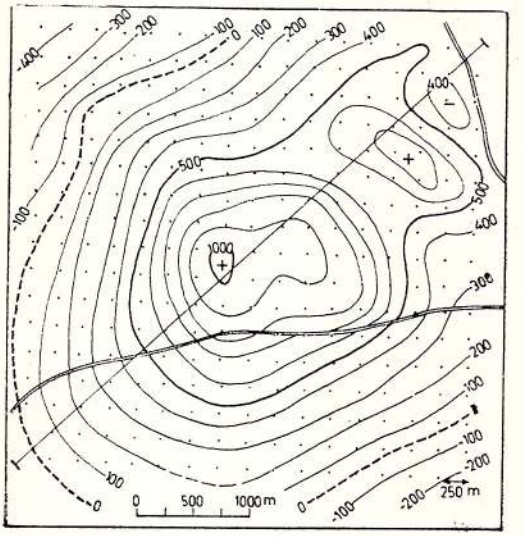


Fig. 6. — The vertical magnetic component anomaly in the Bocșa-Fizeș zone, Banat region.

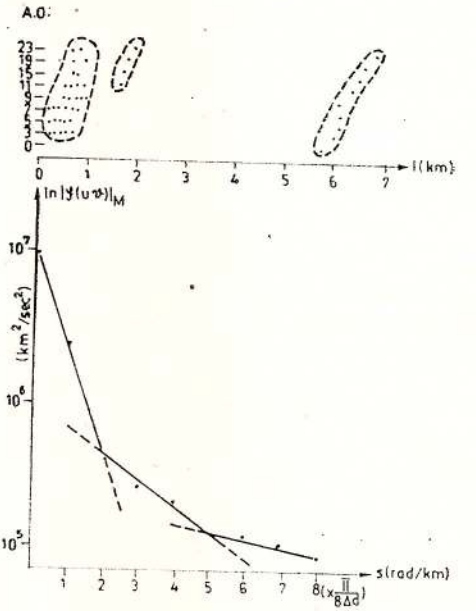


Fig. 7. — Showing the diagrams obtained in the Bocșa-Fizeș zone, Banat region, using the two procedures of separation.

The image of the mapped magnetic anomaly is shown in Figure 6. It consists in a general maximum having two apexes in the central zone. Using both procedures, a number of three magnetic anomalous sources have been obtained as it can be seen in Figure 7.

Institutul Geologic al României

It is obvious that the source of this anomaly is a buried extension, with clear individuality, of the Bocșa-Arenieș banatitic massif as a result of the complex magmatic activity in the Banat region. In this case, the three anomalous sources can be explained by three superposed and/or contiguous zones settled by different types of rocks in the same geological body. It is interesting to point out that the granodioritic rocks have a content of 2—5% magnetite whilst for the dioritic-monzonitic rocks their content is of 6—8%, as there have shown the chemical analyses performed on the cores extracted from the mentioned borehole.

It is to be noted that in the analysis of magnetic anomalies such situations, especially for the magmatic regions, arise frequently enough. If for the gravity anomalies in such geological structures, different mean individual anomalous sources in a cumulated anomaly correspond to distinct geological bodies, for the magnetic anomalies we can have only one body, but formed by different rocks having distinct magnetic properties and playing the role of independent magnetic bodies. Another example in this sense is represented by the case of the alcaline rocks massif of Ditrău (Botezatu and Calotă, 1979).

In conclusion, we may say that the establising of the number of main anomalous sources which actually take part in the creation of a cumulated gravity or magnetic anomaly, using the procedures exposed in this paper proved itself as a very available tool. This kind of analysis must always be undertaken before the simulation modelling of the geological sources of such anomalies. The use in parallel of both procedures assures to obtain a result with higher degree of confidence. With the aid of the computer, the necessary calculations are made easier.

REFERENCES

Botezatu R. (1970) Sur la séparation des anomalies gravimétriques et magnétiques, *Geophys. Prosp.*, XVIII, 800—815.

— (1971), Interpretarea anomaliilor gravimetrice și magnetice cu ajutorul funcțiilor periodice, *Inst. Geol., St. Tehn. Ec.*, D, 8, 1—289, București.

— Calotă Fl., Calotă C., Andrei J. (1964) O cale de interpretare a anomaliilor gravimetrice produse de neckuri andezitice din Munții Metaliferi, *Bul. Inst. Petr., Gaze Geol.*, XII, 9—22, București.

— Calotă C. (1979) Ipoteză asupra sursei anomaliei magnetice produsă de masivul de roci alcaline de la Ditrău, rezultată din aplicarea unui procedeu de analiză spectrală, *Acad. R. S. România, St. cerc. geol., geof., geogr., Geofiz.*, 17, 1, 47—66, București.

Calotă C. (1980) Aplicarea modelării la prelucrarea și interpretarea anomaliilor gravimetrice utilizînd analiza de frecvență, (Rezumatul tezei de doctorat), Tipogr. Univ. București.

Institutul Geologic al României

NEW HEAT FLOW DATA FOR THE ROMANIAN TERRITORY

BY

CRIȘAN DEMETRESCU [2], MIREL ENE [2], MARIA ANDREESCU [2]

Introduction

In the present paper we review the heat flow studies undertaken in the last four years by the Institute for Earth's Physics and some conclusions of the analysis of the geothermal regime of the studied tectonic units.

The heat flow data available to us till June 1981 are based on temperature measurements in 48 boreholes (Fig. 1) and on thermal conductivity measurements on 184 sedimentary, volcanic, and crystalline rocks in the depth interval of 0—3000 m from 30 boreholes.

The temperature measurements were taken by means of a thermistor borehole thermometer in holes left to rest long enough after the drilling ceased, at 10 or 20 m intervals, down to a maximum depth of 1000 m. The accuracy of the temperature measurements ($\pm$ 0.03°C) as well as the precaution taken regarding the restauration of the natural temperature field led to vertical thermal gradient accurate within 5%.

The thermal conductivity was measured by a constant temperature difference divided bar apparatus with guard ring. Whenever possible the standard procedure with at least three water saturated discs was used. For some sedimentary rocks, disintegrating when placed in water for saturation, the oil or air saturated conductivity was measured and the water saturated conductivity was computed. In few cases measurements on fragments were done. The accuracy of conductivity measurements is of about $\pm$ 3%.

New Heat flow Data

The main results we obtained recently are summarized in this section. From North to South they are:

Neogene Oaș-Gutîi volcanic area

The geothermal study of the Neogene Oaș-Gutîi volcanic area was tackled by temperature measurements in 8 boreholes approximately

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, 1981 September 8—13, Bucharest, Romania.

[2] Centre for Earth's Physics, Bucharest — Măgurele, P. O. Box MG—2, Romania.

Institutul Geologic al României

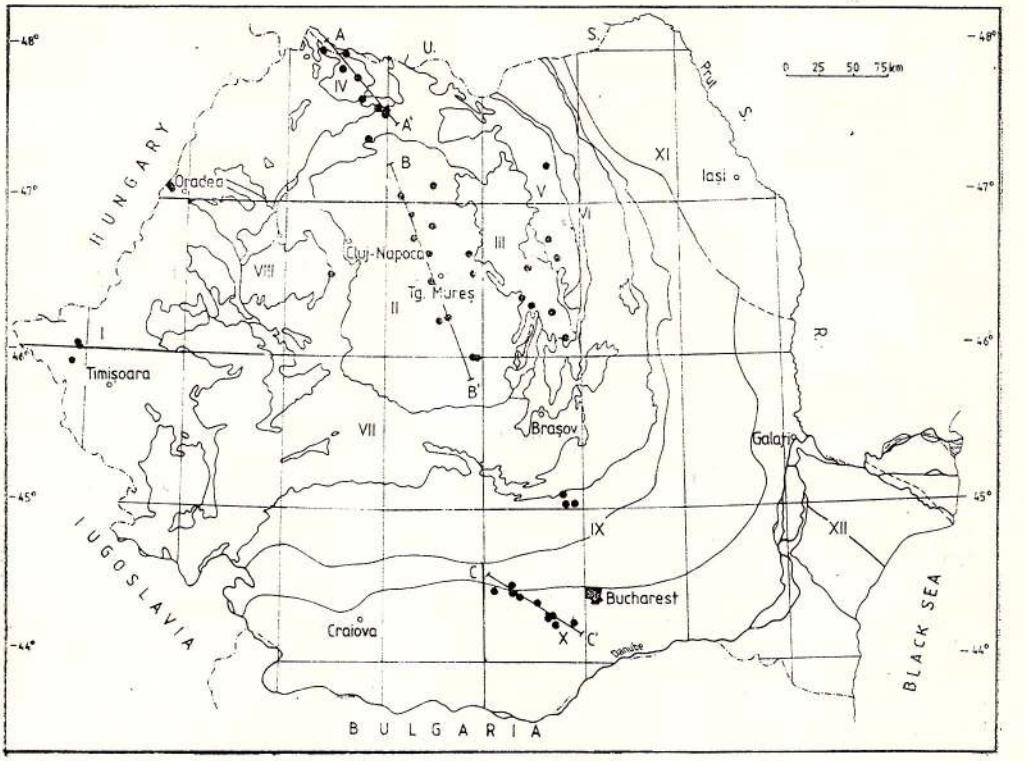


Fig. 1. — Distribution of geothermal gradient boreholes. AA', BB', CC' — profiles. I, Pannonian Depression; II, Transylvanian Depression; III, Călimani-Gurghiu-Harghita Neogene volcanic zone; IV, Oaş—Gutii Neogene volcanic zone; V, crystalline nucleus of the Eastern Carpathians; VI, Other Eastern Carpathian units; VII, Southern Carpathians; VIII, Apuseni Mountains; IX, Carpathian Foredeep; X, Moesian Platform; XI, Moldavian Platform; XII, units of the Northern and Central Dobrogea.

placed on a NW—SE profile (Fig. 1) and thermal conductivity measurements on 80 sets of 3—5 samples prepared from cores taken from four of the eight boreholes. (D e m e t r e s c u et al., 1981 c).

The obtained results are given in Figure 2 in the form of a geothermal cross-section and of a heat flow profile. The heat flow takes values between 72 and 132 mWm^{-2}. The heat flow distribution seems to be determined by the cummulative effect of the following factors: the distribution of volcanic rocks both at surface and at depth, the thickness of sedimentary deposits, and the relief of the Paleogene basement. So, in the central part of the studied profile, where the volcanic deposits of the third cycle (Pontian-Upper Pliocene) are prevailing and the Paleogene basement is in an elevated position in comparison with adjacent areas, the heat flow values are the largest ones: 125 and 132 mWm^{-2} (boreholes no. 607 and 602). The somewhat smaller values of 115—120 mWm^{-2} (boreholes no. 508 and 125) correspond to an area covered by lavas of the second cycle (Pannonian). At the NW end of the profile the relative

Institutul Geologic al României

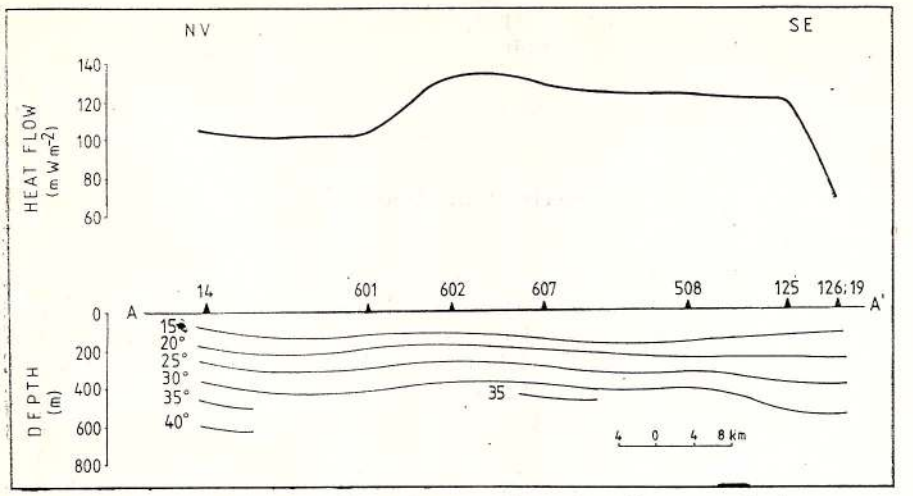


Fig 2. — Geothermal profile AA' of Fig. 1 in Oaș — Gutii Neogene volcanic area.

decrease of the heat flow values, which are still large (over 100 mWm^{-2}), might be accounted for by the existence of sedimentary deposits and by plading at depth of the volcanic masses belonging to the beginning of the second cycle (boreholes 601 and 14). The relatively low values of 70—80 mWm^{-2} found for the SE end of the profile correspond to areas covered with old sediments — Paleogene and Oligo-Lower-Miocene (boreholes 19 and 126) and make the transition to neighbouring tectonic units.

An estimative calculation on a step crustal model (Fig. 3) assuming the conductive transfer of heat through the crust indicates values of 30—

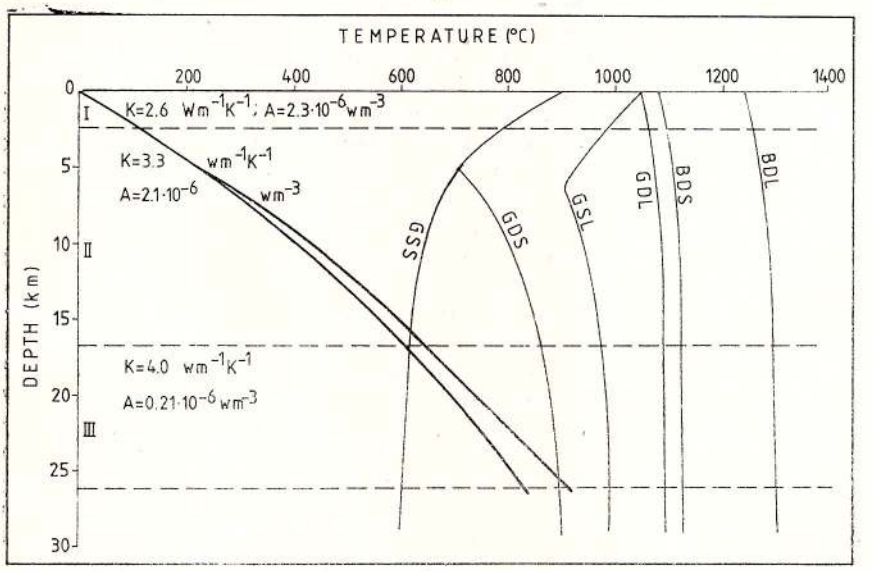


Fig. 3. — Step crustal model and temperature-depth variation for Oaș — Gutii area. I, lava and sediments; II, granitic layer; III, basaltic layer; A, heat production; K, thermal conductivity.

Institutul Geologic al României

40 mWm^{-2} for the crust contribution to the surface heat flow, about 75% of the measured value being due to mantle contribution. In the absence of a more efficient heat transfer through the crust, it seems possible that intermediate composition crustal rocks be partially melted whitin the lower crust.

Transylvanian Depression

Previous geothermal studies (Demetrescu, 1973 a; 1978/1979; 1979) evinced the Transylvanian Depression as a tectonic unit with low heat flow (30—60 mWm^{-2}) as against the other large Neogene depression — the Pannonian Depression (80—100 mWm^{-2}). The differences manifest also in the distribution of the temperature at depth (200—300 °C as compared to 1000—1200 °C at the base of the crust) as well as in the mantle contribution to the surface heat flow (8—15 mWm^{-2} as compared to 40—60 mWm^{-2}).

The peculiarities of the geothermal regime of the Transylvanian Depression stimulated the interest in the continuation of our effort to carry out correct geothermal measurements ment to contribute to an as complete as possible characterization of this tectonic unit (Demetrescu et al., 1981 a).

In Figure 4 the heat flow distribution within the Transylvanian Depression is given, as determined from temperature measurements in 13 boreholes and conductivity measurements on cores from 62 different depths in 15 boreholes; in drawing up isoflux lines the heat flow values from the Neogene Gurghiu-Harghita volcanic area (Demetrescu, 1979) were taken into account.

The heat flow distribution has some interesting peculiarities, namely:
— the heat flow values are lower than the world average (60 mWm^{-});
— a rapid variation from high to low values (20 mWm^{-2}/10 km) at the eastern boundary of the basin, in the area neighbouring the Neogene volcanic chain; — a slow variation (within 5 mWm^{-2}/10 km) in the interior of the Transylvanian Depression, on which a minimum in the southeastern sector and a maximum in the eastern-central area sticke out.

The interpretation of the heat flow distribution was tried on the BB′ profile of Figure 1, shown in Figure 5. The crustal section was constructed using data of Visarion et al. (1973) and Săndulescu Visarion (1978), for the upper part of the crust, and Rădulescu et al. (1976), Cornea et al. (1978), Rădulescu (1979) for the Conrad and Mohorovičič limits.

As regards the heat flow, one can notice in Figure 5 that on a background of values decreasing from north to south from 33 to 29 mWm^{-2}, a maximum of 45 mWm^{-2} appears. Towards the basin borders the heat flow is increasing up to 50 mWm^{-2}. The minimum values, of 29—30 mWm^{-2}, correspond to a zone of maximum depth of the folded basement and of reduced thickness of the granitic layer, whereas the 45 mWm^{-2} maximum to an elevated basement and a maximum thickness of the granitic layer. The increase of the heat flow towards the borders of the Transylvanian Depression corresponds to the increase of the thickness of the granitic layer as the crystalline basement is rising to the surface.

Institutul Geologic al României

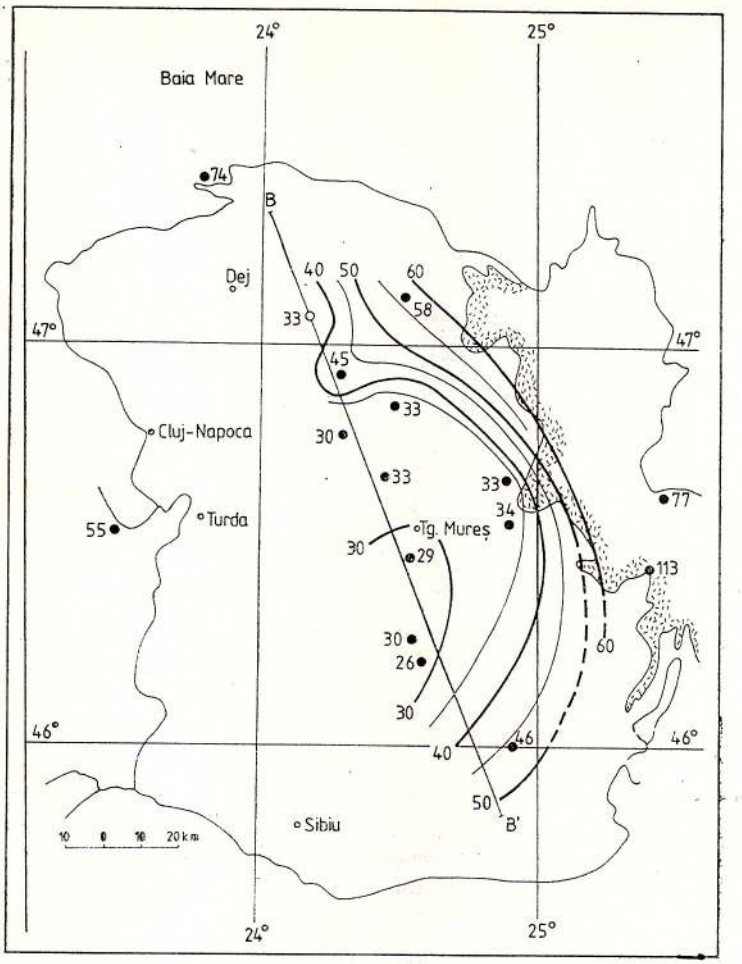


Fig. 4. — Heat flow map for the Transylvanian Depression. Units : mWm^{-2}
BB' — profile.

The temperature variation within the crust is also given in Figure 5; it was calculated using a step model, supposing a conductive heat transfer through the crust. One can notice the strong effect of the structure of the upper part of the crust and the fact that the main discontinuities in the crust are not at the same time isothermal surfaces. The temperature at the base of the crust takes values of 250—400°C. The calculations show a value of 15 mWm^{-2} for the mantle contribution to the measured heat flow. The contribution of the radioactive decay is of 15—24 mWm^{-2}. The extra heat flow due to the thermal conductivity contrasts between the various crustal columns reaches 8 mWm^{-2} in the maximum heat flow area.

The heat flow distribution in the studied area of the Transylvanian Depression is mainly the result of the distribution of thermal properties.

Institutul Geologic al României

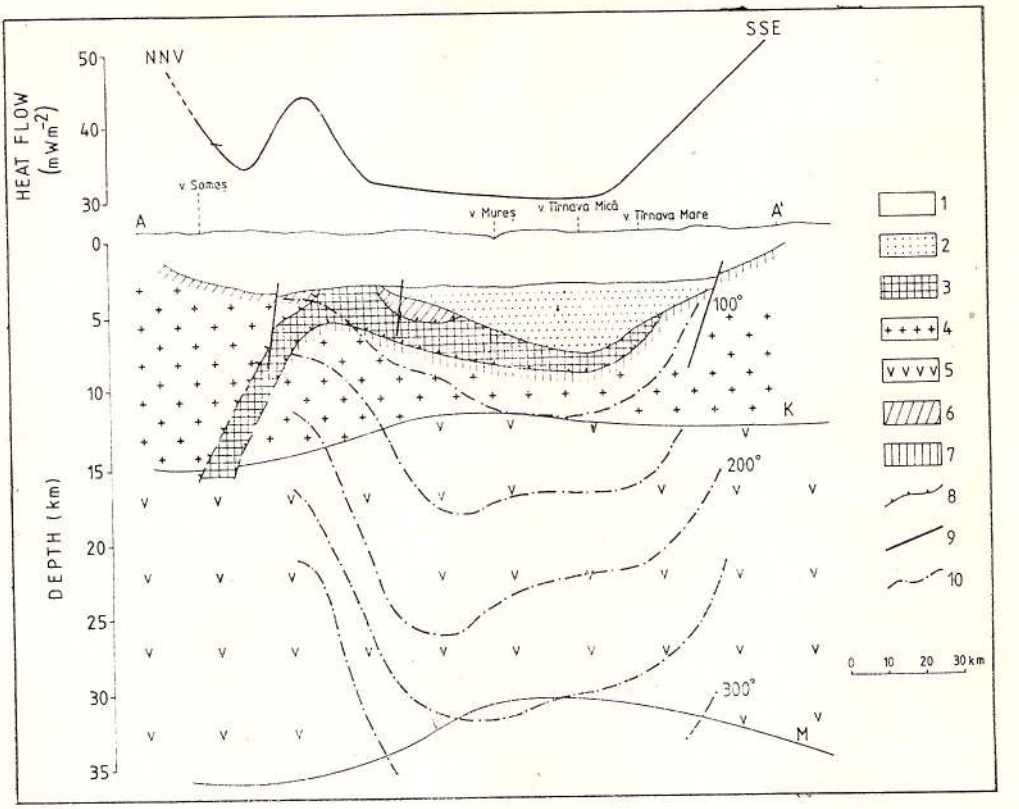


Fig. 5. — Geothermal model for a NNW—SSE profile in Transylvanian Depression (BB' of Fig. 1). 1, Neogene sediments; 2, post-tectonic cover; 3, ophiolite zone; 4, granitic layer; 5, basaltic layer; 6, units of northern apusenides; 7, Central-East Carpathian units; 8, overhrust line; 9, fault; 10, isotherms.

of formations constituting the basin basement and its posttectonic cover, from the first 10—12 km of the crust. As regards the regional low background (the mean heat flow in the studied area is of about 40 mWm^{-2}), we maintain our opinion (Demetrescu, 1978/1979) that a descending limb of a convection current under the Transylvanian Depression is not to be excluded.

Moesian Platform

Our studies in the Moesian Platform started by temperature measurements in 9 boreholes approximately located along a NW—SE 80 km long profile, marked by CC' in Fig. 1 (Demetrescu et al., 1981 b).

The variation of the geothermal parameters along the studied profile is synthesized in Figure 6.

In the upper part of Figure 6 the temperatures in the depth interval of 0—1000 m are given. One can notice the raising of isotherms toward surface in the southern half of the profile (south of Cartojani fault).

Institutul Geologic al României

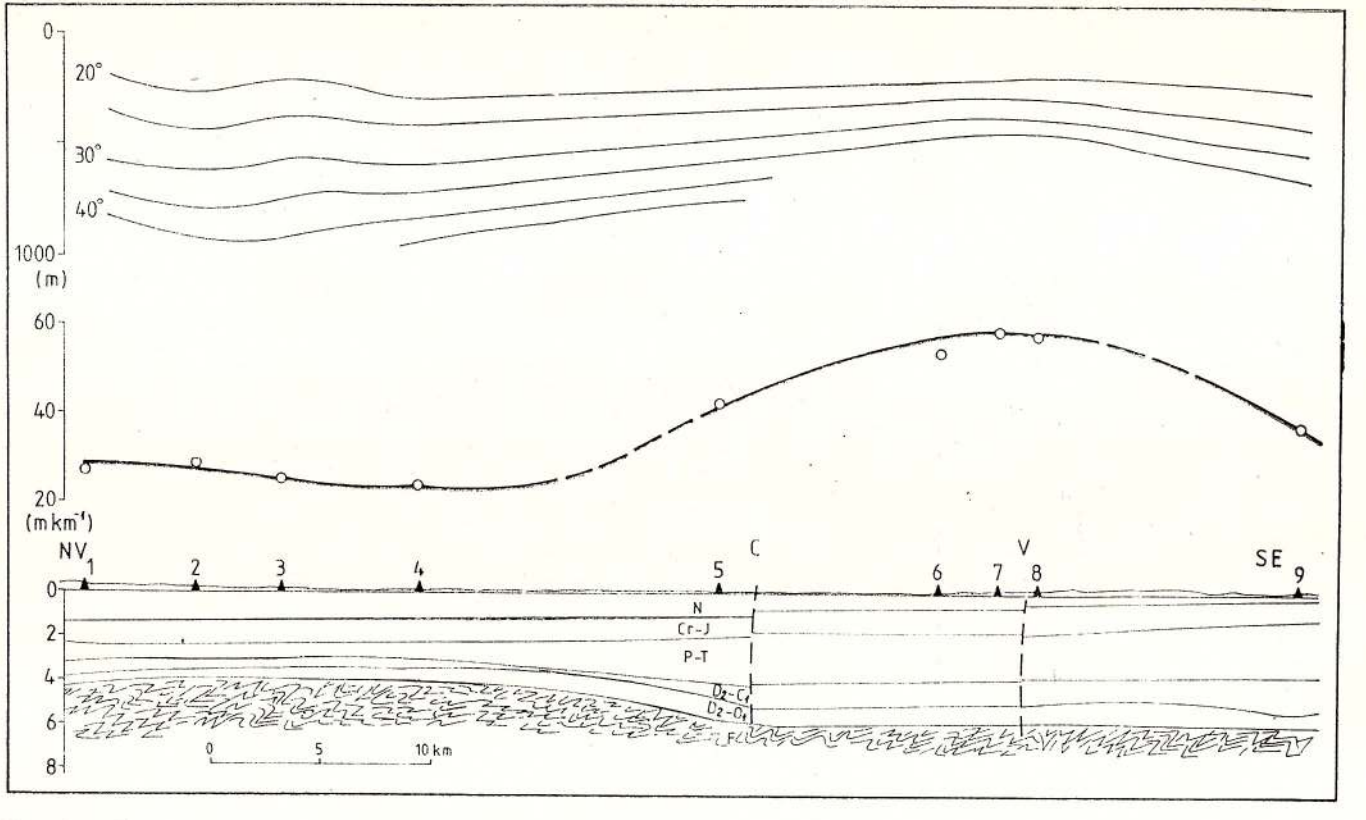


Fig. 6. — Temperature variation in the 0—1000 m depth interval (up), mean geothermal gradient (0—500 m) (middle), and structure of upper crust (down) in the Moesian Platform along the CC' profile of Fig. 1. C, Cartojani fault; V, Videle fault.

Institutul Geologic al României

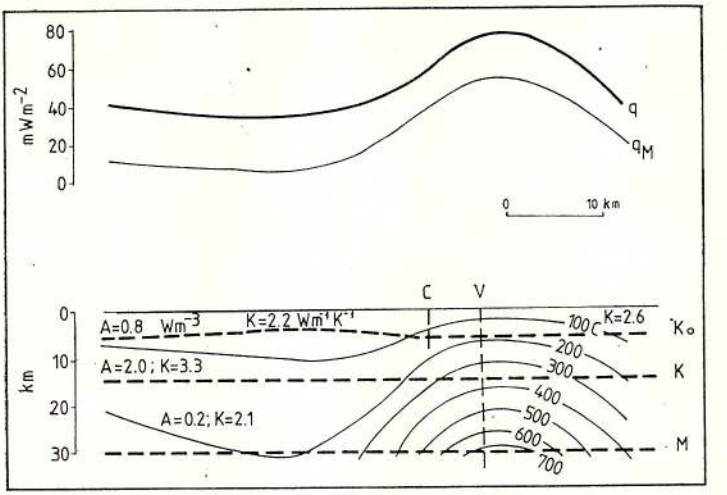


Fig. 7. — Geothermal model for the CC' profile of Fig. 6. q, surface heat flow; q_M, mantle heat flow; K_0, sediment/basement discontinuity; K, Conrad discontinuity; M, Mohorovičič discontinuity; A, heat production; K, thermal conductivity; C, Cartojani fault; V, Videle fault.

In the central part of the Figure 6 the variation of the mean geothermal gradient, calculated for the depth interval of 0—500 m, is given. Because cores for conductivity measurements were not available, the calculation of accurate heat flow values was not possible. If we take 1.2—1.4 $Wm^{-1}K^{-1}$ for the thermal conductivity of rocks, by comparison with measured conductivities on similar rocks in other tectonic units, it results heat flow values of 30—40 mWm^{-2} for the northern half of the profile and of 55—80 mWm^{-2} for the block limited by Cartojani and Videle faults, with a maximum value of 70—80 mWm^{-2}. However, taking into account that the lithology of the 500 m thick surface layer is rather uniform along the profile, the graph of the central part of the Figure 6 is equivalent with that of the variation of the heat flow.

In the lower part of Fig. 6 the structure of the upper part of the crust is given.

A comparison of the heat flow profile with the crustal structure reveals the increased heat flow in the block boundered to north by the Cartojani fault, increase that reaches 100% in Videle fault area. As the variation of the Neogene sediments thickness, which might affect the surface heat flow, can contribute only to a very small extent to the heat flow decrease in the northern block (Demetrescu, Polonic, 1981), the observed heat flow distribution implies differences in the geothermal regime of the two blocks, probably for the whole crust and the upper part of the mantle. A calculation gives, for the crustal model of Fig. 7, assuming the conductive transfer of heat through the crust, temperature differences up to 500°C at the base of the crust and mantle contributions of 7—12 mWm^{-2} and 30—54 mWm^{-2} respectively. The reality of such thermal differences going down to the base of the crust is also supported

Institutul Geologic al României

by the idea that the Ciurești-Videle fault is a deep one, along it linear eruptions taking place as late as Triassic (P a r a s c h i v, 1974). The fault is still active, in its eastern section earthquakes with hypocenters at depths of 15—30 km being reported (C o r n e a, P o l o n i c, 1979). To account for the measured heat flow the convective additional heat should not have stopped after the eruptions ceased, but continued by basalt sill-like intrusions in the upper mantle.

The Heat Flow Map of Romania

In Figure 8 we present a new heat flow map of Romania which improves the previous image (D e m e t r e s c u 1978/1979). In the construction of the map the following data were used:

— Our own measurements, for the tectonic units within the Carpathian arc. To extrapolate the measured values into areas without any measurements, within the same tectonic unit, the relation between heat flow and tectonics was taken into account.

— The map of the distribution of the geothermal gradient at 1 km depth by P a r a s c h i v and C r i s t i a n (1976), for the tectonic units on the convex side of the Carpathian arc. Though in estimating the geothermal gradient the authors made use of formation temperature data and

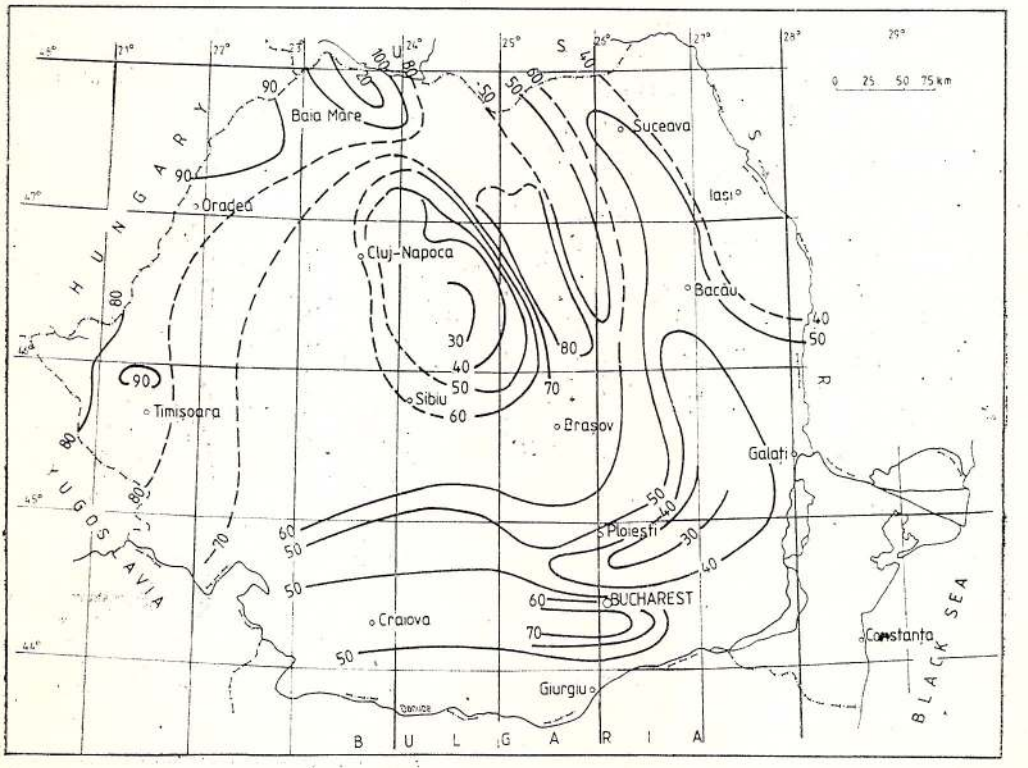


Fig. 8. — Heat flow map of Romania, June 1981. Units: mWm^{-2}.

Institutul Geologic al României

mean air temperature, the great number of available data allows, however, a certain confidence in rendering the regional features of the phenomenon. This is also shown by our measurements in the Moesian Platform, which does not contradict dramatically the previous heat flow map, but rather define more accurately the high heat flow area.

The main features of the heat flow distribution over the Romanian territory remain unchanged on the new heat flow map, namely, the high heat flow in the Pannonian Depression, the Neogene volcanic zone, the Moesian Platform, the low heat flow in the Transylvanian Depression, the crystalline nucleus of the Eastern Carpathians, the Moldavian Platform, the Carpathian Foredeep, and the large variations of the heat flow between neighbouring tectonic units. However, the new available data better define the heat flow variation within the Neogene volcanic zone, Transylvanian Depression and Moesian Platform.

The correlation between the gravity field, crustal thickness, and heat flow over the Romanian territory (D e m e t r e s c u, 1978/1979) led to the conclusion that the heat flow distribution seems to be governed mainly by processes taking place in the upper mantle. This is supported by a recent study on the thermal effect of post-Paleogene subsidence and sedimentation in Romania (D e m e t r e s c u, P o l o n i c, 1981),

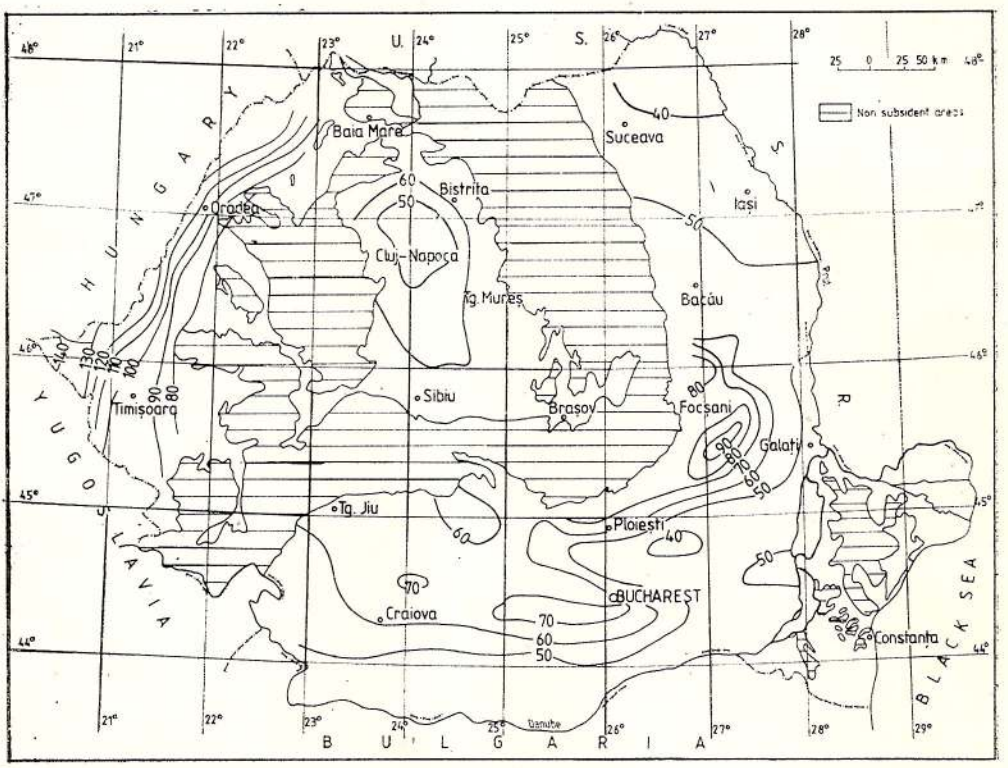


Fig. 9. — Heat flow distribution corrected for Neogene and Quaternary subsidence and sedimentation Units: mWm^{-2}.

Institutul Geologic al României

according to which the main features of the heat flow distribution are the same after applying the due correction. In Figure 9 the map of the pre-Miocene heat flow is given, showing the same low heat flow areas as the measured heat flow map (Transylvanian Depression, Carpathian Foredeep, Moldavian Platform). The high heat flow occuring at Focșani is merely the result of the very poor knowledge of the heat flow for the area of maximum thickness of Neogene and Quaternary sediments (Focșani Depression). As there is no evidence for large scale underground water movements (G h e n e a et al., 1980), which also can lower the measured heat flow, it follows that in order to explain these heat flow minima we have to appeal to mantle processes.

Mantle convection might well be responsible for the Transylvanian Basin and Carpathian Foredeep heat flow lows. Descending limbs of convection currents under the Transylvanian Depression (D e m e t r e s c u, 1978/1979) would contradict neither the active subcrustal currents necessary to account for the strong anisostasy of this unit (G a v ă t et al., 1973; C o n s t a n t i n e s c u et al., 1976) nor a possible fossil subduction in the area (R ă d u l e s c u et al., 1976). Such a convection current could also be the result of the active mantle diapirism under the Pannonian Depression or of the extension of this basin (S t e g e n a et al., 1975). As regards the well developed minimum in front of the Carpathian bend, this seems to be the thermal consequence of a subduction in the area; this subduction, having thermal effects at the end of Paleogene was active as far back as 30—20 million years ago. The sinking of the cold decoupled piece of the former subducting slab in which intermediate Vrancea earthquakes occur (F u c h s et al., 1979) might still contribute to the low heat flow observed in the Carpathian Foredeep.

For the high heat flow areas deep seated convection is also the main heat transfer mode, either in the Pannonian Depression, by active mantle diapirism or passive currents induced by the extension of the basin, or in the Moesian Platform, by sill-like basalt intrusions in the upper mantle, or in the Neogene volcanic area, by raising magma.

REFERENCES

C o n s t a n t i n e s c u L., C o n s t a n t i n e s c u P., C o r n e a I., L ă z ă r e s c u V. (1976) Recent Seismic Information on the Lithosphere in Romania. *Rev. Roum., Géol. Géophys., Géogr., Serie de Géophysique*, 20, 33—41, București.

C o r n e a I., P o l o n i c G. (1979) Date privind seismicitatea și seismotectonica părții de est a Platformei Moesice. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. ser. Geofizică*, 17, 167—177, București.

— R ă d u l e s c u F., P o m p i l i a n A., S o v a A. (1978) Deep Seismic Soundings in Romania. *Preprint ICEFIZ*, 24, București.

D e m e t r e s c u C. (1973 a) Valori preliminare ale fluxului termic în Transilvania. *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geofizică*, 11, 13—21, București.

— (1978/1979) On the Geothermal Regime of Some Tectonic Units in Romania. *Pure appl. Geophys.*, 117, 124—134, Basel.

— (1979) Valori ale fluxului termic al Pământului în unele unități tectonice din R. S. România. *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geofizică*, 17, 35—46, București.

Institutul Geologic al României

— Polonic G. (1981) The Effect of Post-Paleogene Sedimentation on the Heat Flow Distribution over the Romanian Territory. *Pure appl. Geophys.* (in print), Basel.

— Ene M., Andreescu M. (1981 a), Asupra regimului geotermic al Depresiunii Transilvaniei. *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geofizică*, 19, 61—71, București.

— Ene M., Andreescu M., (1981 b), Profil geotermic în sectorul central al Platformei Moesice. *St. Cerc. fiz.*, 33, 1015—1021, București.

— Ene M., Andreescu M., (1981 c), Cercetări de flux termic în zona eruptivului neogen Oaș-Gutîi. *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser, Geofizică* (in print), București.

Fuchs K., Bonjer K. P., Bock G., Cornea I., Radu C., Enescu D., Jianu D., Nourescu A., Merkler G., Moldoveanu T., Tudorache G. (1979) The Romanian Earthquake of March 4, 1977. II. Aftershocks and Migration of the Seismic Activity. *Tectonophysics*, 53, 255—247, Amsterdam.

Gavăt I., Botezatu R., Visarion M. (1973) Interpretarea geologică a prospecțiunilor geofizice, *Ed. Acad. R.S.R.*, București.

Ghenea C., Bandrabur T., Crăciun P., Ghenea A. (1980 Contributions to the Knowledge of the Hydrogeothermal Structures in Romania and of the Prospective Zones. *Annuaire de l'Institute de Géologie et de Géophysique*, LVI, 169—193, București.

Paraschiv D. (1974) Studiul stratigrafic al Devonianului și Carboniferului din Platforma Moesică, la V de riul Argeș. *St. tehn. ec., Seria J*, 12,1—165, București.

— Cristian M. (1976) Cu privire la regimul geotermic al unităților structurale de interes pentru hidrocarburi din România *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser.* Geofizică, 14, 65, București.

Rădulescu F. (1979) Cercetări seismice privind structura crustei terestre în R. S. România, *Teză de doctorat*, Universitatea București.

Rădulescu D. P., Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *Anuarul Institutului de geologie și geofizică*, L, 5—36, București.

Săndulescu M., Visarion M. (1978) Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie. *D. S. Inst. Geol. Geofiz. 5. Tectonică și geologie regională*, LXIV, 153—173, București.

Stegena L., Géczy B., Horváth F. (1975) Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 26, 71—91, Amsterdam.

Visarion M., Ali-Mehmed E., Polonic P. (1973) Studiul integrat al datelor geofizice privind morfologia și structura fundamentului cristalin în Depresiunea Transilvaniei. *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geofizică*, 11, 193—201, București.

Institutul Geologic al României

FABRIC IMPLICATIONS OF THE MAGNETIC ANISOTROPY MEASUREMENTS OF ROCKS OF THE MALÉ KARPATY (LITTLE CARPATHIANS) MTS (SW SLOVAKIA) [1]

BY

FRANTISEK HROUDA [2]

The Malé Karpaty Mts are the westernmost mountains of the Inner Carpathians. Though small in extent, they display the same structural features as other mountains of the Slovak Inner Carpathians. In terms of Andrusov's classical concept (see e.g., Andrusov 1968) these are: the core crystalline complex, its autochtonous sedimentary cover (in the area of the Malé Karpaty Mts. called the Malé Karpaty Unit), and the Krížna and Choč nappes (Fig. 1). Recent research has given rise to some modifications of the classical concept (e.g. some parts of the crystalline complex are regarded as allochtonous and not as core areas), but none of the new ideas has been accepted universally. For this reason, Andrusov's terms will be used in the present paper. It should however be emphasized that these will be used only as descriptive terms.

In order to extent the knowledge of the petrofabric of the Malé Karpaty Mts., magnetic anisotropy of their rocks has been investigated. The measurements have been interpreted with the aim to do a genetic classification of the magnetic fabric of the rocks and to solve some structural problems.

The Crystalline Complex. Among the rocks of the crystalline complex there are granodiorites of the Bratislava and Modra massifs and crystalline schists (phyllite to gneiss) of the Pezinok-Pernek Group and of other parts.

The anisotropy degree of crystalline schists ranges from 15 to 25 per cent, in some localities the magnetic foliation is better developed than the magnetic lineation and vice versa. The magnetic foliation is roughly parallel to the metamorphic schistosity and creates a girdle in its poles which is better developed than that in the metamorphic schis-

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13 1981, Bucharest, Romania.

[2] Geofyzika, n.p., Ječná, 29 a, P.O. Box 62, 612 46, Brno, Czechoslovakia.

Institutul Geologic al României

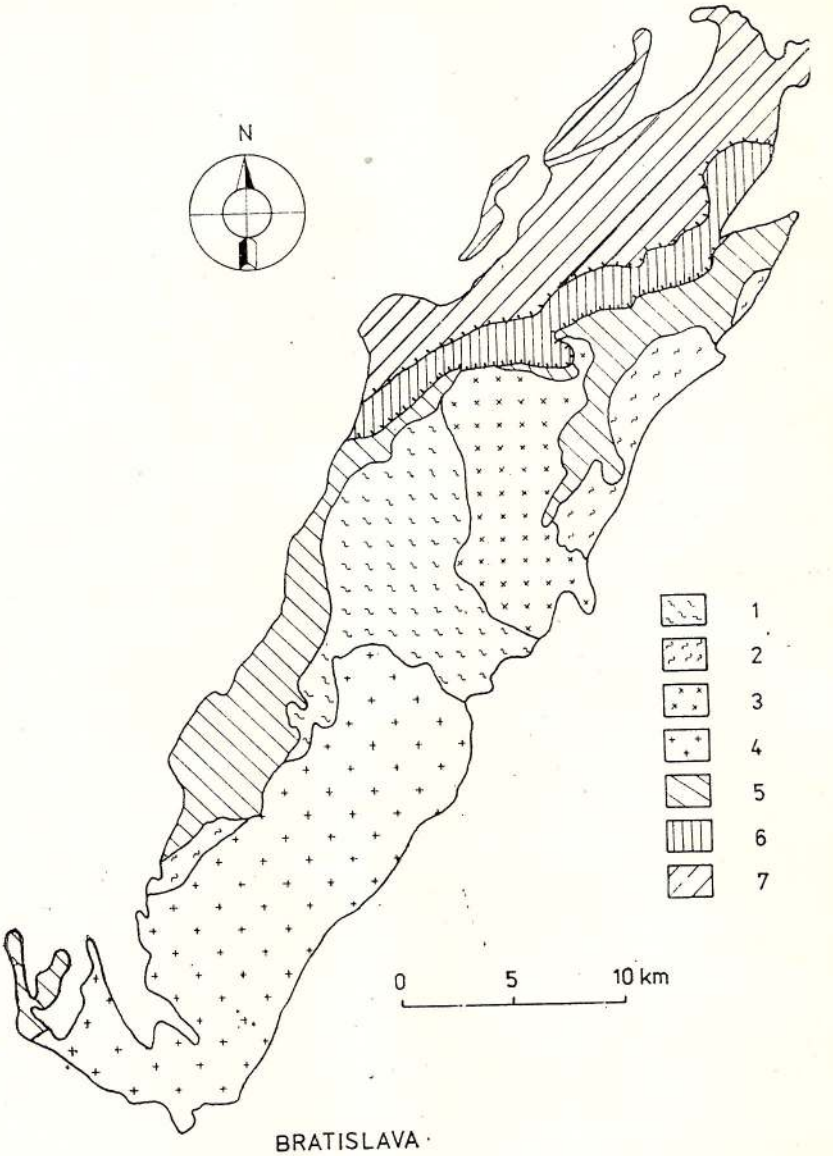


Fig. 1. — Geological scheme of the Malé Karpaty Mts. 1, crystalline schists of the Pezinok-Pernek Group; 2, crystalline schists of other parts; 3, granodiorite of Modra Massif; 4, granodiorite of Bratislava Massif; 5, Malé Karpaty Unit; 6, Krížna Nappe; 7, Choč Nappe. Adapted from M a h e l' et al. (1962).

tosity poles. This indicates the existence of the transverse shortening giving rise not only to the beding of shistosity, but also to the ductile deformation of a rock. The magnetic foliation and lineation exhibit two directions in space. In the Pezinok-Pernek Group the magnetic lineation is

Institutul Geologic al României

oriented NW-SE, while in other parts it is SW-NE. This orientation is in accordance with the orientation of main mesoscopic structures.

The anisotropy degree of the granodiorites is lower than 10 per cent. The magnetic foliation and lineation in the Modra Massif are oriented more or less parallel to those in the Pezinok-Pernek Group, in the Bratislava Massif more or less parallel to those in the other parts of the crystalline complex. Consequently, both massifs exhibit differently oriented structures and probably do not merge in one huge massif in the depth as previously thought (see, e.g., Mahel' et al. 1962), but rather, the Modra Massif creates together with the Pezinok-Pernek Group one allochtonous body (Figs. 2, 3).

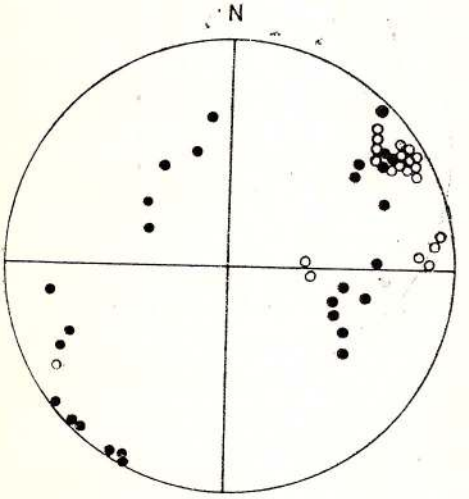


Fig. 2. — The orientation of the magnetic lineation in the Bratislava granodiorite (closed circles) and crystalline schists of the Častá-Dolány area (open circles). Equal-area projection on lower hemisphere.

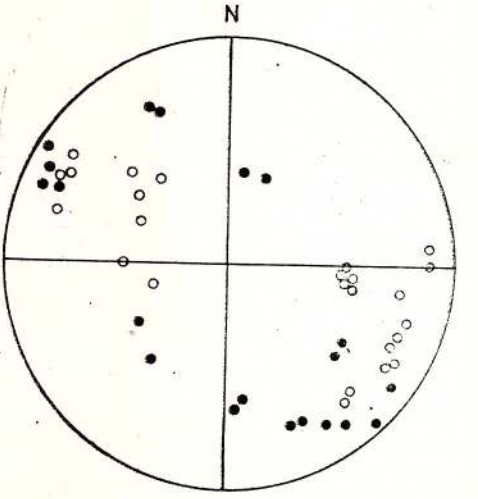


Fig. 3. — The orientation of the magnetic lineation in the Modra granodiorite (closed circles) and crystalline schists of the Pezinok-Pernek Group. Equal-area projection on lower hemisphere.

The Sedimentary Rocks of the Malé Karpaty Unit and Choč Nappe. Among sedimentary rocks, shale, sandstone, quartzite, marlstone, and limestone have been investigated. The anisotropy degree of all sedimentary rocks investigated is low, mostly less than 5%. In some sediments (shale, some sandstones) the magnetic foliation is approximately parallel to the bedding, in the majority of specimens, however, it is not parallel and tends to create a fan with axis parallel to the magnetic lineation. The orientation of the girdle of the magnetic foliation poles is more or less the same in the Malé Karpaty Unit and the Choč Nappe, being SW-NE. While the fan-like pattern of the magnetic foliation is clear in shale, sandstone, quartzite and marlstone, in the case of limestone it is very unclear and these rocks exhibit very scattered magnetic foliation. The

Institutul Geologic al României

magnetic lineation is relatively much scattered in space, but in the majority of sediments it is oriented NW-SE, i.e. in the direction perpendicular to the longer axis of the Malé Karpaty Mts. (Fig. 5).

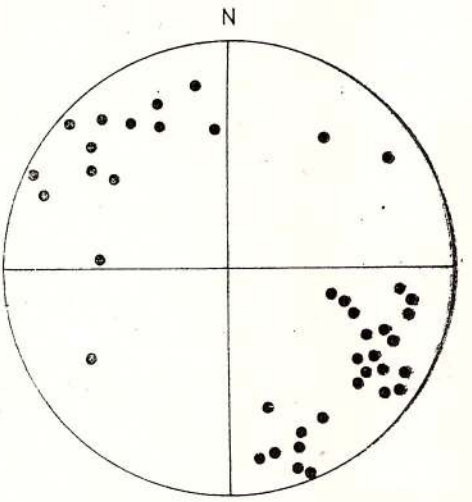


Fig. 4. — The orientation of the magnetic lineation in sediments (shale, marlstone) of the Malé Karpaty Unit. Equal-area projection on lower hemisphere.

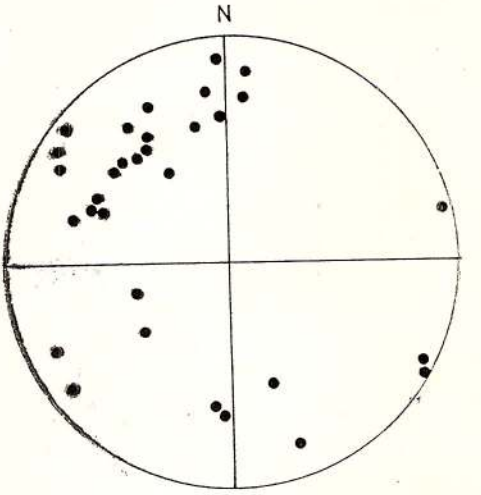


Fig. 5. — The orientation of the magnetic lineation in red sediments of the Choč Nappe. Equal-area projection on lower hemisphere.

In undeformed sedimentary rocks, the magnetic foliation is sually parallel to the bedding and the magnetic lineation either parallel (in majority of sediments) or perpendicular (red sediments) to the near-bottom water current operating during the deposition of the sediment (H r o u d a 1981). In the course of ductile deformation, the magnetic foliation is being reoriented from the position parallel to the bedding into the position perpendicular to the direction of maximum shortening; the magnetic lineation is being reoriented into the position parallel to the direction of maximum elongation (G r a h a m 1966).

As in the majority of specimens of sediments of the Malé Karpaty Mts. the magnetic foliation is not parallel to the bedding and because the magnetic lineation is parallel to the axes of fans of the bedding the magnetic fabric can be classified as deformational in origin. The sediments therefore underwent ductile deformation which strongly overprinted their sedimentary fabric. The orientation of the maximum shortening was NE-SW and that of the maximum elongation NW-SE in the frame of today's geographical coordinates (they could be different in the time of deformation; the structures may have been rotated later together with rigid body rotation of large blocks).

In limestones, a part of specimens exhibits the magnetic foliation making a big angle with bedding and being very steep, striking NE-SW. Due to the tectonic „softness" of limestone, this orientation can result from the movement of nappes.

Institutul Geologic al României

The Melaphyres of the Choč Nappe. The anisotropy degree of melaphyre is low, less than 5%. The magnetic foliation is mediately steep and rather scattered, the magnetic lineation plunges mildly to steeply. The strike of magnetic foliation is roughly parallel to the course of the melaphyre belt. The magnetic fabric can be classified as partially intrusive or effusive and partially deformational.

Conclusions. The magnetic anisotropy investigations of the rocks of the Malé Karpaty Mts. have shown that this method can help us in solving the fabric problems concerning both the crystalline, effusive and sedimentary rocks even in the Alpinotype terrains.

REFERENCES

Andrusov D. (1968) Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Publishing House SAV Bratislava.

Graham J. W. (1966) Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: J. S. Steinhart and T. J. Smith (eds.) — The earth beneath the continents. *Geophys. Monogr.* 10, 627–648.

Hrouda F. (1981) Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. survey* — in press.

Mahel' M. et al. (1962) Explanations to the synoptic geological map of Czechoslovakia (1 : 200 000), sheet Wien — Bratislava (in Czech). *Geofond* Bratislava.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

MODERN SEISMIC RECORDING AND PROCESSING METHODS CONTRIBUTION TO STRUCTURE AND PHYSICAL PROPERTIES. DETERMINATION OF PALEOGENE FORMATIONS OF THE GETIC DEPRESSION [1]

BY

GEORGE IONESCU [2], NICOLETA DĂNĂLACHE [2], VIOREL IONESCU [2], IULIAN POPESCU [2]

Between 1960—1981, the seismic survey method was used in the Getic Depression to obtain information on the deep geological structure, with a wiew to evidentiating new oil and gas accumulations.

Early in this interval (1960—1972) the geologic objective was only generally expressed without a concrete determination of the depth to be investigated; seismic surveys were expected to give information on the entire sedimentary structure, including the Paleogene formations. The methods used, simple coverage with a 30 m channel distance and central shooting with a 24 channels recording unit, did not always envisag the entire complexity of the geological conditions, thus only partially solving the geological problems.

The data known today allow the separation of two areas in terms of the seismogeological conditions:

— a quiet tectonic regime with monoclinal Pliocene and Upper Miocene deposits and large low amplitude folds (a fold-axes distance of about 11 km and 100—200 m amplitudes), a rather monotonous structure of the pelitic deposits, which does not raise special problems for the field methods;

— a tectonic regime of the Early Miocene and Paleogene deposits, characterized by severe folding, with narrow folds (a fold — axes distance of about 3-5 km) and 500-800 m amplitudes, faulted, the large axes striking East-West, with discontinuous boundaries and weak differentiation in termes of acustic resistivity.

The seismic time sections obtained by simple coverage show the existence of real seismic data in the areas and depth intervals where the

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association 1981 September 8—13, Bucharest, Romania.

[2] Entreprise of Geological and Geophysical Prospections, Str. Caransebeș 1, 78344 Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

deposits are relatively quieter (angles of 2-5° and relatively rare faults). In the areas and depth intervals in which the geological formations are severely folded (25-30°) and densly faulted reflexion correlation is more difficult.

The problem is to know the causes that lead to difficulties in correlating the useful signals arrived from these formations.

As a model to be analyzed, we have chosen from the technical literature (H r i s t e s c u et al., 1975) a fragment of a NW-SE oriented section from the area between the Olt river and the Cerna (Fig. 1). To this model we have attached the respective velocities and tried to understand the aspect of wave configuration for such a geological structure.

By means of the MOD-1 Programme a time section was obtained (Fig.2), which looks like the model of the quieter horizon but gives a distorted image of the severaly folded formations. The energy from these horizons is centred in the syncline areas as reflexion inversions (about 30% of the section lacking useful signal). The addition of diffractions that appear in specific points of the model (Fig. 3) complicates the wave configuration and facilitates sinphase axes prolongation, these filling a part of the previously empty space of the time section.

On the time section we have not shown the multiples, the possible existence of which is indicated by the size of the reflexion coefficients and the seismic vertical profiling well recordings in the area. Neither does the time section contain reflexions from planes other than the vertical plane of the profile. Their existence is proved by a concept of the geological structure, the wave configuration in the area and the results of certain surveys also carried out in the area.

The section could also be completed with diffractions from the discontinuities specific to a whole area covered by woods, with land-slides, deep valleys, alluvial plains, gravel terraces, boulders and sand lenses.

To obtain data about the Paleogene formations Ç.D.P. profiling fold (12, 24) was applied with relatively small spacing between adjacent recording stations (25-50 m). Thus we managed to improve the signal to noise ratio to attenuate many of the multiples and to obtain correlable signals from steep horizons (Fig. 4).

The time section obtained from one of the profiles with relatively the same direction as the model (Fig. 5) clearly confirms the accuracy of the wave — configuration obtained on the model — section (Figs. 2, 3).

We can notice the energy concentration in syncline areas as well as the reflexion inversion and signals that could be diffractions or waves due to lateral planes.

On this profile the image of the subsurface was reconstructed by wave equation migration method from Claerbout's downward continuation concept and the wavelet processing. The signature was determined according to the best seismic data recorded and corrected for zero-phase. The seismic software program allowed the compensation in amplitude variations of the sources and receivers and the compensation in amplitude decreasing, caused by the spherical divergence.

Institutul Geologic al României

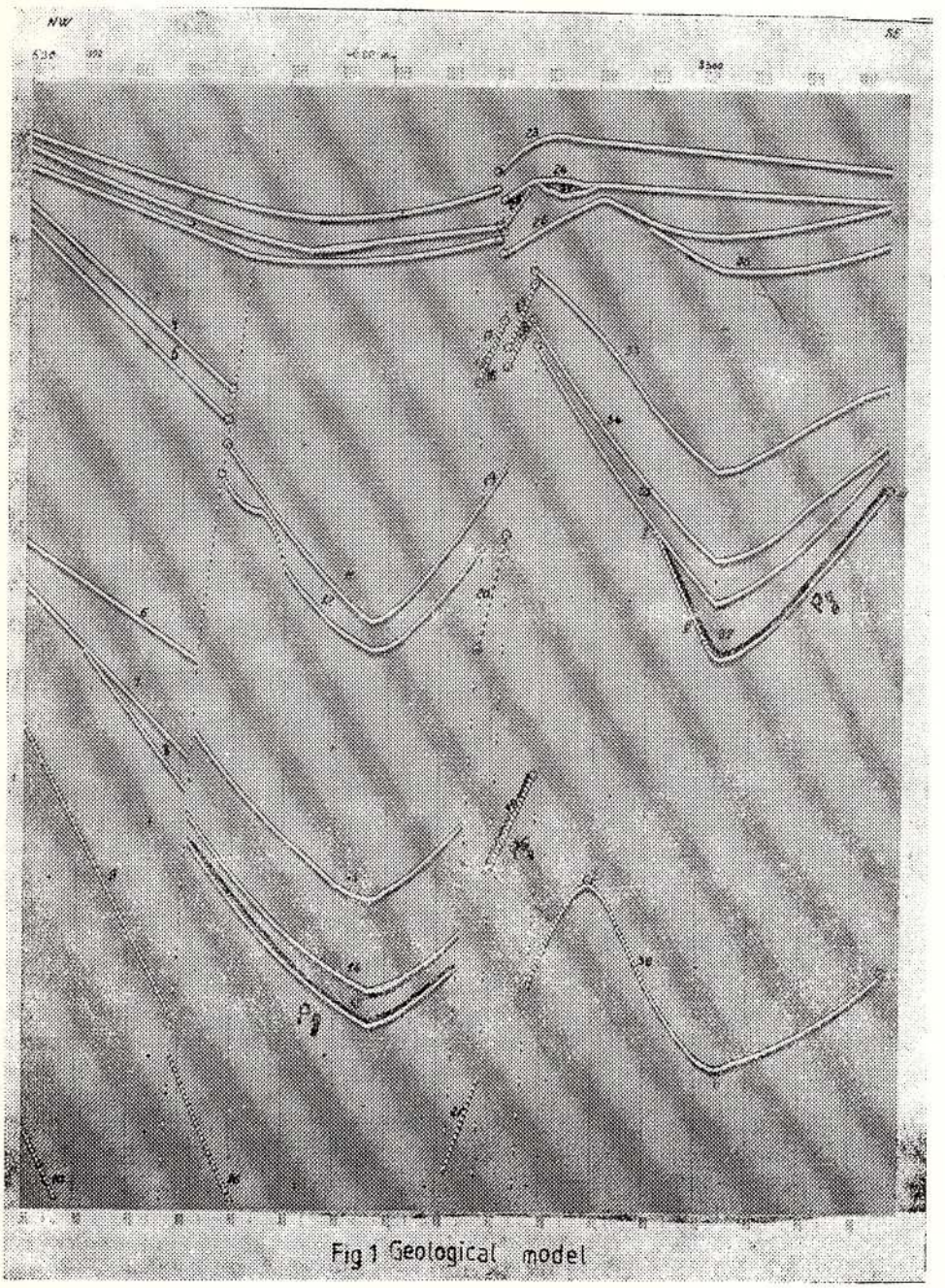


Fig 1 Geological model

Institutul Geologic al României

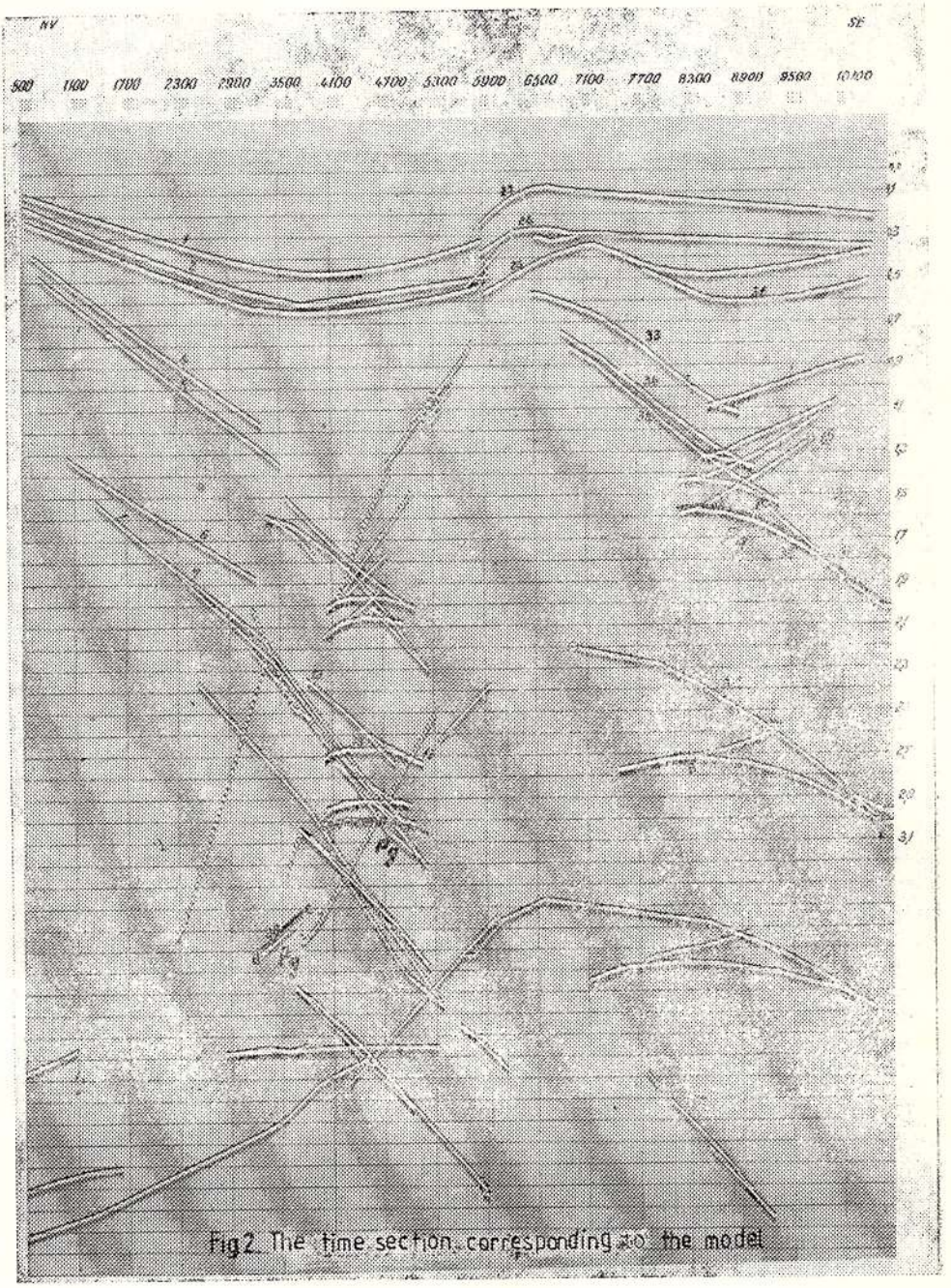


Fig 2. The time section corresponding to the model

Institutul Geologic al României

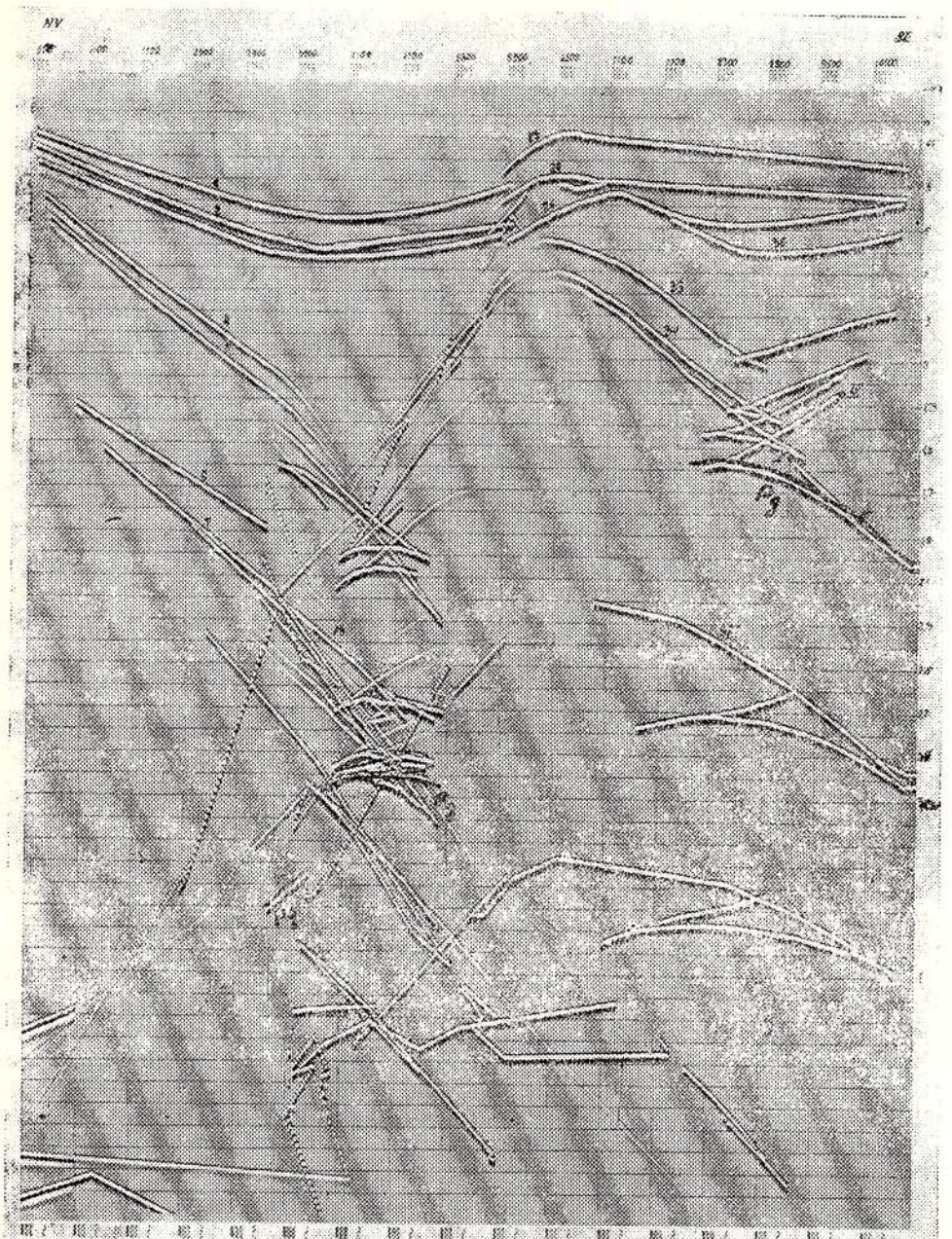


Fig 3. Time section corresponding to the model with diffractions

Institutul Geologic al României

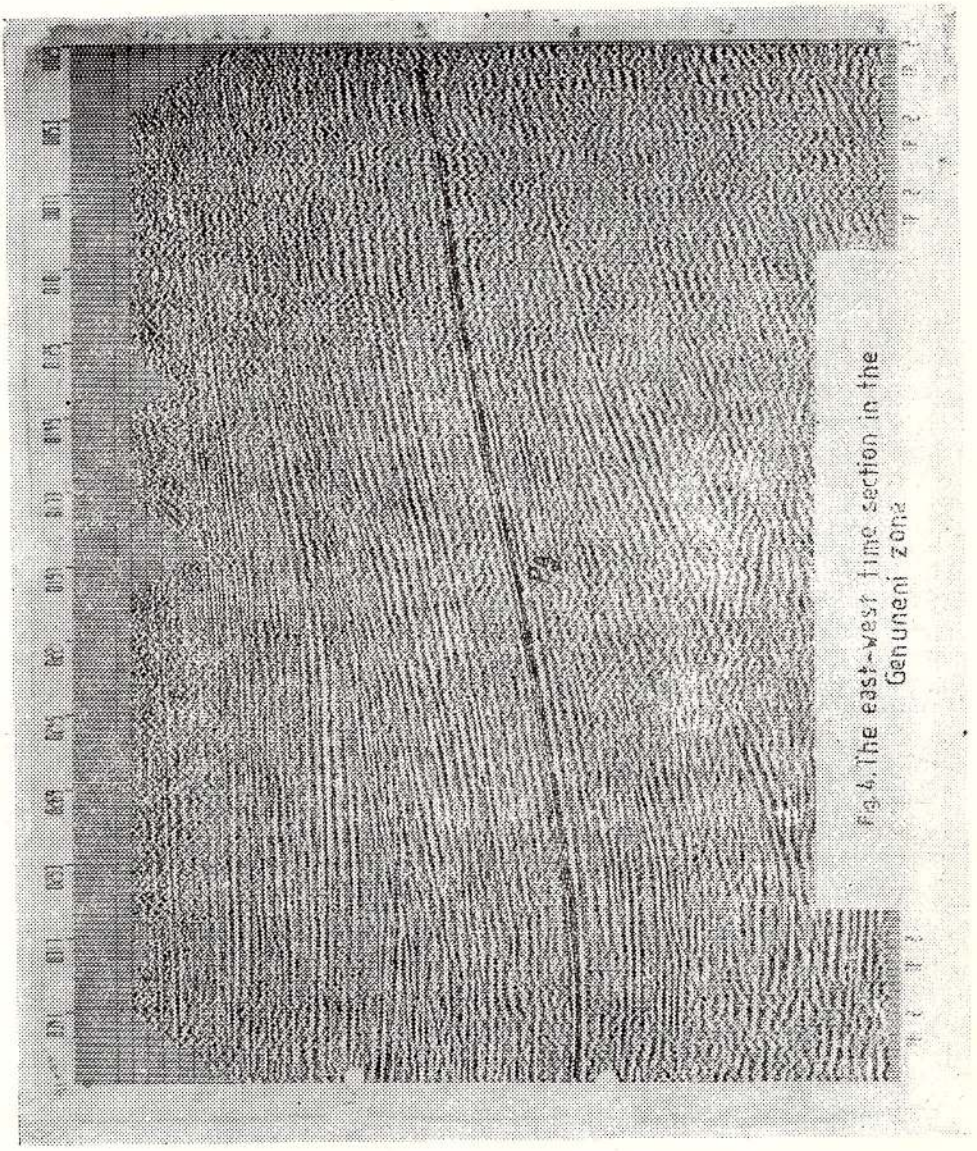


Fig. 4. The east-west time section in the Genuneni zone

Institutul Geologic al României

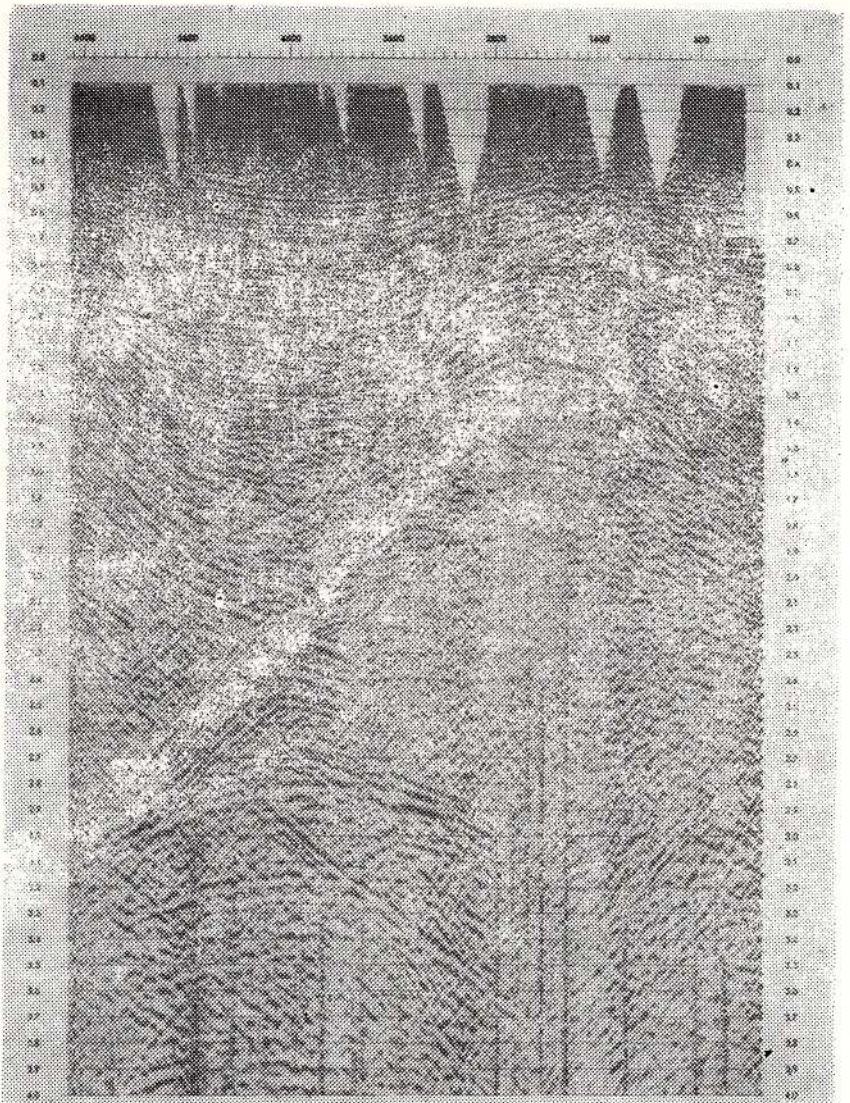


Fig 5 The time section 2400 fold in the central zone of the Depression

The comparison between the migrated time section and model section (Figs. 6, 1) shows that the applied field and processing systems succeded in indicating the position of the ridge areas of the Paleogene formations and in indicating the faults position, but without pointing out the structure of the Paleogene formations inside the ridge areas .

Among the main leading causes we could enumerate : the insufficient length of the recorded profile and the presence of reflections caused by other planes.

Institutul Geologic al României

At another prospecting stage we tried to improve the quality of the geological information, applying the "Wide Line Profilling" technique on a 150 m wide useful strip. The processing of the "Wide Line Profiling" proved the posibility of removing background reflections, from the 3 D migrated time section (Fig. 7).

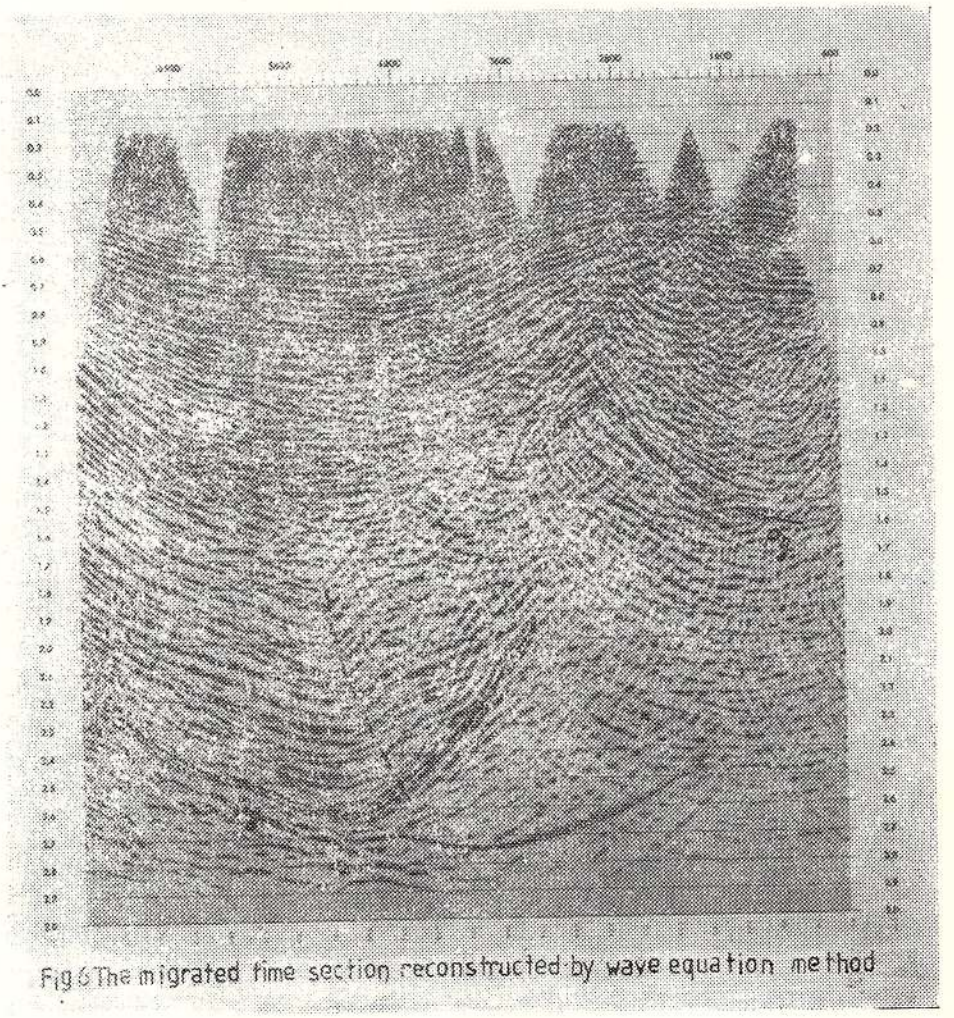


Fig 6 The migrated time section reconstructed by wave equation method

The study of the possibilites of getting information on the layers physical characteristics and on the rocks fluid contents was made (starting with the migrated time section) by means of a processing technique of the analytic signal, calculating the reflection strength, the instantaneous phase, the instantaneous frequency and the apparent polarity.

The colour section, showing the reflection strength, points out four peak disturbances, which might be caused by gas accumulations in layers

Institutul Geologic al României

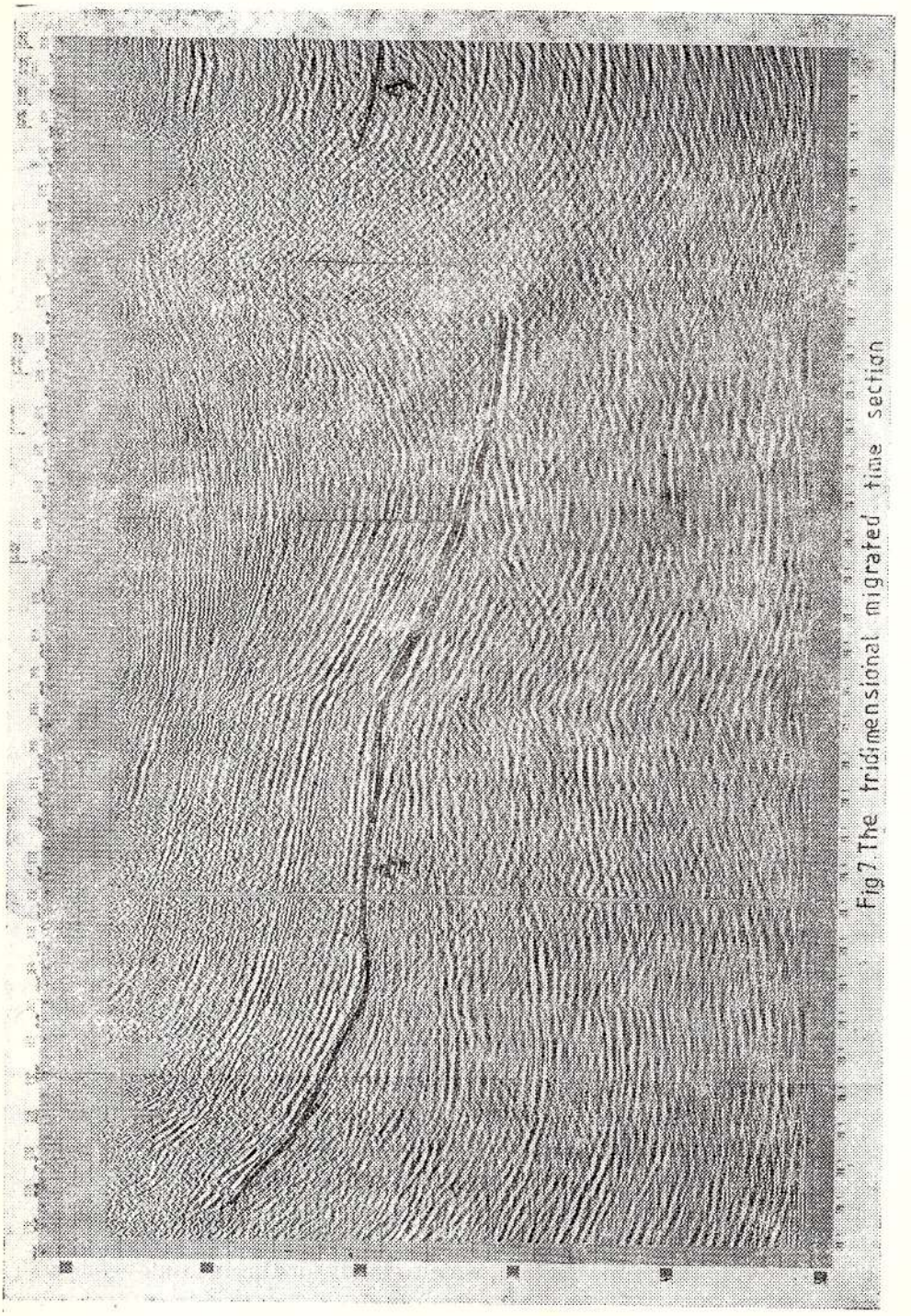
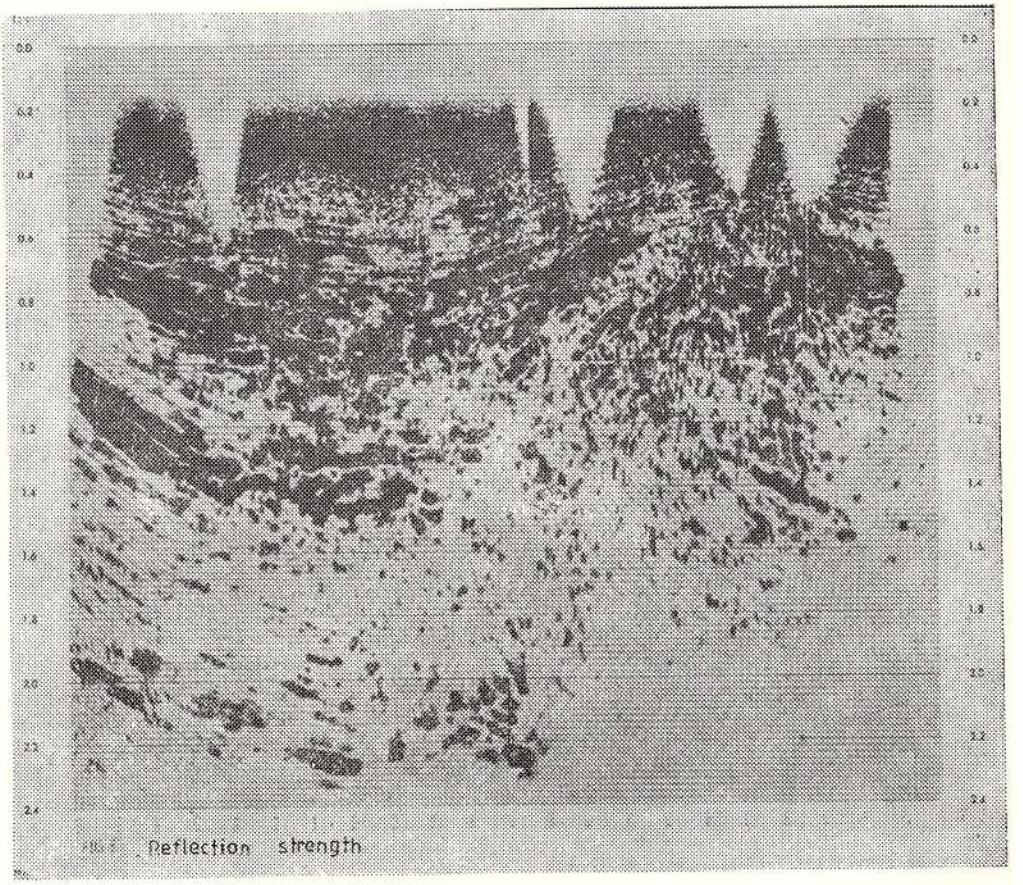


Fig.7.The tridimensional migrated time section

Institutul Geologic al României

with a high porosity (Fig. 8). The dynamic range of colours is enclosed between 6—93 db, red standing for high signal amplitude.

The colour section, standing for the instantaneous frequency, shows in two of the above mentioned disturbances, "low frequency shadows",



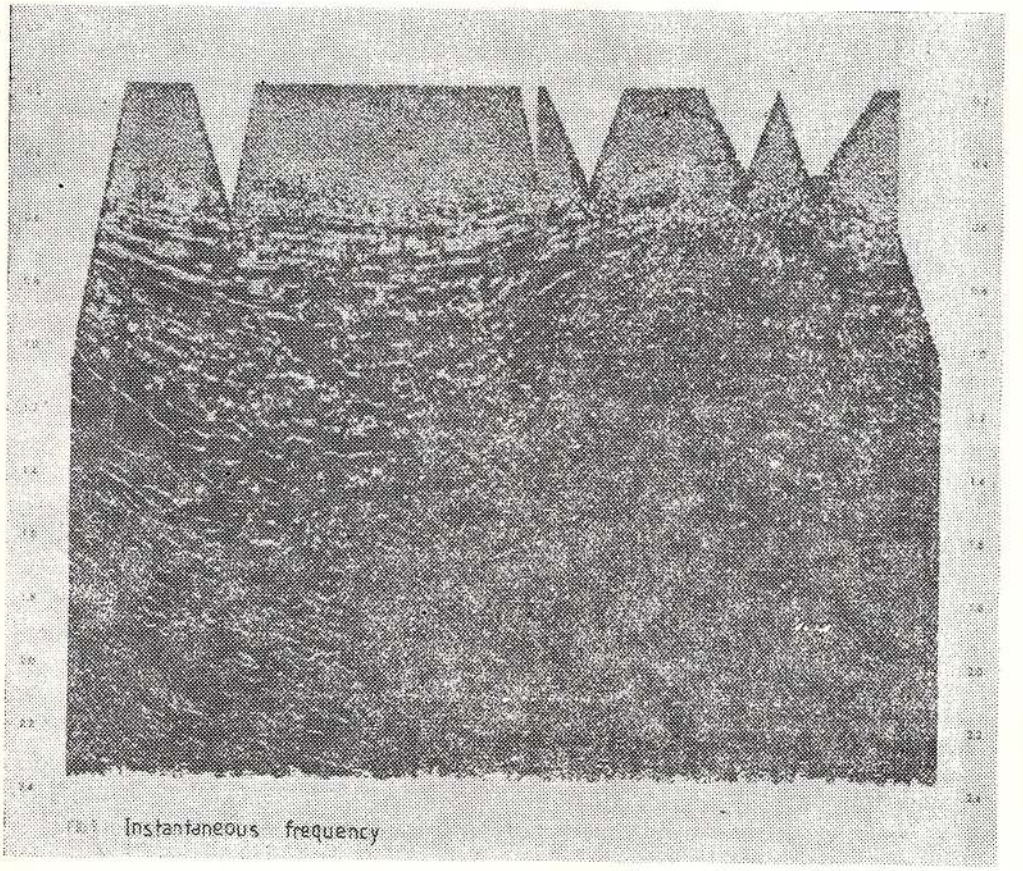
thus proving our previous hypothesis upon gas existence (Fig. 9). Colours frequency range is enclosed between 6 and 93 Hz red representing low frequencies.

The colour section standing for the instantaneous phase (an independent value versus the reflection strength) makes clearer the interruptions in the layers continuity, correctly indicating the faults areas and pinchouts (Fig. 10). Colours are used in such a way that the $\pm$ 180° phases are of the same colour.

The migrated time section, which stands for the instantaneous velocity variation, was obtained by extracting the signature,from each trace,

Institutul Geologic al României

thus getting pulse traces which remind of the reflection coefficients succession deriving from the velocity of the propagation medium of the seismic waves (Fig. 11). Red stands for high instantaneous velocity. Disturbances in low velocity appear in this section in the same place where the previous sections indicated gas accumulations.



Conclusions. The results obtained in the Getic Depression lead to the conclusion that it is the geometrical form of the Paleogene formations that plays the most important part in the seismic survey, which delineates new hydrocarbon accumulations of these formations.

This delineation can be correctly made clearer by applying the tridimensional technique of seismic data recording and processing, in all the areas of this geological unit.

It is very important to chose as recording areas the ones we expect reflected waves, which might occur under the most favourable circumstances. Two parallel profiles carried out in our area (one being situated in the proximity of the other), stand for this assertion.

Institutul Geologic al României

The profiles length we are recording on, must be sufficient in order to receive the reflected signals from the dipping interfaces of the structures and in order to migrate them accordingly afterwards. The recording arrays must have a sufficient length in order to ensure, while processing, the

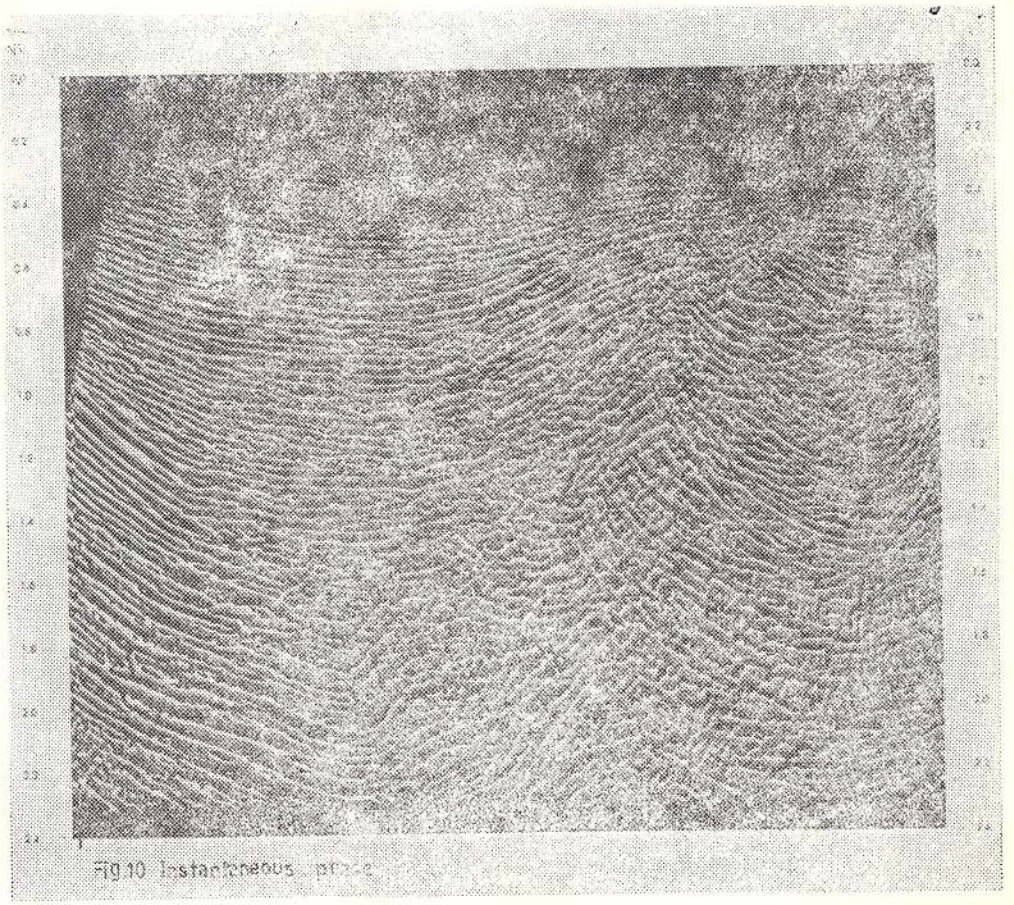


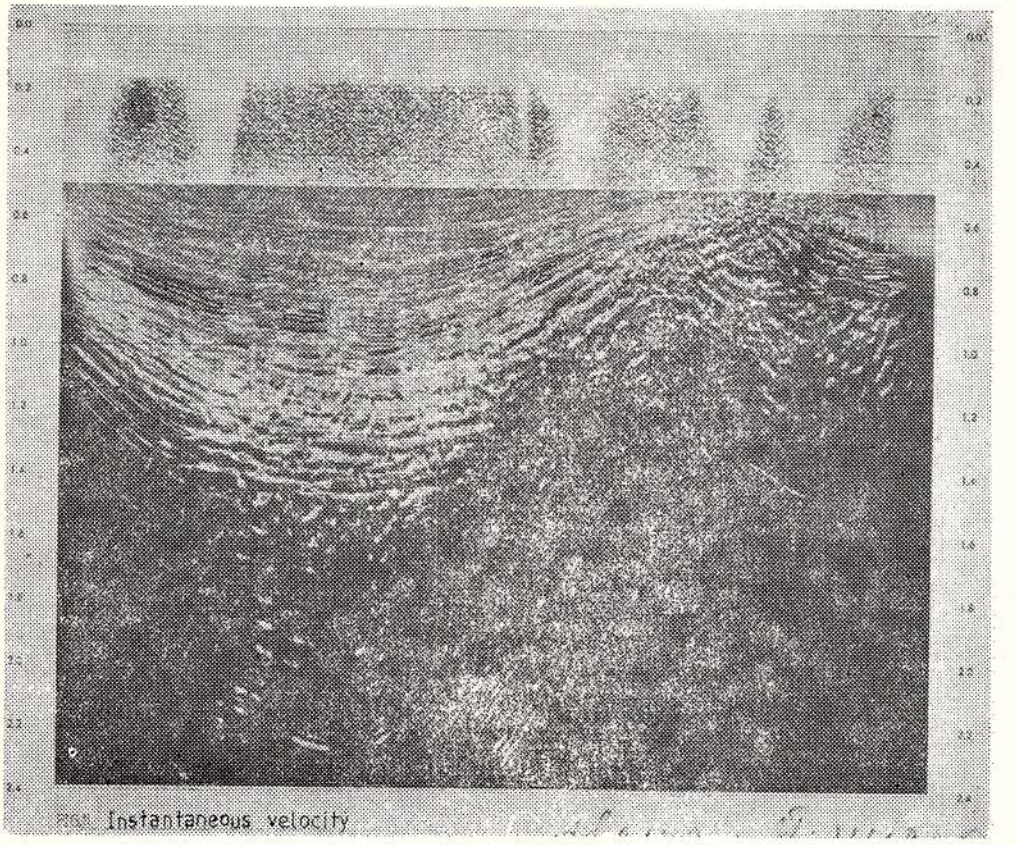
Fig.10 Instantaneous phase

attenuation of the multiple reflections and the correct determination of the effective velocity. This need, combined with the necessity of reducing the spacing between adjacent recording stations, and symmetrical shooting leads to the usage of multi-channel stations, in all these areas (96 channels). The generated energy must ensure the receiving of the reflections coming from the Paleogene formations basic layers. This needs from 2 to 5 generating holes, 24—40 m deep, or from 11 to 33 generating holes 3 m deep, as well as a good choice of the explosive quantity for each hole.

The migrated time section must be used in order to create a new geological model and a new theoretical time section, which compared

Institutul Geologic al României

to the recorded time sections, might enable the determination of different causes of certain discrepancies, as well as the delineation of field and processing methods in that area.



Acknowledgements. The authors wish to express their thanks to their colleagues from the Computing Centre of "I.P.G.G." Entreprise, for their precious help while working out the present paper.

REFERENCES

Hristescu E., Moldovan I., Popa Gh., Moroșanu A., Lupan M., Negoiță F., Dand S., Munteanu S., Albu M. (1975) Geological study. Archives MP—ICPPG—Research department, București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PALEOMAGNETISM OF THE JURASSIC SEDIMENTARY ROCKS FROM THE CRACOW-CZĘSTOCHOWA UPLAND[1]

BY

JADWIGA KRUCZYK[2], MAGDALENA KĄDZIAŁKO-HOFMOKL[2]

Paleomagnetic investigations of the Jurassic sedimentary rocks from the Cracow-Częstochowa Upland have been taken up to obtain reference paleomagnetic directions for the Jurassic. In the Middle Jurassic in this region of Poland there followed a sea transgression. The sedimentation processes in the basin then formed continued including Cretaceous. During sedimentation, especially in Callovian, there followed sinsedimentary tectonic movements with which not only faults but sedimentary gaps as well are connected. The Jurassic sedimentary layers are arranged in a normal succession sinking monoclinically in the NE direction at an angle of no more than 8°.

565 samples coming from 8 profiles containing Callovian and Oxfordian sediments have been investigated. Figure 1 shows the situation of these profiles and the course of the mentioned faults.

The stratigraphy of the investigated profiles is so well defined, that Callovian and Oxfordian stages can be divided into substages: the Lower Callovian (Cal_l), Middle Callovian (Cal_m), Upper Callovian (Cal_u) and the Lower Oxfordian (Oxf_l), Middle Oxfordian (Oxf_m) and Upper Oxfordian (Oxf_u). In Table 1 a litostratigraphic description of these substages (column 2) and the composition of the magnetic fraction of particular types of sediments have been shown (column 3).

Lower Callovian and Lower Oxfordian sediments belong to different types of limestone. In the Middle Callovian there appear thin layers of stromatolites which thickness does not exceed 60 cm.

The identification of magnetic minerals appearing in the investigated rocks have been performed by means of thermomagnetic analysis, microscopic analysis of polished sections and an X-ray structural analysis. In stromatolites and some types of limestones there appears goethite

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] Instytut Geofizyki, Polskiaj Akademia Nauk, 00— 973, Warszawa, ul. Pasteura 3, Poland.

Institutul Geologic al României

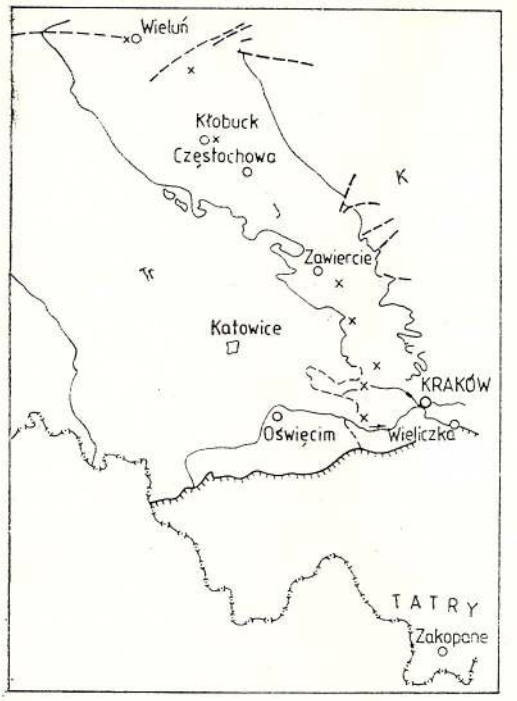


Fig. 1. — Location map for the investigated profiles (crosses) in the Cracow — Częstochowa Upland. J, Jurassic; K, Cretaceous; Tr, Triassic, thick dashed lines — tectonic faults (aft. Giżejewska).

TABLE 1

Stage	Lithology	Magnetic minerals
Oxf_u	spongy limestone	goethite, maghemite
Oxf_m	pelitic limestone rocky limestone (layered)	— maghemite
Oxf_l	marly-spongy limestone (flaglike)	maghemite (?)
Cal_u	stromatolite	goethite, maghemite, hematite
Cal_m	stromatolite oolitic limestone sandy limestone	goethite, maghemite, hematite goethite —
Cal_l	sandy limestone sandy-glauconitic limestone	goethite —

with blocking temperatures of 50°—120°C (Fig. 2a). Goethite is often accompanied by iron oxides probably of postgoethite origin (Fig. 2b). Such oxides appear while heating samples containing goethite in the labora-

Institutul Geologic al României

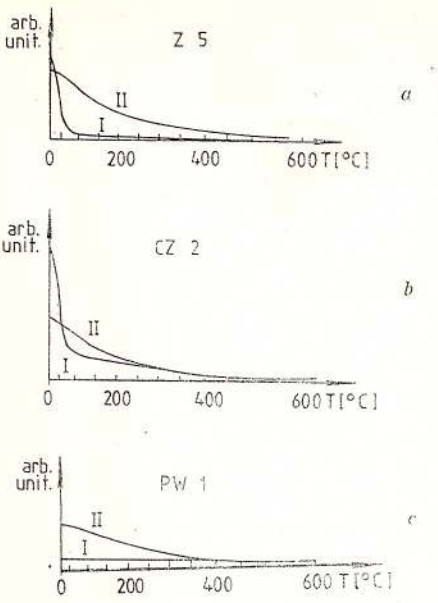


Fig. 2. — Thermomagnetic curves, I_{rs} — saturation remanence. a, sample of stromatolite containing goethite; b, sample of stromatolite containing goethite and iron oxides; c, sample of limestone.

tory conditions in the temperature range from 400°—500°C. In the samples heated to 500°C and above, iron oxides alone have been observed.

In most samples of limestones, the identification of magnetic minerals by means of the thermomagnetic method was very difficult because of their small concentration. In Figure 2c an example of an $I_{rs}(T)$ curve for such sample, not fit for interpretation is presented. An analysis of polished sections also did not permit a diagnosis of magnetic minerals, because of their fine grains.

The intensity and direction of the natural remanent magnetization (NRM) of the studied rocks have been measured by means of the rotational magnetometer JR-3. The intensity of NRM varied from 100-th parts of nT for limestone samples to about 40 nT for stromatolites. The characteristic component of the natural magnetic remanence, CHRM, has been obtained by means of standard methods i.e. alternating field and thermal demagnetization. The highest af amplitude attained 0.1T, the highest temperature — 350°C. Samples containing goethite are characteristic for their especially high magnetic hardness — their coercivity reaches the value of 8×10^4A/m (10 kOe). These samples did not demagnetize by an af method, however, their low blocking temperatures (50—120°C) caused very rapid demagnetization of NRM during heating. For example, in Figure 3 the results of demagnetization of samples of stromatolite containing goethite and a small amount of hematite are shown. As can be seen, an af demagnetization does not change neither the intensity nor the direction of the NRM. The results of thermal demagnetization show that the NRM is a resultant of two components connected with mineral phases of different blocking temperatures. These constituents

Institutul Geologic al României

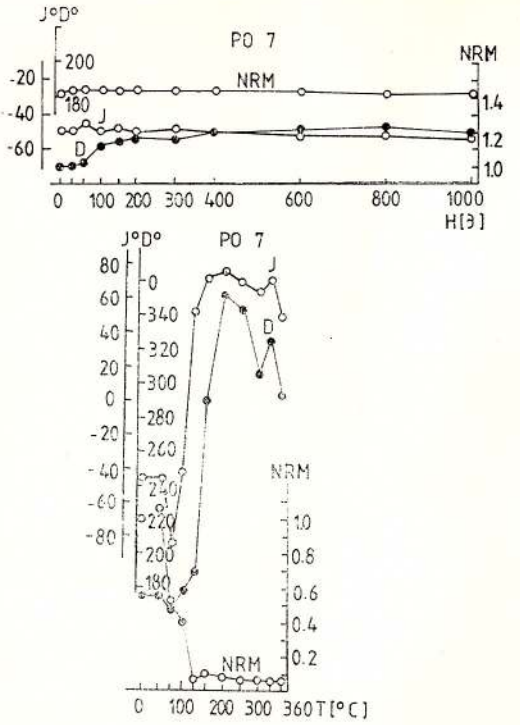


Fig. 3.— Results of af and thermal demagnetization of a sample of stromatolite containing geothite and hematite.

have different directions. This permits to suppose that they are not synchronous. The component that lasts in temperatures higher than 150°C is probably connected with hematite. Its intensity contributes to that of NRM only in a small percentage and its direction is close to the direction of the present geomagnetic field.

The best grouping of the directions of the CHRM have been obtained after the demagnetization of the samples in fields of 5 to 20×10^{-3} T, or by the temperature of 50—150°C.

For the Lower and Middle Callovian, both inverse and normal directions of the CHRM have been obtained; for Upper Callovian and whole Oxfordian — only normal ones. In one profile in a layer of stromatolite of about 60 cm an inversion of CHRM directions from R to N has been observed. Figure 4 shows changes of inclination I and declination D in this layer. The succesive points on the diagram correspond to the mean values of I and D obtained for 3—7 samples of the same horizontal level.

The obtained paleomagnetic data for Callovian and Oxfordian and their substages are to be found in Table 2. The corresponding pole position in their time sequence is shown in Figure 5. As seen, they form a figure enfolding the mean pole positions for the Jurassic, Cretaceous and Tertiary periods for Europe (M c E l h i n n y, 1973). Therefore it cannot be excluded that the CHRM of some of the investigated sediments is post-Jurassic.

Institutul Geologic al României

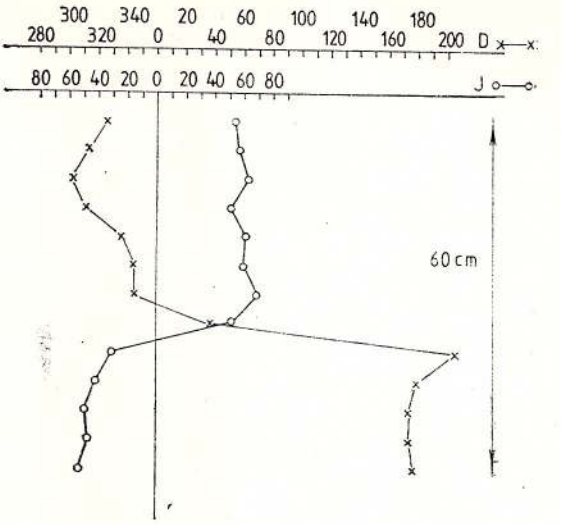


Fig. 4. — Changes of an inclination I and a declination D in a 60 cm thick layer of stromatolite.

TABLE 2

Age	number of profiles	N	D	I	K	95	N	E	1	2	Polarity
Oxf_{m-u}	1	39	23.9	60.3	16.1	5.9	71.2	128.9	8.9	6.8	N
Oxf_{1-m}	3	127	337.0	62.1	9.3	4.2	72.9	273.4	6.5	5.1	N
Cal_c	1	34	36.6	65.3	15.8	6.4	66.1	103.0	10.3	8.4	N
Cal_u	1	58	2.8	40.0	53.0	2.6	62.6	194.0	3.1	1.9	N
Cal_u	1	39	327.9	59.2	14.3	6.3	65.4	277.9	9.4	4.7	N
Cal_m	2	32	175.2	−50.6	75.0	3.0	70.9	212.1	4.0	2.7	R
Cal_{1-m}	2	137	201.0	−60.3	9.7	4.1	72.8	133.4	6.2	4.7	R
Cal_1	2	90	23.8	49.7	27.8	2.9	63.3	148.4	3.8	2.6	N
J_{m-u}	4	300	23.7	57.5	25.1	1.7	69.1	136.4	2.5	1.8	M

Geographical coordinates of the sampling area: $\varphi = 50.5°N$, $\alpha = 19.0°E$

Four of the shown pole positions lie near to the mean Jurassic pole for the Russian Platform (M c E l h i n n y, 1973) and Southern Germany (M c E l h i n n y, 1980).

The synonymous interpretation of the four pole positions different from the mean European pole position for the Jurassic is not possible on the base of the up-to-date results. There may be various reasons for the observed distribution of the pole positions. It can be connected for example with the inversion period of the geomagnetic field in the Middle and Upper Jurassic, or it can be due to the fact that the carriers of the NRM here are postdepositional.

On the basis of the four positions close to the European data the mean pole position for the Callovian-Oxfordian for the Cracow-Często-

Institutul Geologic al României

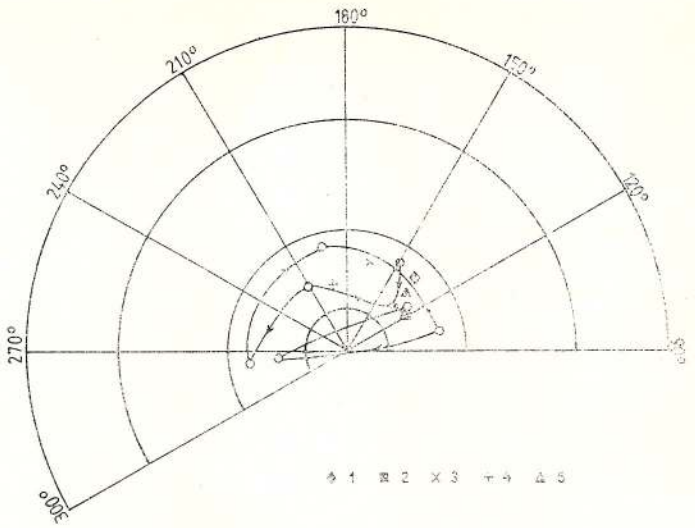


Fig. 5. — The obtained Callovian — Oxfordian pole positions, the mean Jurassic poles for Europe, Russian Platform and Soutern Germany (1, 2, 5), and mean Cretaceous (3) and Tertiary (4) pole positions for Europe.

chowa Upland has been calculated. The authors presume that this result may be treated as a reference to the Callovian-Oxfordian in Poland. The existence of such a reference enables interpretation of the paleomagnetic results obtained from the regions tectonically disturbed, for example from the Carpathians, where paleomagnetic researches are being carried out.

REFERENCES

Mc Elhinny M. .W. (1973) Palaeomagnetism and plate tectonics. *Cambr. Univ. Press.* — Cowley J. A. (1980). Palaeomagnetic directions and pole positions — XVI, *Geophys. J. RAS*, 61, 549—571.

Institutul Geologic al României

MOHO SURFACE AND RECENT CRUSTAL MOVEMENTS IN ROMANIA: GEODYNAMIC CONNECTIONS[1]

BY

VASILE LĂZĂRESCU[2], ION CORNEA[3], FLORIN RĂDULESCU[3], MIRON POPESCU[3]

Introduction. In the last years, synthetic information in several geodynamic branches have been obtained about the whole Romanian territory.

The earthquake on March 4, 1977 enabled a new seismotectonic national map (Cornea, Lăzărescu, 1979, 1981) and regional researches on the deep structure of Romania led to syntheses on M discontinuity features across our country (Rădulescu, 1979, 1981; Sollogub et al. edits., 1978, 1980; Riznicenko et al., 1980; Sciukin, Dobrev, 1980; Varodin et al., 1980). In the same time, the recent vertical crustal movements map of Romania (Cornea et al., 1978, 1979) compiled the work offered by the geodetical measurements on repeated high precision levelling throughout the network. Its geological interpretation enabled a first correlation with tectonics in Romania (Lăzărescu, Cornea, Popescu, 1980).

The above mentioned sources of data suggested an integrated approach of geodynamic behaviour disclosed by the Moho discontinuity.

Information. The Romanian territory belongs to the northern branch of the Alpine orogenic belt by the East and South Carpathians, the Apuseni Mts and their neighbouring depressions (the Carpathian Foredeep; the Transylvanian and Eastern border of the Pannonian Basin) as well as to the Alpine Fore-land by the Moldavian and Moesian platforms.

In the idea of plate-tectonics, such major structural units of the country have been considered by several authors as parts of four plates and subplates, namely the East-European plate, the Intra-alpine subplate, the Moesian subplate and the Black Sea subplate.

The new information on the differential geodynamic behaviour of the above mentioned geological units is the following one (Fig. 1).

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, 1981 September 8—13, Bucharest, Romania.

[2] University of Bucharest, Dept. Geology and Geophysics, 6, Traian Vuia Str., Bucharest, Romania.

[3] Centre for Earth's Physics and Seismology, Bucharest — Măgurele, P. O. Box MG—2, Romania.

Institutul Geologic al României

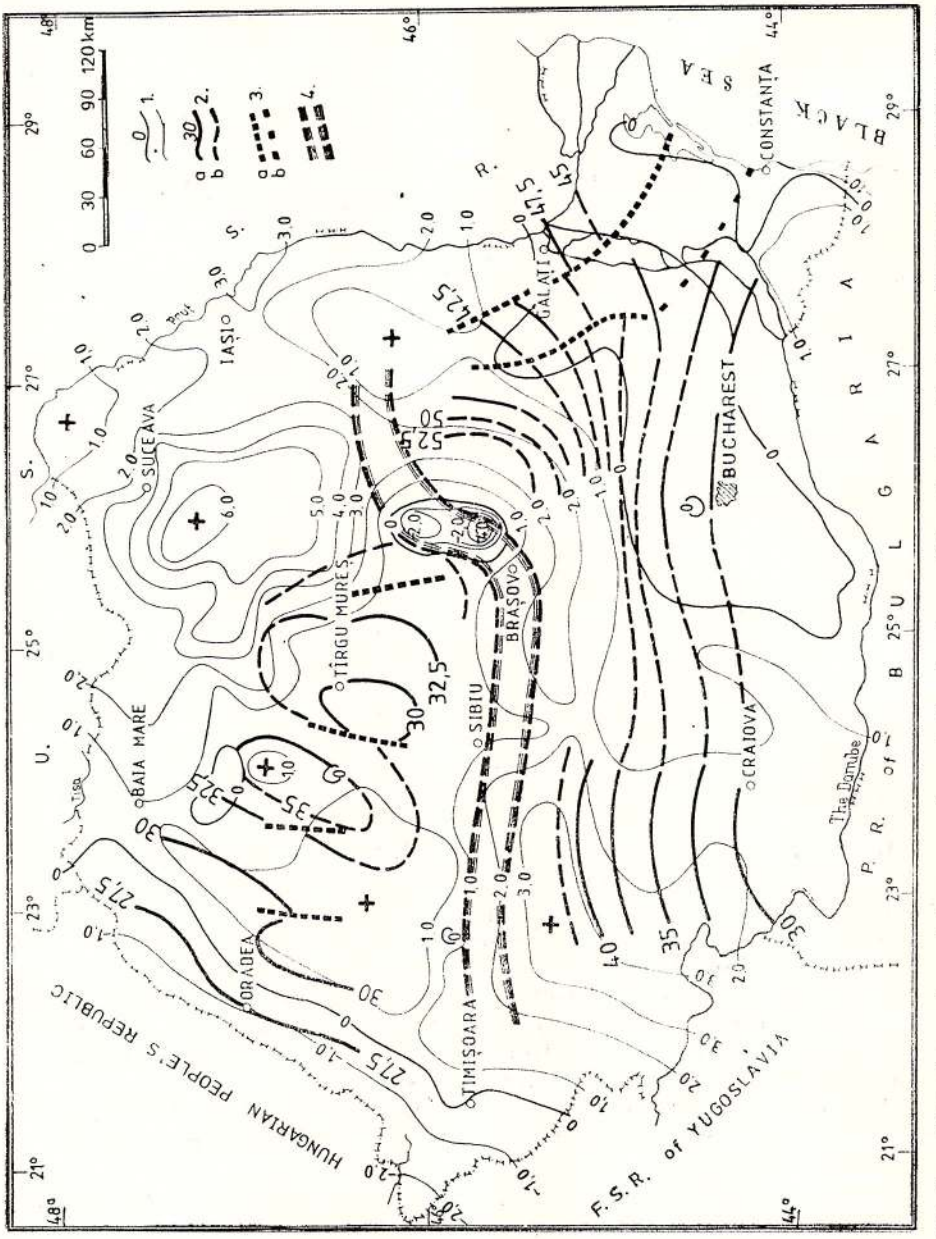


Fig. 1. — Map of recent crustal movements and the structure of the M discontinuity in Romania. 1, Isoline of vertical velocity — mm/y; 2, Isobath of M boundary, km: a, detected, b, assumed; 3, Crustal faults: a, geologically detected, b, geophysically detected; 4, Hypothetical deep fractures system.

Institutul Geologic al României

Eastern Carpathians disclose a strong trend of recent upheaval (up to 5 — 6 mm/y) in the northern part of Moldavia where an obvious inherited transversal uplift was established across the mountains and their fore-land (Lăzărescu, Dinu, 1973). Slower upward velocities were deduced at the Eastern Carpathians Arc Bend where the very well known epicentral area of Vrancea has a persistent intermediate seismic activity.

The explosion seismology here indicates a M depth of about 55 km under the mountains and of around 42—44 km under the Focșani-Odobești Depression in front of the Arc Bend (Enescu et al., 1972). The specific features of seismic recording is the low energy and amplitudes of reflections suggesting a thicker transitional zone without strong contrasts of waves velocity. These data are in agreement to the conclusion of Sollogub et al. (1978, 1980) on the occurence of two Moho surfaces (at 55 and 65 km) in the Eastern Carpathians of USSR, one of which was produced by young Alpine movements. In this respect, the intensive recent uplift of the East Carpathians may be connected to a trend of sinking of the M surface by phase changing (Lăzărescu et al., 1980). The same process could explain the great thickness and the diffuse feature of the transitional zone (Fig. 2).

The South Carpathians also have two areas, one of lesser uplift (2 mm/y) east of the Olt Valley, and a second western one of stronger rise (up to 3.5 mm/y). The Earth's Crust thickness amounts 42—44 km. Here the seismic information is confined to an area around the Surianu Mts where the recordings suggest a M surface dipping north and except of several reflections. This information could be related to a deep contact between the Danubian Autochtone and the Getic Nappe. Some recent data about a differential behaviour of Earth's tides (Zugrăvescu et al., 1981) north and south of this area point to the same conclusion.

The Apuseni Mts are less active (only + 1.5 mm/y) concerning the vertical recent movements, the earthquakes are here lacking and the single seismic data (XI international profile) about the northern end indicate only 28 — 35 km for the Moho depth with no further information. The older geological age of these mountains could explain their lesser geodynamic activity.

The Carpathian Fore-deep, following the national map (Visarion et al., 1977), seems to be not very active concerning vertical movements; yet new geodetical measurements after 1979 outlined a zone of stronger uplift in front of the Vrancea region where previous seismic information indicated an exceedingly thick sedimentary layer.

As to the Earth's Crust basis, the M transitional zone is gradually thicker from west (about 4 km) (Fig. 3) to east at the mountains arc bend (8—10 km) disclosing the same trend of the crust to get thicker under the Focșani — Odobești Depression. In comparison to the Ukrainian Carpathian Fore-deep, the value of the transition zone still remains a modest one. In our opinion, the explanation of a thicker transitional zone is related to the stronger subsidence of Molasse Formation in some zones of the fore-deep.

The Transylvanian Depression is a quiet realm as concerns the recent movements and Earth's crust thickness has intermediate values of

Institutul Geologic al României

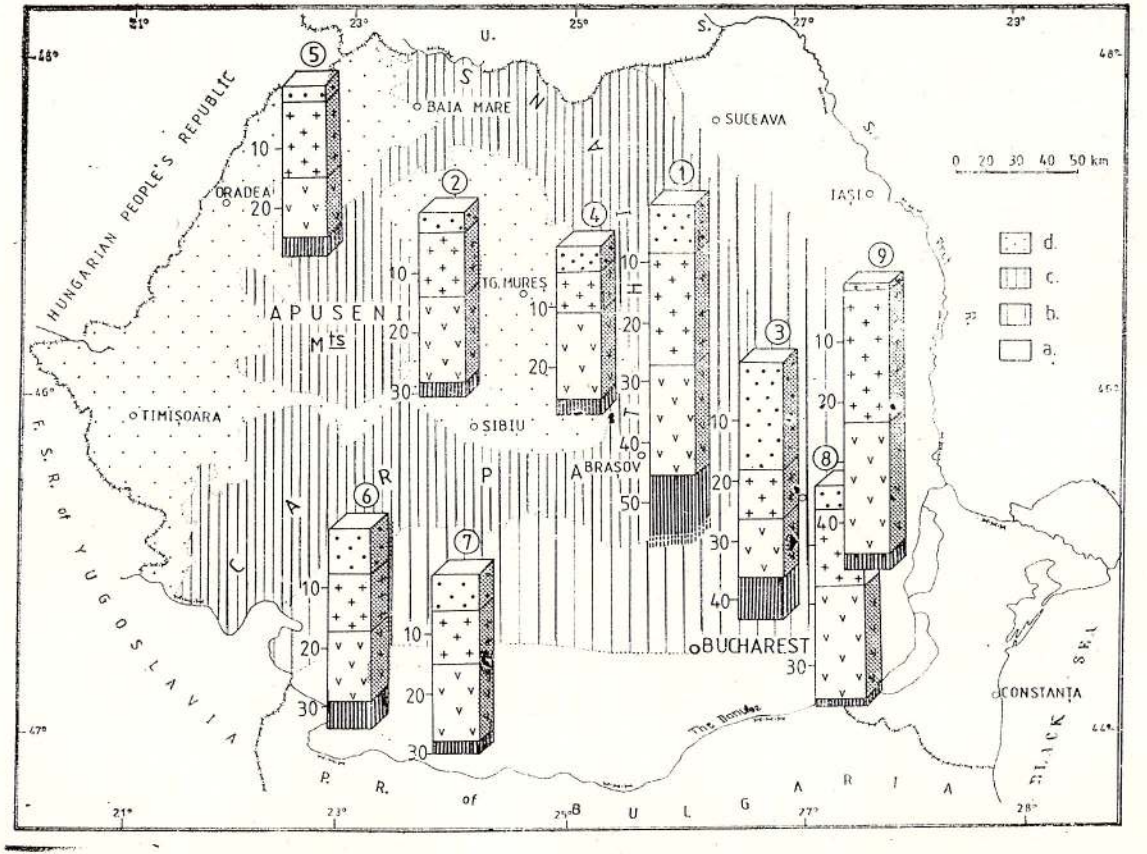


Fig. 2. — Some typical examples of the Earth's crust features in Romania. a, platforms; b, fore-deep; c, orogenic area; d, depressions 1, Vrincioaia; 2, Cluj-Napoca; 3, Rm. Sărat; 4, Tg. Mureş; 5 Carei; 6, Strehaia; 7, Craiova; 8, Însurăţei; 9, Galaţi. Columns: Points= Sedimentary layer; crosses = "Granitic" layer; v = "Basaltic" layer; Vertical hatching = M transition zone.

Institutul Geologic al României

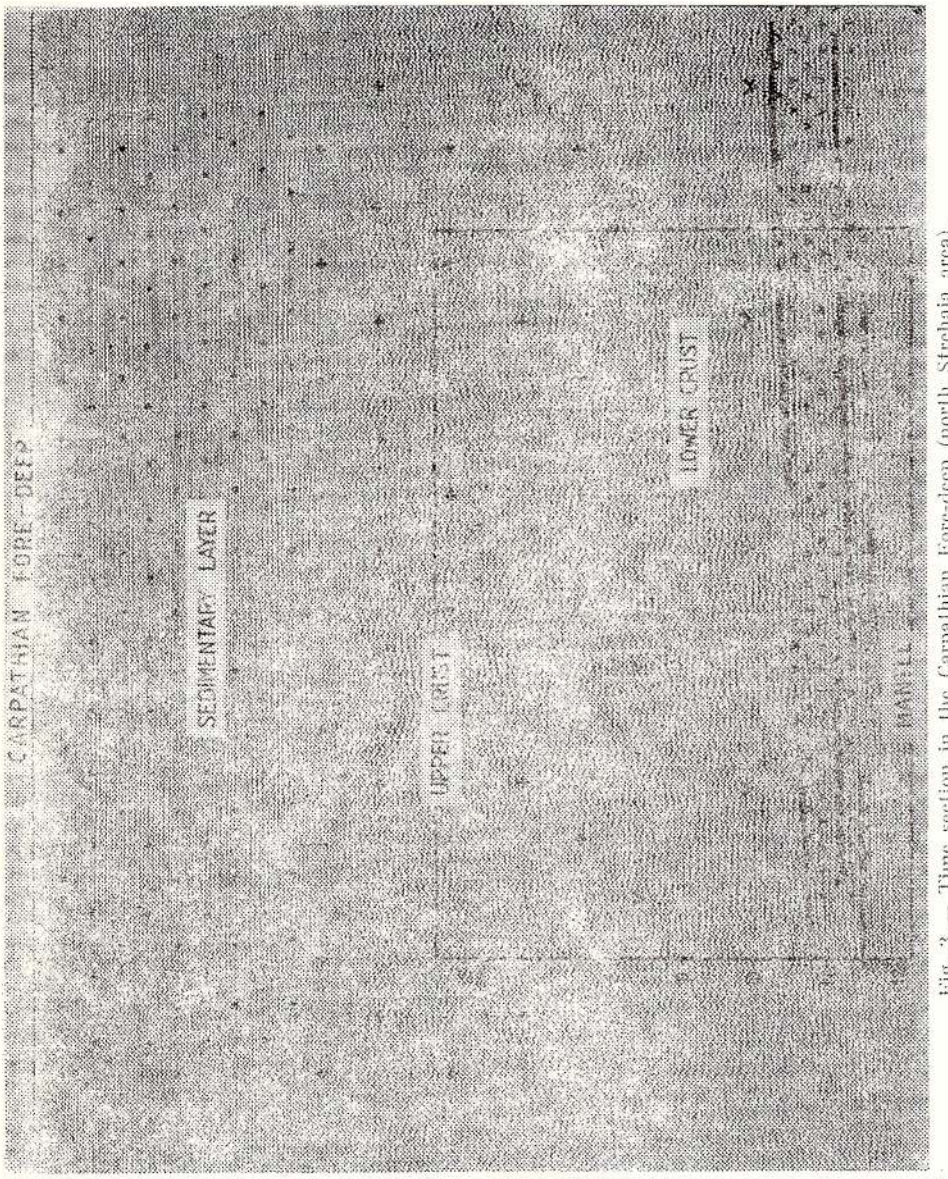


Fig. 3. — Time section in the Carpathian Fore-deep (north Strehaia area).

Institutul Geologic al României

TABLE 1

Earth's Crust Structure and Recent Vertical Movements in Romania

Geological Unit	Region	Thickness of the crust (km)	Transition zone crust-mantle (km)	Vertical movements	
				Trend	Velocity (mm/y)
East Carpathians	Bending zone	50—55	>10	+	2
South Carpathians	Surianu Mts	40—42	—	+	2—3.5
Apuseni Mts	Hucdin	28—30	2—3	+	1
Carpathians Fore-deep	Strehaia	32—34	4—6	+	2
	Rm. Sărat	42—43	8—10	+	1—2
Transylvanian Basin	Cojocna	30—32	2—3	+	0—1
Pannonian Basin	Oradea	27—28	—	—	0—-1
	Carei	26—28	2—4	—	-0.5—-1.5
Moesian Platform	Craiova	29—31	1—2	+	1—2

28—33 km. The transition zone is relatively thin (1 — 2 km) and only under the western part, two reflections occur at the level of M surface.

The Eastern border of the Pannonian Basin has a steady trend of sinking up to — 2 mm/y at the triconfinium Romania-Hungary-Yugoslavia. Very probably, the true subsidence is produced along peripheral faults with a complicated pattern. Here the Earth's Crust thickness goes down to 24—28 km with a transition zone of 2 —4 km (Table 1, Fig. 4). This information is in good agreement with the subsidence trend which is suggesting that, across the Pannonian Basin, the M discontinuity is going up by phase transformations.

From the platform regions in front of Carpathians the available seismic information concerns only the Moesian Platform. The eastern side of this cratonic area is sinking; whilst, the western side is in steady uplift (1—2 mm/y). Geodynamically, interesting is the sinking zone south of Focșani where the subsident area lost its linear NE-SW feature, typical to the subsidence trend within the fore-deep where the axis of greatest thickness moved outward each stage during the Pliocene-Early Quaternary time.

The crust is here 29-31 km thick with a reduced transition zone of only 1-2 km. Typical for the western side of the platform is a sub-regional channel of lower velocity toward the basis of the crust as established along a reflection profile west of Craiova (Fig. 5).

Conclusions. The geodynamical conclusions to be drawn by this paper are reduced to preliminary ones, taking into account the confined areas where the seismic information is now available and in view of the large regional data about the recent vertical movements.

However, some general indications are already clear, even in the present state of knowledge.

Institutul Geologic al României

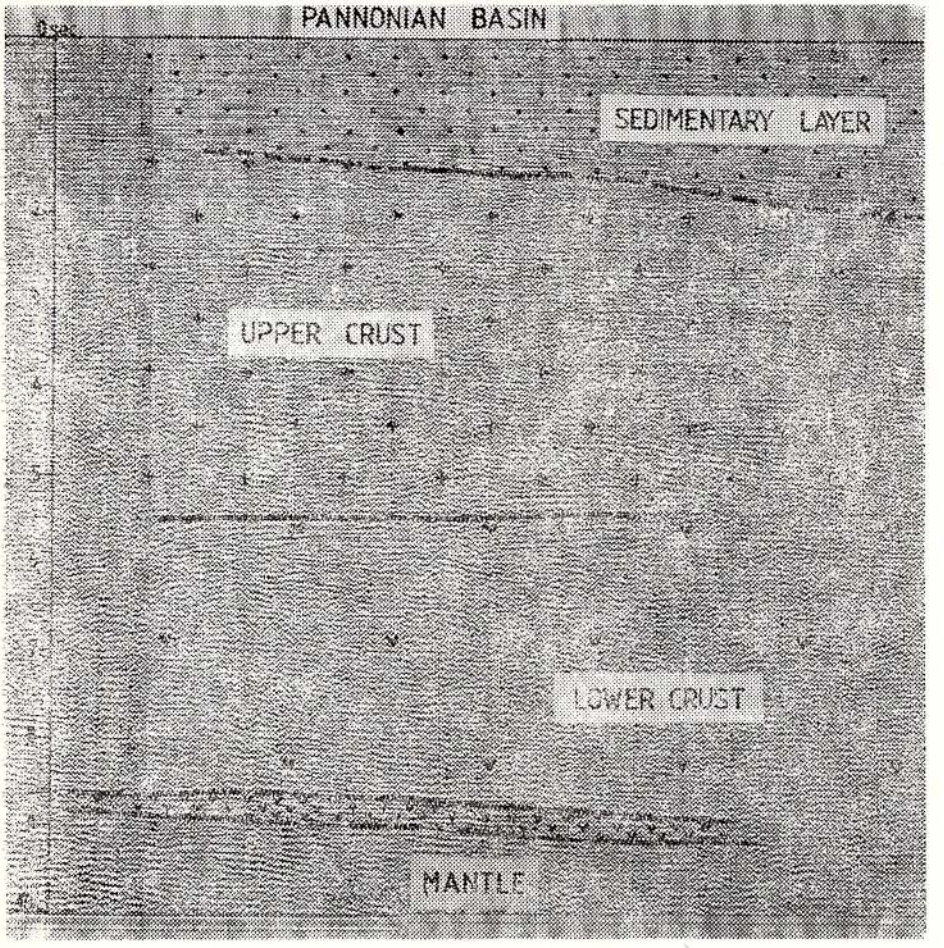


Fig. 4. — Time section in the Pannonian Depression (Carei area).

— The thickness and structure of the transition zone Crust — Upper-mantle is principally depending of the differential tectonic activity of each structural unit. Therefore, the features of the Moho discontinuity may be different in the frame of some plates or subplates, and significantly change at their limits.

— The M boundary may have an obvious evolution in time under tectonically active regions.

Institutul Geologic al României

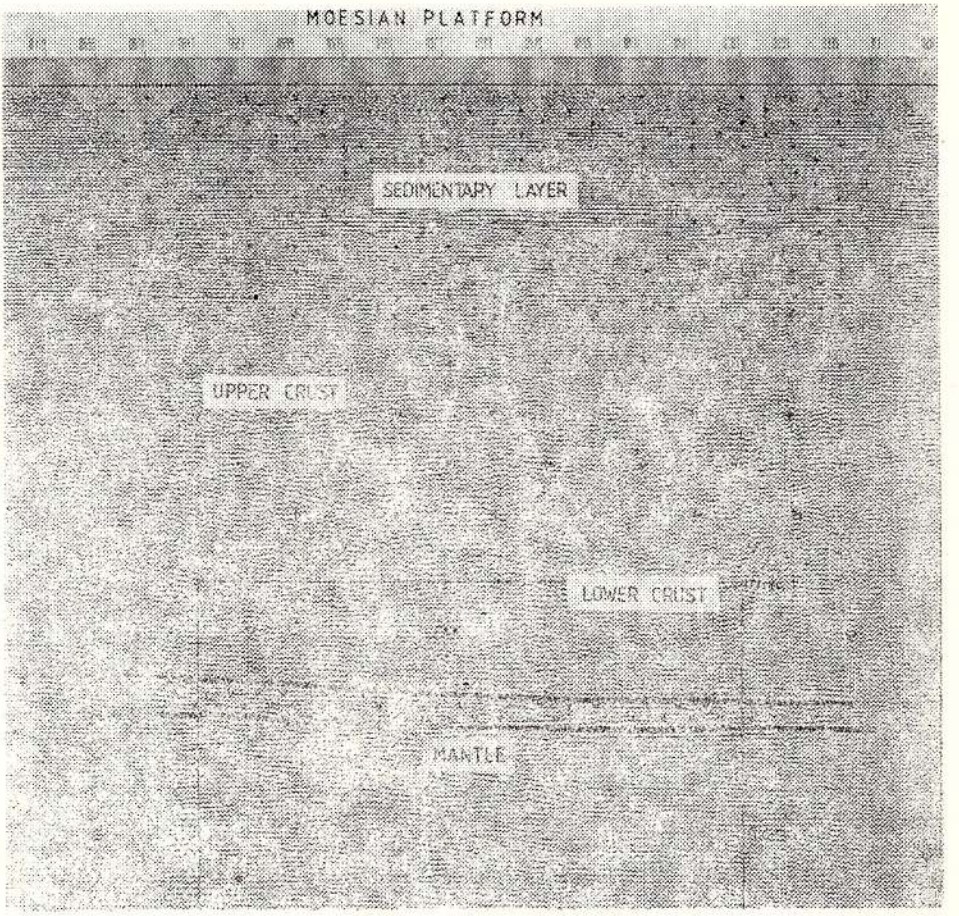


Fig. 5. — Time section in the Moesian Platform (Craiova area).

— Principal causes for M surface transformations are the vertical tectonic movements. The subsidence determines a trend of uplift, whereas the upheavals produce a sinking of M boundary.

— Under the Alpine — Carpathians belt due to the same causes, the M discontinuity lost its clear features or was multiplied during active phase of uplift.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Cornea I., Drăgoescu I., Popescu M., Visarion M. (1978) Monography of recent vertical crustal movements in the R. S. of Romania (in Romanian). *Preprint Centr. Inst. of Phys.* 100 Bucharest — Măgurele.

— Drăgoescu I., Popescu M., Visarion M. (1979) Map of recent vertical crustal movements of the territory of S. R. of Romania (in Romanian). *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geofiz.*, 17, 1, 3—20, Bucharest.

— Lăzărescu V. (1980) Tectonics and geodynamical evolution of the territory of Romania (in Romanian). Preprint Centr. Inst. of Phys. 89 Bucharest — Măgurele.

— Lăzărescu V. Geology and seismotectonics of Romania. In : The Earthquake of March 4, 1977 (in Romanian). 19—35, *Ed. Acad. R.S.R.*, Bucharest.

Enescu D., Cornea I., Constantinescu P., Rădulescu F., Pătruț St. (1972) Structure of the Earth's crust and Upper Mantle in the Carpathian Arc Bend (in Romanian) *St. Cerc. Geol. geofiz. Geogr. ser. Geofiz.*, 10, 1, 23—41, Bucharest.

Lăzărescu V. (1980), Physical Geology (in Romanian). *Ed. Tehn.* 512, Bucharest.

— Dinu C. (1973) Considérations néotectoniques sur l'Avant-pays des Carpates en Moldavie de nord. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol.*, 17, 1, 135—143, Bucharest.

— Cornea I., Popescu M. (1980) Correlations Geodynamics — Recent Vertical Crustal Movements. *XII Gen. Ass., Europ. Seism. Comm., August 1980, Abstracts*, 79. Budapest.

Rădulescu F. (1979) Seismic researches on the Earth's crust structure in Romania (in Romanian). *Ph. D. Thesis*, Univ. of Bucharest, 172.

— (1981) Crustal Seismic Studies in Romania. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géophys.*, 25, 57—74, Bucharest.

Riznicenko Y. V., Drumea A. V., Stepanenko N. Ya., Simonova N. A. (1980) Seismicity and seismic risk of Carpathian region. In : The March 4, 1977 Carpathian Earthquake and its consequence (in Russian). *Nauka Publishers*, 46—85, Moscow.

Sollogub V. B., Cekunov A. V., Livanova L. P., Geiko V. S., Turcianenko N. T., Boiko V. N., Zaiatz H. B. (1978) Deep structure of Soviet Carpathians. In : Structure of Earth's crust in Central and Eastern Europe (in Russian). *Nauka Dumka Publishers*, Kiew.

Sciukin Y. K., Dobrev T. D. (1980) Deep geological structure, geodynamics and geophysical field of the Vrancea region foci. In : the March 4, 1977 Carpathian Earthquake and its consequence (in Russian). *Nauka Publish.*, 7—45 Moscow.

Varodin V., Taloș D., Popescu M., Cornea I., Rădulescu F. (1980) Deep reflections in the Earth's crust in Romania. XVII Gen Ass. Europ. Seism. Comm., August 1980, Budapest, *Abstracts*, 189.

Visarion M., Săndulescu M., Drăghici M., Drăgoescu I., Cornea I., Popescu M. (1977) Map of Recent crustal vertical movements in Romania. *Inst. of Geol. and Geophys.*, Bucharest.

Zugrăvescu D., Delion D., Fătulescu I., Dorobanțu R. (1981) The tilts of the Earth's crust at Padeș — Gorj and Crăciunești — Deva observatories. *Rev. Rom Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géophys.*, 25, 3 — 16, Bucharest.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

JURASSIC-LOWER CRETACEOUS MAGNETOSTRATIGRAPHY IN HUNGARY [1]

BY

EMŐ MÁRTON [2], PÉTER MÁRTON [3]

Introduction

A sequence of reversals of the geomagnetic field for the last 160 m.y. has been deduced from the lineated magnetic anomaly systems in oceans (Ness et al., 1980; Larson and Hilde, 1975).

The dating of the oceanic reversal pattern is far from satisfactory. The last 4 m.y. are the best known, where the oceanic pattern has been confirmed and partly modified in comparison with the results on radiometrically dated continental lava flows, deep-sea and continental sediments. The remainder of the Cenozoic had been dated by extrapolation of the last 4 m.y. assuming constant spreading rates and later checked and adjusted by determining the isotope age of two more anomalies (54.9 and 66.7 m.y.).

The situation is even less exact for the Mesozoic beyond the Cretaceous quiet interval (Fig. 1). Its dating is based on two points — one in the Oxfordian and one in the Hauterivian — and linear interpolation within and extrapolation beyond the calibration points.

No oceanic reversal scale exists for the older than 160 m.y. part of the geological column. The compilation of the land-based determinations has resulted in an obviously very provisional reversal column (Van Hinte, 1976).

Magnetic stratigraphy has a great potential as a means of correlating sedimentary sequences. But the first step is to have a clearly identifiable and well-established pattern of polarity reversals calibrated in paleontologically controlled sections.

Much effort has been recently concentrated on the Mesozoic both in Europe and America. The aim of this paper is to give a short report on

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] Hungarian Geophysical Institute „Lorand Eötvös" Tel. 635—100, Cables: ELGI, Telex: 22—6194, Budapest, Hungary.

[3] Geophysical Department, Eötvös University, Budapest, Hungary.

Institutul Geologic al României

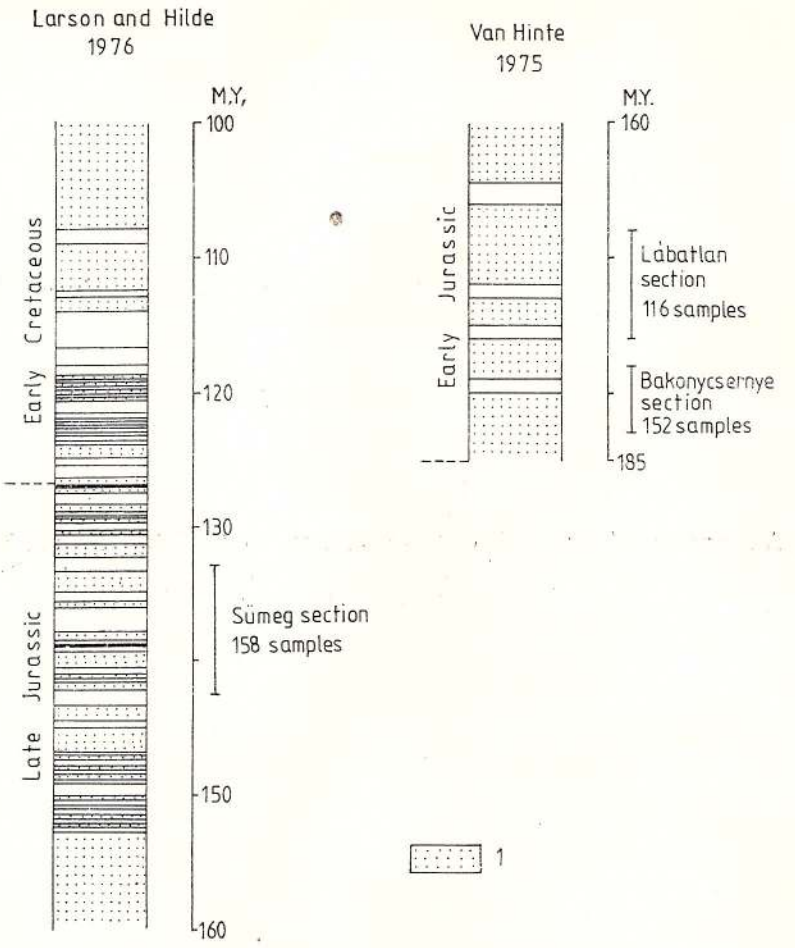


Fig. 1. — Magnetic reversal scales. 1. Normal polarity.

the Hungarian results hitherto obtained. Results on two of the studied localities have been published (M á r t o n et al., 1980) or prepared for publication (M á r t o n). The results of the third, the Lábatlan section, are preliminary.

Sampling Localities

Two of the sections, Bakonycsernye and Lábatlan (Fig. 2), are older than 160 m.y. At both localities there is a good paleontological control based on ammonites (F ü l ö p, 1969); the material is red limestone; the rate of sedimentation is estimated at about 1 m m.y.$^{-1}$.

The third section, Sümeg, is of late Jurassic-early Cretaceous age (F ü l ö p, 1968). The subdivision here is based on Calpionellids; the material is red to white limestone; the rate of sedimentation had been fairly high, 15 m m.y.$^{-1}$ in average.

Institutul Geologic al României

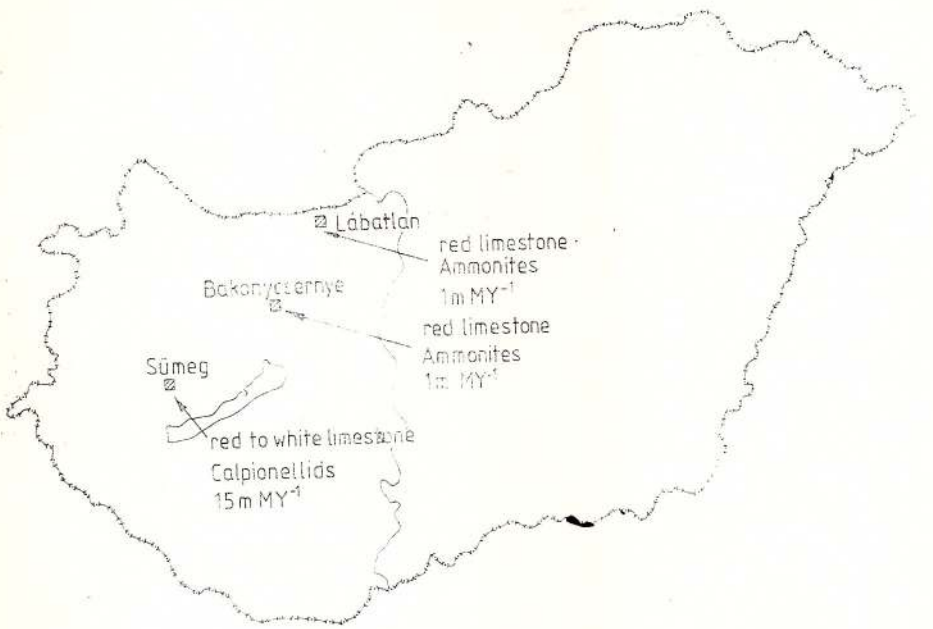


Fig. 2. — Sampling localities.

The sampling distance had been chosen according to the estimated average rate of sedimentation : each bed was sampled at Bakonycsernye and Lábatlan ; 158 samples were collected over 140 m at Sümeg.

Magnetic Treatment

The remanent magnetizations were measured with JR-4 and ScT magnetometers (each component 2—4 times). Very weak magnetization characteristics of the Sümeg section were measured repeatedly (each component 6—10 times) to improve signal to noise ratio.

Alternating field (AF) demagnetization as a possible method of cleaning had to be ruled out since AF had tended to enhance overprint magnetization.

The complexity of the natural remanence (NRM) is illustrated in Figure 3. All diagrams show more than one component of NRM ; in many samples three are present, which are interpreted as follows : 1. overprint due to the present day field, generally removed at low temperatures (100—200°C) ; 2. overprint acquired in a Mesozoic normal field ; 3. a reversed or normal magnetization of depositional or postdepositional origin.

The first two components can be extremely resistant to AF treatment, while the third is soft.

Thermal treatment on the contrary, succeeds in removing the first two leaving behind a basically original NRM.

Institutul Geologic al României

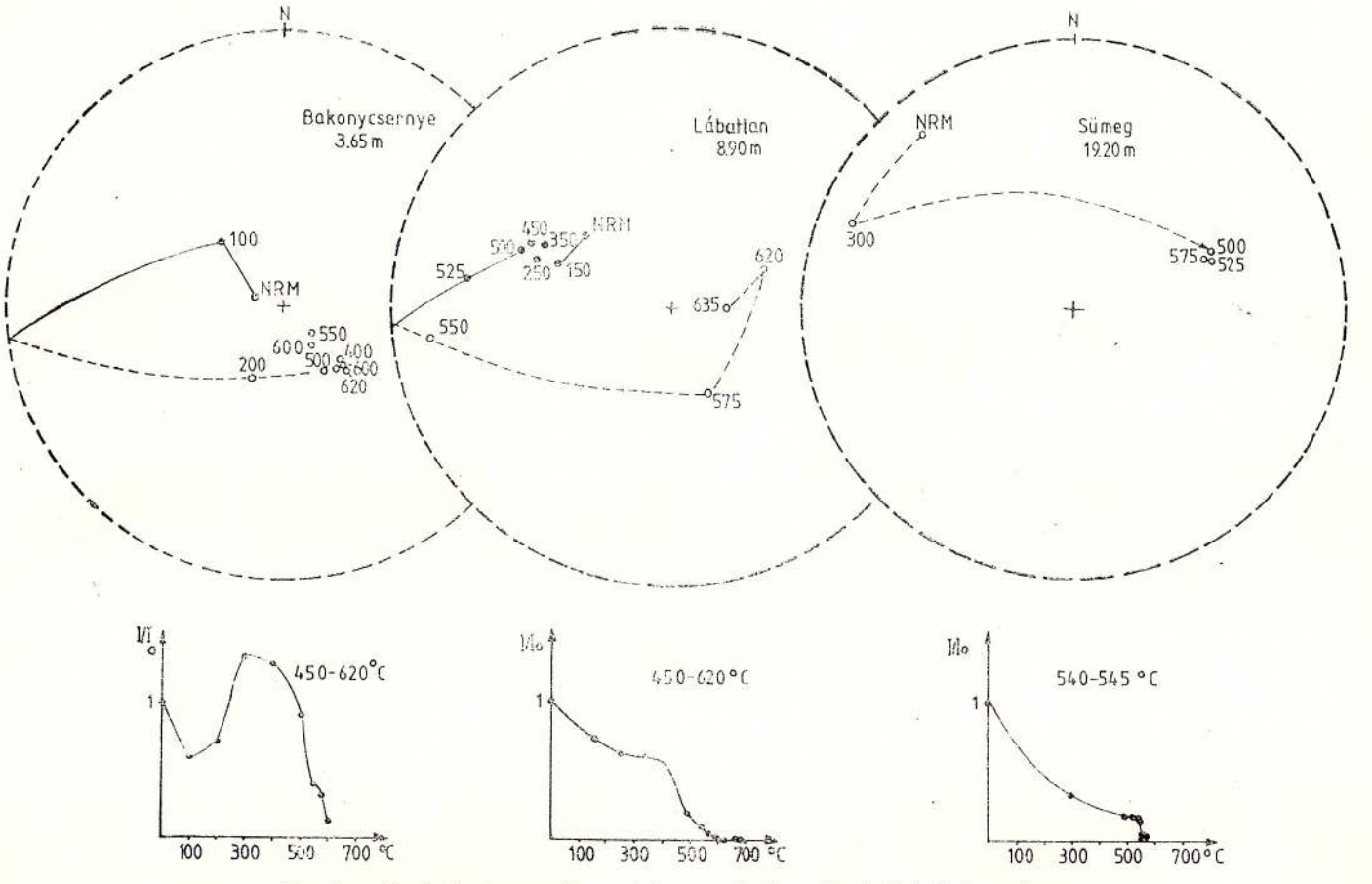


Fig. 3. — The behaviour on thermal demagnetization of selected pilot specimens.

Institutul Geologic al României

Magnetostratigraphy is concerned with the third component only. It is isolated at the following optimum cleaning temperatures: Bakonycsernye 450—620°C, Lábatlan 450—620°C, Sümeg 500—545°C.

At these temperatures the magnetization is still well defined while most of the overprint magnetization is removed.

Magnetic Stratigraphy

The time scale of magnetic reversals have been obtained plotting the magnetic directions against the depth scale first, then converting the depth scale into a time scale using the available paleontological data.

Figs. 4, 5 and 6 compare the Hungarian results with the corresponding portions of earlier compiled land-based and magnetic anomaly records.

The *Bakonycsernye* polarity sequence offers a paleontologically well controlled, paleomagnetically well defined magnetic time scale showing more reversals in the Pliensbachian than previously observed (Fig. 4).

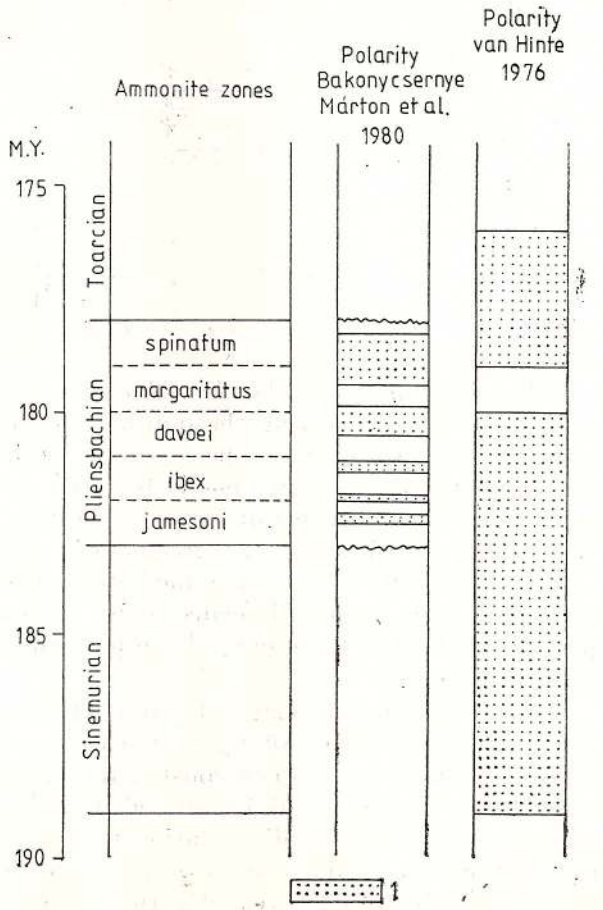


Fig. 4. — Comparison of the Bakonycsernye magnetic stratigraphy with that compiled by Van Hinte (1976). 1, Normal polarity.

Institutul Geologic al României

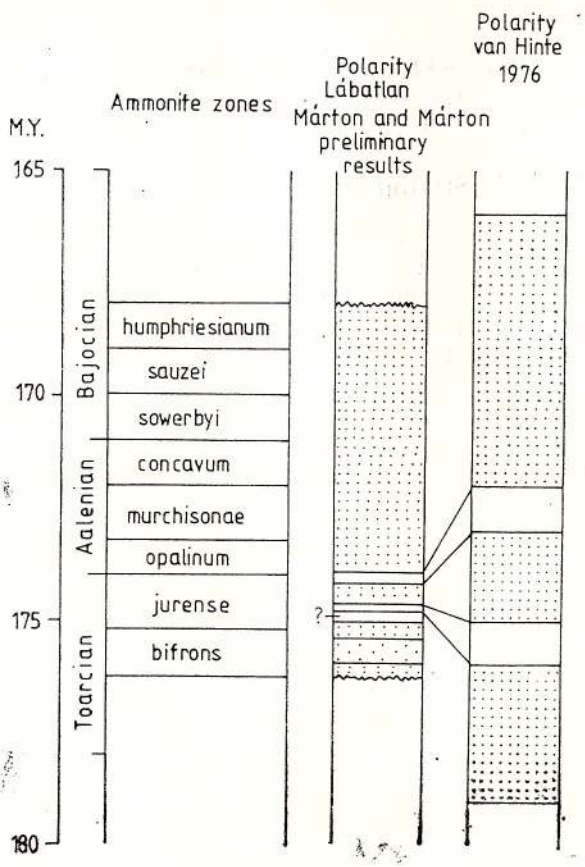


Fig. 5. — Comparison of the Lábatlan preliminary magnetic stratigraphy with that compiled by Van Hinte (1976).

The subdivision of the *Lábatlan* section is based on ammonites. In the process of converting the depth scale into a time scale we had to compress the Upper Toarcian part of the section. As a result, the two reversed zones and the normal one in between at Lábatlan are considerably shorter than the corresponding zones on the reversal scale by Van-Hinte (1976). Otherwise the agreement is very good. Thus the existence of a dominantly normal field immediately before the commencement of the Jurassic quiet interval seems to be confirmed (Fig. 5), although it is possible that a few more normal samples will turn reversed on demagnetization above 620°C.

Both the marine magnetic anomaly record by Larson and Hilde (1975) and the *Sümeg* time scale are subjected to similar uncertainities. Namely, they were constructed using a few paleontologically dated calibration points and assumed a constant spreading rate in the first case and constant sedimentation rate in the second one in between (Fig. 7). Even so, anomaly M 17 + 16 of the marine scale compares well with the relatively long reversed period at Sümeg (Fig. 6). It seems that

Institutul Geologic al României

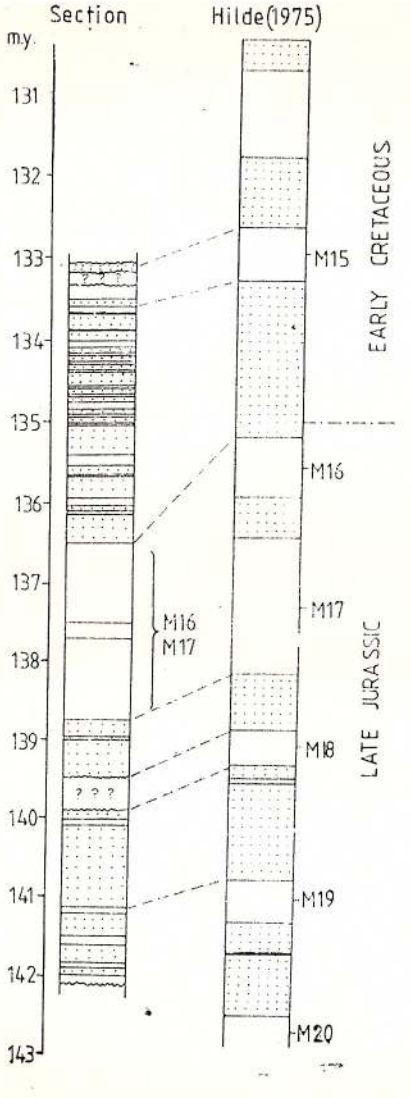


Fig. 6. — Graph of the ranges of the diagnostic Calpionellids (F i l á c z, pers. comm.) plotted against the distance from the base of the Kimmeridgian.

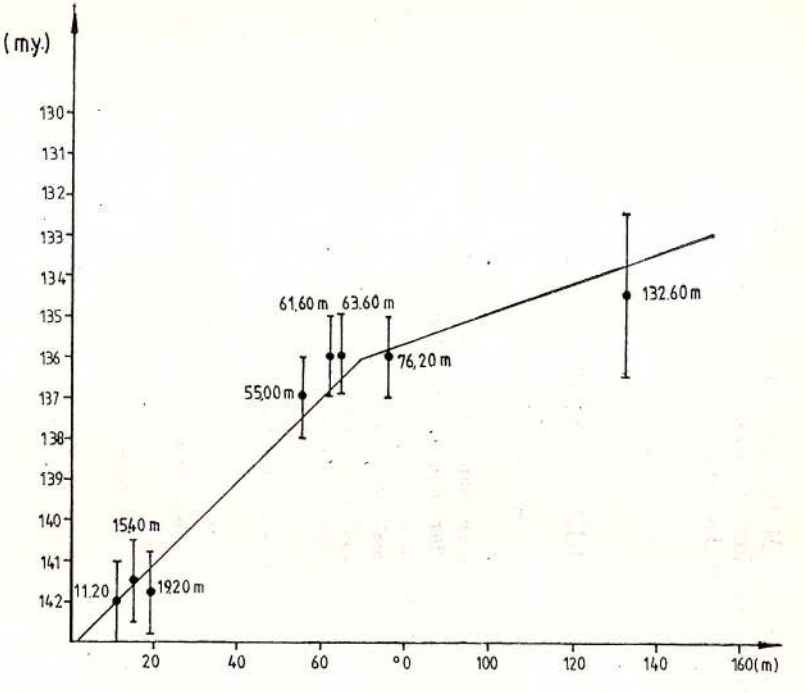


Fig. 7. — Comparison of the Sümeg section with that derived from the oceanic magnetic anomalies by L a r s o n and H i l d e (1975).

Institutul Geologic al României

the normal interval between M 16 and M 15 breaks up in the land section into a pattern of frequent short reversals and there are differences down from the younger end of M 19 too.

REFERENCES

Fülöp J. (1968) Geology of the Transdanubian Central Mts. Excursion guide, International Geological Congress, Prague.

— (1969) Geology of the Transdanubian Central, Mecsek and Villány Mts. *Excursion guide, Colloquium on the Mediterranean Jurassic*, Budapest.

Larson R. L., Hilde T. W. C. (1975) A revised time scale of magnetic reversals for the early Cretaceous and late Jurassic. *Journal Geoph. Res.* 80. 2586–2594.

Márton E., Márton P., Heller F. (1980) Remanent magnetization of a Pliensbachian limestone sequence at Bakonycsernye (Hungary). *Earth and Planetary Science Letters* 48. 218–226.

— Late Jurassic-early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Sümeg section /in preparation/.

Ness G., Levi S., Couch R. (1980) Marine Magnetic Anomaly Timescales for the Cenozoic and Late Cretaceous. A precis, critique, and synthesis. *Rev. of Geoph. Space Phys.* 18. 753 – 770.

Van Hinte J. E. (1976) A Jurassic time scale *AAPG Bulletin 60*. 489–497.

Institutul Geologic al României

NEW PALEOMAGNETIC DATA FOR THE CĂLIMANI, GURGHIU AND HARGHITA VOLCANIC MOUNTAINS IN THE ROMANIAN CARPATHIANS [1]

BY

NINEL MICHAILOVA [2], ALLA GLEVASSKAYA [2], VSEVOLOD TSYKORA [2], TITUS NEȘTIANU [3], DRAGOMIR ROMANESCU [3]

Paleomagnetic studies are more and more used for clearing up the evolution and structural features of the Carpathian chain Neogene volcanism. The results of these studies supplemented by biostratigraphical and radiometric age data can provide very useful information concerning the evolution as well as the structural and tectonic features of the volcanic rocks all over the above mentioned area.

The Carpathian Neogene volcanism begins in the Eastern Slovakia (Vygorlat Mountain), passes through the Soviet Transcarpathians (Poprichny, Antalovski, Sinyak, Dekhmanov, Bughora etc.) and ends in Romania, the final part being represented by the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain.

Detailed paleomagnetic studies of the above mentioned Soviet Transcarpathian volcanic massifs have been carried out. These studies enabled the drawing up of a regional chronopaleomagnetic scale and therefore a paleomagnetic stratification of the Miocene and Pliocene volcanic rocks and the correlation of various volcanic center profiles.

Using the information obtained by the separation of different paleomagnetic horizons, emplaced during normal or reversed geomagnetic field polarities, one gets more objective basis for rendering evident the volcanic phases as well as for increasing the geological maps reliability and for developing paleomagnetic mapping methods (Michailova et al., 1974).

According to the paleomagnetic data (Glevasskaya, Michailova, 1973; Michailova et al., 1974; Glevasskaya, 1977) the basaltic andesite volcanism products in the Soviet Transcarpathians

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] S. I. Subbotin Institute of Geophysics, Ac. Sci. UkSSR, Kiev.

[3] Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeș 1, 78344, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

have been formed during at least two complex epochs : the Uzhgorod epoch of reversed polarity (13.7—12 m.y.) and the Transcarpathian epoch of normal polarity (12—9 m.y.)[4].

It was also pointed out that the volcanic activity both in location and intensity "wandered" from NW to SE so that the effusive rocks in the south-easternmost part of the Soviet Transcarpathians, at the border between the Soviet Union and Romania, have paleomagnetic features typical for the second half of the Transcarpathian epoch.

The above mentioned results emphasize the particular interest presented by the paleomagnetic data from the Romanian Carpathians for extending the regional paleomagnetic sequence and for studying the problem of basaltic andesite volcanism migration. From this point of view the Călimani-Gurghiu-Harghita chain is especially suited for this kind of study as it is situated in an area where volcanic eruptions occured repeatedly, stratovolcanic buildings and their geomorphological elements (calderas, volcanic domes, lava flows) are well preserved. These facts make possible to establish, rather accurately, the relationship between volcanic deposits within separate massifs and to provide unaltered samples to be studied.

Former paleomagnetic research carried out in this area (R ă d u l e s c u et al., 1972; P ă t r a ș c u, 1976) proved the possibilities of this method in clearing up the structure and geological history of the volcanic bodies. The studies concerning the magnetization stability and structure using an a.c. demagnetizing method have shown that the primary remanent magnetization directions agree with the Neogene geomagnetic field polarities. Six rock units of normal or reversed polarity were identified. They are marked on the map in Figure 1 by H—II, H—V, G—IV (normal polarity) and H—I, H—III, CG—IV (reversed polarity) and correspond to one or several, well individualized, volcanic apparata.

In 1978, within the framework of an international collaboration, oriented samples from the studied area were collected by Soviet (T s y k o r a) and Romanian (N e ș t i a n u) specialists. A total of 13 outcrops have been studied, the collected samples representing volcanosedimentary rocks which form the stratovolcanic basement, stratovolcanic lava flows of the precalderic and postcalderic stage as well as separate volcanic bodies of a monogenic volcanotype.

The magnetic parameters of these samples were preliminarily measured at the Petrophysical Laboratory of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest (Romania) and after that, especially concerning the paleomagnetic features, at the Magnetism of Rocks and Minerals Laboratory of the S. I. Subbotin Institute of Geophysics of the Ukrainian Academy of Science, Kiev (Tab. 1). K—Ar dating was performed at the Absolute Geochronology Laboratory of the Institute of Geologic Science of the Armenian Academy of Science, Erevan (Tab. 2).

On the whole, the lavas are strongly magnetized (Tab. 1), which is typical for the andesites and basaltic andesites of the Carpathians. Howe-

[4] The K—Ar dating was performed using the contact decay :

$$\lambda_k = 0.584 \times 10^{-10} y^{-1}; \quad \lambda_\beta = 0.472 \times 10^{-10} y^{-1}$$

Institutul Geologic al României

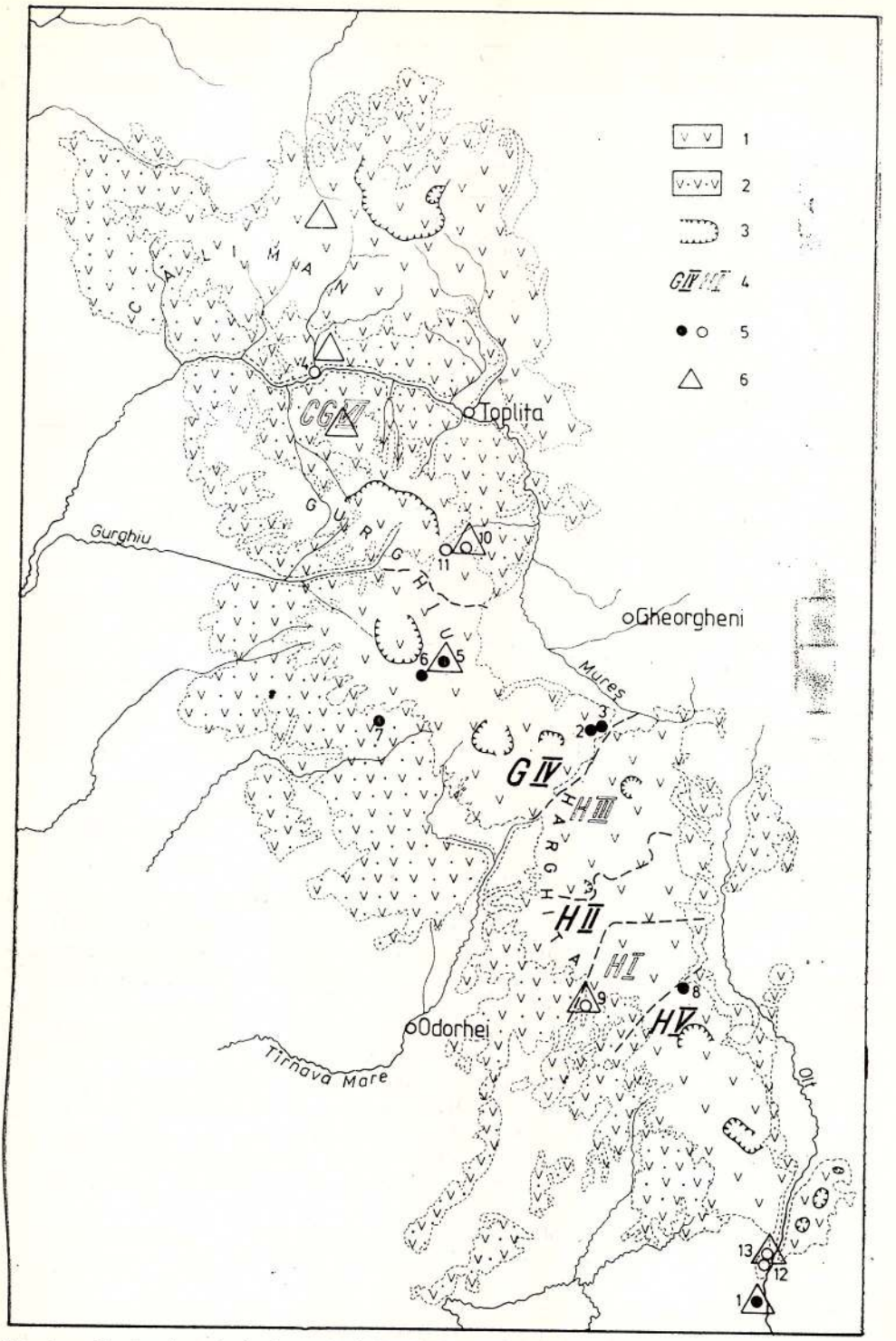


Fig. 1. — Regional geological map of the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain.]After-Rădulescu et al.: "Neogene volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu-Harghita Mts.)", Symposium volcanism and metallogenesis, Bucharest, 1973)]. 1, volcanic rocks; 2, volcano-sedimentary rocks; 3, craters and calderas; 4, area with normal and reversed polarity of the volcanic rock magnetization (after Pătrașcu); 5, outcrops with normal and reversed polarity of the volcanic rock magnetization (1978), 6, K-Ar age determination.

Institutul Geologic al Romaniei

TABLE 1

Volcanic rock magnetic features

Outcrop nr.	Nr. of measured samples	Density g/cm³	Magnetization parameters					
			I_n mean $\times 10^6$ CGSu	$\varkappa$ mean $\times 10^6$ CGSu	Q_n mean	D° mean	I° mean	T°C
R_1	5	2,53	5395	656	16,4	56	48	400—450
	2	2,63	175	214	1,6	42	59	
R_2	5	2,67	2348	2467	1,9	2	62	250—300, 540
	6	2,67	1853	2406	1,5	19	60	
R_3	6	2,71	2219	2151	2,0			150, 350, 525
	4	2,73	2670	2395	2,2	—	—	100—150, 350, 525
R_4	5	2,74	554	1500	0,8			
	1	2,76	3573	1265	6,0	180	—12	—
R_5	8	2,70	3396	2721	3,0	354	59	—
R_6	5	2,64	1888	2520	1,5	dispersion		—
R_7	5	2,75	2956	3215	1,8	dispension		—
R_8	5	2,66	994	333	6,0	9	68	250, 350, 560
	1	2,66	3806	570	14,2			
R_9	5	2,72	1592	705	4,5	198	—59	350, 560
	4	2,72	1250	830	3,0	195	—60	200—550
R_{10}	6	2,48	580	1536	0,8	202	—52	
	5	2,44	758	1253	1,3	186	—44	100—200, 350, 525
R_{11}	5	2,63	1632	2991	1,1	189	—77(3)	350, 525, 600
R_{12}	3	2,37	4026	364	22,1	155	—55	350, 560
	1	2,18	915	27	72,4	149	—61	
R_{13}	5	2,38	403	69	11,7	132	—65	
	1	2,40	539	12	96,0	121	—71	—

ver, their natural remanent magnetization (N.R.M.) and magnetic susceptibility values vary in a wide range, which underlines the diversity of crystallization conditions and different degree of the secondary processes effects. The latter is confirmed by different Q_n values (which are independent of the magnetic mineral concentration) within one geologic body (samples, 1, 4, 8 etc.), and likely affects the orientation of the N.R.M. vector which represents the sum of the primary and secondary magnetization components (M i c h a i l o v a, T s y k o r a, 1976).

A set of laboratory experiments have been carried out in order to investigate the origin of the N.R.M. and to evaluate the possibilities of the method to identify the primary magnetization and to estimate the parameters of the ancient geomagnetic field at the time of the T.R.M. of volcanic rocks acquisition, during their original crystallization. These studies include :

— Demagnetization of samples and specimens by alternating field of 100 and 250 Oe for removing the laboratory and geological viscous magnetization ;

— Thermomagnetic studies by the Thellier method using a zero field ; these studies enable to identify the N.R.M. components (primary T.R.M., P.T.R.M. and secondary C.R.M. and V.R.M.) and the blocking temperature ranges. The intensity of the ancient geomagnetic field was

Institutul Geologic al României

TABLE 2

K—Ar dating results for the paleomagnetic characterised volcanic rocks in the Romanian Carpathians

Sample nr.	Volcanic massif	Collecting place	Rock type Geological position	Content K	Content K_2O	A^{40}/K^{40}	Isotopic age m.y.		Polarity
4/1	Harghita	Malnaș quarry	Pyroxene-basaltic andesite Lava flow	2,69 2,69 2,69	— — —	0,038 0,030 0,170	0,67 0,52 2,92	1,3±0,9	N
38/5	Gurghiu	Bucin quarry	Amphibolic andesite Lava flow	1,16 1,16 1,16	— — —	0,47 0,41 0,37	8,07 7,04 6,36	7,15±0,6 7,15±0,6	N
67/10	Gurghiu	Fincel-Lăpușna quarry	Amphibolic andesite Lava flow	1,49 1,49 1,49	— — —	0,41 0,51 0,37	7,04 8,76 6,36	7,39±0,9	R
87/13	Harghita	Bixad quarry	Basaltic andesite Lava flow	1,585 1,585	— —	0,06 0,15	0,87 2,53	1,70±0,8	R_a
*26/99	Călimani	Haitii Valley	Pyroxene-andesite Lava flow	— —	1,70 1,70	0,409	—	7,08±0,21	R
*461/10.1	Călimani	Confluence between Mureș and Ilva rivers	Augite-olivine basalt Lawa flow	— —	1,42 1,42	0,429	—	7,37±0,66	R
*463/102[1]	Gurghiu	Jirca Valley	Pyroxene andesite Lava flow	— —	1,49 1,49	0,393	—	6,80±0,4	R
*2[1]	Northen part of Harghita	Mădăraș lateral volcanic crater	Pyroxene-andesite Lava flow	—	—	—	—	3,92±0,20	R

* After Rădulescu et al. (1972)

Institutul Geologic al României

also determined, provided that the interval of T.R.M. acquisition is large enough and no sharp mineralogical transformation occurs during the experiment (Fig. 2 a, b, Tab. 3);

— Magnetic and mineralogical studies in thin and polished sections using the magnetic powder method, thermomagnetic separation

TABLE 3

Geomagnetic field paleointensity

Outcrop nr.	Nr. of measurements	Ancient geomagnetic field intensity Oe	Present geomagnetic field intensity Oe	Earth's ancient magnetic moment versus the present one
R_8	1	0,45 ±0,05	0,47	0,96
R_9	2	0,295±0,04	0,47	0,63
R_{12}	1	0,94 ±0,07	0,47	2,00

for identification of the mineral carriers of primary and secondary magnetization as well as for interpretation of magnetization curves obtained during the laboratory thermomagnetic studies.

The main results of these studies are the following: the N.R.M. of most of the studied volcanic rocks represents the vector sum of T.R.M. and chemical magnetization, whose presence intensifies the processes of magnetic viscosity formation in the samples; the T.R.M. carrier is homogeneous titanomagnetite (class 1 and 2) containing the ulvospinel component (no higher than 0.4 and no lower than 0.6) with Curie points of 200—350°C. Higher Curie points (up to those of magnetite) are due to the products of titano-magnetite oxidation (titanomaghemite). Titanomaghemitization is a typical process for the superimposed alteration of titanomagnetite, characteristic for this part of the Carpathian volcanic chain (in contrast with many volcanic massifs of the Vygorlat-Gutin Ridge, where the processes of high temperature oxydation of andesite are related to high partial pressure of oxygen in the melts approaching the surface (Glevasskaya, Michailova, 1973). The stabilizing effect of the high temperature oxydation (H.T.O.) was observed only in some cases, for example, in some basaltic andesites collected from the Olt River valley and in the andesite from the Harghita Massif. H.T.O. leads to a sudden increase of the magnetization parameters, especially in that of Q_n (Tab. 1, outcrops 1, 8). As the work in the Vygorlat-Gutin Ridge has shown, these magnetic and mineralogical features are characteristic for weakly stratified andesite-basaltic series.

It should be noted that the development of titanomaghemite affects the ancient magnetization direction, distorts the I_n distribution over the outcrop, but generally does not change the magnetization polarity, since no inversed magnetic interaction exists between the thermoremanent and thermochemical components, both phases showing the direction of the laboratory field on the curve of the laboratory magnetization. The same features of the complex magnetization were previously established for

Institutul Geologic al României

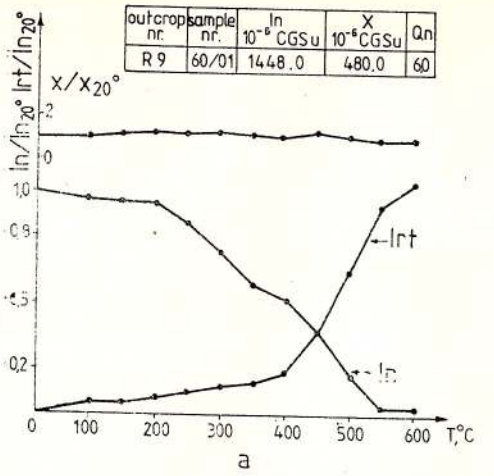
the volcanites in the Soviet Transcarpathian and Caucasus (Glevasskaya, 1977). The only case of a possible remagnetization observed in the studied collection is that of the basaltic andesites from outcrop R_1 in the south-eastern margin of the Harghita Massif, in which magnetite serves as carrier of secondary magnetization (Fig. 2c). This magnetite comes from the decay of titanomaghemite in exogenic conditions.

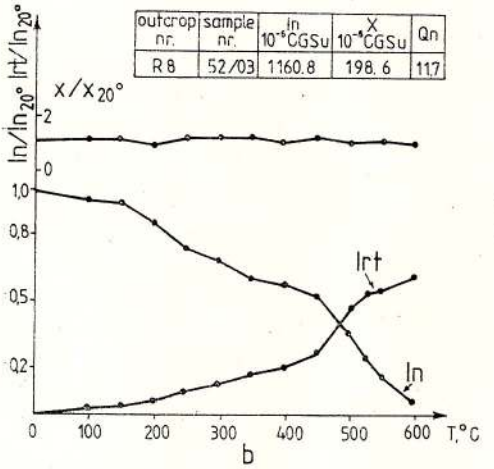
Thus, on the whole, the remanent magnetization direction of the studied lavas corresponds to the polarity of the geomagnetic field existent at their crystallization; hence, it can be used in paleomagnetic reconstructions.

The spatial distribution of N- and R- volcanic rocks in this part of the Carpathian volcanic chain as derived from the data which were obtained, supports the "paleomagnetic rock units", found by Pătrașcu (Pătrașcu, 1976), and indicated by Roman numerals in Figure 1. This confirms once more the reliability of the polarity determination, since the sampling sites do not always coincide. Having at our disposal a large amount of paleomagnetic data and now K—Ar dating we think it possible to propose a new version for a chrono-paleomagnetic section for the region under study (Fig. 3). We distinguish 9 paleomagnetic horizons one of which (horizon 9) reflects a nearly inversed state of the geomagnetic field. The horizons are not equally reliable. Paleomagnetic horizons 5 and 6, since they are not supported by K—Ar dating, are the most doubtful. Thus, a primary task of the future investigations is to obtain these data. The close distribution of N-volcanites in horizons 5 and 7 and R-volcanites of horizons 6 suggests that the eruptions of all these volcanites occured during closely spaced spans of time. One age determination for horizon 2 is, undoubtedly, not sufficient, since such a low age of the Harghita Massif compared to that of Călimani and Gurghiu (very interesting in connection with the concept of a gradual decreasing in age of the Carpathian volcanism from northwest to southeast) needs to be strictly verified by radiometric dating.

In the following we shall try to interpret, from the geological point of view, the obtained data. Paleomagnetic horizons 7—9 characterize volcanites in the Călimani and Gurghiu massifs. In the Călimani Massif, the volcanic sedimentary complex formations have similar paleomagnetic characteristics : the same is true for the amphibole and pyroxene andesite of the Călimani Caldera and Haitii Valley. Consequently, one can suppose that the whole massif was formed during one epoch of reversed polarity. On the contrary, the paleomagnetic features of the volcanic complexes in the Gurghiu Massif are not homogeneous. In the northern part of the massif, including the Fîncel-Lăpușna Caldera, these complexes have almost similar paleomagnetic characteristics and radiometrical age to those of volcanites from Călimani, whereas the southern part of the massif, including the Seaca-Tătarca Caldera and the volcanic structure Ciumani, has a normal polarity. The same normal polarity is characteristic for the volcanic-sedimentary formations on the basement of the volcanic sequence of Gurghiu (outcrop R_7). This confirms the conclusions of the previous research carried out in the Soviet Transcarpathian, that the volcanic-sedimentary complexes forming the basement of the stratovolca-

Institutul Geologic al României





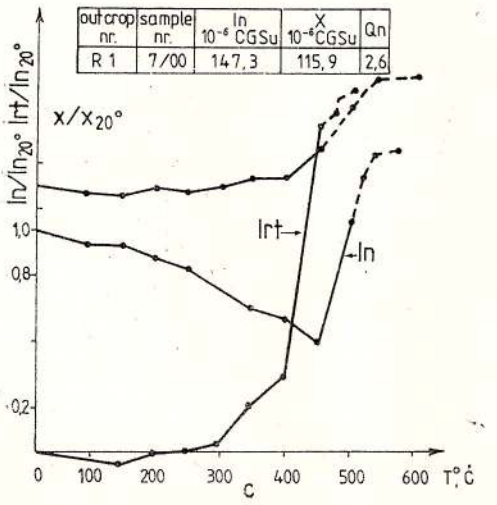


Fig. 2. — Typical results of the NRM origin studies, using Thellier method.

Institutul Geologic al României

noes vary in age all over the volcanic chain and cannot be considered as one single horizon, stratum or suite. These complexes are inevitable elements of the large volcanic structures sequence and expose in the periphery of these structures and generally before an extensive lava eruption and a caldera formation occured.

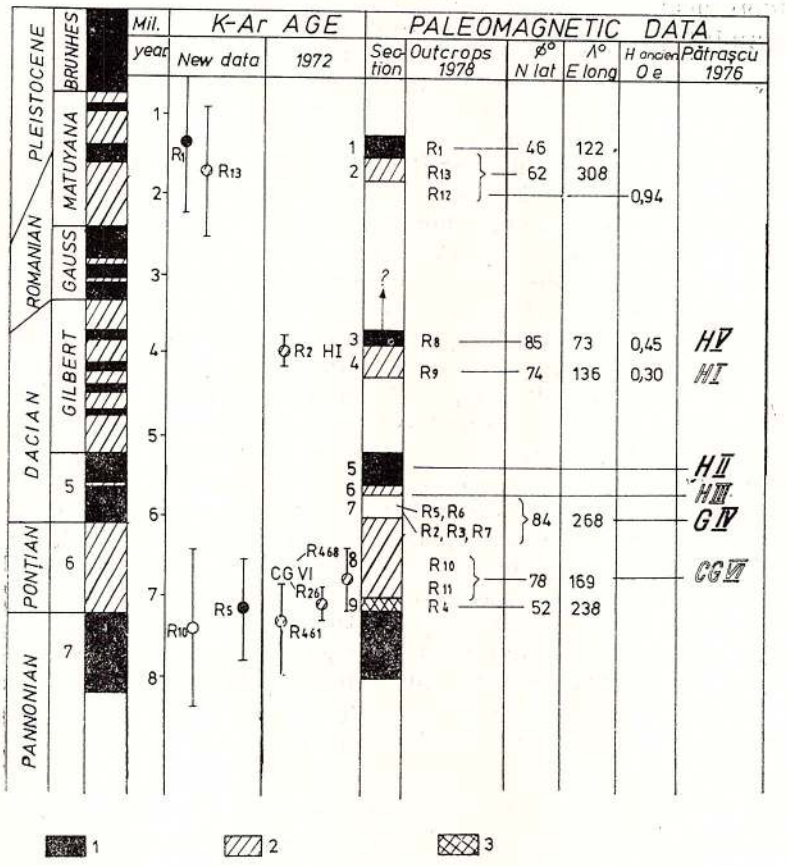


Fig. 3. — Regional paleomagnetic section. Polarity : 1, normal ; 2, reversed ; 3, intermediate.

The most complex paleomagnetic pattern is to be found in the Harghita volcanic massif. Excepting somewhat isolated pyroxene andesite basalts from the Bixad-Malnaș zone (being close by their structure to those of the Olt River Valley), we notice that here five paleomagnetic horizons can be mapped, three of which have normal and two — reversed polarity. The horizon boundaries are perpendicular to the strike of the chain.

All the radiometrical age data for this region show a very young age — from 3.9 m.y. for H—I reversed magnetization rocks to 1.5 m.y. (the

Institutul Geologic al României

average from five determinations) for basaltic andesites of the Olt River Valley. Of course, the refinement of the sequence and K—Ar age for the Harghita volcanic rocks is an important problem to be solved in the future, but, as it has been already mentioned, such rejuvenation of the volcanic activity seems quite plausible.

The stable reversed polarity of the Călimani volcanic rocks and of the northern part of the Gurghiu Massif can, probably, be used for defining more accurately their geologic age, of course taking into account the radioisotope age, too. The volcanic rocks in this part of the chain are dated as Pontian-Romanian (late Pliocene), whereas paleomagnetic horizons 8 and 9 can be considered as Pontian, since in all sequences studied on the territory of the USSR and Romania the Pontian sediments have exclusively reversed magnetization. In addition, K—Ar dating shows that this paleomagnetic horizon belongs to the 6th reversed geomagnetic epoch on the Dalrymple-Cox scale. Taking into account the polarity as well, the geologic age of the southern part of Gurghiu can be considered post-Pontian (Dacian), while that of Harghita may be of a younger age (Dacian-Romanian). According to the Cox scale of geomagnetic epocs, the Harghita paleomagnetic sequence corresponds to the Gilbert epoch, and that situated in the southern part of Gurghiu — to the 5th geomagnetic epoch of normal polarity. The basaltic andesites of the Olt River Valley, if judged by the nature of their decrystallization, belong to a subvolcanic formation (in fact, dolerite). As implied by their age, these bodies were formed in the Matuyama epoch, namely in the middle of the epoch and (provided that N-polarity is primary) during the Gilza event. It should be noticed that these data agree very well with the results for the Racoșu de Jos basalt volcanite in the Olt River Valley obtained by Pospelova and Andreescu (1977). According to their geologic position, they should be dated at the beginning of Pleistocene, of the Matuyama epoch. This similarity may support the geologic and structural position of the Bixad-Malnaș basaltic andesites and Racoșu de Jos basaltoid, viz. their belonging to the same fault zone and the platform type of these eruptions.

The data obtained show that a comprehensive study of the Romanian Carpathians using a combined paleomagnetic, stratigraphic and radiometrical approach is very promising. This kind of study should be undoubtedly enlarged and intensified to cover the volcanic massifs of Oaș and Gutin. Cooperative work under international projects can be most fruitful.

REFERENCES

Glevasskaia A. M. (1977) Mineraloghiceskie aspecti magnetizma vulcanitov (na primere Zacarpatscogo neoghenogo proghiba) *Avtoreferat diss.*, Kiev.

— Michailova N. P. (1973) Obrazovanie i stabilizația estestvennoi ostatocinoi na magnicennosti pri visokotemperaturnom okislenii lav. V. sb. Postoiannoe geomagnitnoe pole Zemli, Paleomagnetizm i magnetizm gornîh porod, Moskva.

Institutul Geologic al României

Michailova N. P., Glevasskaia A. M., Tikora V. N. (1974) Paleomagnetizm vulcanogennih porod i reconstrukţia geomagnitnogo polia neogena., *Naukova dumka* Kiev.

— Tikora V. N. (1976) Razdelenie metahronnoi i sinhronnoi namagnicennostei slojnonamagnicennih effuzivov., V kn. Paleomagnetizm, Magnetizm, Geomagnitnoe pole., *Naukova dumka*, Kiev.

Pătraşcu S. (1976) Paleomagnetic study of some Neogene eruptive formations in the Calimani-Gurghiu-Harghita Mountains (Romania). *Rev. Roum. Geol., Geophys., Geogr.*, 20, Bucharest.

Pospelova G. A., Andreescu I. (1977) Rekognoşţirovocinie paleomagnitnie issledovania plioţen-cetverticinih porod Rumînii. *Rev. Rom. Geol. Geophys., Geogr.*, 21 Bucharest.

Rădulescu D., Pătraşcu S., Bellon H. (1972) Pliocene geomagnetic epochs : New evidence of reversed polarity around the age of 7 m.y., *Earth Planet. Sci. Let.*, 14, 1.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ON THE THERMO-ELASTO-PLASTIC ANALYSIS OF GEODYNAMIC EFFECTS IN THE CARPATHIAN REGION [1]

BY

JIRI NEDOMA [2]

Introduction

The theory of thermo-elasticity and plasticity has so far been only little exploited for solving geodynamic problems, but it gives us the possibility of a better analysis and understanding of their effects in the Carpathian region. In the author's paper [N e d o m a (a)] it was shown that the thermo-elastic stress-strain analysis produces a number of interesting conclusions for a better understanding of geodynamic processes in the lithosphere. In the present contribution the results obtained [N e d o m a (a)] are also discussed from the thermo-elasto-plastic stress-strain analysis point of view, and applied to the Carpathian region.

Geophysical and Geological Observations

The Carpathian system is a young orogenic region surrounded by stable ancient platforms. The characteristic feature of the Carpathians is the great number and variety of tectonic units formed by Alpine folding mostly from sediments of the Alpine cycle. The basic Alpine tectonic units in the Carpathian system according to their arc are of three types (M a h e l' et al., 1974): *a*) the Paleo-Alpine units with their origin in the early Cimmerian phase. This type of tectonic unit was generated by folding chiefly towards the end of the early Cretaceous and during the Middle Cretaceous and is represented by tectonic units of the Inner West Carpathians and of the Apuseni Mts; *b*) the Meso-Alpine units which are characterized by the early Paleogene (the Laramide — Pyrenean — Meso-Alpine phase) and *c*) the Neo-Alpine units generated in the Neogene or Savian-Styrian phase. The main tectonic units of the Carpathian region are shown in Figure 1, summarized, after K r s , R o t h, 1979. M a h e l' et al., 1978, S c h e i d e g g e r, 1980, S o l o g u b et al., 1978, P r o -

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, 1981 September 8—13, Bucharest, Romania.

[2] Prague, Czechoslovakia.

Institutul Geologic al României

cházková et al., 1981. The Alpine-Carpathian system is built of two different zones, separated by the Peri-Pieninian geophysical lineament (zone) and the tectonic boundary between the Dacides and Moldavides; the northern part is characterized by a Tertiary nappe structure, the southern part is built by blocks of the Southern Alps and the Carpa-

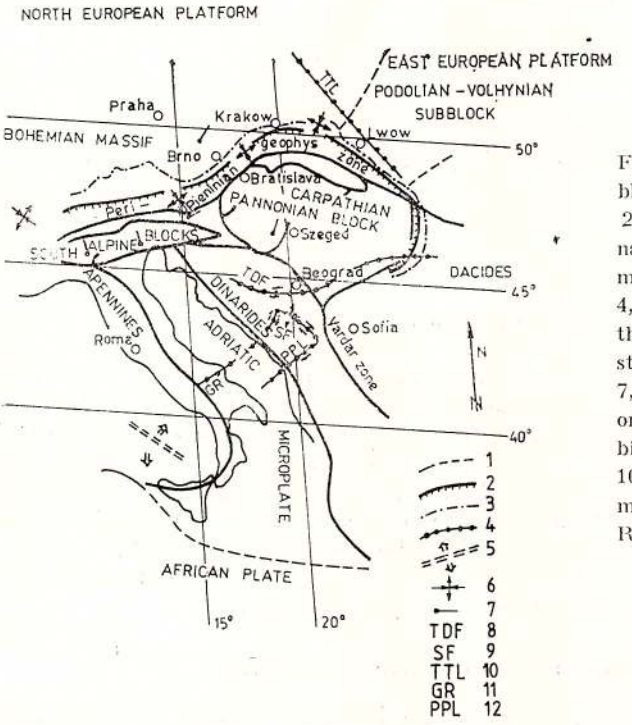


Fig. 1. — 1, Present day surface block and platform boundaries; 2, outer boundary of the Alpine nappe structure; 3, present day margin of the Neogene foredeep; 4, fracture zones and faults; 5, the rift structure; 6, principal stress component; orientations; 7, Permo-Tirassic paleomeridian orientations; 8, the Transdanubian fault; 9, the Sarajevo fault; 10, the Tornqvist-Teisseyre lineament; 11, the transverse Gardano Ridge; 12, the Peč-Pristina-Dimitrov — grad line.

thian-Transylvanian block (Krs, Roth, 1979). The problems of plate tectonics in this region are characterized by loads varying in the course of the geological development of the Carpathian area. Channell, Horváth (1976) and Krs, Roth (1979) suppose that the movement of blocks played a fundamental role in the development of the Carpathian-Balkan region and that all these movements are the results of the motion of the African lithospheric plate relative to the Eurasian lithospheric plate. Stegena et al., 1975, show that the subduction in the Carpathians was initiated in the early Miocene and terminated in the West Carpathians at the end of the Miocene, while in the East Carpathians in the Pliocene and that the active mantle diapir theory enabled the development of the Pannonian Basin in the Neogene to be explained. On the other side, the geological and paleomagnetic data indicate that the Carpathian system behaved like a tectonically uniform unit perhaps in the Pyrenean-Savian phase and that the Carpathian-Pannonian block moved to the N in the early Styrian phase and also rotated in the late Styrian phase (Krs, Roth, 1979). The neotectonic development of the Carpathians is characterized by the existence of recent movements

Institutul Geologic al României

(Vyskočil, Zeman, 1979, Kvitkovič, Plančár, 1979, Joó et al., 1979). The results of Vyskočil and Zeman indicate the largest intensity of movements in the horizontal direction in the region of the Carpathian Foredeep and Lednice zone, which are associated with a paradoxical phenomenon that "the Carpathian system is moving

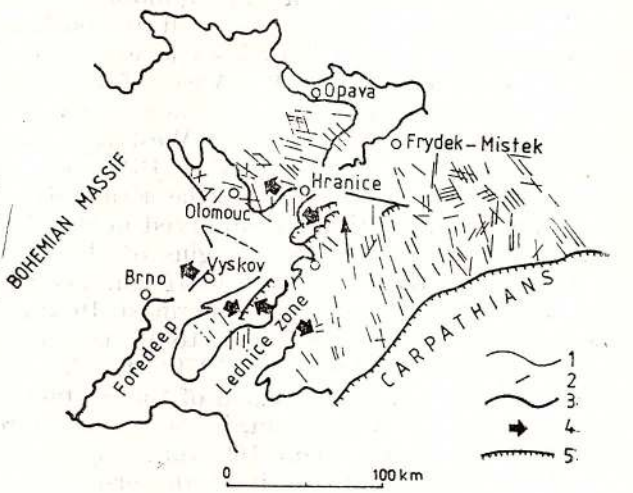


Fig. 2.—1, A frontier line; 2, major fractures and joints; 3, boundaries of sub-blocks; 4, shifting of sub-blocks; 5, important faults and Peri-Pieninean geophys. lineament.

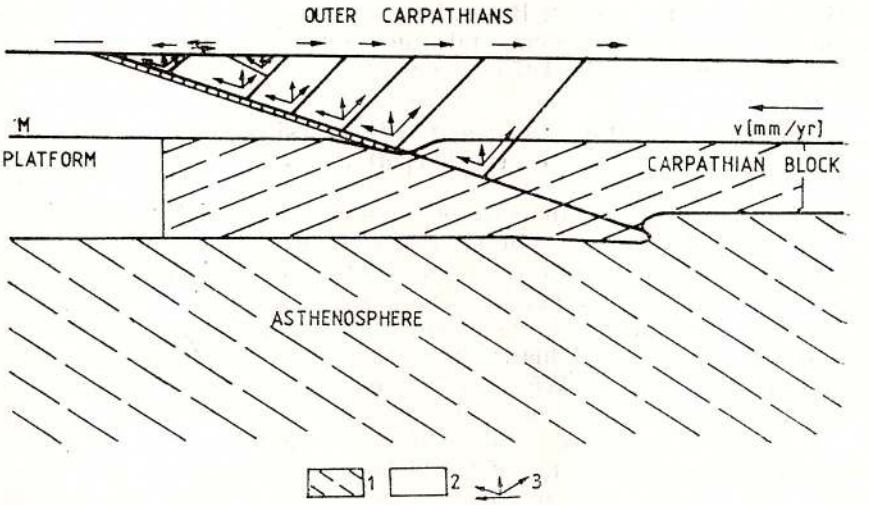


Fig. 3. — 1, Plastic materials; 2, elastic materials; 3, shifting of sub-blocks.

away from the European platform" (Fig. 2) at a rate of the order of mm/yr. The mechanism of colliding blocks was discussed, e.g., in Nedoma (in print). For the completeness we quote the scheme of this mechanism (Fig. 3). The results of Kvitkovič and Plančár (Map 1 in Kvitkovič, Plančár, 1979) show the tendencies of recent movement, the morphological structures and epicentres of the earthquakes

Institutul Geologic al României

which occurred between 1400 and 1972. The seismicity of the region under study is discussed in Procházková et al. (in print) and Zátopek, 1979. The earthquake epicentres are mostly concentrated in the border areas of the megablocks, as well as of a great number of partial subblocks. The maximum of seismic intensities extends along the contacts of the mega- and large blocks, where maximum mobility, anomalous recent movements, magneto-telluric, magnetic as well as geothermal and gravity fields are also observed (Procházková et al. (in print), Stegena et al., 1975 — Zátopek, 1979). Areas of this type are the Raab line, the Peri-Pieninean geophysical lineament (zone), the Transdanubian fault, the Sarajevo flexure (SF), the West-Balkan, the North Anatolian, the Peč-Priština-Dimitrovgrad faults (PPL) and the inner deeper faults of the Carpathian, as well as of the Pannonian and the Rhodope Massifs etc. Low seismic activity is observed in the European platform, while the higher roughly copies the margins of the critical Adriatic slab and the margin of the East European platform. The foci in the West Carpathians are situated shalower (the uppermost 10 km), and their relation to the morphological structures seems to be confirmed (Procházková et al. (in print), Zátopek, 1979). In the East Carpathians the lower structure, located in the region of the contact of the Carpathian arc with the East European platform, is the actual source of the deeper earthquakes (the uppermost about 160 km). The electric conductivity anomalies also trace the presently active transverse faults (Ádám, 1980, Rokitiansky et al., 1976). The heat flow is very high at the surface ($q > > 2$ HFU) in the Pannonian Basin, lower in the East Slovakian Lowlands and the discussed contact zone, and much lower in the platform (Ádám, 1980, Stegena et al., 1975, Cermák, 1974).

Theoretical Investigations and the Geophysical-Geological Model of the Carpathians

The Carpathian region can be modelled essentially as a dynamic collision model. As the result of a relatively long development of the Carpathian region, since the Cimmerian, as the result of forces acting over a long time, the viscosity of the rock block and bodies can be observed and, therefore, we may assume in the physico-mathematical description of the model of the Carpathians that the rocks will behave thermo-visco-elastically and plastically. We shall limit our investigations to thermo-elasticity and thermo-plasticity only. In the first approximation the quasi-dynamic collision model, i.e. the model in which it is assumed that the average translational velocity of the lithospheric blocks is very slow and uniform during the whole orogenic period, can be used. In both cases i.e. in dynamic and quasidynamic situations, we intend to investigate the fields of displacements (u_i) and stresses τ_{ij}, $i, j = 1, 2, 3$, in the interior of the lithospheric mega-blocks, which are in collision. In model problems of this type the displacements (u_i) and stresses satisfy the linearized equations of motion in the dynamic case or the equations of equilibrium in the quasidynamic case and, simultaneously, the expanded equation of heat conduction for the lithospheric blocks, the stress-strain and strain-displacement relations as well as the initial (in the first case only) and boundary-

Institutul Geologic al României

value conditions. The discussed geodynamic problem tends to the following problem: to find the displacement $\{u_i\}$ of all the possible displacements $\{w_i\}$ from a set of admissible displacements K so that the displacement $u = \{u_i\}$ satisfies a Dirichlet-type condition where it is prescribed, and

$$\int_G \tau_{ij}(u)\ e_{ij}(w)\ dx + j(w) - j(u) \geqslant L(w - u) \quad \forall w \in K, \tag{1}$$

where

$$L(w) = \int_G f_i w_i dx + \int_{\Gamma_t} \tau_{ij}\nu_j w_i ds,\ j(w) - j(u) = \int_{\Gamma_\alpha} F|\tau_n|(|w_t| - |u_t|)ds \quad \forall w \in K, \tag{2a, b}$$

τ_{ij} being the thermo-stress tensor, e_{ij} the strain tensor, w_i the components of displacement w, w_t its tangential component, τ_n the normal stress component, ν_j the normal components to the Earth surface, Γ_t, f_i the volume forces, and F denoting the coefficient of friction, characterizing the friction at the contact boundaries between two lithospheric blocks or lithospheric blocks and astenosphere Γ_α. The first term on the l.h.s. characterizes the work of the inner forces, the second and the third terms the work of the friction forces and the term on the r.h.s. is the contribution of the work of the volume and surface forces.

For our further theoretical investigations the conditions at the contact boundaries are fundamental and will be discussed in detail. Let $u_n = u_i\nu_i$, $\underline{u}_t = \underline{u} - u_n\underline{\nu}$, $\tau_n = \tau_{ij}\nu_i\nu_j$, $\underline{\tau}_t = \underline{\tau} - \tau_n\underline{\nu}$ be the normal and tangential components of displacement and stress, respectively. At the contact boundaries $\Gamma\alpha_t$ we have: a) $u_n \leqslant 0$ the so-called conditions of penetration; b) if $u_n < 0$ at a point $P \in \Gamma\alpha$, the support does not produce a reaction and thus $\tau_n = 0$. But if there is contact betwen the lithospheric block and the support (which we assume to be rigid), *i.e.* $u_n = 0$, the support then exerts a normal force $\tau_n \leqslant 0$ in the moving lithospheric block. Then $\tau_n \leqslant 0$ and $u_n\tau_n = 0$. But friction forces act at the contact, so that they are $F|\tau_n| \geqslant 0$, where F denotes the coefficient of friction. Then

$$|\tau_t| \leqslant F|\tau_n|,\ (F|\tau_n| - |\tau_t|)|u_t| = 0,\ \tau_t = -\beta u_t, \tag{3}$$

where

$$\max|F| \leqslant [2c_c(c_p + c_s)]^{1/2}, \tag{4}$$

c_s and c_p are the velocities of the S and P waves at point $P \in \Gamma\alpha$. The physical meaning of these conditions was discussed in Nedoma (b) and Nedoma (1980).

Now, for simplicity, suppose that the Pannonian lithospheric mega-block rests on a rigid asthenosphere and let us discuss the conditions at the contact boundary between the moving Pannonian mega-block and, the asthenosphere. The situation at this contact boundary is described by Krs, Roth (1979). Assume that (*i*), the point of the Pannonian mega-block does not leave the asthenosphere and let the tangential stress be

Institutul Geologic al României

smaller than the friction forces $F|\tau_n|$, this point will then not change its position; (*ii*) the point of the Pannonian mega-block does not leave the surface of the asthenosphere and let the absolute value of the tangential stress be the same as the friction forces $F|\tau_n|$, the point may then change its position, and the displacement will be of the opposite sign to that of the tangential stress; (*iii*) the normal contact forces are not tensile forces, then $\tau_n \leqslant 0$. This conditions is also fundamental for our investigation of the anomalous thermal field in the Pannonian Basin. The situation there can be interpreted as follows: if the boundary point of the Pannonian mega-block leaves the asthenosphere, the forces which act on it must be zero and, therefore, the block in boundary contact need not be in contact. In such places the lithosphere becomes thinner, the hot materials from the asthenosphere fill in all these spaces and as well as the faults in the lithosphere. It is evident that the anomalous thermal field with the maximum heat flow in this region is presented (Fig. 4). I am of the opinion that this anomalous zone does not rise only diapirically but in the first place by the mechanism discussed above. The lithospheric plate which sank during the Carpathian subduction created partially molten spaces with different physical parameters (as density, thermal and electrical conductivities etc.) due to the volatiles and the friction heat (N e d o m a, 1980) in the subduction zones and in the mantle. Magneto-telluric (the magneto-telluric Wiese induction vector) and gravity observations, as well as deep seismic sounding and magnetic observations (Z á t o p e k, 1979, R o k i t i a n s k y et al., 1976) display an inhomogeneity at about 15—26 km with different electric and thermal conductivities and density in the region of the Peri-Pieninean geophysical lineament (zone). A mechanism (more precisely discussed in N e d o m a (a) in print and N e d o m a, 1980, analogous to that of the Pannonian region, built an

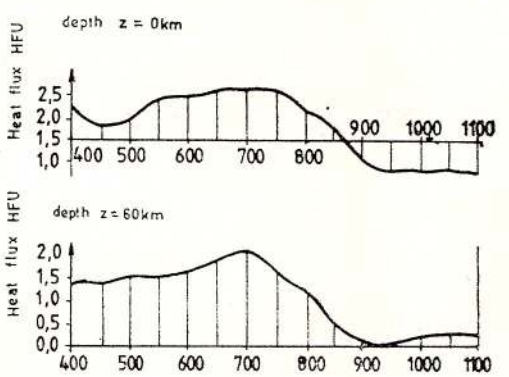


Fig. 4. — Measured heat flow of the Earth surface and heat flow at 60 km depth along the seismic profile IP — III (after Á d á m).

anomalous geological body in this zone during the Tertiary (from the end of the Paleogene to the end of the Baden). Figures 5 and 6 show the pattern of the evolution of the Carpathian region in two schematic cross-sections from the point of view of plate tectonics. In Figure 5 the evolution of the western part of the Carpathian region in the late Cimmerian, in the Upper Cretaceous and in the Miocene is shown. In Figure 6 the evo-

Institutul Geologic al României

lution of the Pannonian Basin, the Dinarides and the East Carpathians in the late Cimmerian, the late Cretaceous, the Miocene and Pliocene is shown.

From the theoretical thermo-elastic and plastic investigations and observations of recent movements we can deduce the strain-rate and the stress-rate components (N e d o m a, 1981). The estimate of the total

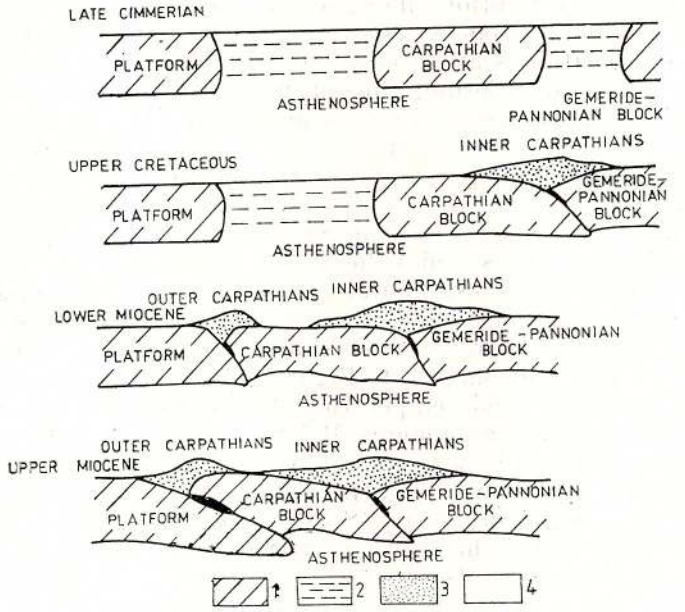


Fig. 5. — Scheme of the Tertiary plate tectonic evolution of the West Carpathians. 1, continental lithosphere; 2, quasioceanic lithosphere; 3, involuclar Alpine Nappe; 4, asthenosphere.

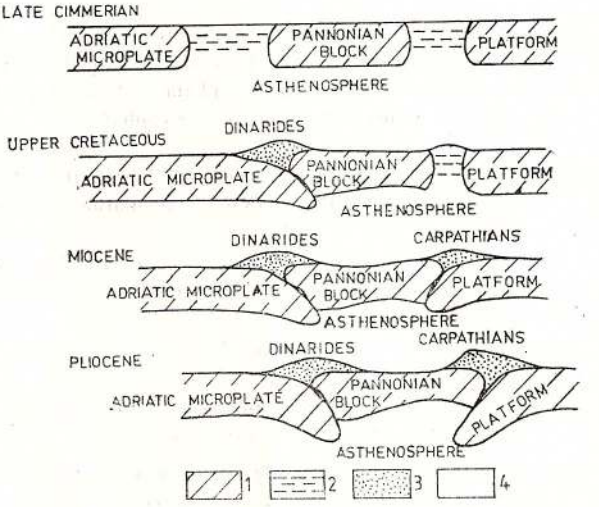


Fig. 6. — Scheme of the Tertiary plate tectonic evolution of the Pannonian Basin. 1, continental lithosphere; 2, quasioceanic lithosphere; 3, Alpine Nappe; 4, asthenosphere.

Institutul Geologic al României

strain-rate component for the West Carpathians is about 0.002 — 0.01/ ustrain yr^{-1}, while for the East Carpathians it is about 0.009 — 0.025/ ustrain yr^{-1}. The estimate of the total stress-rate components for the West Carpathians is about 0.017 to 0.1 $MNm^{-2}yr^{-1}$ and about 0.03 to 0.23 $MNm^{-2}yr^{-1}$ in the East Carpathians. All values have been deduced from observations of recent movements and theoretical investigations. The theoretical investigations indicate that the estimate of the tangential component of the tectonic stress-rate is about 0.016 to 0.097 MNm^{-2} in the West Carpathians and about 0.04 to 0.12 MNm^{-2} in the East Carpathians. Due to the friction, the mechanical energy is transformed to the thermal energy. To estimate the contribution of such type of thermal energy we shall start from (3) and (5). The estimate of this contribution for the Pannonian Basin is about 4.8 10^9 kcal yr^{-1}. The discussion given in the author's paper [N e d o m a (b)] establishes the thesis that there is a direct connection between geotectonic stress, crustal displacements and the orientations of joints and valleys. The orientation of the principal geotectonic stress directions, obtained from the analysis of joints and from the result of the clockwise and counter-clockwise rotations of the Permo-Triassic paleomeridians which occur simultaneously in the Alpine-Carpathian system, are also shown in Figure 1 [see also N e d o m a (b)]. Due to the heat flow and temperature distribution the upper mantle in the Carpathian region is anomalous. Below the Pannonian Basin the upper mantle is probably still partially molten at present. According to the results of seismic deep sounding, the seismic low-velocity channel is near the surface, at a depth of 75 km (S o l o g u b et al., 1978). All these results are conform to the thesis of concavity of the lithosphere of the Pannonian Basin discussed above.

REFERENCES

Á d á m A. (1980) The Change of Electrical Structure between an Orogenic and an Ancient Tectonic Area (Carpathians and Russian Platform), *J. Geomag. Geoelectr.*, 32, 1—46.

B u c h a V. (1980) Geomagnetism of the External Flysh Czechoslovakian Carpathians and the Possible Causes of Anomalous Geophysical Manifestations. *Studia geoph. et geod.* 24, 227—251.

Č e r m á k V. (1974), Deep Temperature Distribution Along a Deep Seismic Sounding Profile Across the Carpathians (Model Calculations), *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 18, (3—4), 295—303.

C h a n n e l l J. E. T., H o r v á t h F. (1976) The African/Adriatic promotory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35, 71—101.

J a n k o w s k i J. et al. (1977) Anomalous Induction in the Carpathians. *Studia geoph. et geod.*, 21, 35.

J o ó I. et al. Recent Vertical Movements of the Carpatho-Balkan Region. Presented at *XVII Ass. IUGG, Canberra, 2—15 December, 1979.*

K r s M., R o t h Z., (1979) The Insubric-Carpathian Tertiary Block System : Its Origin and Disintegration. *Geol. zb. — Geol. Carp.* 30, 1, 3—17 Bratislava.

Institutul Geologic al României

Kvitkovič J., Plančár J. (1979) Recent Vertical Movement Tendencies of the Earth's Crust in the West Carpathians. *Geodyn. Investig. in Czechosl.* 193—200, Bratislava.

Mahel' M. et al. (1974) Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions (Explanations to the Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Regions and Their Foreland)., *Geol. Inst. of D. Štúra*, Bratislava.

Nedoma J. Model of Carpathian Continent (Continent Collision). *Symp. on Plate Tect. of East. Eur. EGS—ESC Budapest 80, 24—29 Aug. 1980.*

— Thermo-Elastic Stress-Strain Analysis of the Geodynamic Mechanism (to appear).

— Contribution to the Study of the Geotectonic Stress Field in the Region of the West Carpathians. *Proc. of the 2nd Int. Sympos. on the Analysis of Seismicity and on Seismic Hazard*, Liblice, Czechoslovakia, May 18—23, 1981 (in print).

Procházková et al. Macroseismic Fields in Central and South-Eastern Europe (in print). *Proc. of the 2nd Int. Sympos. on the Analysis of Seismicity and on Seismic Hazard*, Liblice, May 18—23, 1981, Czechoslovakia.

Rokitiansky I. I. et al. (1976) The Electric Conductivity Anomaly in the Carpathians. *KAPG Geoph. Monograph. Akad. Kiadó*, Budapest, 604.

Schneidegger A. E. (1981), The Geotectonic Stress Field and Crustal Movements, *Tectonophysics*, 71, 217—226.

Sologub V. B. et al (1978) Strojenije zemnoj kory i verchnej mantii Central' noj i Vostočnoj Evropy, *Izd. Naukova dumka*, Kiev.

Stegena L. B. et al (1975) Late cenozoic evolution of the Pannonian Basin, *Tectonophysics* 26 71—90.

Vyskočil P., Zeman A. (1979) Recent Movements of the Earth's Crust in the Region of the Bohemian Massif and Its South-East Border, *Geodyn. Investig. in Czechosl.* Bratislava, 129—146.

Zátopek A. (1979) On Geodynamical Aspects of Geophysical Synthesis in Central Europe, *Geodyn. Investig. in Czechosl.*, 91—104, Bratislava.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

A NEW METHOD FOR QUANTITATIVE EVALUATION OF COAL SEAMS PASSED THROUGH BY HYDROCARBON WELLS [1]

BY

VICTOR NEGOIȚĂ [2]

The Application of Linear Equations and M — N Plots in Well Logging Measurements

Major improvements in recent years, both in equipment and logging tools greatly refined our ability to measure and record the physical characteristics of rocks and they are containing fluids.

Core analysis provides also direct measurements of rocks under controlled laboratory conditions, but on relatively minute samples which are subject to alternation during removal from their natural environment.

Fundamentally, well logs respond to geophysical properties of relatively large samples of the formation, contaminated in a small degree by the borehole and its fluid. These log values need to be converted into bulk volume fractions using adequate relationships and mathematical models.

The many studies we have been developing for improving the data processing of well logs in Romanian oil fields have led to the application of some mathematical models constituted from linear equations (N e g o i ț ă, 1973).

Let $A_1, A_2, \ldots, A_n$ be the available rock physical properties to be measured by well logging methods and $x_1, x_2, \ldots, x_n$, the bulk volume fractions of rock occupied by the mineral components $X_1, X_2, \ldots, X_{k-1}$ and fluid components $X_k, X_{k+1}, \ldots, X_n$. In this case if $n-1$ well logging measurements have been made giving the values $y_1, y_2, \ldots, y_{n-1}$, it will be possible to connect all these data within a linear equation system in x_j having the following form:

$$\sum_j a_{ij} x_j = y_i \begin{cases} i = 1, 2, \ldots, n-1 \\ j = 1, 2, \ldots, n \end{cases} \tag{1}$$

where the independent variables x_j represent the bulk volume fractions of the j—th component and (a_{ij}) are composite coefficients reflecting

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, 1981 September 8—13, Bucharest, Romania.

[2] Institute of Researches and Planning for Petroleum and Gas code 2150 Cîmpina, Prahova district, Romania.

Institutul Geologic al României

the response for a given property of the i—th logging device to the j—th pure mineral or fluid component. The logged or derived value of a property (i) for a mixture containing several components is represented by (y_i).

If the fluid and the mineral components of rock are known and if the needed logs are available, the bulk volume fractions of each component can be obtained by solving the equation system (1) with the added restrictions that all x's must be positive and their sum equal to unit, i.e.:

$$\begin{aligned} & x_j \geqslant 0 \\ & \qquad\qquad j = 1, 2, \ldots, n \\ & \sum a_{nj} x_j = y_n \end{aligned} \tag{2}$$

where $a_{nj} = y_n = 1$ for all j.

The equation system (1) for a matrix notation:

$$A = \begin{Vmatrix} a_{11} \ldots a_{1n} \\ \vdots \quad \vdots \\ a_{n1} \ldots a_{nn} \end{Vmatrix} \quad X = \begin{Vmatrix} x_1 \\ \vdots \\ x_n \end{Vmatrix} \quad Y = \begin{Vmatrix} y_1 \\ \vdots \\ y_n \end{Vmatrix}$$

where (A) is the coefficient matrix, (X) is the column vector of component bulk volume fractions and (Y) is the column vector of logged or derived values, can be rewritten as a matrix equation:

$$AX = Y \tag{3}$$

Solution of equation (3) for the unknown component fractions is obtained by multiplication to the left by the inverse of the matrix (A^{-1}), i.e.:

$$\begin{aligned} & A^{-1}AX = A^{-1}Y \\ & IX = A^{-1}Y \\ & X = A^{-1}Y \end{aligned} \tag{4}$$

This indicates that performing elementary row operations on the coefficient matrix (A) and column vector (Y), we reduce (A) to the identity matrix (I) and then (Y) will be reduced to the matrix $(A^{-1}Y)$. So, we can obtain the solution vector (X) by the Gauss-Jordan method, very well adapted for a computer processing.

If the rock represents a particular mixture of coal, quartz, clay and water, the bulk volume fractions of mineral and fluid components are computed solving the following system of equations (5—8):

$$\Phi_N = (\Phi_N)_w \cdot V_w + (\Phi_N)_c \cdot V_c + (\Phi_N)_q \cdot V_q + (\Phi_N)_{cl} \cdot V_{cl} \tag{5}$$

$$\varrho = \varrho_w \cdot V_w + \varrho_c \cdot V_c + \varrho_q \cdot V_q + \varrho_{cl} \cdot V_{cl} \tag{6}$$

$$\Delta t = \Delta t_w \cdot V_w + \Delta t_c \cdot V_c + \Delta t_q \cdot V_q + \Delta t_{cl} \cdot V_{cl} \tag{7}$$

The mathematical restriction for a unique solution expressed by (2) requires that all volumes of computed components should have positive values and when added up be equal to unit. It leads to the fourth equation of the system, sometimes denominated as "unity equation":

$$1 = V_w + V_c + V_q = V_{cl} \tag{8}$$

Institutul Geologic al României

The concept of litho-porosity crossplot appeared 12 years ago (Burke et al., 1969; Schlumberger, 1974) for interpreting simultaneously the data of Sonic Log, Neutron Log and Density Log. From these data two parameters M and N — dependent only on the fluid and matrix characteristics — are derived.

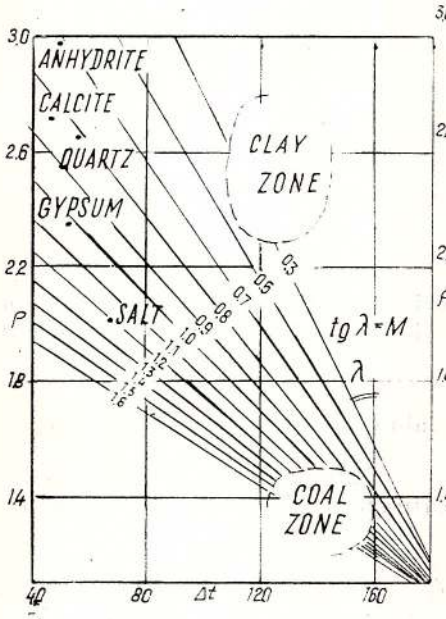


Fig. 1. — M values on a Sonic Log-Density Log crossplot.

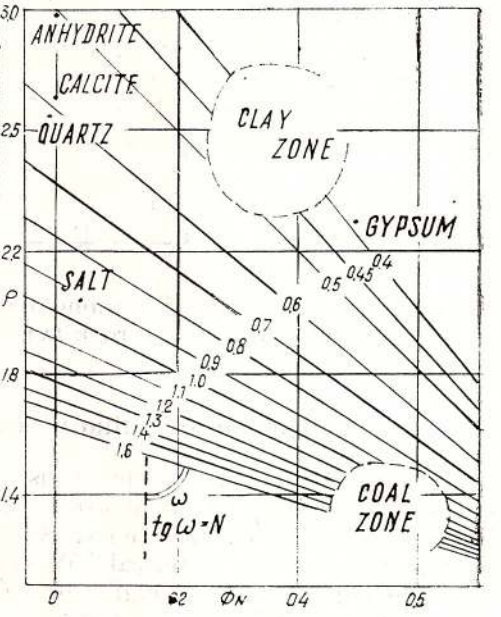


Fig. 2. — N values on a Neutron Log-Density Log crossplot.

Assuming the validity of the linear equations presented above, each pure mineral component is characterized in a plot $\Delta t - \rho$ by the slope of the following equations:

$$tg\lambda = M = (\Delta t_f - \Delta t_{ma})/(\rho_{ma} - \rho_f) \tag{9}$$

The same assumption for a plot $\Phi_N - \rho$ leads to:

$$tg\omega = N\,[(\Phi_N)_f - (\Phi_N)_{ma}]/(\rho_{ma} - \rho_f) \tag{10}$$

The full range of porosity from matrix point to fluid point is covered for any mineral component using the equations:

$$M = 10^{-2}\,[(\Delta t_f - \Delta t)]/(\rho - \rho_f) \tag{11}$$

$$N = [(\Phi_N)_f - (\Phi_N)/(\rho - \rho_f) \tag{12}$$

where the multiplier (10^{-2}) was introduced in order to make compatible in magnitude the values of M and N. The matrix points for the more common mineral components as well as the clay and coal zones are shown with M slopes in Figure 1 and N slopes in Figure 2. So, on a crossplot of

Institutul Geologic al României

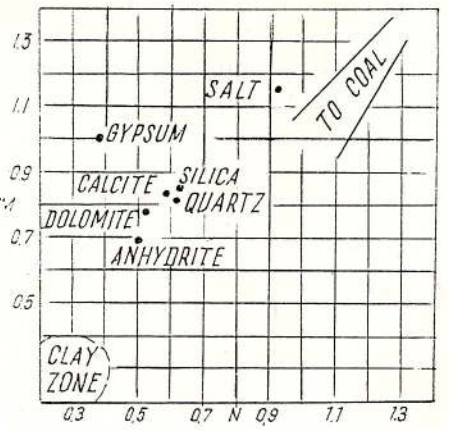


Fig. 3. — A litho-porosity crossplot based on M—N parameters.

M versus *N* each mineral component will be represented by a unique point as in Figure 3, allowing the rock type definition by a unique set of parameters.

Method for Quantitative Evaluation of Coal Seams

During recent years numerous investigations have been carried out in this field. Some of them are experimental or theoretical (Holter, Kowalski, 1976; Lavers, Smits, 1977; Edwards, Banks, 1978), others more practical (Weltz, 1976). At the same time the valuable contribution brought by Grechukhin (1963), Tixier and Alger (1967) and Bond et al. (1971) is widely accepted.

The theoretical approach made by Edwards and Banks (1978) is based on the data of Focused Resistivity Log and Density Log, while the option of Holter and Kowalski (1876) and Weltz (1976) is for a Dual Porosity Method, considering the combination Density Log-Sonic Log as "most desirable". Both methods calculate carbon, ash and moisture fractions of coal seam by solution of three simultaneous linear equations taking into account as parameters the points of carbon, water and wet clay, for predetermined limiting values provided by Density Log readings in front of coal seams.

In an effort to evaluate in a more comprehensive way the coal deposits we tried to set up a method which might provide quantitative as well as qualitative analyses in sequences of a more complex lithology (coal, quartz or silica, calcite, clay or shale). With that end in view an open hole program based on the Neutron Log—Density Log — Sonic Log suite was undertaken in order to determine the rock characteristics which, in turn, could provide the information concerning coal seam qualities (carbon, ash, moisture) and the lithological analysis.

In this concept the studied interval should be chosen such as to cover rock units which should contain no more than three mineral components and the water — filling the pore space — as a fluid component.

Institutul Geologic al României

So, this method allows consideration of a larger number of mineral components and greater flexibility of lithological analyses than is possible using the methods presented by Holter and Kowalski (1976), Edwards and Banks (1978) and Weltz (1976).

The proposed method is a "two steps" one, based on the concept of simultaneous linear equations applied to M and N parameters. For both parameters a set of simultaneous equations relating log responses to lithological coal seam composition is established in the first step of the method.

If three mineral components for a particular coal seam were selected, for instance: water free coal (dry coal), quartz, and water free clay (dry clay), the percentages of each component are computed from the following system of equations:

$$M = M_c V_c^* + M_q V_q^* + M_{cl} V_{cl}^* \tag{13}$$

$$N = N_c V_c^* + N_q V_q^* + N_{cl} V_{cl}^* \tag{14}$$

$$1 = V_c^* + V_q^* + V_{cl}^* \tag{15}$$

Where

$$M_c = 10^{-2} \cdot \frac{\Delta t_w - \Delta t_c}{\rho_c - \rho_w} \qquad N_c = \frac{(\Phi_N)_w - (\Phi_N)_c}{\rho_c - \rho_w}$$

$$M_q = 10^{-2} \cdot \frac{\Delta t_w - \Delta t_q}{\rho_q - \rho_w} \qquad N_q = \frac{(\Phi_N)_w - (\Phi_N)_q}{\rho_q - \rho_w}$$

$$M_{cl} = 10^{-2} \cdot \frac{\Delta t_w - \Delta t_{cl}}{\rho_{cl} - \rho_w} \qquad N_{cl} = \frac{(\Phi_N)_w - (\Phi_N)_{cl}}{\rho_{cl} - \rho_w}$$

In the equations (13—15) where the number of unknowns equals the number of mineral components the requirement (2), postulating that V's must be positive is also valid.

The log values of M and N from equations (13) and (14) are calculated at each level by substituting log values of (Φ_N), (ρ) and (Δt) in equations (11) and (12).

The use of equations (13), (14) and (15) entails re-definition of the symbols V_c^*, V_q^* and V_{cl}^*, defined as fractions of matrix composition. They are different from V_c, V_q and V_{cl} previously defined in equations (5—8) as fractions of bulk volume. It will be noted that V_c^*, V_q^* and V_{cl}^* are respectively smaller than V_c, V_q and V_{cl}; the amount of these differences is given by the formulas:

$$V_c = V_c^* (1 - V_w)^{-1} \tag{16}$$

$$V_q = V_q^* (1 - V_w)^{-1} \tag{17}$$

$$V_{cl} = V_{cl}^* (1 - V_w)^{-1} \tag{18}$$

In order to get the value of moisture (V_w) we have to pass to the second step of the method.

Institutul Geologic al României

Assuming the log response of a density measurement as a sum of the matrix mineral component contributions $\tau_{ma}(\rho)$ and fluid component contribution $\tau_F(\rho)$ we can write:

$$\rho = \tau_{ma}(\rho) + \tau_f(\rho) \tag{19}$$

where:

$$\tau_{ma}(\rho) = \rho_c \cdot V_c + \rho_q V_q + \rho_{cl} \cdot V_{cl} \tag{20}$$

For a particular case signifying a boundary condition:

$$V_c^* = V_c$$

$$V_q^* = V_q$$

$$V_{cl}^* = V_{cl}$$

log responses should be larger than actual values, the amount of that difference being equal to:

$$\tau_{ma}(\rho) - \rho = \Delta\rho = \tau_f(\rho) \tag{21}$$

The last expression allows to determine the fluid (water) contribution to the coal seam and therefore to its volume—the so-called moisture:

$$V_w = \tau_f(\rho) \cdot \rho_w^{-1} \tag{22}$$

As soon as the equations (13—15) were solved for V_c^*, V_q^* and V_{cl}^* the relationships (16, 17, 18) and (22) stated above may be used to derive the following expressions for unknown volumes of mineral components:

$$V_c = V_c^*(V_c^* + V_q^* + V_{cl}^*)^{-1} \tag{23}$$

$$V_q = V_q^*(V_c^* + V_q^* + V_{cl}^*)^{-1} \tag{24}$$

$$V_{cl} = V_{cl}^*(V_c^* + V_q^* + V_{cl}^*)^{-1} \tag{25}$$

It may be seen that the formula (23) gives the carbon volume while for the ash volume of coal seam it remains to add the volumes of quartz and clay resulted from formulas (24) and (25).

$$V_{ash} = V_q + V_{cl} \tag{26}$$

Since this approach is based on three independent sources of data (Neutron Log, Density Log and Sonic Log) it can only resolve problems involving three different mineral components in the matrix. When more than three minerals are present, the analysis should be broken down by selecting in a preferential order the most likely three mineral components for succesive intervals of depth.

Finally, it seems superfluous to show that a level by level hand calculation is too tedious, the method herein exposed being a computer oriented one. The pathes for computer processing are similar to those used in the multi-mineral component methods employed in well logging search for oil and gas.

Institutul Geologic al României

Result of Field Applications

The approach previously described was used to evaluate log suites coming from boreholes drilled in some Romanian mining exploration areas. There is also a large number of hydrocarbon wildcat wells passing through coal seams before reaching their total depth.

A typical suite of logs from a borehole crossing some coal seams caught in a sand-shale sequence of Dacian formations is shown in Figure 4.

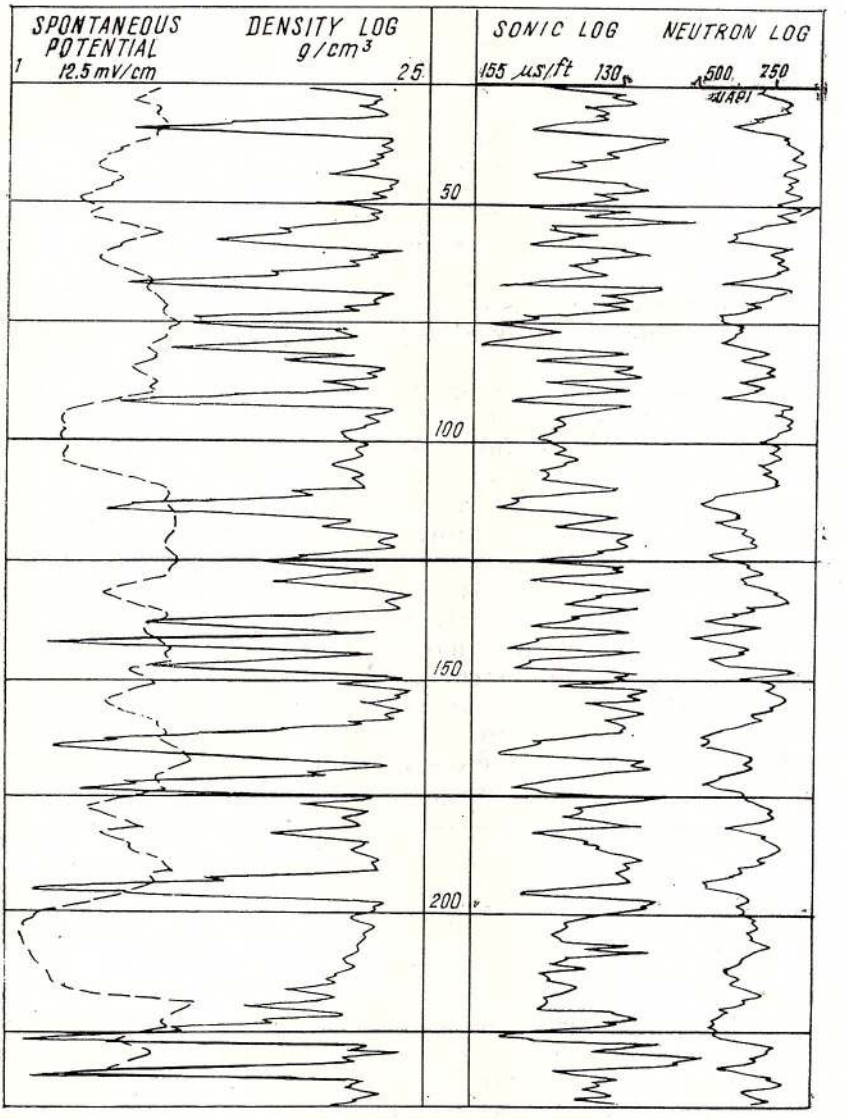


Fig. 4. — A log suite in a sand-shale-coal sequence.

Institutul Geologic al României

The series of logs run in this open hole drilled with fresh mud include: the Spontaneous Potential, the Gamma-Ray, the Focused Resistivity Log (Laterolog-7), the Formation Density Compensated, the Borehole Compensated Sonic Log and The Neutron Log.

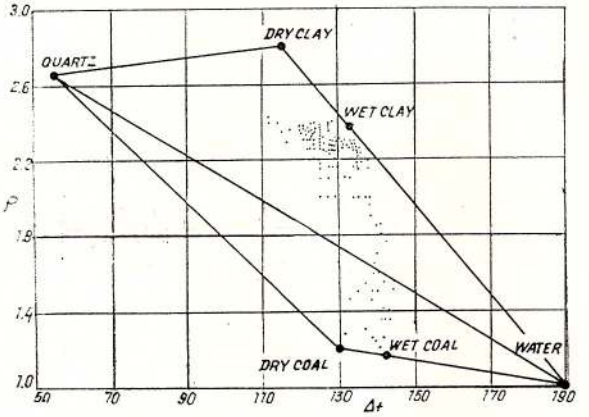


Fig. 5. — Example with representative points of carbon, quartz, clay and water on a Sonic Log-Density Log crossplot.

The qualitative analysis of these logs permits, in a good agreement with core descriptions, a quick identification and bed thickness definition of 15 lignite coal seams.

In the preinterpretation phase a statistical study was performed by crossplotting the values of $(\Phi_N - \rho)$ and $(\Delta t - \rho)$. These crossplots have proved particularly useful in establishing what minerals are present and in which percentages.

Coal and clay parameters were assumed to be constant for a limited depth interval, assumption that appears to be well-founded after the laboratory analysis.

The clay minerals analysis indicated for the lower interval (130—250 m) only the presence of chlorite, while in the upper interval (50—130 m) a mixture of illite and montmorillonite was prevailing.

Because the clay parameters of the two intervals are different, in the subsequent presentation only the lower interval results will be displayed.

For this interval the coordinates of the representative points inferred from $(\Delta t - \rho)$ and $(\Phi_N - \rho)$ crossplots (Fig. 5 and respectively Fig. 6) are shown in the adjoining table.

Components	Φ_N	ρ	Δt
Carbon	0,42	1.1	130
Quartz	—0.03	2,65	55
Dry clay	0,35	2.8	115
Water	1	1	190

The clay parameter values are in good agreement with those suggested by J u h á s z (1979), while coal densities are taken from a report of a nearby coal pit exploitation.

The results of data processing are shown in Figure 7. Lithological analysis is expressed in percent of rock bulk volume rather than percent

Institutul Geologic al României

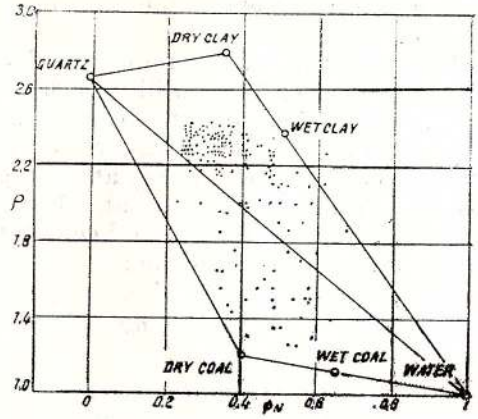


Fig. 6. — Example with representative points of carbon, quartz clay and water on a Neutron Log-Density Log crossplot.

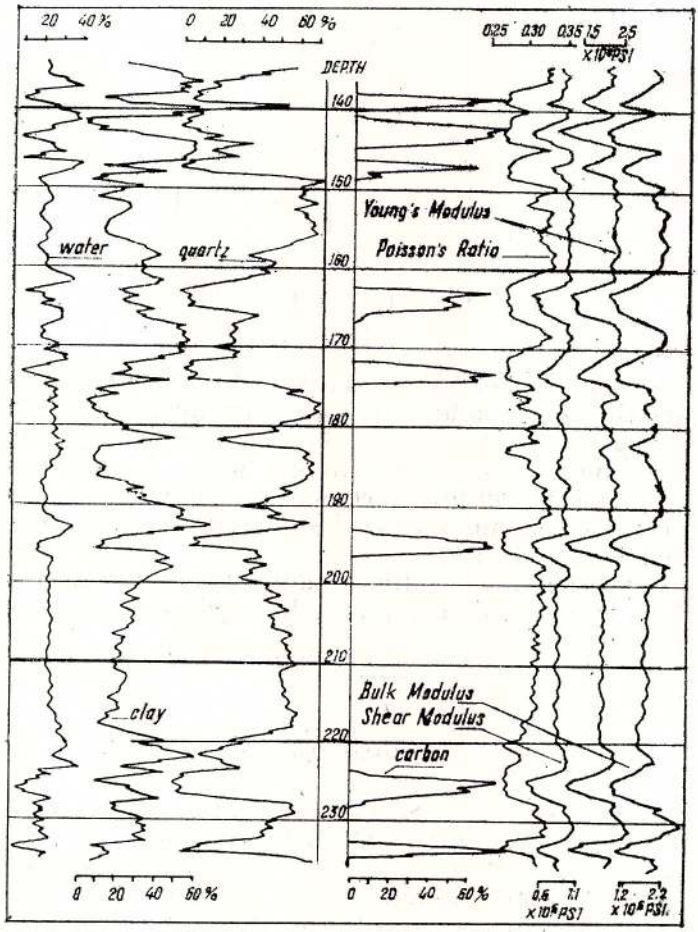


Fig. 7. — Results of log data processing displayed as continuous curves.

Institutul Geologic al României

of coal weight; however, the use of either is a matter of personal preference.

The first four curves represent the bulk volume fractions of water, clay, quartz and carbon, while the last four curves are the rock elastic moduli as an estimation of the surrounding rock dynamic competence. The Poisson's Ratio (α), Shear Modulus (β), Bulk Modulus (γ) and Young's Modulus (δ) are computed using the techniques described by Anderson et al. (1972).

These computations have been started using the following relationship for Poisson's Ratio:

$$\alpha = 0{,}27 + \frac{1}{8}\left(\frac{\Phi_S - \Phi_D}{\Phi_S}\right) \tag{27}$$

and further on, all rock elastic constants were calculated relying on the following workable expressions used in well logging:

$$\alpha = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta t_{SH}^2 - 2\Delta t^2}{\Delta t_{SH}^2 - \Delta t^2}\right) \tag{28}$$

$$\beta = 1.34 \cdot 10^{10} \cdot \frac{\rho}{\Delta t_{SH}^2} \tag{29}$$

$$\gamma = 1.34 \cdot 10^{10} \cdot \rho\left(\frac{3\Delta t_{SH}^2 - 4\Delta t^2}{3\Delta t_{SH}^2 - \Delta t^2}\right) \tag{30}$$

$$\delta = 1.34 \cdot 10^{10} \cdot \left(\frac{\rho}{\Delta t_{SH}^2}\right)\left(\frac{3\Delta t_{SH}^2 - 4\Delta t^2}{\Delta t_{SH}^2 \cdot \Delta t^2}\right) \tag{31}$$

Conclusions. The concept of mathematical models based on linear equations and the $M-N$ parameters used in the quantitative interpretation of well logging for oil and gas can be successfully extended to the coal search domain but treated in a different way.

The approach herein presented is able to handle complex lithologies where the carbon and water of coal seams are accompanied by several minerals included in the ash.

So, this approach offers sufficient advantages over any other simplified technique to merit its use where the conditions required for its employment are met.

REFERENCES

Anderson R. A., Ingram D. S., Zanier A. M. (1972) Fracture pressure gradient determination from well logs. *SPE AIME, Paper* no. 4135.

Bond L. O., Alger R. W., Schmidt A. W. (1971) Well log applications in coal mining and rock mechanism. *AIME Soc. Mining Eng. Trans.* 250, 377–389.

Burke J. A., Cambell R. L., Schmidt A. W. (1969) The litho-porosity crossplot. *Log Analyst*, 10, 5, 18–29.

Institutul Geologic al României

Edwards K. W., Banks K. M. (1978) A theoretical approach to the evaluation of in situ coal. *CIM Bull.*, 71, 124—131.

Grechukhin V. V. (1963) The recommended suite of well logging methods for borehole investigation of coal (in Russian). *Priklad. Geofiz.*, 37, 125—138.

Holter M. E., Kowalski J. J. (1976) Coal analysis from well logs. *CIM Bull.*, 69, 99—103.

Juhász J. (1979) The central role of Q_v and formation-water salinity in the evaluation of shally formation. *Log Analyst*, 20, 4, 4—11.

Kowalski J. J. (1975) Rock strength parameters from well logs. *SPWLA Trans., Paper N.*

Lavers B. A., Smiths L. J. M. (1977) Recent developments in coal petrophysics. *Log. Analyst*, 18, 1, 18—29.

Negoiță V. G. (1973) Mathematische Modelle zur Computerbearbeitung der in Karbonatgestreinen erhaltenen Bohrlochmessergebnisse. *Erdoel-Erdgas Zeitschrift*, 5, 174—180.

Schlumberger (1974) Log Interpretation, vol. II. Applications. *Document Schlumberger*, 73—74.

Tixier M. P., Alger R. W. (1967) Log evaluation of non-metallic mineral deposits. *SPWLA Trans., Paper R.*

Weltz L. S. (1976) Log evaluation of sub-bituminous coals in Magallanes — Chile. *SPWLA Trans., Paper K.*

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

A GEODYNAMIC MODEL OF THE EAST CARPATHIANS AND THE THERMAL FIELD IN THE LITHOSPHERE [1]

BY

DAN P. RĂDULESCU [2], MIRCEA SĂNDULESCU [3], ŞERBAN VELICIU [3]

Introduction

The Earth's surface is now viewed as a collection of effects of the plate tectonics; on the other hand, it is possible to construct various geothermal models that provide some insight into the tectonic history of much of the Earth's surface. However, these models must be reconcilied with the knowledge of the structure of the crust, petrophysical properties of the rocks and the thermal regime of the Earth as inferred from the observations at its surface.

Near old trenches and extensional basins, the situation is quite different as compared to the ridges and oceanic basins; a broader region is subjected to thermal disturbances by a variety of processes, the details of which are not as well understood yet. Models that take into account both the heat sources associated with descent of the lithosphere and the tectonic events, may provide resonable explanations for the gross features of the observed heat flow density. The analysis of heat flow from the continental crust poses additional problems, primarily those of accounting for the large and variable contribution to the surface heat flow of crustal radioactivity and for deeply and laterally variable conditions reflecting a long and complex geologic history.

It is the aim of this contribution to examine the inter-relation among the geodynamics of the East Carpathians area, arisen of the neo-volcanic chain, heat sources and thermal transfer in the upper part of the lithosphere. The territory under disscution represents a relatively young area, of less than 25 m.y. since the last thermo-tectonic event, so a dynamic model should be adopted.

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, 1981 September 8—13, Bucharest, Romania.

[2] University of Bucharest, Dept. of Geology and Geophysics, Bucharest, Romania.

[3] Institute of Geology and Geophysics, Str. Caransebeş 1, 78344 Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

Geological Evolution of the East Carpathians

The geodynamics of the East Carpathians is close related to the evolution of the whole Carpathians area. Răduleścu and Săndulescu (1973) have suggested on the petrographic and geotectonic evidences, the presence in the Carpathian area of two suture zones: the Transylvanides (inner position) and the Outer Dacides (outer position), each of them corresponding to an Alpine paleo-plane of "consumption" of the oceanic and/or thinned ("oceanised") crust. Further complex geological and geophysical investigations (Rădulescu et al., 1976), brought pertinent information on the deep structure of the crust in the Romanian Carpathians, confirming this model. Also, it has been ascertained that some differences in the constitution of the crust for the two ophiolitic basins do exist (Săndulescu et al., 1979; Săndulescu Russo-Săndulescu, 1980). The western basin (the Transylvanides) had an oceanic type crust representing eventually the oceanic Tethys, whereas the eastern one (the Outer Dacidian Megatrough) exhibited, within the East-Carpathian segment, a thinned ("oceanised") crust which might change (Săndulescu, 1980) into an oceanic-type crust within the South Carpathians. The "consumption" process was connected with the main compressive tectogenetic "Carpathian phases" (Fig. 1.).

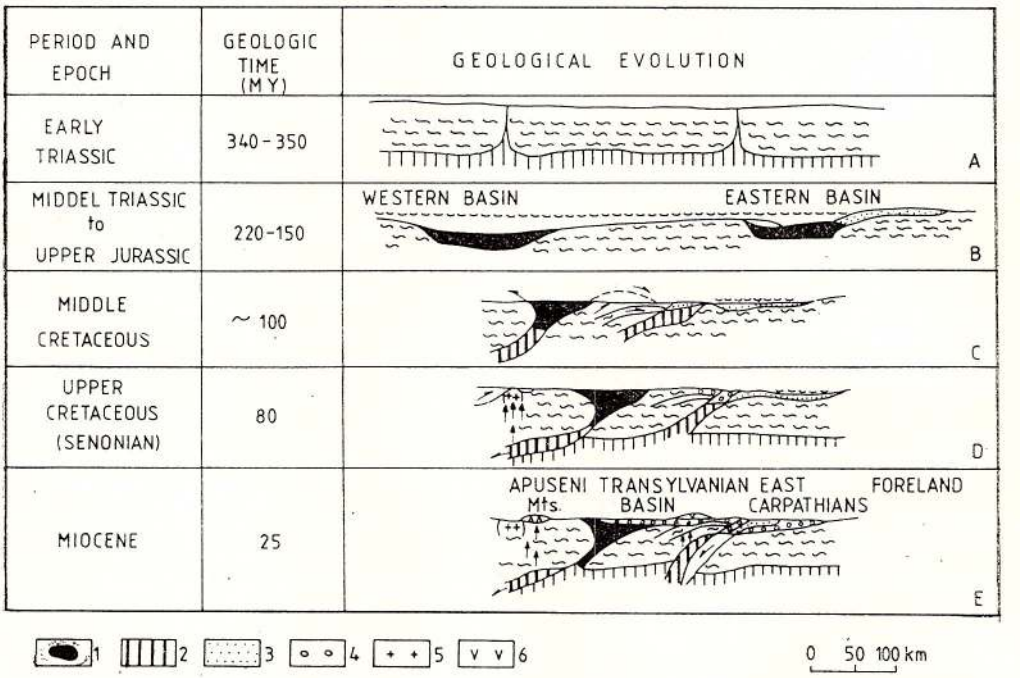


Fig. 1. — Geological evolution of the Carpathian area (after Rădulescu and Săndulescu, 1973). 1, oceanic-type crust; 2, subducted oceanic-type crust; 3, East Carpathians flysch; 4, molasse; 5, Banatitic rocks; 6, Neogene volcanics.

Institutul Geologic al României

The first tectogenetic compressive deformations in the Carpathians started in the Barremian and ended in the Albian, affecting mainly the oceanic realm from the Transylvanides area. These movements generated both the obduction of the Transylvanian nappes and the overthrust of the Central East-Carpathians nappes whose basement shearing nappes have been built up. The Central East Carpathians nappes are constituted of crystalline formations (pre-Stephanian in age) and a sedimentary sequence that can start with Upper Carboniferous or Permian deposits (the Infrabucovinian and Sub-bucovinian nappes) or with Triassic deposits only (the Bucovinian nappes).

The Outer Dacidic Megatrough was subjected to less important compressions, nevertheless it was involved into the crustal shortening process since the end of the Upper Cretaceous. So, during the Late Cretaceous occurred the overthrust of the Outer Dacidian Flysch nappes (the "Blak Flysch" and Ceahlău nappes in the East-Carpathians. These nappes are of obduction type, proceeding from an area with thinned or oceanic crust, and exhibit only sedimentary (generally flysch) and ophiolitic formations of Tithonian-Lower Cretaceous age.

The subduction of the thinned lithosphere (partly oceanised in the southern part of the chain) continued during the Miocene tectogeneses and it produced the overthrust of the Moldavides (the nappes located at the exterior of the Ceahlău Nappe). The generation of the flysch nappes developed itself in two succesive stages: the folding and detachment of the flysch deposits from their substratum and then the proper overthrusting; in this way, the typical cover-nappes were built up. During the second stage, as a consequence of the crust shortening, the primary crust of the flysch formations suffered a "consumption" process in the mantle.

The Moldavides group together the main part of the East-Carpathians flysch nappes (except the Outer Dacidian ones). They are cover-type nappes built up in an intra-Burdigalian "phase" (the "Convolute flysch", Macla and Audia nappes) or an intra-Badenian "phase" (the Tarcău and Marginal Folds nappes). Different kinds of flysch formations since the Lower and Upper Cretaceous, Paleogene and Lower Miocene, and also locally molasse deposits of Lower and/or Middle Miocene age, have been found into the constitution of the Moldavides.

The Subcarpathian Nappe, which was considered as a part of the Inner Foredeep, may be enclosed to the Moldavides. It has been built up mostly of Lower and Middle Miocene molasse and it has been overthrusted during the Middle Sarmatian.

When the Miocene subduction ceased, the thin but still continental crust of the Transylvanian Basin began to subside and it has been filled up by the Mio-Pliocene molasse sediments. As for the Transylvanian Basin, its basement group together tectonic units belonging to the Eastern, Southern and Western Dacides as well as a part of the Transylvanides (ophiolitic units). The crust exhibits here a continental character including the Transylvanides suture zone.

Institutul Geologic al României

Magmatic Activity

The inner part of the East-Carpathians is characterized by an Alpine calc-alkaline magmatic activity manifested effusively during the Mio-Pliocene and the Pleistocene. From a petrographic point of view, the Neogene magmatic rocks cover the whole range of calc-alkaline magmas but they exhibit a quite clear predominance of the andesites with their extreme basic varieties.

The connection inferred between the Neogene magmatic activity in the East-Carpathians and the subduction process of the oceanic or thinned crust from the area of the outer paleo-plane of "consumption", implies to suppose a deep seated source for the andesitic magmas and their eventual contamination during the ascent and stops at intermediate levels in the crust (R ă d u l e s c u, 1973). So, the development of the magmatism upon an oceanic-type floor and the lack of evidences regarding the sinking of the more recent sediments, make unlikely a sialic origin.

During the Middle Miocene the subduction was still active along the East Carpathians. Presumably, the subduction has induced the extra heat which resulted in partial melting above the subducting plate. The lithosphere was attenuated and the hot upwelling material expanded laterally and thinned out the continental crust; it locally pierced the crust where large mass of andesites extruded.

A remarkable feature of the volcanism, identified almost along the whole East-Carpathian chain, is the frequent location of the magmatic masses just beneath the volcanic structures. Consequently, it has been supposed that, besides the deeper reservoirs which supplied the volcanoes, the magmas often stood at the most upper levels of the crust (see Fig. 5). This fact is proved by the presence in the region of the sub-volcanic formations as well as by the interpretation of the gravity and aeromagnetic survey.

Heat Flow and Thermal Regime of the Lithosphere

Survey of the terrestrial heat flow density in the East-Carpathians (V e l i c i u et al., 1977; D e m e t r e s c u, 1979) showed that the Neogene volcanic chain is characterized by values ranging from 70 to 120 mWm^{-2}, exceeding by a factor of 1,5 or 2 what is accepted as a "normal" heat flow (approximately 60 mWm^{-2}). This positive anomaly overlaps the outer paleo-plane of "consumption" and it is clearly outlined by the lower values recorded in the surrounding tectonic units: 45—57 mWm^{-2} for the Central East Carpathians Nappes and Flysch zone, and 40—50 mWm^{-2} for the eastern part of the Transylvanian Basin (V e l i c i u and D e m e t r e s c u, 1979).

As for the construction of the crustal temperature-depth profile in the East Carpathians, it has been started from the surface measured heat flow associated with data of heat conduction and heat production respectively. Also, it has been supposed the equilibrium between the surface heat flow and the heat supplied at the base of the lithosphere by

Institutul Geologic al României

the convective heat dissipation in the astenosphere. The last must be added to the radiogenic heat generated within the crust and the heat due to the Alpine subducting process.

The relationship which put together all these elements has the following form :

$$\bar{Q} = Q^* + \int_0^{z^*} A(z)dz$$

where : $\bar{Q}$ is the average surface heat flow, Q^* represents the heat generated at the base of the lithosphere or transfered from the deeper zones (so called "reduced" heat flow), z^* is the depth at the base of the lithosphere and $A(z)$ describes the productivity of radiogenic heat sources within the crust.

Generally it has been accepted that the distribution of the heat sources in the crust determined substantially the values of heat flow at the surface and many authors suggested the decreasing of the radiogenic heat generation versus depth (R o y et al., 1968; L a c h e n b r u c h, 1971). For the East Carpathians (Fig. 2), the calculations performed indicated

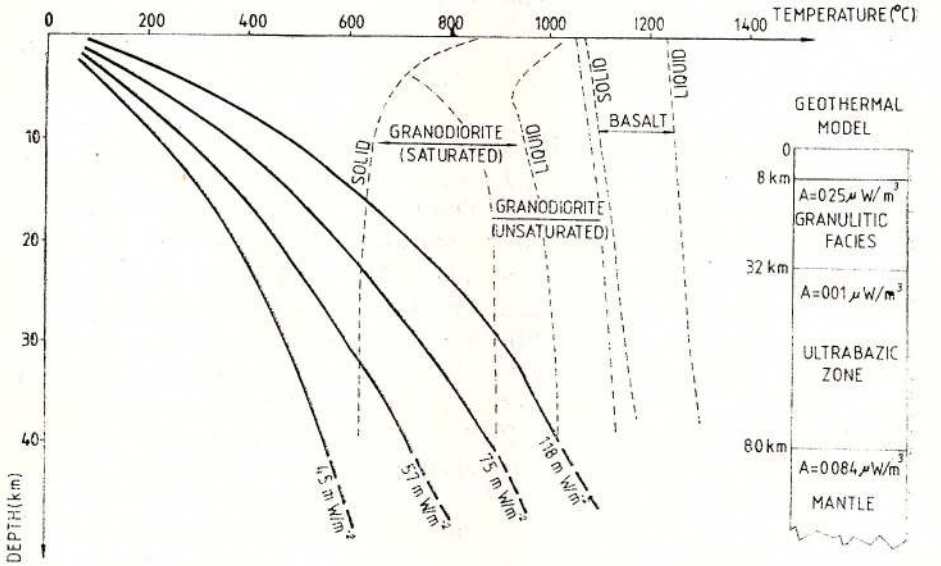


Fig. 2. — Temperature-depth profiles for the East-Carpathians and a geothermal model of the lithosphere.

a heat flow penetrating the base of the lithosphere of 24—27 mWm^{-2} which represents almost one-third of the heat flow measured at the surface (V e l i c i u, 1977). Consequently, in this region, the major part of the heat is generated in the crust but it exists an important contribution from the young sub-crustal processes.

Institutul Geologic al României

The phase transition diagrams show that the "solidus" temperatures may be reached, under the inner part of the East Carpathians, at the depth of the Conrad-discontinuity; this constitutes a new argument for some previous hypotheses regarding the magmatic activity in the region (Socolescu et al., 1964; Rădulescu, Borcoș, 1969).

Vertical distribution of temperatures (see Fig. 5) suggests the presence of a positive temperature anomaly (greater than 900°C) located in the upper mantle. The origin of this anomaly may be due to the Alpine subduction in the East-Carpathians. Some theoretical geothermal models for collision of two lithospheric plates generating subduction, indicate very similar shapes of the temperature anomaly, with time constants ranging between 150 and 25 m.y. (Palmason, 1973; Lubimova and Nikitina, 1978). A model which studies the subduction mechanism in the top part of a descending plate shows extension at the right angles to the direction of the arc which could be stretching in the plate as it bent downwards into the underlying mantle. This implies subsequent compression as if the plate was experiencing resistance to its motion in this direction. The compression results in an increasing in temperature of the down-going slab and could be expressed by the general equation:

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v \cdot \nabla T \right) = K \cdot \nabla^2 T + A$$

where: ρ is density, c is specific heat capacity, T is temperature, t represents time, v is subducting rate, K is the conductivity and A is the radioactive heat generated in the crust. The result of the computation performed for the East-Carpathians area is shown in Figure 3.

A problem which deserves an analysis is that if any igneous-derived thermal anomaly may exist in connection with the Pannonian and/or Pliocene volcanic and/or sub-volcanic formations. Mathematically the thermal calculation contains two major assumptions (Smith, Shaw, 1975): the heat transfer in the rocks surrounding the magma is by solid-state conduction and effects of magmatic preheating and gains of magma after the time of the last eruption are ignored. Such estimations involve knowledge on the age and volumes of magmatic manifestations.

In Figure 4 the age-volume data for eight volcanic systems from the Gurghiu-Harghita Mts. are plotted to show the approximate present position of each system in relation to its probable cooling state. Pairs of lines are drawn to represent cooling models that identify igneous systems that are now approaching ambient temperature. The points plotted indicate that almost all systems from the Gurghiu-Harghita Mts. fall in the area which have reached the ambient temperature or are very near of this. The fact makes sense if it is refered to the relatively old age of the last andesitic eruption (ranging between 7 and 3 m.y.) in the region (Rădulescu, 1972).

Institutul Geologic al României

DEPTH (km)	SUBDUCTING RATE (cm/year)	ENERGY RELEASED (joules/m² year)	TEMPERATURE (°C)
20	0,210	110	600
30	0,490	300	675
40	0,600	400	850
50	0,715	500	950
60	0,820	600	1000
70	1,00	675	1030
80	1,25	800	1050
90	1,60	1000	1080
100	1,80	1050	1100

Fig. 3. — Generation of extra-heat owing to the Alpine subducting process in the East Carpathians area.

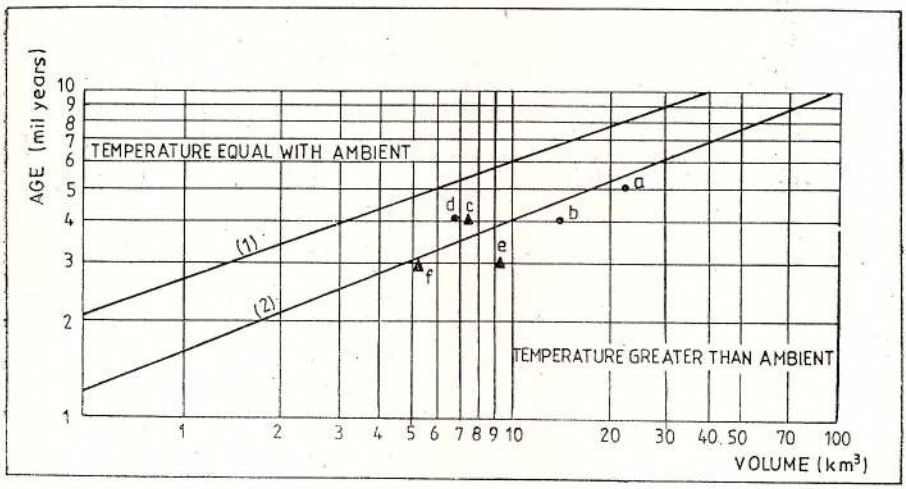


Fig. 4. — Graph of theoretical cooling time versus volume for magmatic systems of the Gurghiu-Harghita Mts. (East Carpathians). Points represent youngest age and estimated volume for igneous systems from the Gurghiu Mts. (a, Fîncel-Lăpuşna; b, Sumuleu; d, Ciumani). Triangles correspond to igneous systems from the Harghita Mts (c, Vîrghiş; e, Luci; f, Cucu).

Institutul Geologic al României

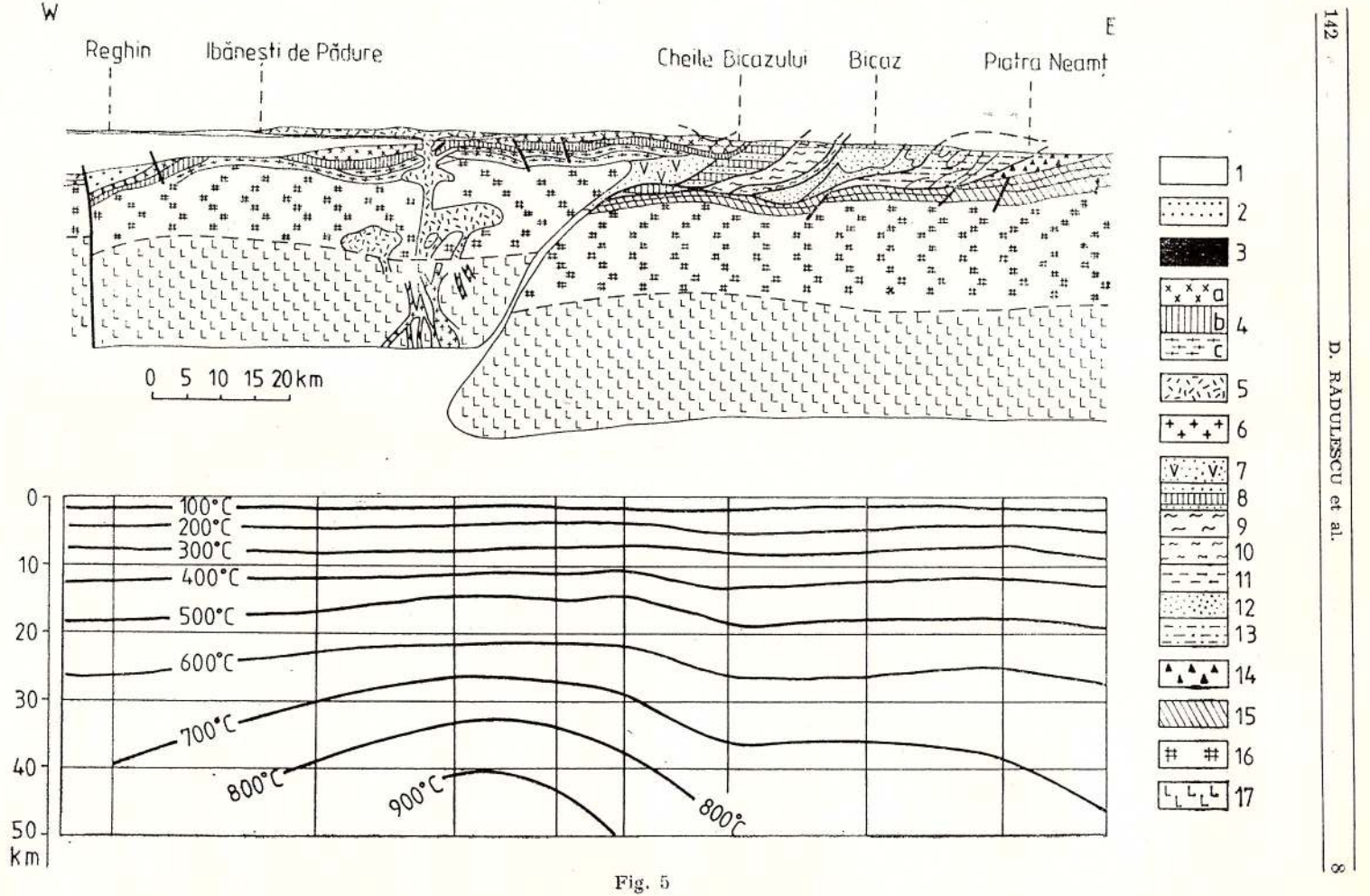


Fig. 5

Institutul Geologic al României

Conclusions. The source of the high surface heat flow observed at the inner part of the East-Carpathians, seems to have the following partition : one-fifth to a quarter is produced by the heat connected with the subduction process and still preserved in the upper mantle; approximately two-thirds are released by the radiogenic heat generated in the crust and a few percents are due to the heat content in the most upper levels of the crust where the andesitic magmas stationated during their ascent and the thermal equilibrium has not been reached yet.

Both the geothermal anomaly and the building up of the neovolcanic chain are consequences of the lithospheric Alpine subduction produced on the outer paleo-plane of "consumption" from the Carpathian area.

Fig. 5. — Geologic and geothermic cross section between Reghin and Piatra Neamț. Structural units : 1, Transylvanian Depression ; 2, Post-nappes cover ; 3, Transylvanian nappes ; 4, Central East-Carpathian nappes system : a, Bucovinian Nappe ; b, Sub-Bucovinian Nappe ; c, Infra-Bucovinian Nappes. Neogene igneous activity : 5, subvolcanic and volcanic bodies ; 6, intrusive magmatism ; 7, Black Flysch Nappe ; 8, Ceahlău Nappe ; 9, Convolute Flysch Nappe ; 10, Macla Nappe ; 11, Audia Nappe ; 12, Tarcău Nappe ; 13, Marginal Folds Nappe ; 14, Subcarpathian Nappe ; 15, Platform cover ; Characteristics of the crust : 16, upper crust (granitic layer) ; 17, lower crust (basaltic layer).

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Demetrescu C. (1979) Valori ale fluxului termic al Pământului în unele unităţi tectonice din R. S. România. *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geofizică*, 1, 17, Bucureşti.

Lachenbruch A. H. (1971) Vertical gradients of heat production in the continental crust, 1. Theoretical detectability from near-surface measurements. *J. Geophys. Res.*, 76, 3842–3851.

Lubimova E. A., Nikitina, E. (1978) Thermal models of arcs and ridges. A "source-span-sink" model. *Tectonophysics*, 45, 341–362, Amsterdam.

Palmason G. (1973) Kinematics and heat flow in a Volcanic Rift zone and application in Iceland. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 33, 451–481.

Rădulescu D. P. (1973) Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din Mţii. Călimani, Gurghiu şi Harghita. *D. S. Inst. Geol.*, LIX/4, Bucureşti.

— Borcoş M. (1969) Aperçu général sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *Com. Geol. Roum. Ann.*, 36, 177, Bucureşti.

— Săndulescu M., (1973) The plate tectonic concept and geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155–161, Amsterdam.

— Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian A. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, 5–36, Bucureşti.

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.

Săndulescu M. (1980) Analyse géotectonique des chaînes Alpines situées autour de la Mer Noire Occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, 5–54, Bucureşti.

— Russo-Săndulescu D., Bratosin I., Medeşan A. (1979) Report, Arch *I.G.G.*, Bucharest.

— Russo-Săndulescu D. (1980) Report, *Arch. I.G.G.*, Bucharest.

Socolescu M., Popovici D., Roşca V., Visarion M. (1964) Structure of the Earth's Crust in Romania as based on the gravimetric data. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géophysique*, 8, 3–11, Bucureşti.

Smith R. L., Shaw, H. R. (1975) Igneous-related geothermal systems. In: White D. E. Williams D. L. (Eds.), Assessment of geothermal resources of the United States. *Geological Survey Circular*. 726–, 58–78, Washington.

Veliciu S. (1977) Some results on the mantle heat flow investigation in Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 21 (4), 265–268, Budapest.

— Cristian M., Paraschiv D., Visarion M. (1977) Preliminary data of heat flow distribution in Romania. *Geothermics*, 6, 95–98, Great Britain.

— Demetrescu C. (1979) Heat flow in Romania and some relations to geological and geophysical features. In: Cermak V., Rybach L. (Eds.), Terrestrial heat flow in Europe, *Springer Verlag*, Berlin-Heidelberg-New York.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS DE L'AÉROSPECTROMÉTRIE GAMMA POUR LA CONNAISSANCE DE CERTAINES STRUCTURES GÉOLOGIQUES DANS LES CARPATHES ROUMAINES[1]

PAR

SORIN SCURTU[2], FLORIN RĂDULESCU[2]

Introduction

Le champ radioactif évidencié par des recherches aérospectrométriques gamma est dû surtout à la nature pétrographique des formations, dans le contexte géologique donné et en même temps, aux zones éventuellement enrichies en substances radioactives. Dans ces conditions, l'aérospectrométrie gamma peut offrir des informations tant sur la nature pétrographique des formations géologiques, que des informations sur les zones anomales. De plus, dans les zones géologiques avec une activité post-magmatique intense, le champ radioactif peut refléter les principales zones de faible résistence, où il y avait la circulation des solutions riches en composants radioactifs. Ainsi, la contribution que la méthode aérospectrométrique gamma peut avoir pour l'approfondissement du degré de connaissance dans une certaine zone géologique, combinée avec la possibilité de couvrir dans un intervalle court de temps des zones larges et souvent difficilement accessibles, a fait que cette méthode soit employée dans notre pays pour des raisons géologiques.

Les premiers enlèvements aérospectrométriques ont été faits en Roumanie dès 1971 et sont continués jusqu'à présent; en même temps on a abordé des structures géologiques de première importance. Les principaux aspects méthodologiques de prospection et d'interprétation, tout comme la présentation succinte des résultats aérospectrométriques obtenus dans trois zones géologiques, vont faire l'objet de cette étude.

Enrégistrement et interprétation des données

Les enrégistrements ont été faits à l'aide d'une installation d'aérospectrométrie gamma (Nuclear Entreprises) montée sur un hélicoptère Alouette III. L'installation est formée de: deux détecteurs de NaI (Tl)

[1] Note présenté au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8—13 septembre 1981, Bucharest, Roumanie.

[2] L'Institut de Géologie et de Géophysique, str. Caransebeș 1, 78344 Bucharest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

de 6″×4″, pourvus de sources de ^{137}Cs ; un spectromètre à cinq canaux ; un enrégistreur à six canaux. A l'aide de cette installation on a enrégistré quatre composantes de l'intensité de radiations gamma : potassium (^{40}K) ; uranium (^{214}Bi) ; thorium (^{208}Tl) et γ_{tot}. Les valeurs de fond cosmique et remanent, tout comme les coefficients d'intéraction (traîne Compton) ont été appliqués automatiquement.

Etant donné que les zones géologiques abordées présentent pour la plupart un champ radioactif faible, en tenant compte de la dimension réduite des détecteurs employés, il a fallu adopter une méthodologie d'enlèvement adéquate. Ainsi : les enlèvements ont été faits à une hauteur moyenne de 50 m par rapport au sol ; à une vitesse moyenne de 65 km/h ; les profils ont été faits longitudinalement aux formes de relief (crête, vallée) ; l'orientation a été faite visuellement à l'aide des cartes topographiques échelle 1 : 25.000 à distance moyenne entre profils d'approximativement 300 m. Pour l'interprétation des données on a appliqué des réductions pour les suivantes influences perturbatrices : la non-linéarité des échelles d'enrégistrements ; la variation de la hauter de vol (la hauteur de vol standard de 50 m) et la variation en temps des signaux. Dans les zones où le relief a été très accidenté il a fallu appliquer les réductions topographiques en employant le procédé numérique élaboré par Rădulescu (1979).

Recherches aérospectrométriques gamma das la zone du Massif alcalin de Ditrău

La prospection radiospectrométrique gamma effectuée en 1971, dans la zone du massif alcalin de Ditrău a eu une importante contribution pour la connaissance radiométrique de celui-ci ; les données obtenues ont conduit au contour d'une image radiométrique d'ensemble et à l'évidence de certaines zones d'intérêt économique.

Dans une étude antérieure, Gohn et al. (1973) ont présenté les cartes aérospectrométriques gamma, en récommandant finalement l'emploi de certains procédés statistiques d'interprétation, pour obtenir une image de la distribution des éléments radioactifs dans les principaux complexes pétrographiques et du contour des zones de concentrations préférentielles de ceux-ci.

De suite, nous allons présenter les résultats obtenus par l'interprétation statistique des données aérospectrométriques de la zone du massif alcalin de Ditrău, en employant pour cela une variante du procédé présenté par Smîslov, Pliuscev (1968). Les répartitions de fréquence obtenues, qui respectent généralement la loi de répartition normale, ont permis le calcul des valeurs moyennes de radioactivité par formations géologiques et l'élaboration des cartes à déviations standard correspondant aux composantes aérospectrométriques.

A base des valeurs moyennes de radioactivité obtenues des complexes pétrographiques du massif conformément à la carte géologique élaborée par Anastasiu et Constantinescu (1980) et des

Institutul Geologic al României

contenus déterminés au laboratoire par Tiepac (1981), on a élaboré le Tableau. Ce tableau démontre l'existence d'une corrélation positive entre les valeurs aérospectrométriques et les contenus, la variation nette du contenu en thorium dans les roches du massif, tout comme le comportement approximativement constant du potassium.

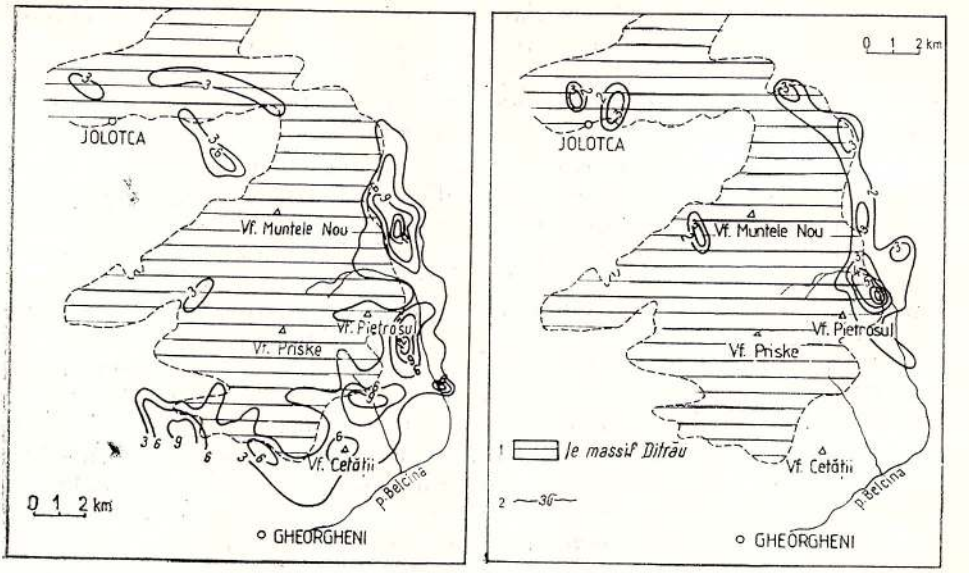
Du point de vue géologique, la zone anomale thorique (fig. 1a) qui entoure le massif à la partie de sud et d'est, est située sur des cornéennes développées sur 500—700 m environ, là où les minéralisations hydrothermales ont un grand répandissement. La disparition des anomalies dans la zone septentrionale du contact est due tant à la dimension réduite de la zone de cornéennes (100—200 m), qu'à la fréquence réduite des minéralisations hydrothermales (Jakob, 1976). L'anomalie potassique de l'est du massif (fig.1b), située préférentiellement dans les cornéennes et aussi dans les roches porphyrogènes, explique la configuration de toute la zone anomale. Dans ces conditions, en tenant compte de la constatation faite par Tiepac (1981) que les roches du massif apparaissent enrichies en thorium, on peut affirmer que les solutions hydrothermales riches en thorium qui ont circulé à la limite méridionale et orientale du massif, ont contribué tant à la minéralisation thorique des schistes cristallins, qu'à l'enrichissement en potassium des roches porphyrogènese qui apparaissent dans ce secteur. Il faut mentionner que la zone anomale thorique du nord, située dans les roches du massif, encadre l'alignement filonien connu dans la région, car elle est verifiée tant par des enlèvements radiométriques au sol, que par des prospections géochimiques. La présence de cette zone peut être causée par les mêmes solutions hydrothermales qui ont circulé au sud et à l'est, à la différence qu'elles ont minéralisé les roches dans les zones de faible résistence.

En ce qui concerne l'apport d'uranium, de la carte à déviations standard de la composante γ_{tot}, on peut observer dans le massif l'existence de certaines zones anomales, préférentiellement uraniques. En partant de la carte aérospectrométrique (composante uranique) présentée par Gohn et al. (1973) on constate que les plus élevées valeurs d'uranium se trouvent au centre du massif et pas sur le bord de celui-ci, comme pour le cas du thorium et du potassium.

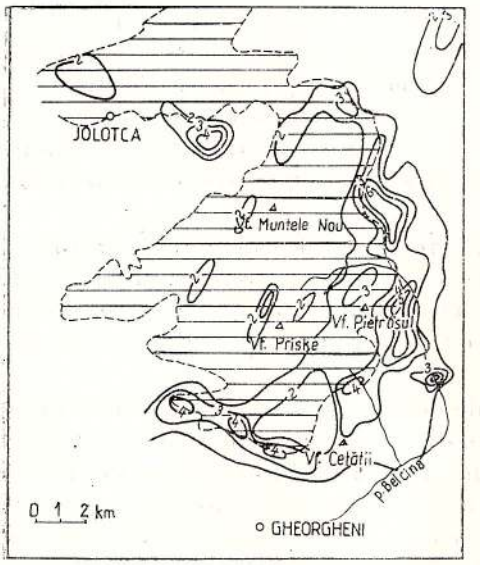
Hors les influences perturbatrices (relief, fond géologique, sensibilité réduite de cette composante), sur la carte de la composante uranique on peut observer l'existence de deux alignements, orientés NE-SO, beaucoup mieux évidenciés sur la carte à déviations standard de la composante γ_{tot}, (fig. 1c).

A cause du fait qu'il n'y a pas de données suffisantes concernant la répartition de l'uranium dans le massif, tout essai d'interprétation des données aérospectrométriques reste au domaine de l'hypothèse. Pourtant, des données connues jusqu'à présent, les deux alignements uraniques peuvent être dûs soit à une variation locale de chimisme des siénites au centre du massif, soit à un apport d'uranium manifesté dans les zones de fracture mises en évidence par Zincenco (1979).

Institutul Geologic al României



a b



c

Fig. 1. — Cartes à déviations standard obtenues de l'interprétation des données aérospectrométriques gamma dans la zone du massif alcalin de Ditrău. a, carte correspondant au composant thorique ; b, carte correspondant à la composante potassique ; c, carte correspondant au composant γ_{tot}.

Institutul Geologic al României

Recherches aérospectrométriques gamma dans la zone Izvoarele Bîrselor (Carpathes Méridionales)

On a déjà souligné dans la première partie de l'étude que l'aérospectrométrie gamma peut avoir des contributions importantes pour l'approfondissement des connaissances dans une certaine zone géologique, ce qui a été réalisé surtout par la possibilité de la méthode de séparer de divers complexes pétographiques, ou des variations locales de chimisme dans le même complexe. Un exemple dans ce sens est la recherche aérospectrométrique gamma de la zone Izvoarele Bîrselor qui représente une partie du périmètre recherché par la méthode aérospectrométrique gamma, un périmètre situé sur le versant septentrional des Carpathes Méridionales, entre Piatra Craiului et la vallée de la Bîlea.

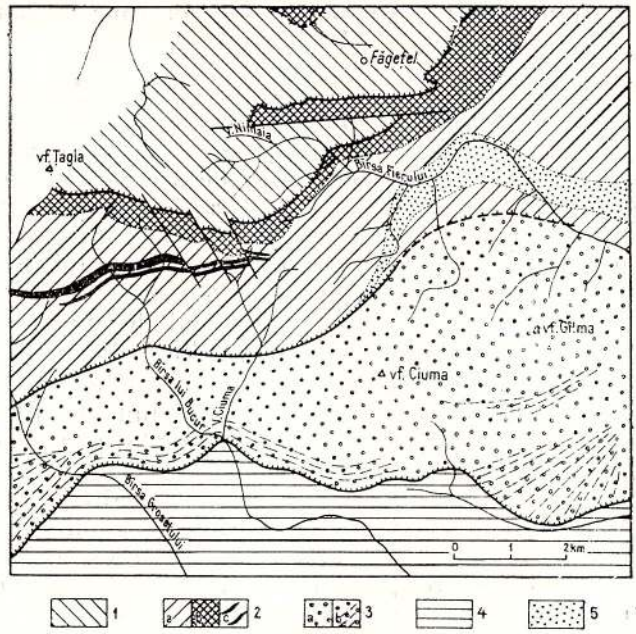
La zone investiguée est formée de plusieurs unités tectoniques (la carte géologique de fig. 2 selon G h e u c ă, réproduite de l'étude élaborée par R ă d u l e s c u et al., 1980) qui renferment des paragneiss micacés, paragneiss à biotite et muscovite, micaschistes etc. Dans l'unité de Nimaia (série de Bîrsa lui Bucur) il y a deux horizons de calcaires cristallins ayant à la partie supérieure des paragneiss tectonisés et altérés. Dans cette série se trouve aussi le granite de Bîrsa Fierului qui est un granite léucocrate, à feldspath altéré et très peu micacé. En bas de l'unité de Cumpăna (série de Cumpăna) il y a les gneiss oculaires léucocrates.

A cause du fait que la constitution pétrographique de toute la zone est assez uniforme, il faut s'attendre que les valeurs hautes de radioactivité soient obtenues seulement au cas du granite de Bîrsa Fierului et des gneiss oculaires. Dans ce cas, la corrélation entre la carte géologique et les cartes aérospectrométriques gamma (composants potassium et thorium — fig. 2) est évidente. Pendant que le granite est très bien contouré sur les deux cartes, la zone de développement des gneiss oculaires est évidenciée seulement par le composant potassique à cause des contenus de potassium et thorium différents du granite de Bîrsa Fierului (K — 3,5 %, Th — 50 ppm) et des gneiss oculaires (K — 4,5 %, Th — 30 ppm). L'amplitude réduite du composant potassique dans la zone de développement des gneiss oculaires (40-50 p/s), par rapport au contenu en potassium de ces roches est due au fait que ceux-ci ne forment pas d'intercalations très épaisses dans les schistes cristallins.

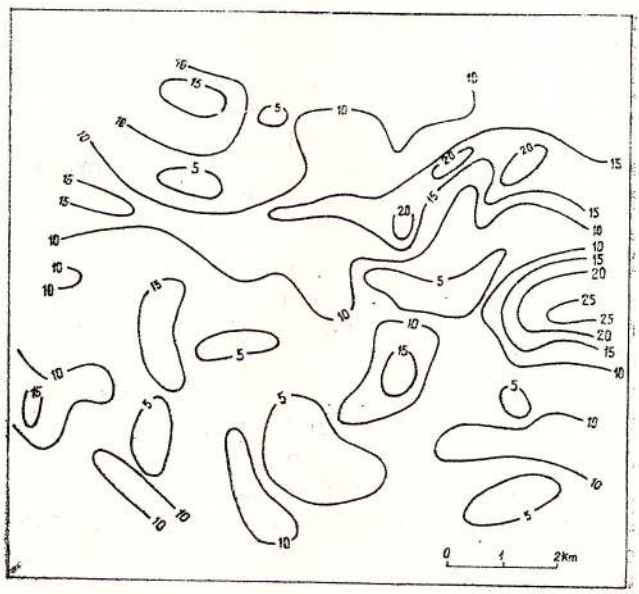
Au nord de la zone, sur les deux cartes, il y a une anomalie faible orientée E-O et située au niveau de 30 p/s sur la composante potassique. Cet alignement anomal est superposé parfaitement sur les paragneiss laminés et altérés de la série de Bîrsa lui Bucur.

A l'est de la zone, située à la partie supérieure de la série de Cumpăna (sommet Gîlma), on peut observer sur la carte du composant thorique une anomalie, située au niveau de 25 p/s, qui suggère l'existence d'une zone avec un contenu moyen de thorium, rapproché au contenu en thorium du granite de Bîrsa Fierului. La carte du composant potassique indique un contenu bas en potassium pour la respective zone. Les travaux de détail (enlèvements radiométriques au sol et analyses de laboratoire) ont contouré dans cette zone un granite chalco-sodique.

Institutul Geologic al României

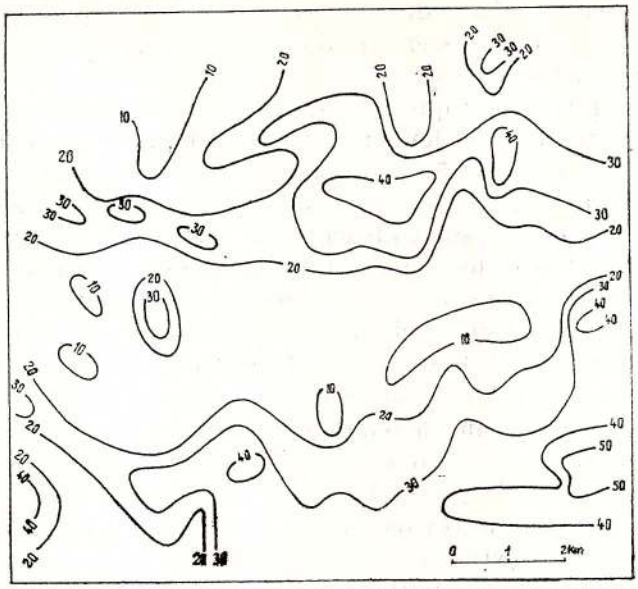


a



b

Institutul Geologic al României



c

Fig. 2. — Résultats aérospectrométriques gamma dans la zone Izvoarele Birselor. a, carte géologique de la zone ; b, carte aérospectrométrique gamma, au composant thorique ; c, carte aérospectrométrique gamma, au composant potassique. 1, Unité de Tagla ; 2. Unité de Nimaia (a) (b — zone d'altération, c, calcaires cristallins ; 3, Unité de Cumpăna (a) (b — gneiss oculaires) ; 4, Unité de Leaota ; 5, Granite de Bîrsa Fierului.

Recherches aérospectrométriques dans la zone centrale des Monts Metaliferi

Les recherches aérospectrométriques effectuées dans la zone des Monts Metaliferi ont eu comme but l'évidence des zones enrichies en potassium, car celles-ci indiquent souvent la présence de certains corps volcaniques acides ou des zones d'intense circulation hydrothermale générées par ces corps.

Selon la carte géologique élaborée par Borcoș et al. (1979) qui se trouve à base de la carte aérospectrométrique de la planche, la région est formée de : roches éruptives basiques et acides du complexe ophiolitique ; roches éruptives néogènes, formées surtout d'andésites et andésites quartzifères ; roches éruptives laramiques formées de diorites et de granodiorites ; dépôts sédimentaires formés de marnes, grès, microconglomérats, conglomérats.

Les travaux radiométriques complexes executés dans cette zone ont évidencié des données importantes concernant la répartition des éléments radioactifs dans les principales formations géologiques. Lemne

Institutul Geologic al României

et al. (1980, 1981), à base des données spectrométriques de laboratoire, ont constaté : les contenus en uranium varie entre des limites très serrées (1—3 ppm), les roches avec les plus bas contenus sont les basaltes et les agglomérats basaltiques, pendant que les différenciés acides présentent des contenus plus élevés ; le thorium ne présente pas de variations très grandes de contenu (5—10 ppm), une augmentation saisissable du contenu en thorium étant constatée dans les zones d'altération hydrothermale (20 ppm) ; le potassium présente des variations importantes, généralement en basaltes et les agglomérats basaltiques atteignant un contenu de jusqu'á 1 %, les andésites et les andésites quartzifères ont un conteuu moyen de 1,75 %, les différenciés acides ont un contenu moyen de 4,5 % et dans les zones d'altération on atteint des valeurs de plus de 8 %.

En partant de ces constatations, on peut affirmer que, du point de vue aérospectrométrique, le seule composant qui peut offrir des données concernant la structure géologique d'ensemble et la répartition des zones d'altération hydrothermale est le composant potassique.

Dans la carte aérospectrométrique gamma présentée dans la planche on peut observer la distribution du domaine radioactif à l'échelle régionale. Ainsi on distingue surtout les deux alignements : l'alignement méridional, orienté approximativement E—O, entre Vorţa et Vălişoara, qui est situé dans l'aire de répandissement des différenciés acides ; l'alignement septentrional, orienté NO-SE, situé pour la plupart dans les roches éruptives basiques, à l'exception de la partie occidentale qui coïncide avec le diorite banatitique de Măgureaua Vaţei.

TABLEAU

Vitesse de numération et contenus obtenus pour les principaux complexes pétrographiques du massif alcalin de Ditrău

Complexe géologique	Th		^{40}K		tot
	p/s	ppm	p/s	%	p/s
Complexe des granitoïdes	26	29.3	54	4.5	2600
Complexe des monzonites et des siénites	20	17.2	54	4.9	2400
Complexe des roches phoïdiques	19	15.0	52	4.8	2300
Complexe des ultramaffites et des maffites	16	11.0	45	3.6	1650
Schistes cristallins	9	9	45	3.5	1200

Les principales anomalies aérospectrométriques locales qui apparaissent dans la région et qui sont liées d'une activité hydrothermale intense sont situées dans les zones Caraciu-Măgura Ţebei, Vorţa et Ruda Brad.

Donc, en ensemble, la carte aérospectrométrique suggère nettement l'existence de deux alignements potassiques séparés par un minimum pro-

Institutul Geologic al României

noncé, situé entre Vişca et Luncoiu. En corrélation avec les résultats obtenus de l'interprétation complexe des données géologiques-géophysiques (gravimétriques, magnétométriques) réalisée par B o r c o ş et al. (1979), les données aérospectrométriques reçoivent une nouvelle signification. Ainsi, on peut constater la parfaite superposition des alignements de maximum dont on a parlé ci-dessus, sur les intrusions banatitiques signalées dans ces zones, tout comme la superposition du minimum de la zone Vişca avec une intrusion ophiolitique basique.

Les données aérospectrométriques présentées renforcent l'hypothèse conformement à laquelle les alignements banatitiques représenteraient d'anciennes lignes tectonomagmatiques ophiolitiques régénérées dans l'étape de la magmatogenèse banatitique. Ainsi, les alignements mis en évidence du point de vue aérospectrométrique représenteraient soit des zones de fracture où ont circulé des solutions hydrothermales générées par des corps banatitiques cachés, soit des auréoles géochimiques (potassiques) liées de mêmes corps, les zones à intenses altérations hydrothermales étant localisées au long des fractures locales.

Conclusions

Les exemples présentés dans cette étude font l'illustration de l'apport que l'aérospectrométrie gamma peut avoir pour l'approfondissement de la connaissance d'une certaine zone géologique.

Les données supplémentaires offertes par les recherches radiométriques de terrain et de laboratoire, présentées brièvement dans chaque zone, ont formé un matériel utile pour la caractérisation du champ radioactif et pour l'interprétation en termes géologiques des résultats aérospectrométriques gamma. La corrèlation des données aérospectrométriques avec les données géologiques des trois régions a mis en évidence de certains aspects importants. Ainsi : dans la zone du massif alcalin de Ditrău les données aérospectrométriques ont mis en évidence une zone enrichie en thorium et partiellement potassium à la limite massif-cristallin, l'uranium étant répartisé dans le massif sur deux directions orientées NE—SO ; dans la zone Izvoarele Bîrselor on a mis en évidence un granite chalco-sodique et dans la zone des Monts Metaliferi les données aérospectrométriques ont contouré sauf les zones anomales dues aux altérations, deux alignements liés par la présence en profondeur de certains corps banatitiques.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Anastasiu N., Constantinescu E. (1980) Rap. arh. Univ. București.

Borcoș M., Andrei J., Lupu M., Berbeleac I., Cristescu Tr. (1979) *Rap. Arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.

Gohn E., Isvoreanu I., Scurtu S., Heredea N. (1973) Cercetarea aeroradiometrică a masivului Ditrău și a formațiunilor adiacente, *St. Cerc. Geol. Geogr. Geofiz. ser. Geofiz.* 11, 1, p. 3—11, București.

Jakob G. (1976) Considerații asupra poziției spațiale a masivului alcalin de la Ditrău (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII (1974—1975) 93—98, București.

Lemne M., Romanescu O., Vijdea E., Stoian M. (1980) *Rap. arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.

— Romanescu O., Stoian M. (1981) *Rap. Arh. Inst. Geol. Geofiz.* București.

Rădulescu Fl. (1979) Estimarea efectului de relief manifestat în prospecțiunea aerospectrometrică gamma. *St. Cerc. Geol. Geogr. Geofiz. ser. Geofiz.* 17, 2, p. 265—272, București.

— Gheucă I., Ardelean P. (1980) *Rap. Arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.

Smîslov A., Pliuscev E. (1968) Osnovnie prințipi i metodi sostavlenia radiogheohimiceschih kart. *Trudî vsesoiuznovo naucino-isledovatelscovo geologicescovo instituta*, 164, p. 104—134, Leningrad.

Tiepac I. (1980), *Rap. Arh. Inst. Geol. Geofiz.*, București.

Zincenco D. (1979) *Rap. Arh. MMPG*, București.

Institutul Geologic al României

FLORIN RĂDULESCU, SORIN SCURTU

CARTE AÉROSPECTROMÉTRIQUE GAMMA SUR LA ZONE CENTRALE DES MONTS METALIFERI LA COMPOSANTE ^{40}K

0 1 2 3 km

Vața de Jos
Crișul Alb
V. Birtinului
vf. Caraciul
Valea Lungă
BRAD
Ruda Brad
Luncoiu de Jos
Vișca
Vorța
V. Vorța
Vălișoara

LÉGENDE

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

MAGMATITES NÉOGÈNES

Andésites

Corps intrusifs

MAGMATITES LARAMIQUES (BANATITES)

Diorites

MAGMATITES MÉSOZOÏQUES (OPHIOLITES)

Acides différenciés

Piroclastites nondifférenciés basaltiques et andésitiques

Corps des laves nondifférenciés basaltiques et andésitiques

20 P / S

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

USES OF LANDSAT DATA TO STRUCTURAL STUDY OF THE ROMANIAN EAST CARPATHIANS [1]

BY

VASILE VÂJDEA [2], IOSIF BERCIA [3], MIRCEA SĂNDULESCU [2], MARIAN RĂDUȚ [3], ȘERBAN VELICIU [2], DAN ZINCENCO [4], VIOREL IGNAT [5]

Introduction

Tackled relatively recently in the world, the systematic investigations related to the use of the remote sensing in geosciences have recorded several interesting results with significant economic implications. First such geologic information on the Romanian territory has been obtained by means of the ERTS-1 satellite (later called LANDSAT). The experience accumulated up to now outlines several domains of application under Romania's physical-geological conditions: analysis of the regional structural relations, identification of surface geological elements which play a key role in the concentration of mineral resources, classification of the geomorphological units in regional context, supervision of certain dynamic geological phenomena etc.

The objective aimed at is the elaboration of maps with structural geological elements, which may be connected with the possible metallogenetic activity in a certain region. One of the significant advantages of the remote sensing data use is the reduction of the execution time, the drawing up of such maps by conventional methods requiring much more time.

The LANDSAT Multispectral Scanner (MSS) records reflected radiation in two near-infrared (0.7—0.8 μm and 0.8—1.1 μm) as well as two visible (0.5—0.6 μm and 0.6—0.7 μm) wavelength bands. Of these spectral regions, the infrared one has the broadest, most clearly defined geologic potential from satellite platforms. Three main characteristics of the LANDSAT system substantiate its usefulness for geological studies

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, 1981 September 8—13, Bucharest, Romania.

[2] Institute of Geology and Geophysics, 1 Caransebeș str., 78344 Bucharest, Romania.

[3] Ministry of Geology, Romania.

[4] IPEG — Maramureș, Baia Mare, Romania.

[5] IPEG — Suceava, Cîmpulung Moldovenesc, Romania.

Institutul Geologic al României

(Short and Lowman, 1973): synoptic coverage of large areas, repetitive imaging and possibility of recording data on magnetic tapes compatible with computers.

Linear Geological Elements

One of the most important observation, made from examination of the remote sensing images, is the presence of a surprisingly large number of linear features, many of them of several kilometres long, which are not plotted on any conventional geological or geophysical map. Although no evaluation of the significance of these features is completely and univocally achieved, the complex interpretation of the remote sensing data shows that some of them correspond to fracture zones previousoy undetected.

When comparing the maps with linear elements — drawn up relying on LANDSAT images — with the conventional geological maps (Bercia et al., 1976; Săndulescu et al., 1981) a good correspondance as regards the outlining of the disjunctive tectonics elements (mostly high dipping faults) and, to a reduced extent, the pointing out of the plicative tectonics and of the geomorphologic elements have been observed. Most of the regional fractures geologically mapped or interpreted in geophysical respect can be depicted also on the LANDSAT images, which offered, moreover, the possibility to follow and correlate more accurately their linear extension. Linears of this category, identified in the East Carpathians (Maramureș Mts and Bistrița Mts), are presented on Plate (Vâjdea et al., 1978; 1980).

In the area of the Maramureș Mts, the satellite image shows a compound element from a fascicle of linear elements mostly coincident with the known trending of the Bogdan Vodă — Dragoș Vodă fault system (L_1). The same image indicates also that the Dragoș Vodă Fault limits the Rodna Massif to the north, suggesting a differentiate horizontal displacement of the two compartments. Moreover, the mentioned alignment extends both eastwards, up to the Cretaceous flysch zone, and westwards, in the Neogene volcanic zone.

Another linear element from this region (L_2) has been correlated with the Sighet-Izvoarele Cîrlibabei alignment. It does not appear on any map with the extension represented on the satellite image. These elements, beside other two elements — corresponding to the Borșa—Vișeu alignment and the Burloaia North Fault, respectively — have been interpreted as being generated by fractures or flexures; so, it is expressed the southward gradually steepening of the post-tectonic cover up to the Bogdan Vodă and Dragoș Vodă faults zone. All the above-mentioned elements trend approximately WNW-ESE.

In the Maramureș Mts area, the lineaments striking NE—SW correspond to a system of fractures regarded as the most recent ones in the region (some of them probably renewed), which cross all the geological formations, the Neogene eruptive inclusively. On the satellite image one can observe the Lutoasa Fault (L_3), Greben Fault (L_4) and the main sys-

Institutul Geologic al României

tem of fractures which displaced the structural elements represented by the nappes from the Crystalline-Mesozoic Zone and from the Black Flysch Nappe.

The system trending NW—SE, although represented by numerous linear elements, which are to be depicted on the LANSAT image, can hardly be correlated with the present geological and geophysical data. The most striking example may be given for a linear element (L_5) correlable with a fascicle of parallel faults, mapped on the Vaser Valley and Țibău Valley. Another element of this system (L_6), previously defined, has been recognised in field study as corresponding to the Fîntîna Fault.

As regards the integrate gelogical interpretation of the linear elements in the Bistrița Mts area and the adjoining zones, several observations can be made, as follows :

— One of the linear elements identified (L_7) seems to represent the cummulate effect of some longitudinal falts known from the minute geological mapping, developed E of the Bistrița Valley, in the Cîrlibaba zone. This system of fractures gives rise to the uplift of the eastern compartment allowing the westward development of metamorphosed Paleozoic formations (Țibău limestones and dolomites).

— The major alignment, widley developed to NE—SW, appears on the LANDSAT image as a zone with characteristic disposition of the accompanying tectonic accidents, due to the directional systems which point to successive resumptions of the alignment during different tectogeneses. The linear element identified (L_8) mostly corresponds to the Pojorîta-Mestecăniș-Iacobeni transversal fault, known from conventional geologic mapping. Its southward extension has not been confirmed yet by classic geological and geophysical surveys ; according to the remote sensing data it seems to partly coincide with the northern closing of the Iacobeni tectonic window within an area where the Pietrosu porphyroids overlap the Iacobeni Unit.

The remote sensing data indicate a regional system of fractures trending WNW—ESE, which can be followed from the south of the Rodna Mts up to Dorna Arini. The elements of this system (L_9), on most of their trending, are not known from the geological mapping. In the Iacobeni Window they cause the sinking of the compartment south of Vatra Dornei to E and follow exactly the course of the Ortoaia-Dealul Rusului Fault. This fault affects the Iacobeni Unit, the Rodna-Mestecăniș Nappe and the Putna Nappe, then crosses the Tulghes Series formations and has metallogenetic implications.

The alignment L_{10}, identified on the LANDSAT image between Coverca and Bicazul Ardelean, may be fragmentarily correlated with the fault striking NE—SW, mapped E of Glodu and the fault affecting the Rarău Outlier N of Corbu.

Statistical Analysis

In order to study the spatial distribution of the linear elements occurring on LANDSAT images, a statistical analysis has been carried out and azimuthal histograms of the fracture trending distribution have been elaborated.

Institutul Geologic al României

In the Maramureş Mts area the statistical analysis (Fig. 1) has been separately achieved for the sedimentary areas (both in the Transcarpathian Zone and in the Flysch Zone) and for the areas with metamorphic rocks (East-Carpathians Central Nappes).

The results of the analysis for the area where sedimentary rocks have been mapped indicate three maximum sectors of the orientation of linear elements : N 75°—85°W ; N 35°—45° W ; N 45°E.

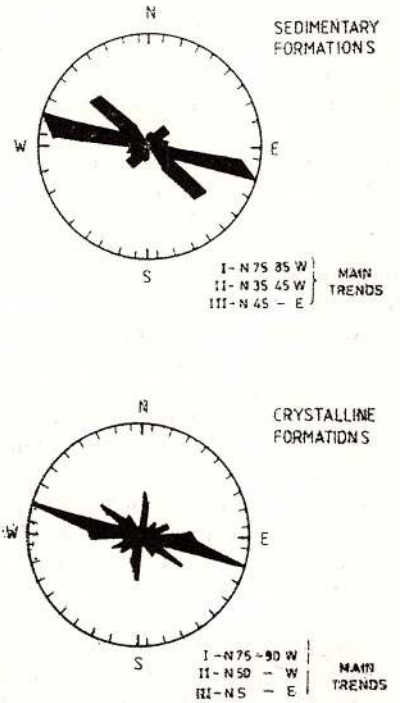


Fig. 1. — Azimuthal diagrams (Rose diagrams) of the linear elements trend distribution for the Maramureş Mts area.

The main maximum points to the system of major faults, some o them of transcrustal importance (e.g. Dragoş Vodă-Bogdan Vodă fault system). These faults are independent of the overthrusted structural elements. The fact that the N75°—85°W trending is statistically widespread indicated that on the LANDSAT image the step-by-step downgoing of the post-tectonic cover of the East-Carpathian Central Nappes is well expressed.

The maximum N 35°—45° W has an oblique trend in respect with the above-mentioned direction, some of its linear elements represent subsequent faults related to the N75°—85° W system. It is more difficult to include this system into a general structural image as it consists of elements of different genesis (geology, geomorphology etc.). From this point of view it is the most heterogeneous system.

N45°E trending generally includes faults of a less significance. However, fractures with notable amplitudes can be observed sometimes. Although

Institutul Geologic al României

according to the geological interpretation the system is the most recent one it is less represented on the LANDSAT image.

The comparison of the azimuthal diagrams, made up separately for the development areas of the sedimentary and crystalline formations, shows that the system trending N75°—85°W from the sedimentary corresponds to the system trending N75°—90°W from the crystalline and constitutes the main system of the nappe structure. Likewise, the system N45°E occurs equally both in the sedimentary areas and in the metamorphic ones, being generated by post-nappe fractures.

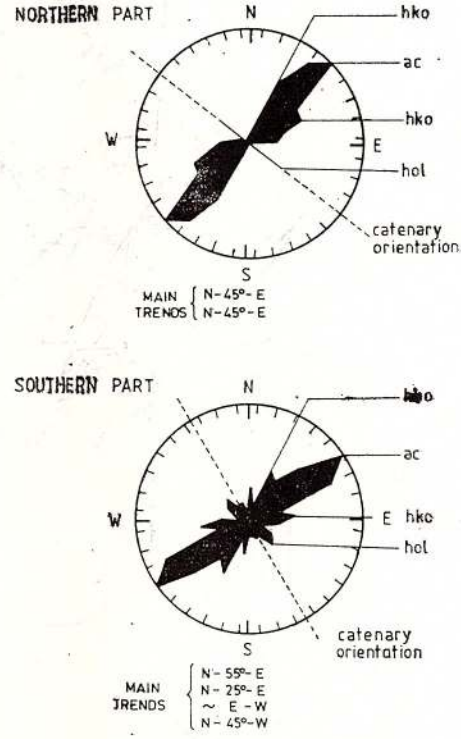


Fig. 2. — Azimuthal diagrams (Rose diagrams) of the linear elements trend distribution for the Bistrița Mts area.

The Bistrița Mts have been divided into two main sectors : the sector lying between Romania's northern boundary and the parallel of Cîmpulung Moldovenesc and the sector south of this locality, up to the parallel of Gheorghieni. For each sector an azimuthal diagram has been carried out (Fig. 2). The choice and delimitation of the two sectors have been determined by the bending of the mountain range that occurs at the boundary between them. This division aimed at the establishing of the genetic relation between the major disjunctive and folded elements.

The histograms, obtained by data automatic processing, prove that the planes of faults crossing the structure (and also on the range trending) represent the spreading of "ac" planes, an interdependent turning concomitantly with the evolution of the bending being observed. The concurrence between the direction of development of the mountain range and

Institutul Geologic al României

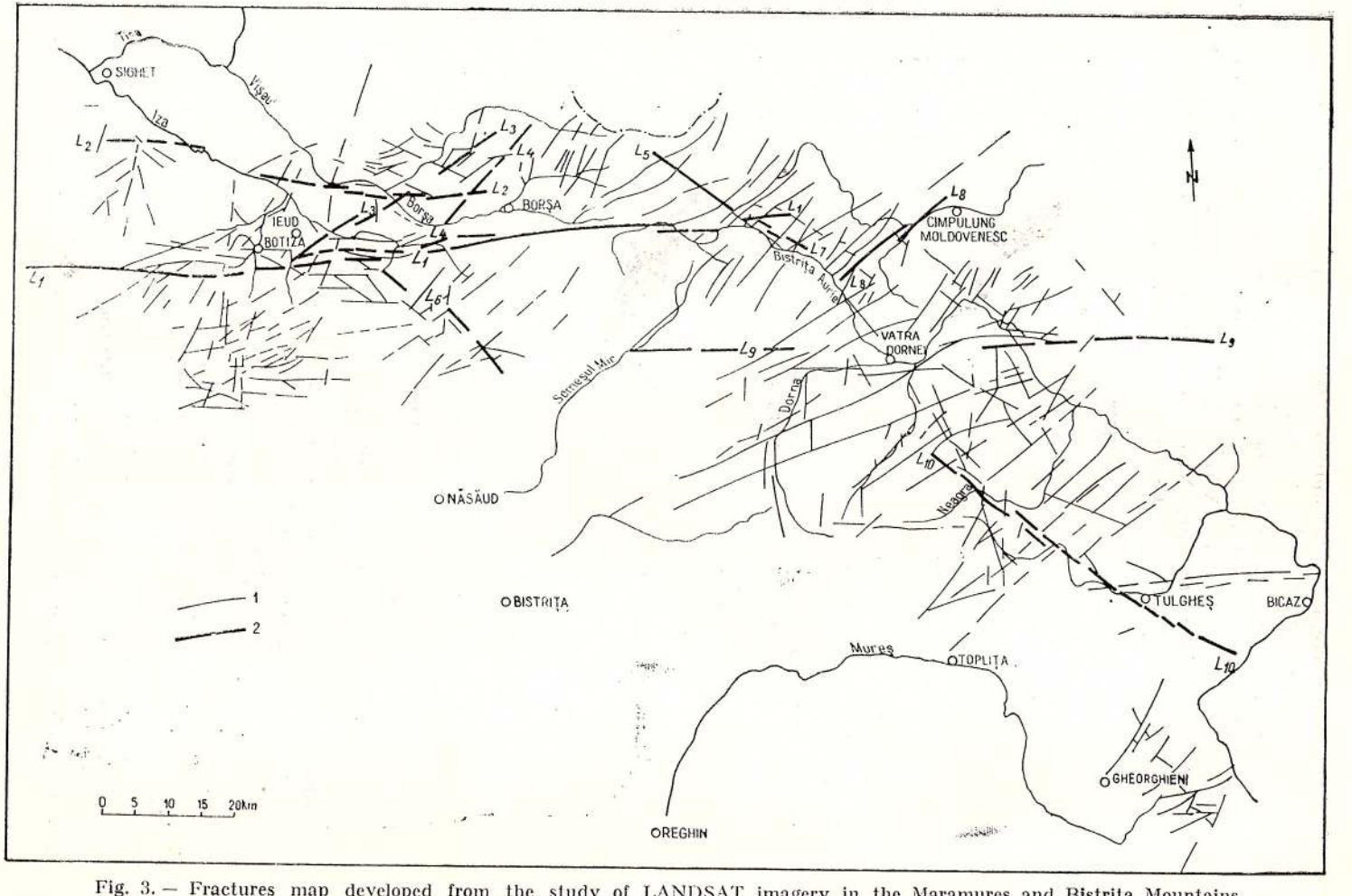


Fig. 3. — Fractures map developed from the study of LANDSAT imagery in the Maramureș and Bistrița Mountains
1, Faults, shear zones and other linears; 2, interpreted lineaments.

Institutul Geologic al României

the direction of the major plicative structures, correlated with the solidary migration of "ac" planes besides the axes of B tectonics, point to the existence of a bending of the Precambrian crystalline formations since their primary metamorphism.

Other maximums of the azimuthal distribution, occurring on histograms, are confined to the well-known picture of folded tectonics, generally representing longitudinal fractures (hol) and oblique-vertical-conjugate shearing fractures (hko).

On the other hand, the existence in both sectors of fractures trending E—W, a position irrespective of the turning of the major structure, proves the younger age of the fracture system with such a trending.

Conclusions

On the LANDSAT image one could identify a surprisingly large number of elements of geologic significance, among which about 60 % indicated, totally or partially, on the present geological and geophysical maps. The linear elements have been considered as representing mainly the results of tectonic discontinuities generally correlable with high dipping faults. It has been established that a lot of linear elements have geomorphologic equivalent, too (i.e. not only tectonic nature).

The most significant result of the study is the identification of LANDSAT images of elements whose distribution pattern is identical to the structural model established by conventional mapping (geologic mapping, micro- and meso-structural mappings etc.). It constitutes a validation, by a new method, of the style of disjunctive structure pointed out by classical geological and geophysical methods.

REFERENCES

Bercia I., Kräutner H., Mureşan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathions. An. Inst. Geol., Geofiz., L, 37—70, Bucureşti.

Săndulescu M., Kräutner H. G., Balintoni I. Săndulescu D., Micu M. (1981), The structure of the East Carpathians. *Guidebook* B_1 *Ser. N 21, 12th Congr. of the CBGA* — Bucharest.

Short N. M., Lowman P. D. (1973) Earth observations from space : outlook for geological sciences. *Godard Space Flight Center*, 8—23, Greenbelt Maryland.

Vâjdea V., Bercia I., Fekete D., Petrişor M, Veliciu S., Zamfir A., Ignat V., Cipcigan I. (1978). Arch. *Inst. Geol. Geophys.* Bucharest.

— Veliciu S., Săndulescu M., Răduţ M., Zincenco D., Fekete D., Zamfir A., Petrişor M. (1980). Arch. *Inst. Geol. Geophys.* Bucharest.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ ПО ГЕОТРАВЕРСУ V (КЕРЧЬ—СССР, ВРАНЧА—СРР)[1]

В. Б. СОЛЛОГУБ[2], А. В. ЧЕКУНОВ[2], Н. В. СОЛЛОГУБ[2], О. М. ХАРИТОНОВ[2], И. КОРНЕА[3], Ф. РАДУЛЕСКУ[3], М. Н. БАЙСАРОВИЧ[4], М. И. БОРОДУЛИН[4], Н. Т. ТУРЧАНЕНКО[4], Я. П. МАЛОВИЦКИЙ[5], М. Р. ПУСТИЛЬНИКОВ[5], А. В. ВОЕВОДИНА[5], Л. В. ДРУМЯ[6], А. И. СКОВИТИН[6]

Знание строения литосферы и подстилающего астеносферного слоя имеет большое значение не только для объяснения многочисленных процессов происходящих в земной коре, но и для выяснения природы и физики очагов землетрясений.

С этой целью по линии КАПГ и геофизической комиссии КБГА запроектированы два геотраверса (V и VII), пересекающие сейсмоактивную зону Вранча, расположенную в области сочленения Южных и Восточных Карпат, в северо-восточном (VII) и субширотном (V) направлениях (I).

В 1979 г. были начаты сейсмические исследования на геотраверсе V по линии Тамань-Керчь-Тарханкутский полуостров Килия-Вранча (рис. I), которые будут продолжаться в последующие годы.

На территории Крымского полуострова сейсмические наблюдения велись из четырех пунктов взрыва — Килия (ПВ 5), расположенном на западном берегу Одесского залива, Тарханкутский полуостров (ПВ 6), вблизи Арабатской стрелки (ПВ 8) и восточнее г. Темрюк (ПВ 9) методом непрерывного профилирования по системе встречных и нагоняющих годографов, причем длина последних из некоторых пунктов взрыва достигала 400—500 км.

На акватории Одесского залива регистрация взрывов из ПВ 5 и 6 проводилась донными сейсмографами с целью получения годографов из указанных пунктов, расстояние между которыми составляет 230 км. Кроме того получена очень густая сеть годографов преломленных (слаборефрагированных) волн, освещающих структуру фундамента. В среднем длина годографов этих волн около 50 км.

---

[1] Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1981 г., Бухарест, Румыния.

[2] Институт геофизики АН УССР, Киев, СССР.
[3] Центр физики Земли и сейсмологии, Бухарест, СРР.
[4] Министерство геологии УССР, Киев, СССР
[5] Обьединение Союзморгео, Краснодар, СССР.
[6] Институт геофизики и геологии, Кишинев, СССР

Institutul Geologic al României

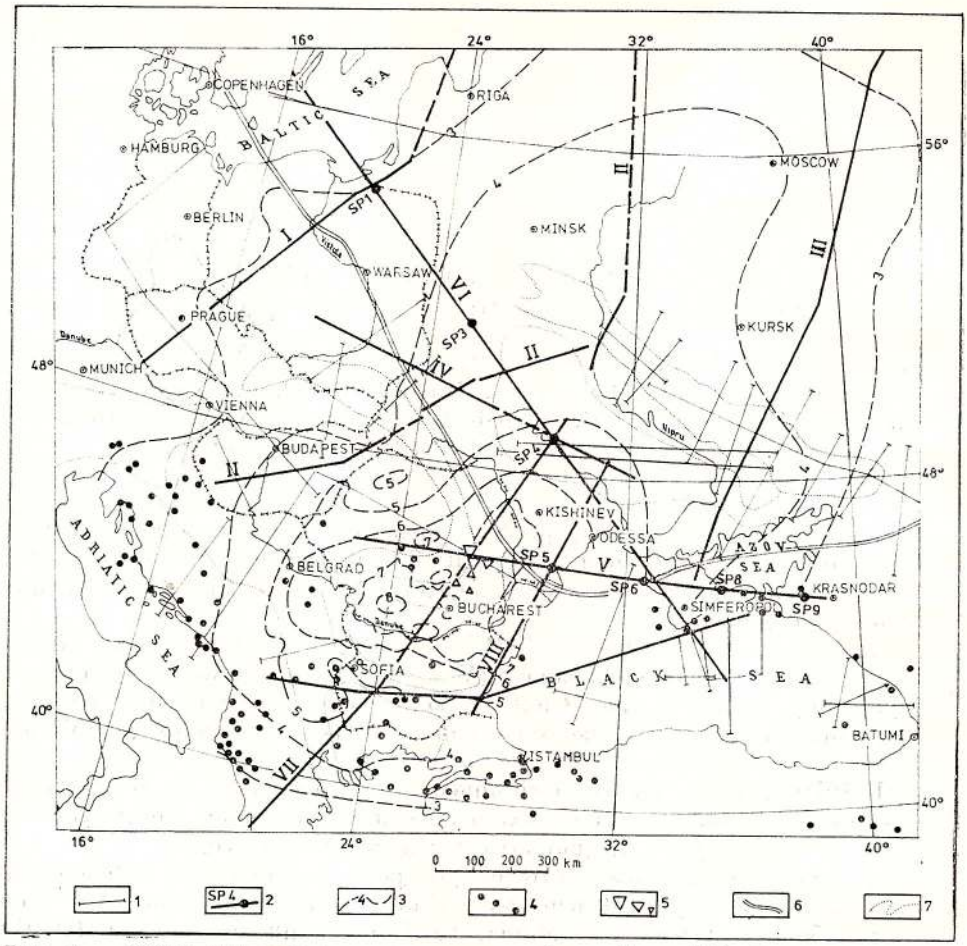


Рис. 1. — Схема расположения геотраверсов. 1, профили ГСЗ; 2, проектные геотраверсы; 3, изосейсты землетрясения 4 марта 1977 г. в районе Вранча; 4, эпицентры землетрясений; 5, эпицентры глубокофокусных землетрясений; 6, граница Восточно-Европейской платформы; 7, границы тектонических регионов.

Западнее Килии регистрация проводилась дискретно при помощи сейсмологических переносных станций.

Геотраверс V в восточной своей части пересекает Индоло-Кубанский передовой прогиб, Скифскую платформу (Равнинный Крым и акваторию Одесского залива) и продолжается далее в западном направлении несколько севернее Добруджи. На территории Румынии он пересекает Предкарпатский передовой прогиб, Восточные Карпаты (район Вранча) и заканчивается в пределах Трансильванской впадины.

Волны зарегистрированные при полевых исследованиях, различны по своей природе и существенно меняются в зависимости от геологического строения отдельных участков геотраверса.

В районе Равнинного Крыма непосредственно от пункта взрыва в первых вступлениях прослеживаются волны P^{oc} с кажущимися скоростями

Institutul Geologic al României

3,0 — 3,7 км/с. Эти волны характеризуют осадочную толщу до кровли меловых отложений. На удалении 10—20 км от пункта взрыва в первых вступлениях выделена преломленная волна с кажущейся скоростью 5,6—6,1 км/с. По геологической привязке она соответствует поверхности меловых отложений.

Далее, в интервале 40—70 км прослеживается преломленная волна с кажущейся скоростью 6,2 км/с, характеризующая поверхность молодого фундамента.

На удалении 60—70 км прослеживается новая волна с кажущейся скоростью 6,4—6,7 км/с; видимо она соответствует поверхности дорифейского фундамента.

Четкая смена волн в области первых вступлений отмечена на расстоянии 160—170 км от пункта взрыва, где начинает регистрироваться волна небольшой интенсивности с кажущейся скоростью 8,0 — 8,5 км/с, которая характеризует раздел Мохоровичича (М). Эта волна следится на значительных расстояниях, из некоторых пунктов взрыва её удалось проследить до 500 км.

В последующих вступлениях зарегистрированы многочисленные отраженые волны, которые характеризуют сейсмические границы как в консолидированной коре, так и в верхней мантии.

Наиболее интересным моментом является регистрация отраженной волны $P_{отр}^{К-М}$ в интервале расстояний 60—160 км от пункта взрыва, которая характеризуется большой интенсивностью, в некоторых случаях амплитуда её соизмерима с отраженной волной от границы М.

Забегая вперед отметим, что слой заключенный между границами К—М и М, характеризуется скоростью порядка 7,5 км/с. Амплитудная характеристика волн от границы К—М и значение скорости ниже этой границы дает основание относить эту толщу к слою коро-мантийной смеси.

Закритические отражения от границы М характеризуются, как и в большинстве регионов, значительной интенсивностью, что позволяет выделить их с большой достоверностью.

На значительных расстояниях (200 и более км) в последующих вступлениях зарегистрирован ряд волн, среди которых по интенсивности и области прослеживания можно выделить две группы. Первая группа характеризуется кажущимися скоростями 8,4—8,6 км/с, вторая — 9,1—10,4 км/с. Эти группы волн динамически четко выражены на записи, но следятся с перерывами.

Из пунктов взрыва 5 (Килия) и 9 (Темрюк) на временах до 70—75 сек прослежены оси синфазности с меньшими кажущимися скоростями. Интенсивность этих волн соизмерима или почти соизмерима с волнами первой и второй групп. В ряде случаев возможна непрерывная корреляция на десятки километров, однако природа волн пока не ясна.

На основании полученных сейсмических материалов нами построена скоростная модель земной коры Равнинного Крыма и сейсмический разрез литосферы вдоль V геотраверса (рис. 2).

Скоростная модель представляет собой ряд слоев в земной коре характеризующихся определенными мощностями и скоростными параметрами (рис. 3). Первый слой—осадочные отложения, мощностью от 3 до 6 км со скоростью распространения упругих колебаний 3,0—3,7 км/с.

Institutul Geologic al României

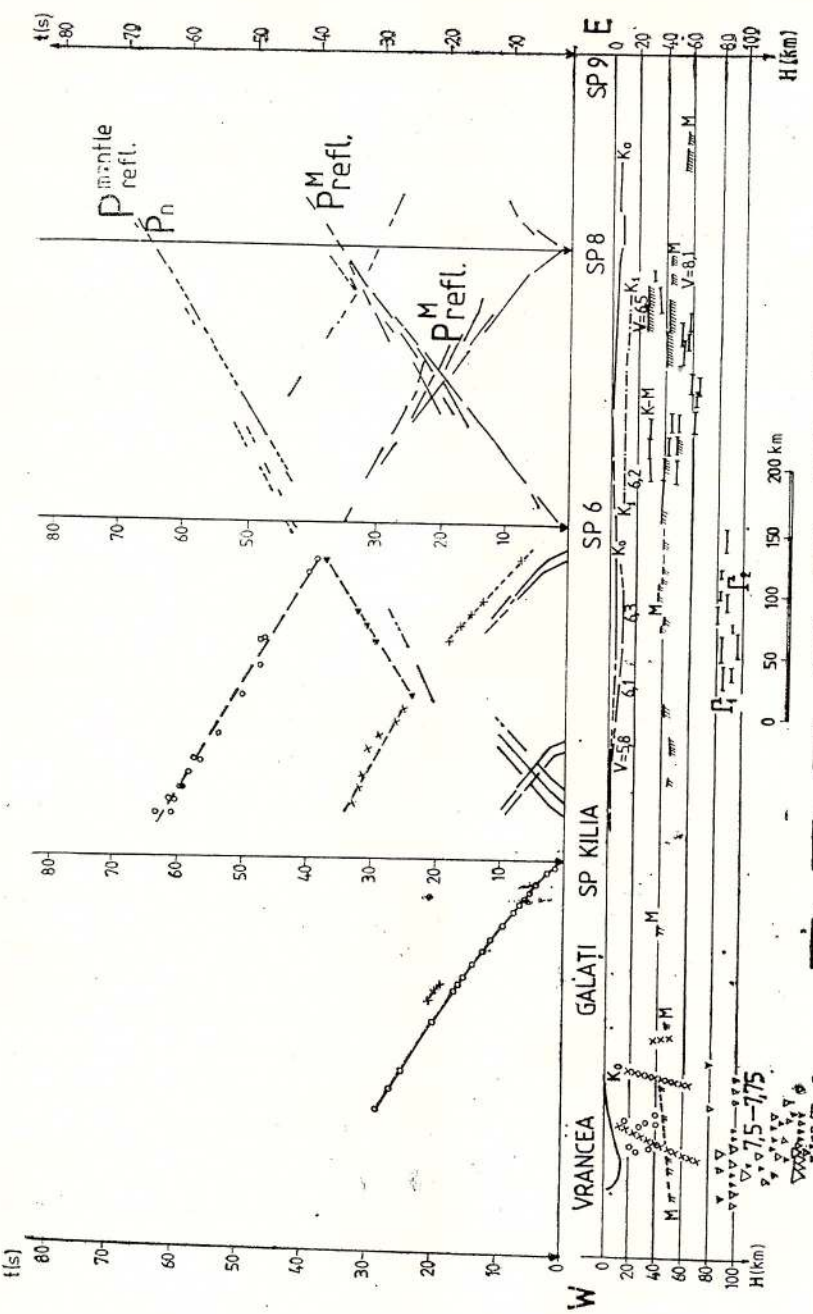


Рис. 2. — сейсмический разрез литосферы по профилю Вранча-Килия-Керчь. 1, поверхность молодого фундамента Скифской плиты; 2, поверхность дорифейского фундамента (?); 3, раздел М; 4, сейсмические границы в литосфере (астеносферный слой?); 5, скорости распространения упругих волн; 6, разломы; 7, очаги землетрясений в районе Вранча; 8, пункты взрыва.

Institutul Geologic al României

Второй слой с скоростью 5,8 км/с и мощностью порядка 5,0 км относится также к осадочным отложениям, но более древнего возраста (меловые осадки).

В интервале глубин 8—12 км выделен третий слой с пластовой скоростью 6,2 км/с, который, видимо, характеризует породы молодого фундамента (дислоцированные и метаморфизованные триасово-юрские и палеозойские отложения). От границы между третьим и четвёртым слоем зарегистрированы интенсивные отраженные волны. Эта граница вероятно, отвечает поверхности дорифейского фундамента.

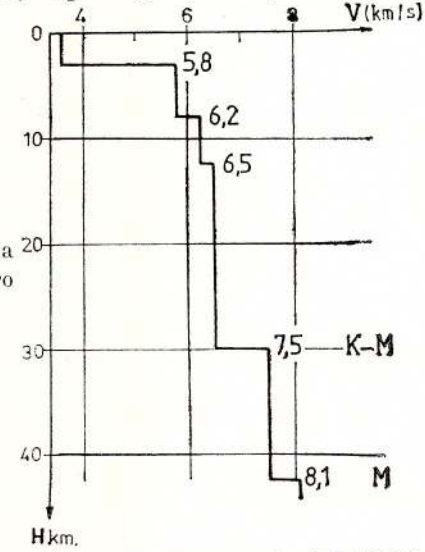


Рис. 3.—Скоростная колонка земной коры Равнинного Крыма.

Четвёртый слой в интервале глубин 12—30 км, характеризуется пластовой скоростью 6,5 км/с.

Пятый слой, скоростью 7,5 км/с, выделен в интервале глубин 30—40 км, залегает непосредственно на разделе М и судя по скоростной характеристике, может быть отнесен к коро-мантийной смеси. Заметим, что полученная скоростная модель характерна для регионов типа рифтов.

На основании интерпретации построен сейсмический разрез вдоль V геотравеса, который дает представления о структуре литосферы рассматривемого района (рис. 2).

Выделены следующие сейсмические горизонты: 1) поверхность молодого фундамента Скифской плиты—$К_0$, 2) поверхность дорифейского фундамента (?) — $К_1$, 3) горизонт в толще консолидированной коры, с пластовой скоростью 7,5 км/с, который прослежен неповсеместно К—М, 4) раздел М, скорость 8,2 км/с, отделяющий земную кору от верхней мантии, 5) горизонты $Г_1$ и $Г_2$ в верхней мантии, предположительно ограничивающие слой с пониженной скоростью.

Первый горизонт $К_0$ на востоке профиля, в Индоло-Кубанском прогибе образует синклиналь с максимальной глубиной залегания около 9 км. В западном направлении .этот горизонт плавно воздымается и на участке Новоселовской структуры расположен на глубине одного километра. Далее он погружается и в районе мыса Тарханкут глубина залегания составляет 4,5 км, а на расстоянии 50—60 км от побережья Крыма,

Institutul Geologic al României

под акваторией Одесского залива, достигает 5 км, после чего происходит его воздымание до 1,5 км.

Поведение второго горизонта K_1—поверхности дорифейского фундамента—аналогично K_0. В районе Индоло-Кубанского прогиба на пересечении геотраверса V с профилем Керчь-Севастополь горизонт K_1 залегает на глубине 21 км.

К западу от Арабатской стрелки он расположен на глубине 13,5 км, затем постепенно воздымается до 9 км в районе Тарханкутского полуострова. Под Одесским заливом этот горизонт, воздымаясь к западу, осложен целым рядом нарушений, причем наиболее крупные из них расположены на меридиане г. Одессы. Начиная от г. Галац горизонт K_1 погружается в западном направлении по системе разломов от I до 15 км в Предкарпатском прогибе, после чего воздымается до 5 км в районе Вранча.

Геометрия раздела М совершенно иная. На Керченском полуострове одиночные площадки залегают на глубинах 55—59 км. На участке Арабатской стрелки граница М фиксируется на глубинах 42—46 км и непрерывно прослежена до Тарханкутского полуострова, где глубина её состоавляет 40—41 км. Построение сейсмической границы проводилось здесь по данным как отраженных, так и преломленных волн (скорость—8,2 км/с). Севернее г. Симферополя отмечается зона шириной порядка 60 км с более глубоким залеганием этой границы (50—60 км). Под акваторией Одесского залива описываемая граница вблизи Тарханкутского полуострова воздымается до 36 км, а затем погружается до 47 км (меридиан г. Одесса). Вблизи г. Галац поверхность М отмечается на глубине 45 км и далее на запад по глубинному разлому погружается до 52 км (район Вранча).

Как видим, на геотраверсе зафиксированы три зоны с повышенной (более 50 км) мощностью земной коры, а именно: район Керченского полуострова, являющийся продолжением субмеридиональной Ореховo-Павлоградской раннепротерозойской геосинклинальной зоны, Симферопольский участок, приуроченный к Криворожско-Крупецкой зоне того же возраста, и область Вранча — ,,корни'' гор Восточных Карпат.

В районе Тарханкутского полуострова на глубине 80—85 и 90—95 км прослежены горизонты Γ_1 и Γ_2. Можно предположить, что эти горизонты характеризуют кровлю и подошву слоя с пониженной скоростью в верхней мантии. Таковы предварительные данные о структуре литосферы по геотраверсу V. В дальнейшем планируется проведение более детальных исследований, причем особое внимание будет обращено на изучение глубинного строения сейсмоактивных зон.

ЛИТЕРАТУРА

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Щукин Ю. К., Гутерх А., Кондорская Н. В., Сидоров В. Б., Харитонов О. М., Хоменко В. И., Град М., Матежок Р., Пайхель Я., Перхуць Э. (1980) Проект и первые результаты международных геофизических исследований глубинного строения литосферы вдоль геотраверсов в Юго-Восточной Европе. *Геофиз. журнал*, 5, с. 3—13, Киев.

Institutul Geologic al României

HYDROGÉOLOGIE ET GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SUR LES CONDITIONS GÉOTECHNIQUES DE LA STABILITÉ DES PLATE-FORMES MOBILES DE FORAGE MARIN SUR LA PLATE-FORME CONTINENTALE ROUMAINE DE LA MER NOIRE[1]

PAR

BUJOR ALMĂȘAN[2], FLORIAN ZAMFIRESCU[2], RADU COMȘA[3], CORNEL DINU[2], LUCIAN MATEI[2]

1. Introduction

Du point de vue des conditions de fondation, les plate-formes mobiles du type GLORIA diffèrent beaucoup des constructions emplacées „in shore". Cette différence est due à deux facteurs :

a) Le chargement des pieds est très grand, la pression transmise au terrain est de 4 à 5 fois plus grande que celle usuelle sur terre ferme (fig. 1). Sous cette charge, les pieds poinçonnent les couches jusqu'au moment où la capacité portante du terrain égale la charge transmise. La seule réserve de sécurité est obtenue à l'aide d'un pré-chargement au mo-

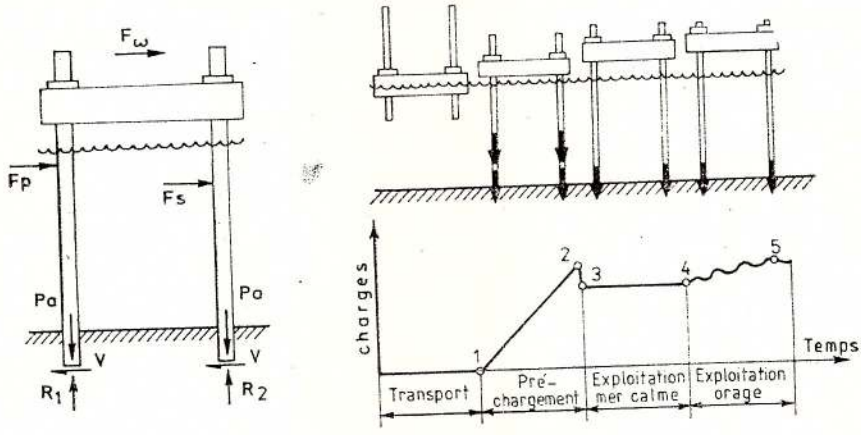


Fig. 1. — Le charge de la plate-forme.

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8—13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] Faculté de géologie et de géographie. Université de Bucarest, Roumanie.

[3] Institut de Recherches hydrotechniques, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

ment du lancement des pieds (le coefficient de sécurité est de 1,10 à 1,15, tandis que sur terre ferme on emploie des valeurs de 2 à 4) ;

b) La moindre connaissance des conditions géotechniques, due aux difficultés techniques et économiques, ainsi qu'à l'expérience réduite dans ce genre de constructions.

On peut apprécier que dans le domaine marin les possibilités d'investigation sont en retard de 10—15 années sur celles employées sur terre ferme (R o w e, 1980). Les études doivent être plus étendues et plus rigoureuses que celles usuelles dans la pratique de l'ingénieur.

2. Les conditions géomorphologiques et géologiques du shelf roumain

2.1. *La bathymétrie.* La plate-forme continentale de la Mer Noire afférente au territoire roumain occupe une surface de 22.000 km^2, jusqu'à une profondeur de l'eau de 200 m. Du point de vue bathymétrique, elle peut être séparée en trois zones. :

— une zone peu profonde (de 10 à 30 m), à pentes uniformes de 1 : 200 (au sud) à 1 : 2.000 (au nord) ;

— une zone plus profonde (30—65 m), à pentes de 1 : 350 à 1 : 5.000, avec un microrelief avec des différences de niveau de 2 à 6 m et qui représente des cordons littoraux fossiles ;

— la zone marginale (70—100 m), à pentes plus marquées de 1 : 500 à 1 : 3.000.

2.2. *Les sédiments.* On a interprété la lithologie des dépôts superficiels pénétrés sur 25—70 m et situés à des profondeurs comprises entre 45 et 90 m. Une analyse de cette lithologie met en évidence trois paquets (fig. 2) :

— un paquet supérieur (a), à dominance sableuse, avec trois niveaux caractéristiques ;

a_1 du sable fin-moyen avec des coquilles
a_2 des argiles, argiles silteuses
a_3 du sable fin-moyen avec des intercalations de gravier

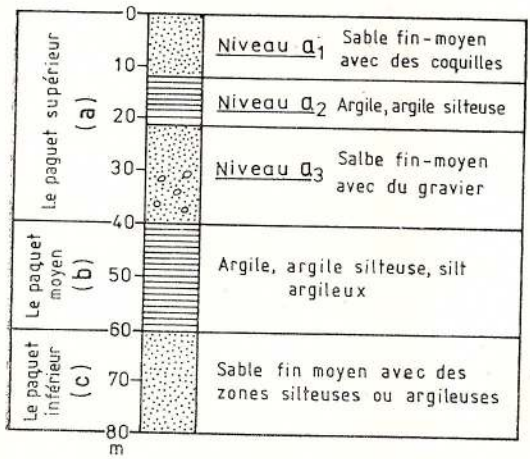


Fig. 2. — Section lithologique synthétique des dépôts superficiels.

Institutul Geologic al României

— un deuxième paquet moyen (b), argileux ;
— un paquet inférieur (c), sableux, avec des intercalations de gravier et de silt.

Dans l'ensemble (fig. 3), on remarque une uniformisation des dépôts de l'Ouest à l'Est, le niveau argileux a_2 disparait, les graviers aussi, et l'on retrouve seulement du sable fin.

Sur un alignement NNO—SSE on retrouve une zone étroite avec beaucoup de galets dans les couches sableuses, avec des particles décroissant au point de vue granulométrique, qui peut suggérer l'existence d'une paléo-vallée.

On peut remarquer aussi la bonne corrélation entre la limite des couches a et b, rétrouvée dans les forages. Cette limite est parallèle à la surface topographique du shelf, fait dû probablement à la déposition des sédiments dans des zones avec des profondeurs différentes.

2.3. *Les propriétés mécaniques.* Le comportement mécanique des sédiments étant lié à l'histoire géologique, on a essayé de corréler les variations du niveau de la mer (d'après Ross et Degens, 1974 ou Fairbridge, 1972) avec les processus de sédimentation et d'érosion.

Le niveau a_2, illitique ($I_p = 30\,\%$) a été déposé et recouvert plus tard par une couche de sable de 8 à 15 m (fig. 4). Cette couche a été soumise partiellement à l'érosion et résédimentée jusqu'à présent. Le niveau a_2 est donc normalement consolidé ou légèrement sur-consolidé, donc plus résistant que le premier, mais les couches d'argile ont en général une résistance insuffisante pour supporter les charges transmises par les pieds de la plate-forme.

Le sable est très peu compact. Cette situation est due aussi à l'absence des longues orages ou de marées qui, par leur action mécanique compactent les dépôts (Bjerrum, 1973), ainsi qu'à la présence des coquilles qui, tout comme dans le Golfe Persique (McClelland, 1980), gardent une structure plus poreuse des couches.

3. Les techniques des prévision

La prévision du comportement peut être considérée comme une boucle de feed-back, la comparaison des résultats de la prévision avec le comportement réel permettant un perfectionnement des techniques utilisées (fig. 5).

La succession des étapes parcourues et la suivante :

a) Des essais „*in situ*" (pénétrométrie dynamique), des prélèvements d'échantillons qui fournissent des preuves pour

b) le laboratoire, dans lequel on a fait, à part les essais d'identification (granulométrie, limites de plasticité, porosité, umidité etc.), des essais triaxiaux CU et D et du van de laboratoire. Cette deuxième étape a fourni les paramètres pour

c) le calcul de la capacité portante du terrain. On a employé les formules de Terzaghi et, pour la succession argile/sable, celles de Brown et Meyerhoff, 1968. Sur cette base on a évalué la portance des couches et on a établi la prévision qu'on a vérifiée par l'investigation de la plate-forme.

Institutul Geologic al României

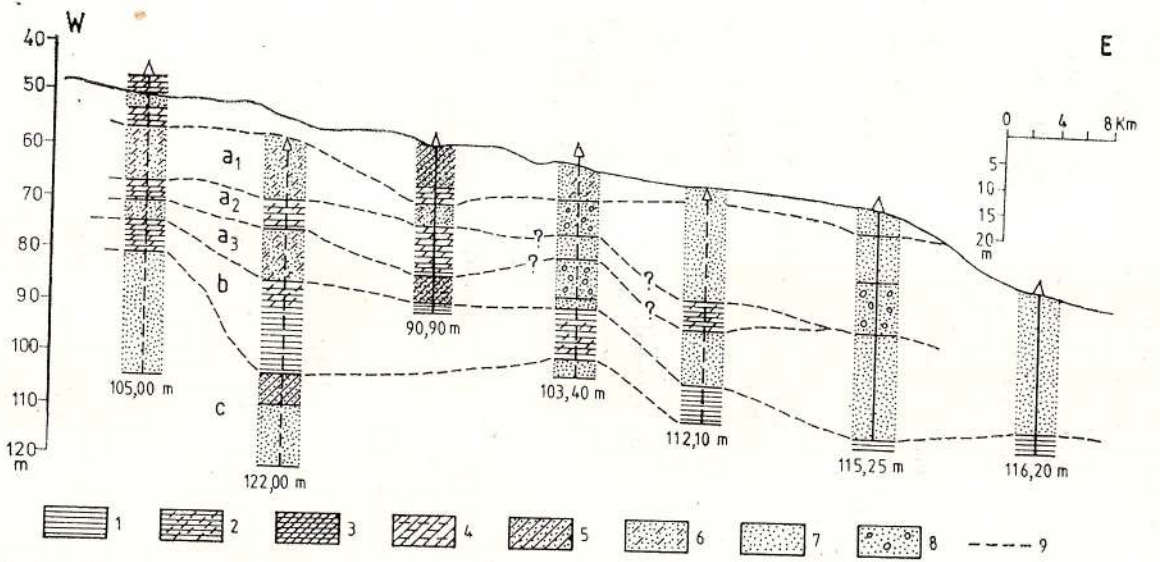
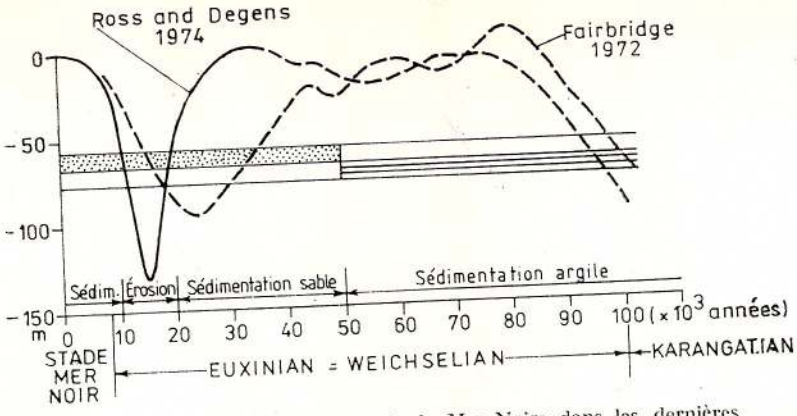


Fig. 3. — Coupe géologique à travers les forages géotechniques. 1, argile; 2, argile silteuse; 3, silt argileux; 4, silt argilo-sableux; 5, silt sableux; 6, sable silteux; 7, sable; 8, sable avec des elements de graviers; 9, limite lithologique.

Institutul Geologic al României



Fg. 4. — Variation du niveau de la Mer Noire dans les dernières 100 ($\times 10^3$ années).

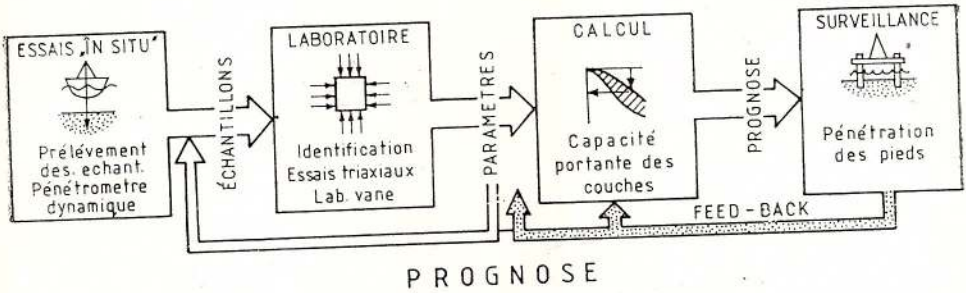


Fig. 5. — Les principales étapes de la prévision.

4. Structure géotectoniques typiques

Dans la plate-forme continentale roumaine de la Mer Noire on peut séparer trois structures géotechniques typiques (fig. 6). On présentera la comparaison entre la prévision et le comportement réel pour chaque structure.

Les locations du type A (fig. 6 a) sont composées seulement du sable. La capacité portante augmente avec la profondeur et les prévision faites à l'aide de la formule classique de T e r z a g h i sont remarquablement bonnes.

Les locations du type B, argiles sur sable (fig. 6b), se réduisent au cas précédent après le poinçonnage par le pied de la couche argileuse supérieure. Dans ce cas-là on a utilisé une fourchette de valeurs des paramètres qui a fourni l'écart des valeurs de pénétration.

Les véritables problèmes sont posés par les locations du type C (fig. 6c), dans lesquelles — après le poinçonnage des couches d'argile, on observe une petite stabilisation dans le sable. Si cette stabilisation peu sure se produit pendant le préchargement on peut bien évaleur les risques ; mais, si un pied reste „suspendu" au-dessus d'une couche d'argile, existe le réel danger d'un poinçonnage pendant l'exploitation, avec des conséquences

Institutul Geologic al României

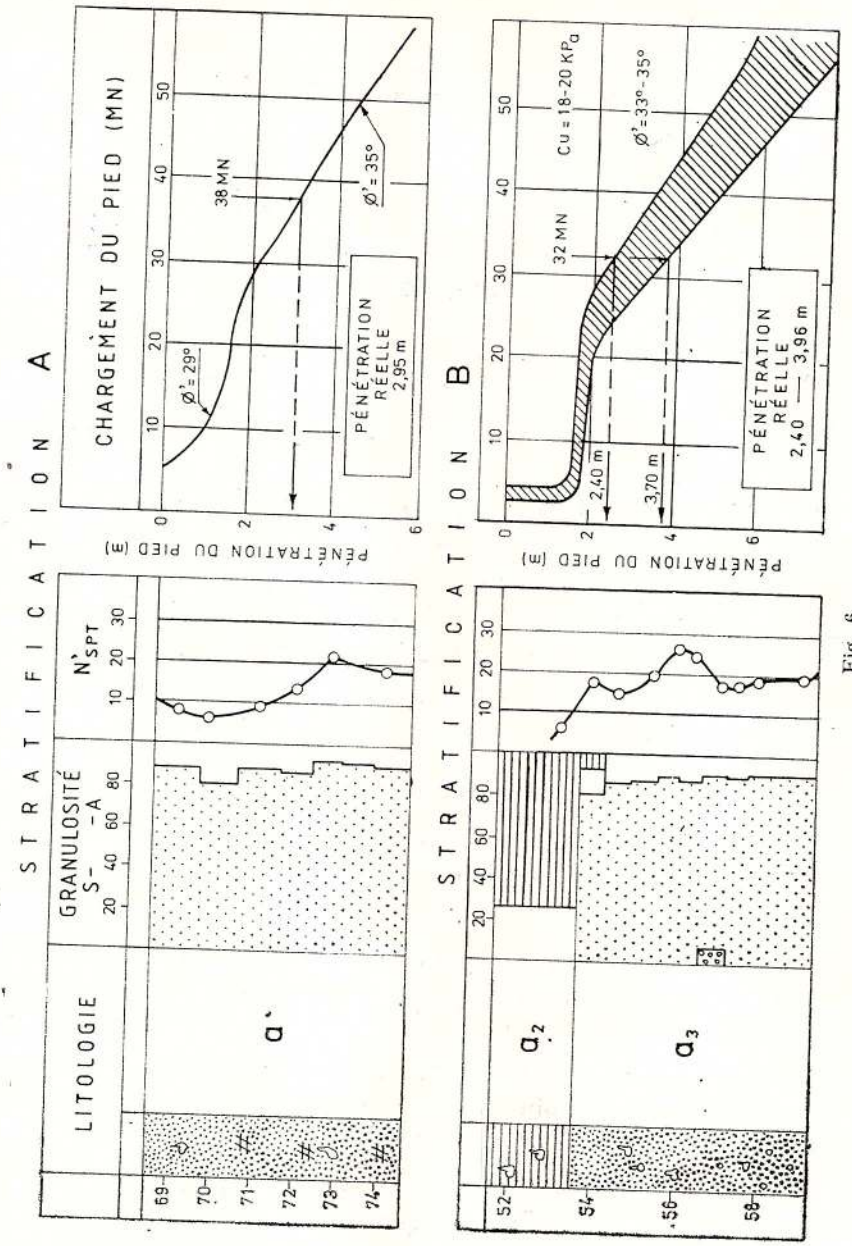


Fig. 6

Institutul Geologic al României

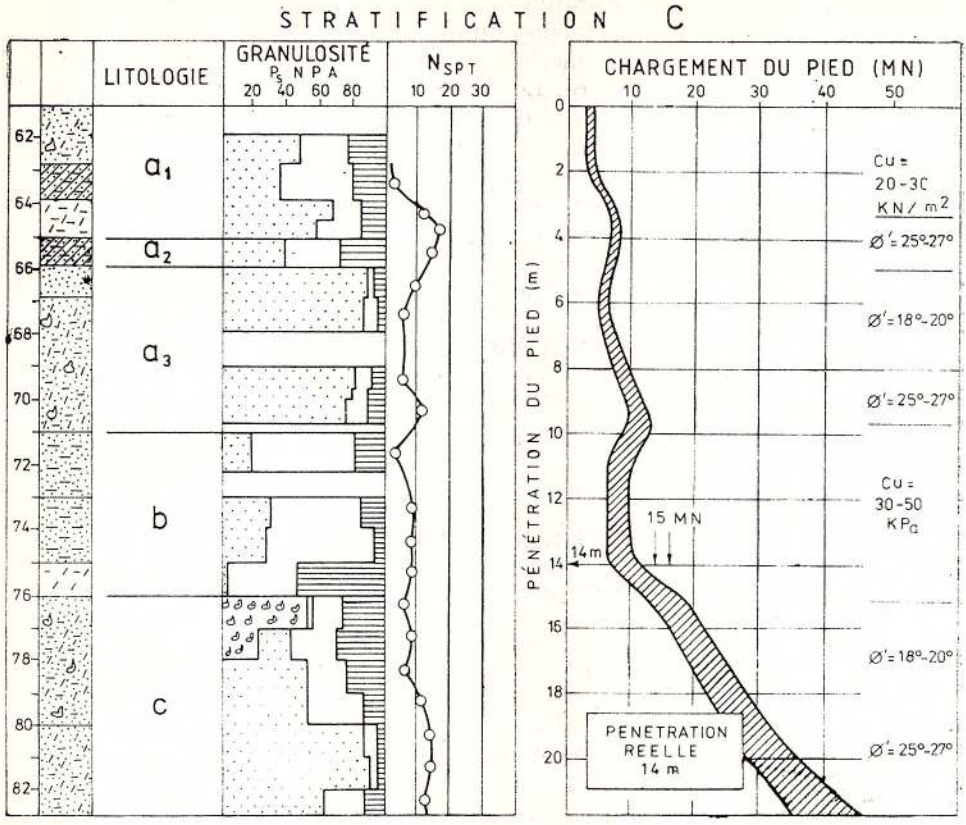


Fig. 6. — Les structures géotechniques typiques et les résultats de la prévision : a, structure type A ; b, structure type B ; c, structure type C.

catasthrophiques pour la stabilité de la plate-forme. Le seul moyen pour pouvoir fonder dans ces locations, c'est l'utilisation des tanks supplémentaires pour la réduction de la pression transmise au terrain.

5. Conclusions

Pour les études „off shore" on doit adopter une stratégie de recherche comprenant :

— Une étape préliminaire pour des études bathymétriques, hydrologiques, sédimentologiques et pour des prospections sismiques ;

— Une étape de détail, comprenant des études „*in situ*" et dans le laboratoire. Sur le terrain on doit faire de la pénétrométrie statique et dynamiqe, ainsi que des forages pour le prélèvement des échantillons. D'une grande importance est une bonne description lithologique et un grand nombre de tests simples (pocketpenetrometer, torvane etc.), effectués sur le navire immédiatement après le prélèvement. Dans le labora-

Institutul Geologic al României

toire on doit rester des épreuves intactes, en employant des techniques adoptées du domaine de la géotechnique et de la sédimentologie.

On doit obtenir une meilleure corrélation entre les études sur le terrain et celles de laboratoire. Le rôle de ces dernières c'est de fournir un „modèle de comportement" qui doit être adapté et généralisé à l'aide des essais „*in situ*";

— Dans l'étape de calcul on doit faire un meilleur usage des paramètres, simulant le comportement à l'aide des éléments finis avec des non-linéarités physiques et géométriques;

— La vérification de cette prévision à l'aide d'une investigation détaillée de la plate-forme réelle doit permettre une généralisation des résultats acquis.

Nous tennons remercier l'IFLGS pour le support accordé aux recherches et pour l'intérêt manifesté pour ces résultats, ainsi que l'IGPSMS pour la bonne collaboration.

BIBLIOGRAPHIE

Bjerrum L. (1973) Geotechnical problems involved in foundations of structures in the North Sea. *Géotechnique*, 23, 3.

Brown J. D., Meyerhoff G. G. (1969) Experimental study of bearing capacity in layered clays. *In Proc. 7 Intern. Conf. Soil Mechn. Found. Rngrg.* Mexico City 2.

Degens E. T., Paluska A. (1979) Tectonic and climatic pulses recorded in Quaternary sediments of the Caspian-Black Sea region. *Sedimentary Geology*, 23.

Emery K. O., Hunt J. M. (1974) Summary of Black Sea investigation. In „*The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*" — AAPG — Memoire 20.

Fairbridge R. W. (1972) Quaternary sedimentation in the Mediterranean region controlled by tectonics, paleoclimates and sea level. In Stanley D. J. ed. — „The Mediterranean Sea — A natural sedimentation laboratory". Stroudsburg. Pa Dowden, Hutchinson and Ross.

McClelland B. (1980) Engineering geology of continental shelves. In „Design of off-shore platforms" lectures on the Univ. of Texas, Austin (unpublished).

Ross D. A., Degens E. T. (1974) Recent sediments of Black Sea. In „*The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*", AAPG — Memoire 20.

Rowe P. W. (1980) Requirements of soil sampling for laboratory testing. *In Proc. of the Intern. Symp. on Marine Soil Mech.* Mexico City.

Institutul Geologic al României

MINERAL AND THERMAL WATER MAP OF ROMANIA, SCALE 1 : 1 000 000 [1]

BY

TODERIȚĂ BANDRABUR [2], CONSTANTIN GHENEA [2], ANA GHENEA [2], PETRE CRĂCIUN [2]

Introduction

The numerous data regarding the mineral and thermal waters of Romania that have been gathered in the course of many years, both before the fifties and especially during the last three decades have made it possible for us to draw up the mineral and thermal water map, scale 1 : 1 000 000.

The immense existing hydrogeological material, part of it published but most of it unpublished, scattered in many documentations belonging to different enterprises has been thoroughly processed according to certain criteria and graphically rendered on the map, in a manner that represents a qualitative step as compared with the ones used so far.

In addition, in view of drawing up this map we have studied regional synthesis mineral water maps, on various scales that were available, out of which we mention : Bulgaria map, scale 1 : 800 000 (1967), Soviet Union map, scale 1 : 4 000 000 (1968), Poland map, scale 1 : 1 500 000 (1974), and Czechoslovakia map, scale 1 : 1 500 000 (1974). Mineral water maps for the territory of Romania were drawn up by Pricăjan (1965), scale 1 : 1 000 000, by Drăgan and Pascu (1966), scale 1: 800 000, and by Bandrabur and Pricăjan (1974), scale 1 : 1 500 000. They consist either of the point representation of various mineral water types in a geological frame, or of their zoning in the regions where they were known.

For drawing up the mineral and thermal water map of Romania the mineral and thermal water map of Europe legend, scale 1 : 1 500 000 has been used. The initial project of the latter was prepared by Ivanov, Barabanov, Plotnikova, Shterev, Mislil, Kaciura, Kolarjova, Frike and Brauening, in 1971—1972, in the mineral and thermal water commission of the International Association

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September, 8—13 1981, Bucharest, Romania.

[2] Institute of Geology and Geophysics, Str. Caransebeș, 1, 78344, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

of Hydrogeologists (A.I.H.), whose member Romania is, project submitted for discussions to all the members of the commission at the meetings at Bad Dribung (West Germany) in 1973 and Eforie (Romania) în 1974. On the occasion of these meetings certain elements were added to the legend and specifications were made that were gathered in a paper worked out by I v a n o v et al., in 1977 having the title "Basic principles and methodology for drawing up mineral and thermal water maps of Europe", scale 1 : 1 500 000. Both the legend and the mentioned paper have been adjusted to meet the geological and hydrogeological conditions of the territory of our country, being very useful for the elaboration of the mineral and thermal water map of Romania.

The present degree of knowledge of the mineral and thermal waters on the territory of Romania, illustrated by the map we are presenting, is due to the activity of our predecessors as well as to that of our colleagues — geologists, hydrogeologists, balneologists, chemists, geophysicians — who work today in various institutions of the Ministry of Geology (IPGG, IFLGS, IGG, ICPTG, IPEG-s), Ministry of Health (IBF), Ministry of Agriculture (ISPIFGA, IFB), National Counsel of Waters (IMH), Ministry of Tourism (OJT-s), and Ministry of Education (Faculty of geology).

The mineral and thermal water map is included in the geologic atlas of Romania, scale 1 : 1 000 000.

Map Description[3]

We think it is useful to begin with the definitions of "mineral water" and "thermal water" notions, accepted by the Mineral and Thermal Water Commission. So, "Mineral water" is water whose chemical composition is different from that of local ground water at its source and that includes dissolved solids in very small or in particularly large quantities, or active enough to be able to considerably modify its ordinary qualities. Out of the specific chemical components of these waters we mention : CO_2, H_3S, Hs, As, Fe, Br, I, H_2SiO_3, HBO_2, organic C, etc.

By "thermal water" we understand water whose temperature is independent of that of the place where it appears and higher than the local mean atmospheric temperature by 4° or than the local mean soil temperature by 2°.

In order to characterize more objectively and as completely as possible the main hydrogeological aspects of the distribution, genesis and chemical composition of mineral and thermal waters, we have thought the following basic elements should be presented on the map :

1. Main types of hydrogeologic structures ;
2. Particular geologic conditions that determine the mineral and thermal water genesis ;
3. Hydrogeochemical provinces and main genetic groups and hydrochemical types of mineral and thermal waters ;
4. Mineral and thermal water reservoirs and occurrences ;
5. Present usage of mineral and thermal waters.

Institutul Geologic al României

1. *Main types of hydrogeologic structures*

On the territory of Romania four main hydrogeologic structure types have been separated:

A) Sedimentary basins of the platform (a), foredeep (b) and inter- and intramontane depressions (c); in these structures the waters circulate in layer conditions, through rocks whose permeability is represented by pores, fissures and karstic holes, most of the time with an important hydrostatic pressure and in which a clear vertical hydrochemical zonality is noticed.

In this structure type the following units have been included: the Moesian and Moldavian Platforms, the Carpathian Foredeep, the Transylvanian and Pannonian (eastern part) Depressions and the intramountane depressions.

In the Moesian and Moldavian Platforms minerals and thermals appear that are more often found in the Paleozoic, Mesozoic, Miocene and Pliocene deposits, while in the foredeep and in the depressions they appear especially in the Miocene and Paleocene deposits and only rarely in the Mesozoic ones.

B) Regions with folded sedimentary formations, in which waters circulate through fault and fissure, bed interfaces, under circumstances much more complicated than in the first structure; it is here that the Cretaceous and Paleogene flysch is included, with the three zones: inner, middle and marginal flysch as well as the trans-Carpathian one.

C) Regions with metamorphic formations, of Precambrian or sometimes Paleozoic age, in which mineral and thermal waters circulate through fissure or karstic hole rocks; this structure is developed in the East and South Carpathians and in the Apuseni Mts flysch metamorphic rocks.

D) Regions with magmatic rocks of pre-Neogene and Neogene age with waters circulating through fissures and faults; the Oaș, Gutîi, Țibleș, Călimani, Gurghiu-Harghita volcanic chain as well as the magmatic products of the East Carpathians and the Apuseni Mts belong to this type.

2. *Particular geologic conditions that determine the genesis of mineral and thermal waters*

The (pre-Neogene, Neogene) magmatic rocks as well as the metamorphic formations that determine certain characteristics of the mineral and thermal waters have received special marks on the map.

The lithology of the folded regions and of the artesian basins, with which various mineral and thermal water types are connected, has not been represented because of the small scale of the map.

Some of the main disruptions of particular hydrogeologic importance have been figured on the map. Out of them we mention the crustal fault system on the G_{13} alignment, along which the strato-volcanic compartment of the Oaș-Gutîi-Călimani-Harghita Mts develops; through this system of crustal faults, prolonged to the surface by regional, local and cover faults, the carbon dioxide of juvenile origin rises up to the surface,

Institutul Geologic al României

dissolves in the waters it meets with, changing them into mineral waters. We also mention the transversal fault system south and north of Oradea (western part of our country). These faults separate the uplifted compartment composed of Mesozoic deposits within a region where the Pannonian and Miocene deposits are largely developed ; as it is known, in the Triassic and Lower Cretaceous carbonatites there are important thermal water accumulations. The crustal fault known on the western side of the Cerna Graben, considered to have a very important role in the process of thermalization of the Băile Herculane area, is too, worth mentioning.

On the map we have also marked the outline and age of the evaporitic deposits, as well as their outcropping areas, an important geologic factor that leads to the genesis of some of the chloro-sodic waters.

3. *Hydrogeochemical provinces and main mineral water groups and types*

According to the present degree of knowledge of the mineral and thermal waters of Romania, two main hydrogeochemical provinces have been separated on its territory, viz :

I. the province of carbon dioxide mineral waters whose genesis is connected with post-volcanic phenomena ;

II. the province of sedimentary basin and flysch deposit mineral waters.

Each of these hydrogeochemical provinces is characterized by certain geologic and hydrogeologic conditions, by the existence of certain types of mineral and thermal waters as well as by certain processes of their genesis.

In order to establish the chemical composition of mineral and thermal waters their genesis as well as that of gases has been taken into account.

So, the mineral waters of both hydrogeochemical provinces can be of atmospheric origin, atmospheric with marine supplies and marine with atmospheric supplies.

In order to objectively evaluate the genesis of various types of mineral and thermal waters we have taken into account geologic and hydrogeologic reservoir conditions, peculiarities of the chemical composition, the chlorine content and the chlorine-bromine ratio value ; they represent the most important genetic criteria.

The water of salt lakes is lacustrine-continental, sometimes with atmospheric or marine supplies.

As for the gases that accompany mineral and thermal waters, they are atmospheric (N_2, O_2), biochemical (CH_4, CH_4-N_2, $CH_4-N_2-CO_2-CH_4-N_2-H_2S$) and magmatic ($CO_2$, N_2) in origin.

For evaluating the relatively gaseous composition of mineral waters dissolved or free gases in quantities higher than 10 percent of the total volume of the gases have been taken into account.

The chemical composition of the mineral and thermal waters of the mentioned provinces is conditioned by a series of factors and complex

Institutul Geologic al României

processes that take place in the infiltration waters and the rocks they circulate through, and the engendered gases ; out of these factors and processes we mention :

a) initial water composition ;

b) processes by which ground waters wash and dissolve rocks and minerals ;

c) reduction, oxidation, cation exchange processes, etc.

For establishing the hydrochemical type of mineral waters all the ions contained in waters, in a quantity of at least 20 m. equiv. percent, apart from the total amount of anions and cations, have been considered.

The main mineral and thermal waters types rendered on the map have been determined according to the gas and ionic composition, mineralization, the content in specific components, radioactivity and water temperature, separated according to certain steps.

The first province, the carbon dioxide type one, is distributed on the greatest part of the strato-volcanic compartment of the Oaș-Călimani-Harghita Chain, in the Crystalline-Mesozoic Zone and in the Cretaceous-Paleogene flysch zones, as it appears from the outline of the mofette halo. The existence of mofettic manifestations, in the zone situated to the east, in the Paleogene flysch, at a distance up to about 80 km from the volcanic chain is also considered to be due to some deep dislocations, either longitudinally or tansversally within the Carpathian Orogen.

Towards the western part of the country, the mofettic emergences are rarer and have much shorter extensions in the Băcîia-Boholt-Călan, Buziaș, Lipova-Sîntana-Arad-Fibiș-Vinga-Satchinez zones, the latter prolonging in the Hungarian territory as well.

In these areas carbon dioxide migrates from the depth through ways also represented by deep dislocations.

In the mofettic halos, the main element that, together with the other factors mentioned before, gives the character of mineral water is the carbon dioxide and the hydrochemical types are Na, Ca-HCO_3, Cl and Na-Cl ; usually the mineralization value of these waters is up to 5g/l, and towards the lower part of the hydrogeochemical section it reaches 35 g/l.

The second hydrogeochemical province with mineral and thermal waters in sedimentary basins and flysch deposits has the greatest extension, covering, as we have already said, the Moesian and Moldavian Platforms, the foredeep, the inter and intramontane platforms and most of the flysch zone.

In the upper part of the hydrochemical section of this province the Ca Na-HCO_3 or Ca—SO_4 types are frequent, with mineralizations, usually up to 5 g/l, more rarely up to 15 g/l ; in these waters hydrogen sulphide is identified sometimes.

In the middle and lower part of the hydrochemical section the Na-Cl type is very frequent and the mineralization grows generally gradually, from the value of 10 gr up to 150 gr/l and in special cases up to 350 gr/l.

In the hydrocarbon structure area and in its neighbourhood the Ca—Cl, Mg—Cl and Na—Cl type waters have important quantities of specific components, such as iodine, bromine, NH_4 and others. In the gas

Institutul Geologic al României

composition of the respective waters especially methane, methane and nitrogen are noticed, associated sometimes with carbon dioxide or hydrogen sulphide.

In the first and especially in the second hydrochemical province a (vertical) hydrochemical zonation is noticed, rendered on the map in the following manner: the background colour represents the water type in the base of the hydrochemical section, interrupted hachure, the intermediary type, and uninterrupted hachure the water type at the upper part of the hydrochemical section.

According to the mineral water peculiarities which we have pointed to before (chemical composition, mineralization, gas composition, etc.) 14 mineral water types with regional distribution have been identified in Romania.

The regions where mineral and thermal waters have not been found so far or are missing are grey-coloured.

4. *Mineral and thermal reservoirs and occurrences*

The regional distribution of various mineral and thermal water types on the map is based on the point representation of the most important bigger or smaller mineral and thermal water reservoirs with balneary or industrial uses or, when these are missing, by certain representative occurrences.

The main mineral and thermal water collectors and occurrences have been characterized according to the gas composition and genesis, to the ionic composition of the waters (grouped after the mineralization degree), to the existence of specific components and to the water temperature.

On the mineral and thermal water map of Romania 135 reservoirs of balneary or industrial uses have been represented and 177 occurrences of greater significance.

5. *Present uses of mineral and thermal waters*

On the map marks have been used for all the reservoirs of mineral and thermal waters used for practical purposes in spas, health institutes, bottling stations or for industrial purposes (central heating, hot houses), pleasure and recreation or interesting for future uses.

---

[3] The mineral and thermal water map of Romania is included in the geologic atlas of Romania, scale 1 : 1 000 000.

Institutul Geologic al României

L'INFLUENCE ANTHROPIQUE DANS LA ZONE DE LA VILLE DE BUCAREST [1]

PAR

IONEL CORDUNEANU [2], TRAIAN NAUM [3] ION PREDA [3]

L'apparition et le développement de la société humaine a entraîné implicitement des transformations dans le milieu ambiant. Au début de la société les conséquences de ces transformations ont été écartées par la nature même parce que les interventions de l'homme étaient infimes.

Ces dernières années, dans la société moderne l'activité humaine, dirigée maintes fois sans discernement et basée sur une technique avancée, a déterminé des modifications considérables dans l'harmonie de la nature et a déclenché des phénomènes géologiques difficilement de stopper. Les déplacements de terrain et la pollution constituent les modifications les plus caractéristiques.

Dans la Roumanie socialiste, tout comme dans tous les pays avancés, grâce au développement, on été édifiées de nombreuses constructions civiles et industrielles, se sont construits des barrages et des voies de transport, se sont asséchées des régions marécageuses et fixées des dunes de sable etc. Tous ces travaux ont été exécutés d'une manière pour ne pas trop perturber l'équilibre de la nature. Néanmoins, quelques actions entreprises sans discernement, exécutées sans un contrôle rigoureux, ont conduit à des déséquilibres difficilement à remédier et très coûteux. Ces inconvénients, dont nous mentionnons les dégradations de terrain, la pollution de l'environnement, ne peuvent être remédiés qu'après un long intervalle de temps.

Les phénomènes physico-géologiques, tels les glissements de terrain et l'érosions, sont engendrés principalement par les défrichements massifs effectués dans toutes les zones, particulièrement dans la zone souscarpathique, où prédominent les alternances d'argiles et de sables. Sans tenir compte de la constitution géologique, on constate aussi que les terrains défrischés, à énergie de relief accentuée, dépourvus de la couche protectrice de la litière, agissent comme une éponge qui absorbe et retient l'eau ; les pré-

---

[1] Note présentée au 12 ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8 – 13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] Institut „Proiect-Bucureşti", Str. Vasile Alecsandri 5, Bucarest, Roumanie.

[3] Faculté de Géologie et Géographie, Université de Bucarest, Str. Nicolae Bălcescu 1, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

cipitations s'écoulent rapidement dans les vallées en déterminant des phénomènes d'érosion et d'inondation des zones basses où il y a des centres peuplés et des terrains agricoles. Ignorer les phénomènes physico-géologiques, ça signifie causer des graves préjudices à l'économie nationale. On doit mentionner en ce sens, les glissements de terrain des départements de Buzău, Argeș, Vîlcea, Gorj etc. qui ont affecté au fil des années des établissements humains et de grandes surfaces pomicoles. Certains glissements de terrain se sont réactivés par les travaux exécutés incorrectement, telles les routes, (par exemple, la route nationale Pitești—Rîmnicu Vîlcea, dans des certains secteurs etc.).

Les terrains d'autre nature, tels que ceux calcaires, peuvent subir des dégâts à la suite des défrichements irrationels. Le sol qui se trouve sur les roches carbonatées, étant peu épais, il est rapidement éloigné des versants par les eaux de ruissellement et ultérieurement, toute tentative pour replanter les zones calcaires totalement défrichées est inutile. Le terrain calcaire reste désert et présente un aspect de hamada (les roches calcaires du massif Vîrful lui Stan-Pietrile Albe, des Monts de Mehedinți).

La pollution du milieu ambiant et tout particulièrement de l'atmosphère et des eaux des rivières, constitue une caractéristique des temps modernes. L'atmosphère des zones où se trouvent des fabriques de ciment et des installations industrielles pétro-chimiques, est chargée de poussière et de fumée, de gaz toxique.

Dans les zones industrielles où on utilise ou non de l'eau dans le processus de production, l'eau des rivières et l'eau phréatique est souvent polluée. Ainsi, à cause du lavage des charbons du Bassin de Petroșani, l'eau de la rivière de Jiu est très riche en phénols, substances toxiques, qui passent dans les eaux souterraines et puis dans toutes les légumes cultivées dans la zone de basse plaine de la rivière.

Les exemples en sont nombreux. Avant de discuter les modifications qui se produisent aux environs de Bucarest, on doit souligner que le développement des grandes villes de la Roumanie soulève de nombreux problèmes qui exigent une solution rapide. Parmi ceux-ci sont à mentionner la pollution de l'atmosphère et des eaux superficielles et souterraines. Les contradictions qui surgissent entre l'activité humaine et l'environnement ont de graves conséquences négatives pour l'avenir de la société.

Les recherches effectuées ces dernières années pour la systématisation de la ville, la construction de nouveaux objectifs industriels, des ponts, des voies d'accès et des passages souterraines, ont mis en évidence le fait que, en quelque mesure, le terrain de fondation ne corresponde pas aux normes légales et qu'il est affecté par le facteur anthropique.

Les observations effectuées dans les escarpements des rivières de Dîmbovița et Colentina, dans les forages exécutés sur des interfluves et aux environs de Bucarest, en amont et en aval de la ville (E. Liteanu 1955; P. Coteț) ont mis en relief le fait que sous une couche de loess d'épaisseur variable (de 3—5 m dans la plaine du nord; de 2—3 m sur la zone d'interfluve Dîmbovița-Colentina, de 7—8 m et même de 12 m dans la plaine du sud) et parfois sous un horizon de terres faiblement cohésives se trouvent des sables et des graviers à stratification oblique connus sous le nom de Pietrișurile de Colentina.

Institutul Geologic al României

Les graviers de Colentina reposent sur des argiles sableuses imperméables, et celles-ci sur les sables de Mostiștea. Par endroits, les argiles sableuses diminuent en épaisseur jusqu'à leur disparition totale et les deux niveaux détritiques s'unissent.

Dans la zone de la ville de Bucarest la succession géologique susmentionnée a été modifiée au fil des ans et particulièrement après 1900, quand la ville a commencé a se développer. Le matériau (sable, gravier etc.) nécessaire aux constructions a été prélevé aussi de la zone des rivières de Colentina et Dîmbovița. Les excavations ont été remplies soit du matériau stérile (sol et loess), soit des ordures ménagères, sans consigner sur la carte la position des excavations, leur profondeur, la nature du matériau de remplissage.

On peut signaler une situation similaire dans la zone de la ville proprement-dite. Pour l'édification des constructions imposantes ont été démolies les petites constructions individuelles, dont la majorité possédait de profonds caves-sols. Le terrain des alentours des nouvelles constructions a été nivelé comme d'habitude, les caves-sol des anciennes maisons étant rempli avec des matériaux trouvés au hasard (plâtras, briques, bois etc.), ou en couvrant le plafond en béton des caves-sols d'une couche de terre où l'on a planté des fleurs. L'emplacement des anciennes constructions est parfois marqué par les plates-formes des voies d'accès routier ou pour les piétons.

L'édification de nouvelles constructions en Bucarest, telles que les grands immeubles dans les conditions décrites ci-dessus, soulève des problèmes intéressants sous l'aspect du terrain de fondation. La connaissance de ces problèmes et leur solution imposent la sous-division des terrains de fondation, du point de vue des constructions, en trois grands groupes:

— zones à constructions anciennes et nombreuses (zones d'habitat ancien, densément construit).

Ce qui est caractéristique pour ces zones, c'est la présence active du facteur anthropique qui produit des modifications dans la stratification naturelle initiale et, à présent, des excavations d'un volume considérable ou des dépôts de matériaux. En temps historique la zone a subi également des modifications d'ordre hydrodynamique, avec ou sans l'apport du facteur anthropique, qui a agi avec ou sans discernement écologique.

— zones dans lesquelles ont été effectuées des excavations pour les matériaux de construction. Celles-ci ont été dénommées sur la carte (voir fig.) zone d'habitat mixte, parce que les habitations y alternent avec l'exploitation des matériaux dans la carrière, conférant une nuance industrielle-minière à ces zones.

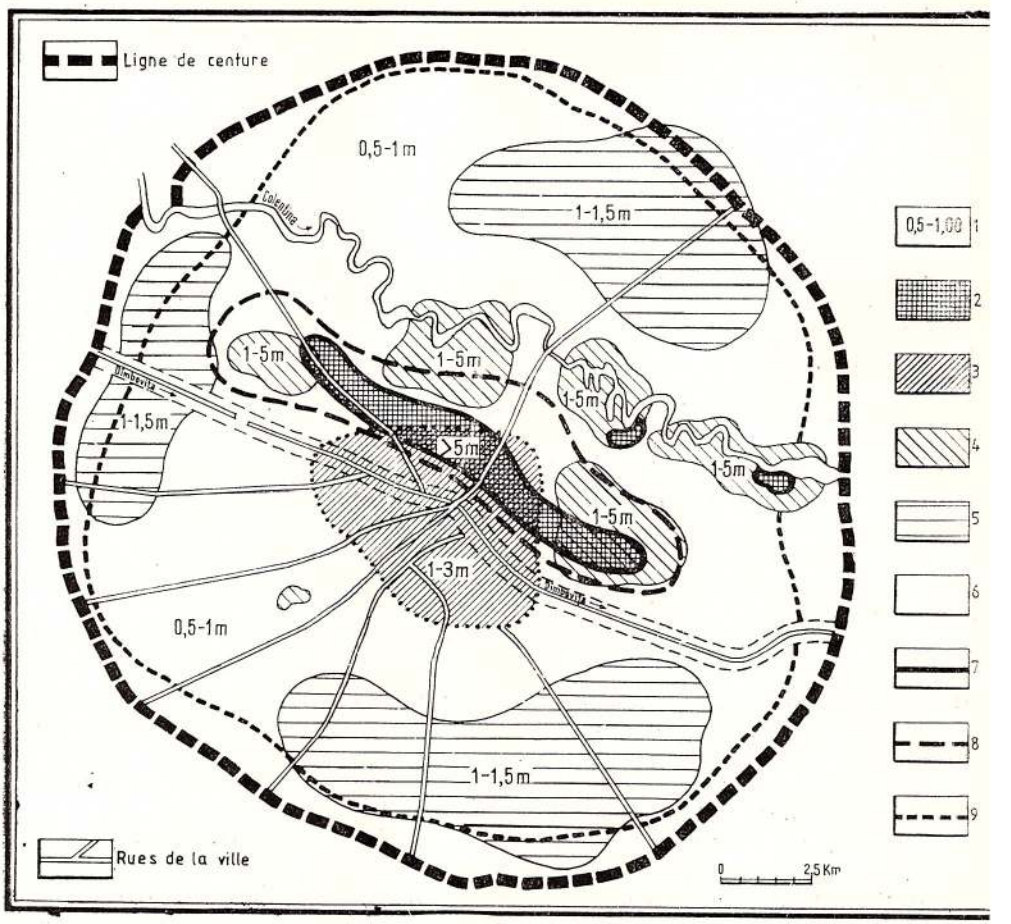
La reconnaissance des zones mentionnées sur le terrain offre la possibilité d'estimer les caractéristiques d'ordre constructif, des roches et des terrains de fondation.

— zones industrielles où se trouvent des excavations et d'autres modifications anthropiques.

L'épaisseur des remplissages varie entre 0,9 et 3,5 m dans le secteur NE; entre 0,5 et 1,3 m dans le secteur NW; entre 0,6 et 1,2 m dans le secteur S.

Les remplissages sont constitués de terre avec des fragments de briques et des blocs de béton dont les dimensions dépassent parfois même

Institutul Geologic al României



Carte isoanthropique schématique — Bucarest. 1, l'épaisseur des dêpôts anthropogènes; 2, ancien habitat avec grande intensité anthropique; 3, ancien habitat à construction en grande nombre (de dépôts antropogènes à facteur anthropique actif; 4, zone à habitat hétérogène (de construction et anciennes carierres pour sable et argile); 5, zone à habitat prédominante industrielle; 6, zone à habitat neutre (transitoire entre les zone susnommées; 7, zone anthrope de I-ère ordre (il est possible et probable l'existence des dépôts anthropiques ou des excavations à 3—7 m de profondeur); 8, zone anthrope de II-ème ordre (les dépôts anthropiques et les fosses de profondeure sont rencontrés accidentellement); 9, zone anthrope de III-ème ordre (les dépôts anthropiques ont plus de 3 m d'épaisseure.

5 m³, résultant des démolitions. Tous ces matériaux de remplissage donnet des tassements grands et non uniformes sous la fondation des constructions.

La fondation des futures constructions dans des conditions optimales implique quelques mesures de sûreté, telles que :

— éloigner les matériaux de remplissage jusqu'à la couche d'argile sableuses ou de sable fin poussiéreux qui représente le terrain de fondation;

Institutul Geologic al României

— en concordance avec la nature du terrain de fondation on peut effectuer des fondations sur des pilotis ou du radier général (dans le cas des zones de basse plaine), l'amélioration du terrain de fondation (dans le cas des roches, macroscopiques, de terres sensibles aux mouillages, etc.).

Un problème concernant l'environnement porte sur la pollution atmosphérique par les remplissages avec des ordures ménagères (les rampes de déchets) qui émanent continuellement des gaz nocifs malodorants et inflammables.

Bien que les rampes d'ordures ménagères se trouvent à la périphérie de la ville, la décomposition des substances animales et végétales qu'elles contiennent constituent un facteur permanent de pollution et d'infection. Dans ce sens nous considérons nécessaire une neutralisation efficiente de ces foyers nocifs du point de vue hygiénique et sanitaire, par la création de barrières écologiques de nature végétale et biofonctionnelle (colonies de bactéries saprophages).

À notre avis, cette situation peut être évitée également par la construction d'une thermocentrale qui utilise comme combustible les ordures ménagères.

La pollution des eaux superficielles et souterraines constitue le troisième problème important soulevé par l'activité de la société moderne. Elle est déterminé par de nombreux facteurs, tels que :

— les installations industrielles qui utilisent des substances chimiques et des produits pétroliers présentent de nombreuses et répétées défections permettant l'écoulement en profondeur des éléments chimiques. Ceux-ci polluent les eaux souterraines qui contiennent, aux environs des installations industrielles, un pourcentage élevé de chloruses, sulfates ou produits pétroliers ;

— l'infiltration des eaux dégradées du réseau de canalisation de Bucarest conduit également à la pollution des eaux souterraines.

C'est un fait connu que certaines entreprises industrielles n'épurent pas les eaux usées qui les déversent dans le réseau de canalisation de la ville. Dans certains secteurs, ces canaux anciens présentent des défections qui permettent l'écoulement des eaux usées et leur infiltration en profondeur vers les eaux phréatiques qu'elles infectent.

— les remplissages avec des ordures ménagères emmagasinent l'eau des précipitations atmosphériques qui, après avoir être chargée de substances chimiques et d'agents pathogènes, pénètre dans la couche aquifère en la polluant.

L'infiltration des eaux polluées dans la couche aquifère peut être aisément observée par la transformation quantitative et qualitative de la composition chimique initiale des eaux phréatiques et par la hausse de leur niveau hydrostatique, du nord au sud, à mesure que les eaux phréatiques pénètrent dans la zone de la ville. Par conséquence, le niveau des eaux phréatiques se rapproche à la surface du terrain, arrivant jusqu'à 7—8 m de profonder sur les interfluves et à 2—3 m dans la zone de prés.

La hausse du niveau phréatique influence également la profondeur de fondation des constructions. L'approfondissement de la fosse de fondation jusqu'à la couche d'argile sableuse implique des travaux qui seront

Institutul Geologic al României

exécutés au-dessous du niveau des eaux souterraines. À cette fin il est nécessaire d'entreprendre des travaux d'assèchement pendant toute la durée de l'exécution de la fondation.

Conclusions

Comme conséquence du développement industriel, la ville de Bucarest présente de nombreux signes de pollution, dont nous signalons quelques-uns résultés des recherches géologiques-techniques effectuées ces derniers temps par de nombreuses entreprises.

Le terrain de fondation de la zone proprement dite de la ville, constitué jusqu'à une profondeur de 2—3 m du matériau résulté des démolitions répétées, donne des tassements grands et non uniformes. À la périphérie de la ville se trouvent de nombreuses excavations — anciennes carrières de sable et de gravier — colmatées à présent avec des dépôts organogènes inadéquats comme terrain de fondation.

L'atmosphère de la ville de Bucarest est polluée par les gaz nocifs et malodorants des moteurs à explosion, par des substances organogènes végétales et animales qui proviennent des rampes d'ordure ménagères situées à la périphérie et des installations industrielles.

Les eaux superficielles et souterraines sont aussi polluées par de nombreuses substances chimiques provenant directement des fabriques et des usines, du réseau de canalisation, par endroits mal entretenus.

L'interaction entre l'homme et la nature a créé une nouvelle discipline, la géoécologie anthropique, qui est une discipline de transition entre la géologie, l'écologie et la géographie.

Institutul Geologic al României

INFLUENCES OF THE SEISM ON THE 4th OF MARCH, 1977 ON THE MINERAL WATER SOURCES OF THE OLĂNEȘTI-CĂLIMĂNEȘTI HYDROSTRUCTURE [1]

BY

MIRCEA ULPIU FERU [2], ARTEMIU PRICĂJAN [2]

The spas of Olănești and Călimănești are, together with the Căciulata-Cozia ones, the most important of the Getic Depression except the Căciulata-Cozia area, situated close to the Călimănești spa, which has a rather special hydrogeologic situation that we are not dealing with here, the Olănești and Călimănești mineral water sources are connected with a unique hydrostructure, approximately striking east-west, extending further, on a length of more than 20 km, being situated between the eastern slope of the Olt River (the mineral water occurrences of the Păușa-Jiblea Veche area) and the Otăsău River (the sulphurous source north of the village of Bărbătești). The Andreești mineral sources (on Valea Muiereasca), between Călimănești and Olănești, and the Cheia ones between Olănești and Bărbătești, belong to the same structure.

The existence of this hydrostructure, that was supposed as early as the past century by C o b ă l c e s c u (1887), is determined on the one hand by the existence of identical stratigraphic and tectonic conditions and on the other by the same genesis and circulation conditions that lead to common chemical characteristics.

General hydrogeologic characteristics

All the mineral water sources of the Olănești-Călimănești area are geologically related to the Eocene deposits overlying sandy-conglomeratic-marly deposits that belong to the Upper Cretaceous (Senonian) that outcrop more northwards (related to the Căciulata-Cozia mineral waters already mentioned) and which are covered in their turn, by Oligocene formations built up of conglomerates and marls. The whole pile, from the

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September, 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] Enterprise of Geological and Geophysical Prospections, Str. Caransebeș 1, 78344, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

Upper Cretaceous up to the Oligocene-Lower Miocene, belongs to a large monocline dipping south.

The Eocene, whose total thickness reaches 1 000 — 1 500 m is made up of two lithological complexes : a conglomeratic, lower one, 800—1 000 m thick and a marly upper one, 500 —800 m thick. The existence of the two Eocene complexes with different lithological characteristics makes the region have certain specific hydrogeologic peculiarities, the marly Eocene horizon behaving as an impervious bed between the lower Eocene conglomerates and the Oligocene ones where the ground water circulation is ensured by the existence of a fault and fissure network as well as by the possibility of waters of infiltrating in less cemented areas of certain bedding planes.

Mineral water sources usually occur at the upper part of the Eocene conglomerates (Călimănești conglomerates), near the marly horizon (Olănești marls) which covers them, on all the main valleys with the lowest elevations, that transversally pierce these deposits. An area of minimum 500 m width north of the conglomerate-marl contact, under the erosion base, is practically permeated by mineral waters and all the drillngs through the marly complex that have intercepted the basal conglomerates have met waters with steady increasing mineralization southwards.

Chemically, these mineral waters belong to a basic type that is chlorosodic, bromoiodine, sulphurous, with high concentration. But due to the blending of these waters in different proportions with less mineralized calcic bicarbonated infiltration waters there are also sources of waters with more complex chemical characteristics and low concentrations (bicarbonated-chlorided, sodic-calcic-magnesian, iodined, sulphurous waters).

The researches regarding the genesis of the Olănești, Andreești and Cheia mineral waters (F e r u, 1971, 1978) or the Călimănești ones (F e r u et al., 1974, G o l i ț ă) provided the following facts.

1. The basic chemical character of mineral waters is specific to ore waters (chlorosodic, bromoiodined, with a poor sulphate content but containing ammonia and remarkable quantities of boric acid).

2. Mineral waters are accompanied by free gases, methane and its superior omologues in proportion of 70 — 97 %, presenting the characteristics of petroleum gases. These gases, that in drill-holes determine pressure of several atmospheres, favour the ascendent circulation of ore waters to the surface.

3. The primary water type, strongly mineralized, that appears especially in drill-holes, mixes near the surface with poorly mineralized surface waters, accumulated in the Călimănești conglomerates above the erosion base. Mixtures of waters with various compositions result, leading to various types of mineral waters. Their total mineralization ranges between 0.6 and 20 g/l, representing various stages of dilution of the primary type.

4. The hydrogen sulphide, characteristic of these mineral waters, has a biochemical origin. It results from the reduction of the sulphates from ground waters by specific anaerobic bacteria (genus *Clostridium*)

Institutul Geologic al României

in the presence of organic matter (hydrocarbons). But in the same waters sulphoxidizing aerobic bacteria of the type *Thiobacillus* have been identified. That also confirms the participation of very aerated infiltration waters, in the genesis of the mineral waters with which depth waters mix during their ascension, at least on the last 50—100 m up to the surface. Due to these bacteria, the hydrogen sulphide engendered from the reduction of sulphates by anaerobic bacteria is oxidized. In fact the mentioned phenomenon also explains the various H_2S contents of the mineral water sources as well as the great variations in time of the content at one and the same source.

5. Mineral water sources have great discharge variations, that in the case of strongly mineralized ones (higher than 4—5 g/l) do not depend on the rainfall but are determined by the free gas flow that drags along the ore waters. The phenomenon is very well put into relief by the variations of the halogens in the waters (P e t r e s c u et al., 1950) that agree with the discharge variation (certain sources display a pulsatory rhythm) as well as by the ratio between the mineralization and the quantity of free gases that accompany these waters.

6. Ore waters and petroleum gases originate in the central zone of the Getic Depression, their circulation towards the surface taking place under the marly Eocene horizon. In this respect a zone beginning at 7—10 km south of the boundary of the outcrops of the Olănești conglomerates may be taken into account. Here, the homoclinal position of the beds is interrupted by a series of folds affected by longitudinal and transversal faults that may represent traps for hydrocarbons and ore waters. This conclusion is confirmed by the results of all the drillings in the Olănești marls that, when intercepting the Călimănești conglomerates began to freely yield water with a greater mineralization than that of natural sources, accompanied by important quantities of gas hydrocarbons.

Evolution of the hydrogeologic parameters of mineral water sources after the earthquake

Whenever disturbances of the hydrologic parameters of mineral water sources have been noticed, there were exclusively growths of the discharge values, sometimes followed also by changes of the mineral water concentration in salts, though the general chemical character of these waters remained unchanged. It is interesting to notice that after the earthquake on March, 4, 1977 these changes were twofold, either of dilution or of concentration. We should also mention that changes of the hydrogeologic parameters took place only in the cases of sources and shallow wells (sources 13 and 14). As for drillholes, no discharge or mineralization modifications have been noticed.

Călimănești. After the earthquake on March, 4, 1977 discharge increases took place at all the six sources that have been submitted to systematic measurements, both before and after the event (sources 7, 8, 19, 11, 12 and 12 A). In the case of source 14, which is in fact a 82 m deep drillhole no discharge modifications were noticed.

Institutul Geologic al României

At sources 9, 11 and 12 the discharges recorded after the earthquake were twice as big as before, and at sources 8 and 12 A they were three times as big as before. The smallest discharge increase was recorded at source 7, which also showed the shortest time interval for the disturbance.

The biggest discharge increase was noticed at source 8 whose discharge before the earthquake varied between 0.03—0.05 l/s and where, the day after the earthquake 0.166 l/s were recorded. After a small reduction, the discharge remained high, nevertheless, not only in the next months (0.125—0.142 l/s) but even in the next years. Now, after four years, the discharge is still twice as big (0.10—0.125 l/s). Source 12 A is also still keeping a doubled discharge value (0.110 l/s as compared with 0.047 l/s).

Generally we can state that after the sudden discharge increase recorded immediately after the seism, a period followed when the yields diminished, with the tendency of coming back to normal. That is the case in four of six cases, after time periods varying from a few weeks (source 7) up to three years (source 11 came to the normal in 1980). The yields of two (8 and 12 A) of the six sources continue to remain bigger. We mention that similar situations were noticed at the mineral sources on Valea Glodu, in the neighbourhood of the spa with the same name.

As for the mineral water concentration we have complete chemical analyses before and after the earthquake only for sources 7 and 8, where no modifications occur.

Olănești. The most interesting and at the same time conclusive case of changes in the hydrogeologic characteristics of the mineral water sources is the Olănești area, of the Olănești-Călimănești mineral hydrostructure, for which as early as 1969, not only systematic discharge measurements but also complete chemical analyses are available for all the 15 sources caught and used for medical purposes, out of the 30 of this spa (sources 3, 5, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 19, 24 and 30).

The main modifications concerned, like in the previous cases, the hydromineral sources yields, that in certain cases grew considerably. Changes in the mineral water concentration were also recorded, consisting of either the growth or the reduction of the total mineralization. At the same time modifications were noticed in the spatial distribution of the mineral water sources. Source 26 disappeared and new mineral water occurrences appeared, both on the Olănești Valley, especially in the area between sources 4 and 5, and on the Tisa Valley.

Analysing the data referring to the 15 sources yields, we have come to the conclusion that at most sources (12) discharge increases were noticed. The only sources unaffected from this point of view were sources 8,15 and 19. At sources 5, 7, 9, 12, 13, 14 and 16, the discharge grew twice, three times and even five times (the greatest recorded increase). Only three of them came to the normal so far : source 10 as early as the autumn of 1977, source 11, more than a year after and source 30, two years after the seism. The same tendency of coming back to the initial discharge values was recorded at sources 3, 7, 12 and 16 although the values remained more or less above the initial ones.

Institutul Geologic al României

In two cases the yields still remain very high, without any tendency of coming back. They are source 9 whose yield varies at present between 0.11 and 0.17 l/s, compared with 0.02—0.06 l/s (the values before the earthquake) and source 13. In the same way, sources 5, 14 and 24 seem to have reached stable discharge values, much above the old ones.

The hydrochemical researches undertaken by us have made it clear that the seism has influenced much more the water discharges than its chemism (80 percent of the cases for the discharges, less than 50 percent for the chemical concentration). That holds true for sources 7, 8, 9, 10, 15, 16 and 19; at sources 3, 5, 11, 12, 13, 14, 24 and 30 there were no changes in the chemical concentration.

In most cases the discharge increase was accompanied by a concentration diminution (sources 7, 9, 16). A concentration diminution also appeared at sources 15 and 19 whose discharge remained unchanged. It is only at source 10 that to the discharge increase corresponded a mineralization increase, that was also noticed at source 8, whose discharge remained unchanged. At source 5 the mineralization remained in the range of values recorded before the earthquake, but it set at the highest limit. Examining the mineral water chemism evolution a strict parallelism is found between the variation of mineralization and that of chlorine and sodium, which pleads for what we have stated related to the mineral water genesis and to the fact that their mineralization degree depends exclusively on the quantity of chlorosodic waters of the mixture.

The described phenomena are of great importance for the future ore exploitation. If the discharge increase noticed at most of the hydrominer-al sources can lead just to increased mineral water resources used in medical treatments, the modifications of the chemical concentration have brought about modifications in the pharmacodynamic action and therefore changes in the therapeutic recommendations. That is especially the case of sources 5, 8, 9, 10 and 19 that, to our mind, should be replaced in the medical treatment by others whose chemism is similar to the one possessed by the mentioned sources before the earthquake.

Conclusions

A few interesting conclusions on the effect of the earthquake on the hydrogeologic parameters of the Olănești-Călimănești structure can be inferred from what has been said on the mineral water sources of the respective ore.

Since groundwater circulation takes place along complicated networks of fissures and faults and the seism has had repercussions only on natural sources or shallow wells, without affecting the ones exploited in drillholes we can conclude that the earthquake has disturbed mainly the surface fissure system, without affecting the deep circulation ways, the access ways of strongly mineralized waters. Taking into account that in all cases there were discharge increases, it results that the fissure system has been widened either by the widening of the fissures existing before the seism or by the occurrence of new ways. These phenomena allowed for an intensification of ground water circulation near the surface, on a depth of about 50 m (the discharge of source 14, caught in a 17 m deep

Institutul Geologic al României

well has become twice as big while drillhole 1 has continued to yield the normal quantity from 80—120 m depth). As the great variety of mineral waters is due to the mixture in different proportions of strongly mineralized waters (18—20 g/l) of ore water type, with poorly mineralized infiltration waters (about 0.5 g/l) and taking into account our previous remarks it is but natural to be confronted with the following cases, function of the widening of the access ways belonging to one or another water type that enters the mixture in the source area :

— the widening of the fresh infiltration water circulation ways followed by a dilution of the mineral waters ;

— the widening to the same extent of the circulation ways of both water types, reflected only in discharge increase (the concentration degree being maintained) ;

— the intensification of the depth water circulation leading to the mineralization growth.

The researches we have undertaken have made us conclude that, at least at Olănești, all the three possible phenomena have been produced : mineral water dilution, usually accompanied by discharge increase was noticed at sources 7, 9, 15, 16 and 19 ; chemical concentration, accompanied or not by discharge increase at sources 8 and 10 ; discharge increase (the concentration degree being maintained), at sources 3, 5, 11, 12, 13, 14, 24 and 30.

By critically examining the information obtained after the earthquake, whose magnitude was 7.2 on the Richter scale and the epicentrum in the Carpathian arc bend zone (Vrancea zone) we come to the conclusion that, speaking about the whole Carpathian chain the repercussions appeared on a rather restricted area, that is the Olănești-Călimănești hydrostructure and the Sinaia hydromineral ore where the discharge increased two or even three times.

Indeed, although initially certain information (R a d u et al., 1979) were given concerning the hydrogeologic parameter modifications of the mineral water sources of the East Carpathians (Slănic Moldova, Covasna) or even at very great distances, up to the eastern border of the Pannonian Depression (Buziaș), from a careful analysis of the systematic recording data it has been concluded that in these cases there were only secondary effects. So, it has been proved that the discharge of the Slănic Moldova 15 source (that is in fact a hydrogeologic drillhole that has been fitted out), became twice as big due to the fact that the carbonate crust formed on the inner part of the exploitation column was removed as a consequence of the shock produced in the zone. On the other hand we think that the information concerning the intensification of the mofettic activity in the Buziaș zone is not conclusive.

Finally, trying to find out why the seism has had influences on the Călimănești-Olănești mineral water ore, situated more than 200 km from the epicentrum, where the important changes of the mineral water hydrogeologic parameters have lasted for more than 4 years, and has had no important repercussions on other mineral water ores situated much nearer

Institutul Geologic al României

(Slănic Moldova is only 50 km from the epicentrum), one can notice that the geologic phenomena that could have led to modifications of the hydrogeologic condition of a ground water ore of fissural type (rock fracturing and jointing, widening of the existing fissures) are present on an area that includes the south of Moldova, the Carpathian bend zone as well as most of the Romanian Plain and the Getic Depression. This area is broadly included in the 7 degree isoseist (R a d u et al., 1979). On the Carpathian area there were fissurings and fracturings only in the bend zone between the Putna and Prahova rivers, as for instance at Berca and Slănic Prahova. In this area the Sinaia spa is also situated, the only area of the Carpathian chain where there were modifications of the mineral water hydrogeologic parameters. The Olănești-Călimănești hydromineral structure is situated in the Getic Depression where ruptural accidents had a much higher frequency.

In our opinion, the distribution of the geologic phenomena that have led to changes of the hydrogeologic parameters of the mineral water sources can be caused by the sialic root of the Carpathian arc that can represent, due to its plasticity, a screen for the elastic waves, justifying the small intensity with which the Vrancea earthquakes are felt in Transylvania, in spite of the rather small epicentral distances (C o r n e a, L ă z ă r e s c u, 1979). The inside of the East Carpathian bend is characterized by the development of young tectonic depressions, bordered by fractures, that also contribute to the screening of the seismic waves. As for the contact between the East Carpathians and the Getic Depression, in whose proximity the mentioned hydromineral ore is situated, it broadly corresponds to a zone of high horizontal gradient of vertical tectonic movements, between the uplifting mountain region and the sinking Getic Depression. On the other hand on the occasion of the shock propagated from Vrancea, additional energy accumulated in common faults could have been released and it could have also produced fault reactivation processes (R a d u, A p o p e i, 1979), a phenomenon also noticed in the seismic activity that followed the shock on March, 4, 1977. Thus, the mentioned authors point out the existence of a seismic activity after the main shock, in the earth crust, both in the Vrancea region and in the whole area south of the Carpathians.

What has been said points out a clear concordance between the mentioned geophysical and geologic conclusions and the results of our observations concerning the post seism behaviour of the hydromineral ores under analysis, situated exclusively in the area where ruptural accidents took place and that is broadly included in the 7 degree isoseist.

We may also conclude that the only mineral water ores subjected to long lasting (years) disturbances caused by earthquakes are the fissure type ones; as for those accumulated in clastic unconsolidated rocks, they may initially provide spectacular effects, but these ones disappear after a quite short period of time.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Cobălcescu Gr. (1887) Despre sorginţile minerale de la Călimăneşti şi Căciulata. *Bul. Soc. Med. Natur.*, 1, Iaşi.

Cornea I., Lăzărescu V. (1979) România în cadrul structural al Europei C.S.E.N. Instit. Fizică. Centrul de fizică a pămîntului şi seismologie. Volumul „*Cercet. de seism.* asupra cutremurului din 4 martie 1977", 1—16, Bucureşti.

Feru M. (1972) Geneza apelor minerale de la Olăneşti. *Inst. Geol. St. tehn. econ. E*, 59—77, Bucureşti.

— (1978) Apele minerale de la Olăneşti. *Inst. Geol. Geofiz. St. tehn. econ. E*, 17—41, Bucureşti.

— Nicolescu M., Opran C. (1974) Guide de l'excursion du symposion international pour les eaux minérales et thermales. Deuxième jour. *Inst. Geol. Guide de l'excursion*, 25—41, Bucarest.

Goliţă N. (1974) Raport, Arh. Secţiei prosp. hidrogeologice, IGPSMS, Bucureşti.

Mihoc A. Grigoriu A., Lazăr I. (1978) Raport, Arh. Secţiei prosp. hidrogeologice IGPSMS, Bucureşti.

Petrescu P. (1950) Prospecţiuni chimice la Olăneşti, Slănicul Moldovei şi Băile Herculane. *Cercet. de balneo-climatologie*, I, p. 114—124, Bucureşti.

Pricăjan A. (1972) Apele minerale şi termale din România. Ed. Tehn. Bucureşti.

Radu C., Polonic G., Apopei I. (1979) Fenomene asociate cutremurului din 4 martie 1977. E.S.E.N. Inst. Fizică. Volumul „Cercet. de seism. asupra cutrem. din 4 martie 1977", 409—422, Bucureşti.

— Apopei I. (1979) Asupra replicilor cutremurului din 4 martie 1977 înregistrate la staţiunea Cheia. C.S.E.N. Inst. Fizică. Volumul „Cercet. de seism. asupra cutremurului din 4 martie 1977", 251—314, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

DIE AUFNAHME DER KLÜFTIGKEIT AUF GRUND VON KERNBOHRUNGEN FÜR DIE BAUARBEITEN DER WASSERKRAFTANLAGE IN NAGYMAROS[1]

VON

MIKLÓS GÁLOS[2], PÁL KERTÉSZ[2]

Zur Vorbereitung der Bauarbeiten der Wasserkraftanlage in Nagymaros sind in den Jahren 1979 und 1980 unter dem geplanten Bauwerk und im dessen unmittelbarer Umgebung beinahe 70 flachgründige Erkundungsbohrungen fertiggestellt worden. Auf Grund dieser Bohrungen haben wir die Gesteinsumgebung, in der die Donau in diesem Abschnitt fliesst, kennengelernt.

Die auf dem Gebiet aufgeschlossenen Gesteinstypen gehören zu der sogenannten „oberoligozän — mittelmiozänen" Komplex. In ihnen können die Trennflächen als Absonderungen und steilflächige Verwerfungen qualifiziert werden. Stellenweise war die Verwefung mit horizontaler Verschiebung verbunden.

Die älteren — warscheinlich oligozänen — Schichten wurden durch späteren andesitischen Eruptionen durchdrungen, zerklüftet und hinaufgeschoben. Im Andesit finden wir subvulkanische und stratovulkanische Typen. Subvulkanisch sind die frischen, dichten Piroxenandesite und stratovulkanisch die durchgebrannten Piroxenamfibolandesite mit agglomeratischen Character.

Als erster Schritt der Bauarbeit muss der flussbettverschliessende Ringdamm gebaut werden, unter dessem Schutz dann das Stauwerk, das Kraftwerk und die Schiffschleuse gebaut werden (Abb. 1).

Die Klüftungsaufnahme der Gesteinsumgebung unter dem Ringdamm musste zuerst durchgeführt werden, um die Frage zu beantworten, wieviel Wasser durch die Gesteinsumgebung unter dem Damm zum befreiten Gebiet fliesst. Zur Aufnahme der Klüftung wurden diejenige Erkundungsbohrungen verwendet (Abb. 2) die völligen Kerngeweinn sicherten.

Die Berücksichtigung der Gesteinsumgebung der Anlage erfordert die Aufnahme der Trennflächen, also die Bestimmung der Klüftigkeit.

---

[1] Vorgetragen am 12, Kongress der Karpatho-Balkanischen Geologischen Assoziation 8—13 September 1981, Bukarest, Rumänian.

[2] Technische Universität in Budapest H 1521 Ungarn.

Institutul Geologic al României

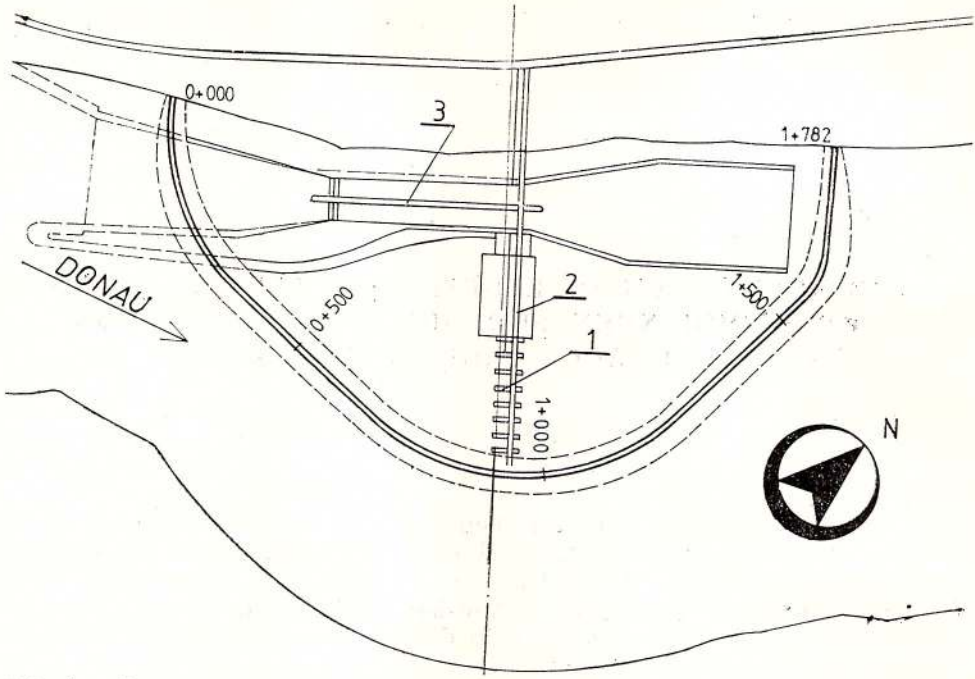


Abb. 1. — Bettverschlissender provisorische Ringdamm der Wasserkraftanlage in Nagymaros : 3, Schiffschleuse ; 2, Kraftwerk ; 1, Stauwerk.

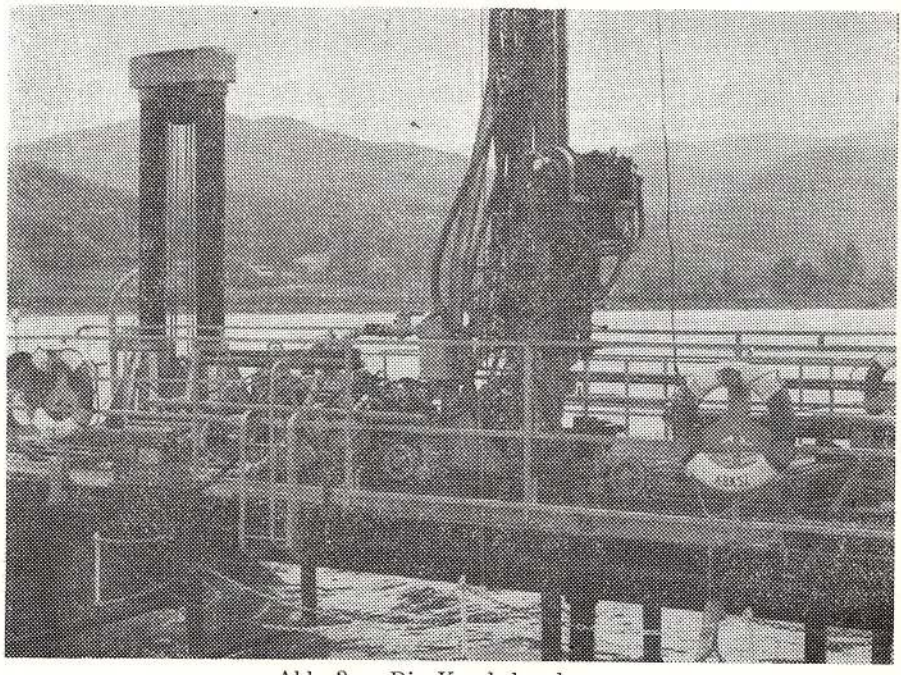


Abb. 2. — Die Kernbohranlage.

Institutul Geologic al României

Die Bestimmung der Klüftung ist in der Theorie eine unendlich einfache Aufgabe aber in der Praxis schliesst sie sehr vielle unbeantwortete, bzw. nicht beantwortbare Fragen in sich.

Die Klüftung muss neben der Bestimmung ihres petrographischen Charakters mit ihren geometrischen Angaben festgelegt werden. Im Falle unserer technischen Anlagen ist diese geometrische Bestimmung mit der Annäherung der Trennflächen durch eine Ebene zu verbinden.

So geben wir diese Flächen herkönnlich mit ihren Streich- und Fallrichtungen bzw. mit ihren Fallwinkeln an.

Ihre Wiedergabe erfolgt im allgemeinen durch eine Streich- und Fallrose bzw. mit der Benützung einer Kugel-projektion (stereographischen Projektion). Ein anderer wichtiger Charakter der Klüftung ist die Fugenöffnung und die Ausbildung und Eigenart der gliedernden Fläche.

Unter dem Mass der Klüftung verstehen wir die im Gesteinskörper mit einem Rauminhalt von V m^3 befindlichen Trennflächen in m^2 (Abb. 3). Das ist der spezifische Wert der Klüftigkeit:

$$l = \frac{\sum A_{Ti}}{V} \qquad [m^{-1}]$$

Die auf Grund von Bohrungen durchgeführte Aufnahme der Klüftung hängt vom Kerngewinn ab. Sichert die Technologie der Bohrungen den völligen oder beinahe den völligen Kerngewinn, so betrachten wir als die charakteristische Messzahl der Klüftigkeit die spezifische Länge der Kernstücke die länger als 5 cm sind. Die Klüftigkeitsmesszahl (t_m) ist:

$$t_m = \frac{\sum_a^b h_i}{h_b - h_a} \qquad [D]$$

wo h_i die Länge der Kernstücks,
h_a und h_b die zum Ansatz und Schluss des untersuchten Abschnitts gehörende Entrohrungstiefen sind.

Zur Bestimmung der Grenzen der von Trennflächen durchdrungenen Gesteinskörper schien statt der Angabe der Klüftigkeitsmesszahl (t_m) zweckmässig, die Angabe des davon berechneten *Rissigkeitskennwert* (t_r) anzugeben

$$t_r = (1 - t_m)\,100 \qquad [\%]$$

Der Rissigkeitskennwert ist in den Gesteinskörpern mit der Zahl der Trennflächen zu verglei-

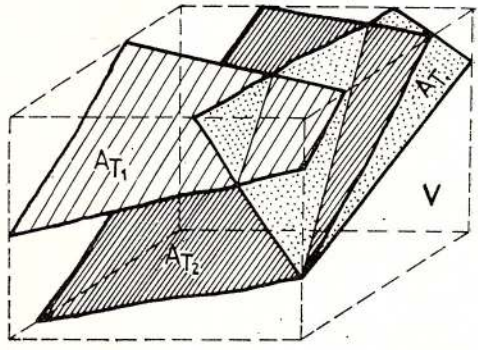


Abb. 3. — Die Deutung der Klüftung im ingenieurgeologischen Gesteinsmodell.

Institutul Geologic al României

chen. In dem als Intakt betrachteten Teil ist die Klüftigkeitsziffer (Müller, 1963):

$$r = \frac{\sum_{a}^{b} r_i}{h_b - h_a} \qquad [m^{-1}]$$

wo r_i die Zahl der Trennflächen,
h_a und h_b die zum Ansatz und Schluss des untersuchten Abschnitts gehörenden Entrohrungstiefen sind.

Die Klüftigkeitsmesszahl charakterisiert gut den Gesteinskörper. Wenn der Kernwert 0 ist, handelt es sich um einen völlig zusammengebrochenen, durch Trennflächen dicht durchdrungenen Gesteinskörper Ist der Wert etwa 1,00, so ist die Gesteinsumgebung unversehrt, risslos; die den Gesteinskörper bildenden Kluftfreien Gesteinsblöcke (Kluftkörper) sind von grossem Masse.

Auf Abbildung 4 wird ein Bohrprofil dargestellt, am dessen oberen Abschnitt ein zusammengebrochener Gesteinskörper liegt. Abbildung 5 zeigt das Bohrprofil eines durch wenigen Trennflächen durchdrungenen Gesteinskörpers.

Auf Grund der Aufnahmen in der Gesteinsumgebung der Wasserkraftanlage in Nagymaros haben wir erfahren, dass mit folgenden Werten zu rechnen ist:

falls $t_v < 20\,\%$ so $r = 3-5$ m^{-1}

falls $20\,\% < t_v < 70\,\%$ so $r = 8-12$ m^{-1}

falls $t_v > 70\,\%$ so $r = 20$ m^{-1}

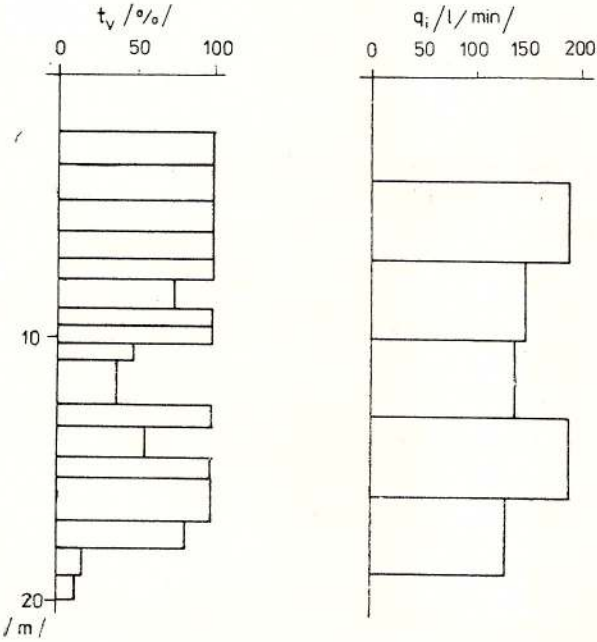


Abb. 4. — Bohrprofil der Bohrung N° 9063
t_v Rissigkeitskennwert
q_i Schluckwasserwert (0,4 MPa; 10 Minuten).

Institutul Geologic al României

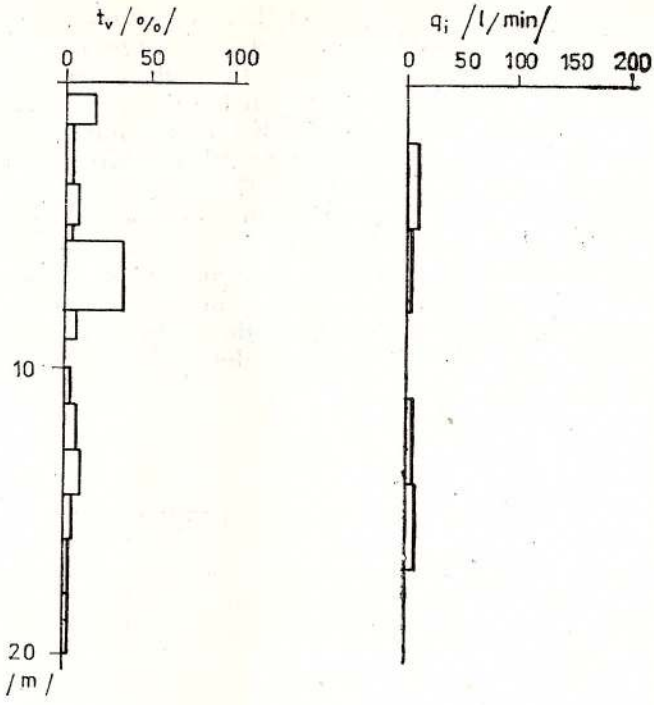


Abb. 5. — Bohrprofil der Bohrung N° 9051
t_e Rissbildungskennwert
q_i Schluckwasserwert (0,4 MPa ; 10 Minuten).

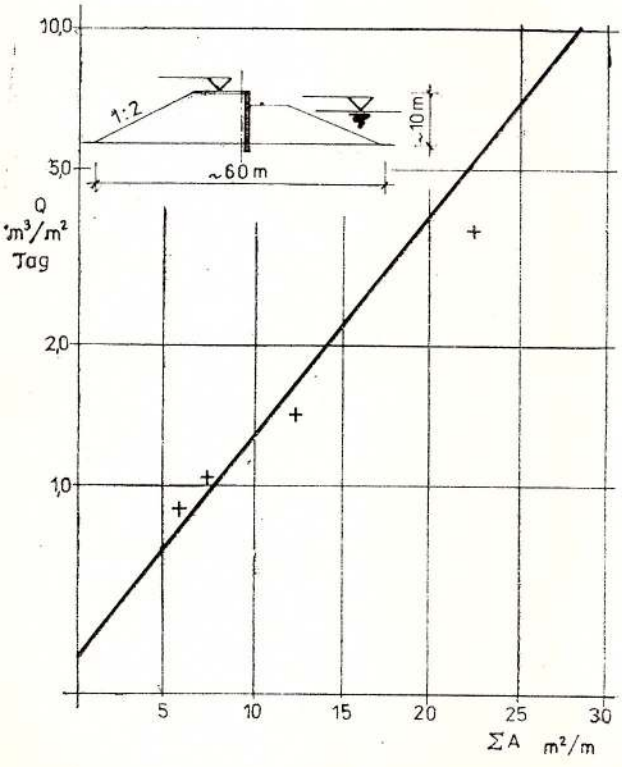


Abb. 6. — Zusammenhang zwischen der Wasserdurchlässigkeit (Q) und den im Einheitsvolumen vorhandenen Trennflächen ($\sum A$) in Andesitischen gesteinen (nach K ü r t i) (+ Angaben der in Ungarn gebauten Anlagen).

Institutul Geologic al României

Auf den Bohrprofilen haben wir die Ergebnisse des Wasserschluckversuches angegeben. Dadurck konnte der Charakter der Klüfte gut charakterisiert werden. Die Schluckwasserwerte zeigen, welche Klüfte geöffnet sind, weil dort die Menge des Schluckwassers steigt.

Mit der Methode von Kürti konnte unter dem Ringdamm durch die Zahl der zu berücksichtigenden Klüfte die *Wasserdurchlässigkeit* bestimmt werden (Kürti, 1979). Kürti hat nämlich aus Messergebnissen einiger in andesitischen Gesteinen gebauten Anlagen den Zusammenhang zwischen der Zahl der im Einheitsvolumen vorhandenen Gliederungsflächen und der Durchlässigkeit zusammengesttellt (Abb. 6).

Auf Grund des Gesteinsmaterials der Kernbohrungen liefern die nach der dargestellten Methode zu bestimmenden Klüftigkeitskennwerte zum Projekt der Bauarbeiten der Anlagen gut brauchbare ingenieurgeologische Grundangaben.

LITERATUR

Kürti I. (1979) Petromechanical tests for hydraulic engineering constructions in andesite. *Buletin of the International Association of Engineering Geology* 20, 253 — 256.

Müller L. (1963) Der Felsbau. Stuttgart, 1963, 624.

Institutul Geologic al României

BORON, GROUND WATER GENETIC INDEX [1]

BY

VERONICA GEAMĂNU [2]

General considerations

As known, ground waters are considered a physico-chemical system in equilibrium, consisting of water and dissolved substances that develop under the real conditions of the earth crust. Their chemical equilibrium is given by the ore hydrogeologic conditions of aquifers. The hydrogeologic conditions are function of the mineralogic, petrographic and lithofacial composition of water-bearing rocks, of the structural-tectonic aspect of the region, of the ore hydrodynamic peculiarities as well as of the development in time of these waters. They determine the very mechanism of the genesis of the main chemical types of waters, the result being a system made up of water and those salts (chlorides, sulphates, carbonates) that provide main ions. To the latter a series of microelements are added that can represent specific genesis indices of the ground water chemical composition. Boron is one of these elements. It has a very limited distribution in the lithosphere (marked minimum on all frequency curves) which is also true for most ground waters. That is why the fact that it is to be found only in some of these waters have made us think that there must be some genetic peculiarities that can be identified by the boron occurrence and relations.

Many geochemistry works, published especially after 1950, have dealt with the problem of the relations between this element and crust rocks as well as with various aspects concerning boronite accumulations.

There are relatively few studies concerning the relations of this element with ground waters and their conclusions have not been generalized so far. Out of the authors who have brought important contributions in this domain we mention: Logan (1951), Chabanues (1958), Müller et al. (1961), Scerbacov (1961), Kapcenco (1962), Krainov (1964), Maliskaia (1968), Pitieva (1968), Bussière (1978).

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September, 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] Enterprise of Geological and Geophysical Prospections, Str. Caransebeș 1, 78344, Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

Analysis of the boron geochemical correlations

The data on the existence of boron in ground waters of the Carpathian realm, which we have used in the present paper, have been gathered during the geologic researches undertaken in this region in the course of years.

Their study has pointed out that boron appears, in interesting quantities only in ground waters of the areas belonging to units of the Carpathian flysch, molasse, Neogene magmatites as well as to the marginal areas of the Moldavian Platform, Getic and Pannonian Depressions. Structurally-tectonically these are mobile folded regions with their marginal zones, intramontane depressions and limits of great platform units (S c e r b a c o v, 1961). Each of the mentioned units displays a great lithologic variety as well as specific tectonic conditions that lead to the possibility of forming closed hydrogeologic structures, or with few possibilities of communication with other structures, to a generally slow dynamics of ground waters, to the great diversity of chemical types, to strongly mineralized waters and, what interests us here, in certain cases, to favorable conditions for boron to pass in the solution.

The phenomenon we refer to is rather complex, there are various ways of enriching the waters in this element and there are only two chemical types of waters susceptible to have excess of boron: chloride waters of ore type waters and sodic bicarbonated waters, with all the mixtures in between. We have come to this conclusion after having studied more than 1000 analyses of waters of various chemical types out of which 548 samples have been chosen for automatic processing. We have considered 50 mg/l as the minimum limit of the metaboric acid content.

The hydrogeochemical correlations of boron have been investigated by determining the correlation coefficients as a measure of the linear relations between the boron content of ground waters and various compounds specific to them. In order to check the dependence among the components we have defined the regression line and formed the spreading diagrams in standardized coordinates.

For chloride waters the correlations of boron with the total mineralization, chlorine, sodium, calcium, magnesium, the Cl^-/Na^+ ratio have been studied. For the chloride waters in which secondary bicarbonates appear, the boron correlations with the sodium excess compared to the chlorine, the HCO_3^-/Cl^- ratio and, where necessary, also to CO_2 have also been investigated. The chloride waters with sulphate excess have been grouped separately only for investigating the correlation of boron with SO_4^{--}.

For sodic bicarbonated waters the correlations of boron with the total mineralization, with sodium, with the bicarbonate ion, the bicarbonate excess compared with the other ions and, where necessary, with CO_2 have been analysed. For bicarbonated waters where the chloride character appears as a second one, the boron relations with the chlorine and the sodium excess have been studied as well.

For both water types a direct correlation has been established between boron and the mineralization. "The coincidence" between the big

Institutul Geologic al României

quantities of boron and the high values of the mineralization must be regarded as a direct result of the ore conditions of the waters we are studying, that allow their preservation in an almost closed hydraulic system, in which conditions have been created for both producing reactions whose result has been the total mineralization increase and the boron's passing in waters. That is why we shall not consider the mineralization in-

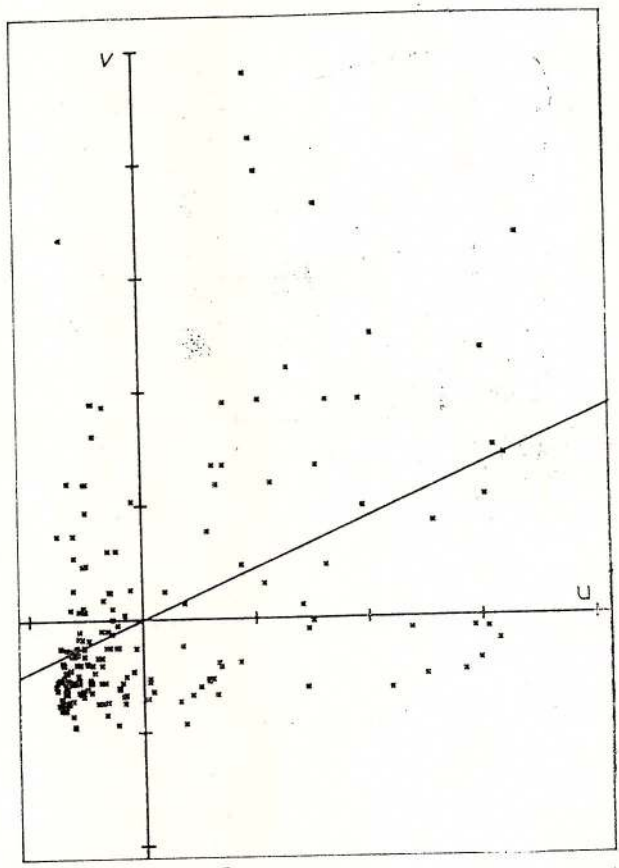


Fig. 1. — Chloride waters : aspect of the $HBO_2 - Cl^-$ correlation.

crease as a factor making ground waters become richer in boron, the two processes being only concomitant, as a result of ore conditions with a leading role in the existence of both phenomena. It is only the water chemical character that is of interest for the occurrence of boron in ground waters. Even in the case of slight mineralizations, it determines, as a function of the pH, the migration forms of this element.

Defined as a chlorophile element, in its relations with the rocks of the crust, boron seems to behave in the same way also in ground waters. In all the studied analyses there is a good correlation boron-chlorine (Fig. 1).

The boron accumulation in the studied waters is also, in all the analysed cases, direct function of the presence of sodium (Fig. 2, 3). For chlo-

Institutul Geologic al României

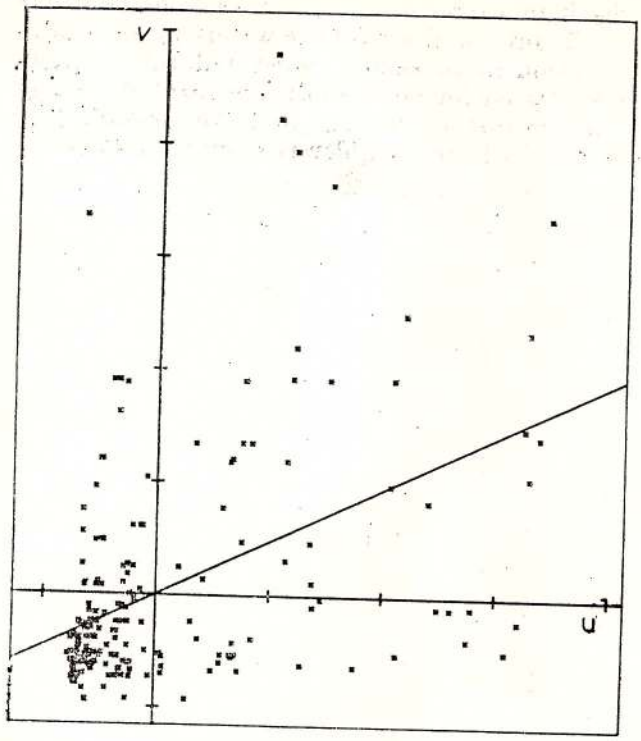


Fig. 2. — Chloride waters : aspect of the HBO_2 — Na^+ correlation.

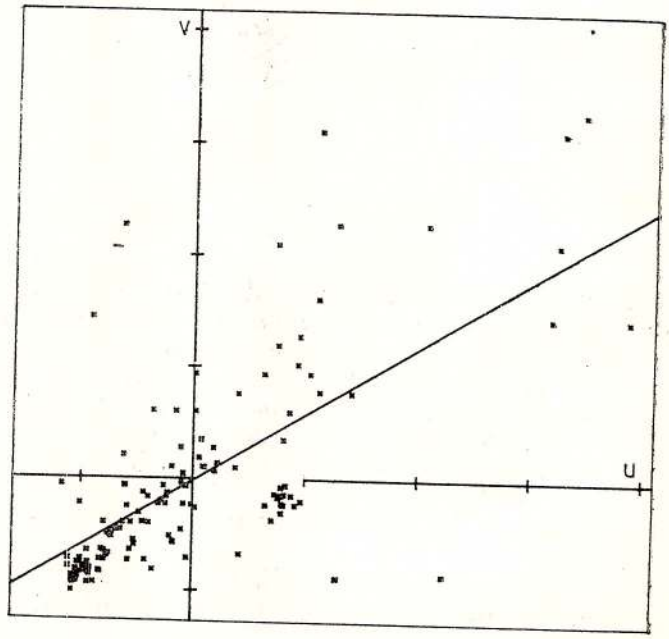


Fig. 3. — Bicarbonated waters : aspect of the HBO_2 — Na^+.

Institutul Geologic al României

ride, sodic bicarbonated waters, the accumulation of boron is not related to the excess of sodium compared to the chlorine, that means to the sodium bound with the bicarbonic ion. In the same type of waters there is no correlation between boron and the relative increase of the bicarbonate content in comparison with that of chlorides. That makes us conclude that the presence of bicarbonates in general and especially of sodium bicarbo-

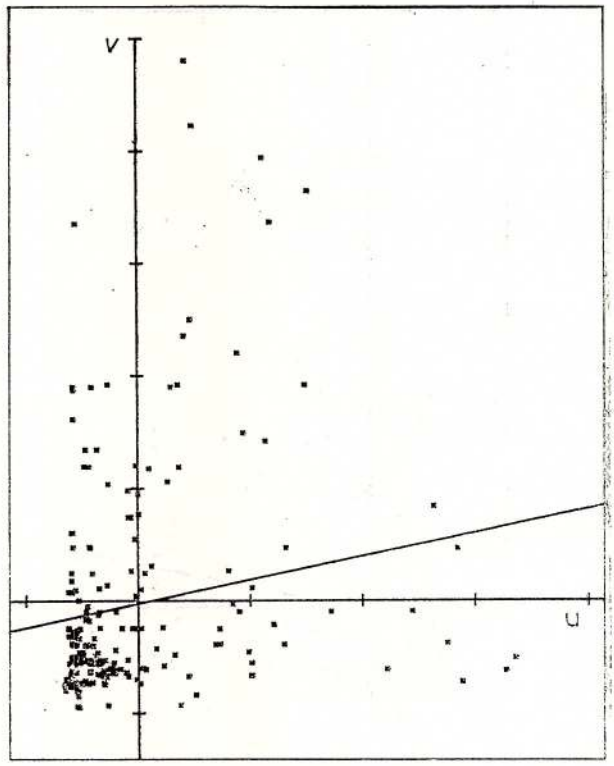


Fig. 4. — Bicarbonated waters: aspect of the $HBO_2 - H_2CO_3^-$.

nate does not represent a factor facilitating the accumulation of boron in chloride waters of ore water type, in which the bicarbonated character appears as a secondary one. Things are different in the case of chloride, secondly bicarbonated waters with CO_2 in excess, at which there is a good correlation between the excess of sodium corresponding to the bicarbonic ion and the accumlation of boron. For bicarbonated waters, the excess of sodium or the very presence of bicarbonates as well as the relative increase of bicarbonates compared to chlorides (where the chloride character is subordinate) represent factors facilitating the passing of boron in waters (Fig. 4).

Something else worth mentioning is the good correlation of boron with calcium, magnesium and the Cl^-/Na^+ ratio identified in the analysed chloride waters.

The direct dependence of boron on the presence of calcium seems to be in contradiction with certain geochemical conclusions, according to which the presence of calcium chloride in ground waters leads to

Institutul Geologic al României

the deposition of boron out of them. We think we are in the presence of a phenomenon of concomitant penetration of the two elements in ground waters.

The correlation boron-magnesium appears as normal, due both to the fact that boron is genetically related to magnesium and to the fact

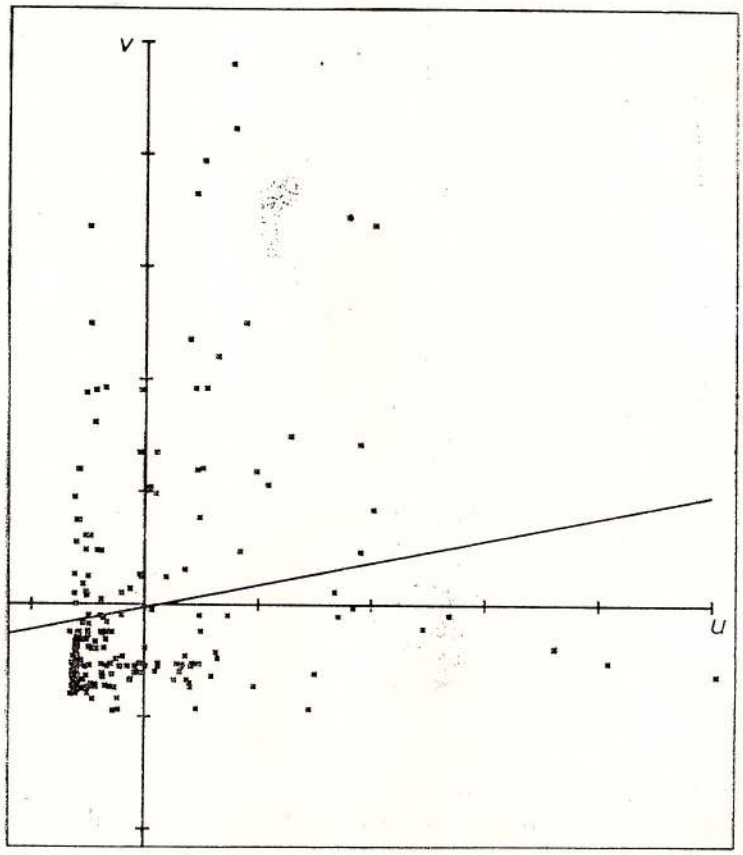


Fig. 5. — Chloride waters : aspect of the $HBO_2 - Mg^{++}$ correlation.

that the existence of magnesium chloride in the waters allows for the retention of boron in solutions, by forming complex compounds together with the anions of polyboric acid (Fig. 5).

The Cl^-/Na^+ ratio gives the extent of the change in time of the chemical character of ground waters, thus acting as their metamorphosis coefficient. The good correlation of boron with the ratio we speak of is important in explaining the problems that account for its passing in ground waters (Fig. 6).

The correlation of the boron content of sodic bicarbonated waters with carbon dioxide is, it too, good (Fig. 7).

Institutul Geologic al României

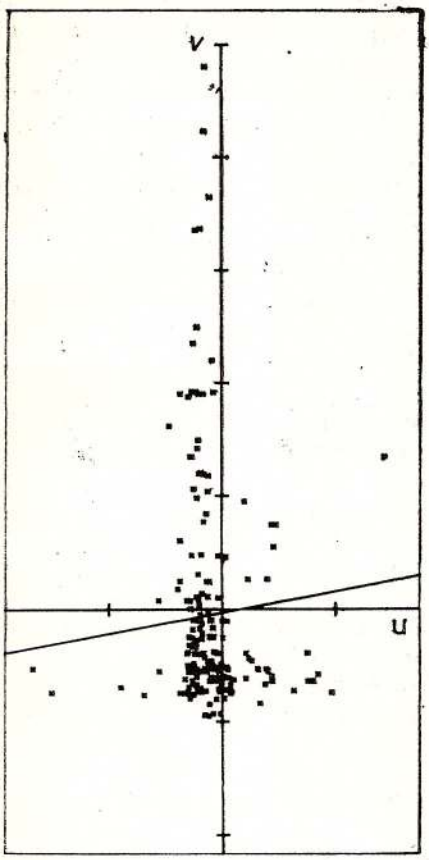


Fig. 6. — Chloride waters: aspect of the $HBO_2 - rCl^-/rNa^+$ correlation.

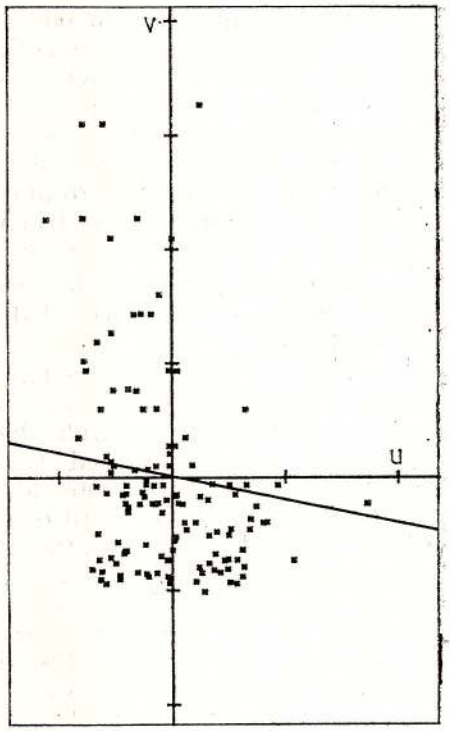


Fig. 7. — Bicarbonated waters: aspect of the $HBO_2 - CO_2$ correlation.

Hydrogeologic-hydrochemical considerations on the accumulation of boron in ground waters of the Carpathian domain

From what has been said so far the following problems with general character can be inferred.

The accumulation of boron in chloride waters of ore waters type is facilitated by the chlorosodic character of the waters, the presence of magnesium in these waters, and, what is more important, by the value of the Cl^-/Na^+ ratio. We mention here that these waters are characteristic of generally closed hydrogeologic structures, with a very slow dynamics and that they have absolutely identical chemical characters, irrespective of their being or not related to hydrocarbon accumulations. In the ore conditions already mentioned it seems natural that in the primary composition of ground waters, irrespective of their origin and their initial chemical character, physical and chemical changes could have taken place that finally

Institutul Geologic al României

lead to a chemically stable type. Waters of the type we have spoken about are chloride waters with excess of sulphates too, with the specification that a process of sulphate reduction is still going on inside. The accumulation of boron in such waters is facilitated by the same factors as in the case of chloride waters and not by the existence of sulphates.

The accumulation of boron in sodic bicarbonated waters is facilitated by the presence of sodium, of the bicarbonate ion and of carbon dioxide. We point out here that sodic bicarbonated waters can appear either in ore conditions similar or almost similar to the chlorosodic ones (the excess of sodium being the result of "echanges de base" phenomena that take place between the waters and adjacent argillaceous rocks), or in zones with active dynamics of ground waters, but in which a recent volcanic activity has taken place and in which the excess of sodium is due to the presence of carbogaseous waters.

In connection with the intimate mechanism of the boron's passing in ground waters of the type that represents the object of the present paper we mention :

The process of the accumulation of boron in ground waters of the Carpathian realm is particularly complex and is very far from representing, in the cases we refer to, simple phenomena of dissolving minerals with boron content. It has been noticed that boron is absent from or appears in uninteresting quantities in almost all the ground waters whose chemical composition represents the result of the dissolution of the soluble compounds of the rocks developed in the Romanian Carpathian realm, irrespective of their chemical character. A striking example is given by the chlorosodic waters developed in relation to the saliferous formations of this region, for which it has been supposed that, after the sodium chloride (or after chlorides in general) deposition, during the halogenesis period, boron has remained in eutonic solution.

The ground waters under investigation represent either waters with slow dynamics belonging to closed hydrogeologic structures (chloride or bicarbonated waters) or waters with active dynamics in regions where products of recent volcanic activity appear (only sodic bicarbonated waters). The process by which boron is accumulated in them can follow two main ways, both of them rather complicated :

In the case of waters with slow dynamics the excess of boron is the result of the long lasting contact of chloride or sodic bicarbonated ground waters with argillaceous rocks. Due to the coloidal nature of part of their constituents and the fineness of grains, these rocks could retain from sea waters, by adsorption, important quantities of salts, chlorides and sulphates. The same rocks could also retain boron of sea water. But in the last case we are far from being in the presence of a simple adsorption as boron compounds are able to dehydrate themselves, to ionize and to pass in generally insoluble compounds. Experimental researches (H a r d e r, 1961) have proved that boron generally tends to concentrate in argillaceous rocks and especially in those of the illite family. When argillaceous sedimentary rocks are placed in marginal regions of platforms, of bend zones, of intramontane depressions, their boron content is considerably

Institutul Geologic al României

higher. The following types of mechanisms have been proposed that can allow for boron to be fixed by argillaceous rocks (A t a m a n, 1967):

— boron fixed in the interfoliar spaces of clays under the form of $B(OH)_3$ that, by a surface reaction, is dehydrated and engenders an insoluble product;

— boron that enters, under the form of boric acid, the interfoliar structures and, after intense ionization in these spaces, B^+ and B^{3+} diffuse in tetrahedrons or octahedrons;

— ionized boric acid at the surface of clay crystals; boron diffuses in the structure without passing through the interfoliar surfaces.

It has also been supposed that boron can replace aluminium and silica in tetrahedric positions.

Any of these elements could lead in the end to the retention of boron in sorbtion state, under the form of isomorphous additions in argillaceous minerals, under the form of mechanic additions of insoluble minerals, or under that of boron of organic substances.

In our opinion, irrespective of the ways boron is fixed by clays, its passing in ground waters can take place through phenomena similar to "échanges de bases" or through difficult diffusion phenomena. The essential element in producing this type of phenomena is the long-lasting contact rock-water caused by the slow dynamics of ground waters. To this we may add, as playing an important role, the hydrochemical factors studied by us in this paper, as well as temperature whose role is obvious. In connection with the latter we mention the presence of waters with high content of boron, superposed on areas with geothermal anomalies.

The accumulation of boron in ground waters with active dynamics (only sodic bicarbonated), in regions where, there was a recent volcanic activity may be considered to represent the result of the turn of insoluble borosilicates and aluminio-borosilicates into soluble boric acid, by carbonic altering.

What has been said on the relations and occurrence of boron in ground waters of the Romanian Carpathian realm makes us state that one of the water chemical categories is that of boric waters.

It is very important to separate this very limited ground water category, as boric waters define only two genetic types:

1. Boric waters of hydrogeologic structures, generally closed, which we shall define as chemically metamorphosed waters (chlorosodic or sodic, bicarbonated, boric waters);

2. Boric waters of zones with recent volcanic activity (only sodic, bicarbonated, boric waters).

It is important to point out that mixtures are possible between the two genetic types, due to the structural-tectonic conditions of the region in which aquifers develop.

In the end we mention that the hydrogeologic-hydrogeochemical aspects the present paper has dealt with, can be extended also out of the Romanian Carpathian realm for similar structural conditions with the exception of the areas where borate accumulations appear where the passage of boron in ground waters has specific characters, altogether different from the ones presented.

Institutul Geologic al României

REFERENCES

Ataman G. (1967) La géochimie du bore et du gallium dans les minéraux argileux. *Chem. Geol.* 2, 4, 66. Paris.

Bussière P. (1978) Réaction d'echange isotopique hétèrogene, effets isotopiques cinétiques associés et leurs implications en hydrogéologie. *Bull. Burr. Rech. Geol. et Min.* II-eme serie sect. III 4, 82. Paris.

Chabanues I. (1958) Le bore et le sofre des eaux de plue de diverses stations de France. *Chem. et Ind.*, 82, 6, 53, Paris.

Harder H. (1961) Einban von Bor in detrische Tonminerale. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 21, 90, New York.

Kapcenco L. N. (1962) Asupra naturii saramurilor clorurate de adincime. *Sov. Geol.* 3, 15, Moscova.

Krainov S. R. (1964) Gidrogeologisceskii metod poiskov mestorojdenii bora. *Izd. „Nedra"* Moscova.

Logan I. A. (1951) Origin of boron in the ground waters of Californ. *Bull. Geol. Soc. Am.* 62, 12, 95, New York.

Maliskaia R. V. (1968) Borul în apele subterane din depresiunea precarpatică. *Sov. Geol* nr. 5, p. 2, Moscova.

Muller C. C. Mc., Cragg C. B., Thode H. G. (1961) Absolute ratio $^{11}B/^{10}B$ in Salt Lake borax. *Geoch. et Cosmoch. Acta* 23, 1–2, 72.

Pitieva K. E. (1968) Legile formării compoziției chimice a apelor subterane. *Vestn. Mosc. Univ.* 2, 51, Moscova.

Scerbacov V. (1961) Gidrogeochimiceskie issledovania pri poiskah i razvedke podzemnih boronosnih vod. *Gos. N.T. Izd. Moscova.*

Institutul Geologic al României

LES PROBLÉMES DU CHANGEMENT DU CHIMISME POUR AMÉLIORER LES FAIBLES DÉBITS DES SOURCES KARSTIQUES DES RÉSERVES ACCUMULÉES [1]

PAR

EUGEN KULLMAN [2]

Un problème important qui s'impose pour l'amélioration de l'utilisation des sources karstiques est la grande amplitude de leur débit. L'un des moyens de rendre plus efficace leur utilisation est l'usage saisonnier des réserves d'eaux karstiques accumulées dans la structure hydrogéologique, source constituant une réserve complémentaire dans les périodes des débits faibles de celle-ci. Ces possibilités ont été utilisées dans plusieurs structures hydrogéologiques karstiques des Carpathes occidentales. Dans la majorité des cas on a obtenu des résultats favorables.

Cependant, on a montré qu'il est aussi nécessaire, sans considérer l'évaluation quantitative, d'accorder une plus grande attention aux changements qualitatifs des eaux karstiques. Sous l'influence du pompage saisonnier des plus grandes quantités d'eaux karstiques durant les périodes de petit emmagasinage de la structure hydrogéologique, un changement expressif du chimisme peut intervenir. Ceci est prouvé par un exemple concret, à savoir la structure hydrogéologique de Lysice du massif de Malá Fatra dans les Carpathes occidentales. C'est une structure hydrogéologique des calcaires et dolomies karstiques formée dans des conditions géologiques difficiles. Elle est drainée par les sources karstiques du voisinage du village de Párnica.

Il s'agit des sources karstiques avec bassin d'alimentation dans les dolomies et les calcaires triasique. Le complexe aquifère des carbonatites de plus de 1000 m d'épaisseur est affecté d'une tectonique compliquée. Il présente des formes digitées qui ont causé le plissement des séries des couches schisteuses du keuper gypseux à l'intérieur du complèxe aquifère, d'où sa division en deux parties (fig. 1). Les carbonatites sont fortement fissurées et karstifiées. Les eaux infiltrées se concentrent vers la marge sud pour descendre à une profondeur d'environ 300 ou 400 m, en poursuivant le système des failles NNE—SSO ; ces eaux traversent ensuite

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8—13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] Dionýz Štúr Institute of Geology, Bratislava, Mlynská dolina 1.

Institutul Geologic al României

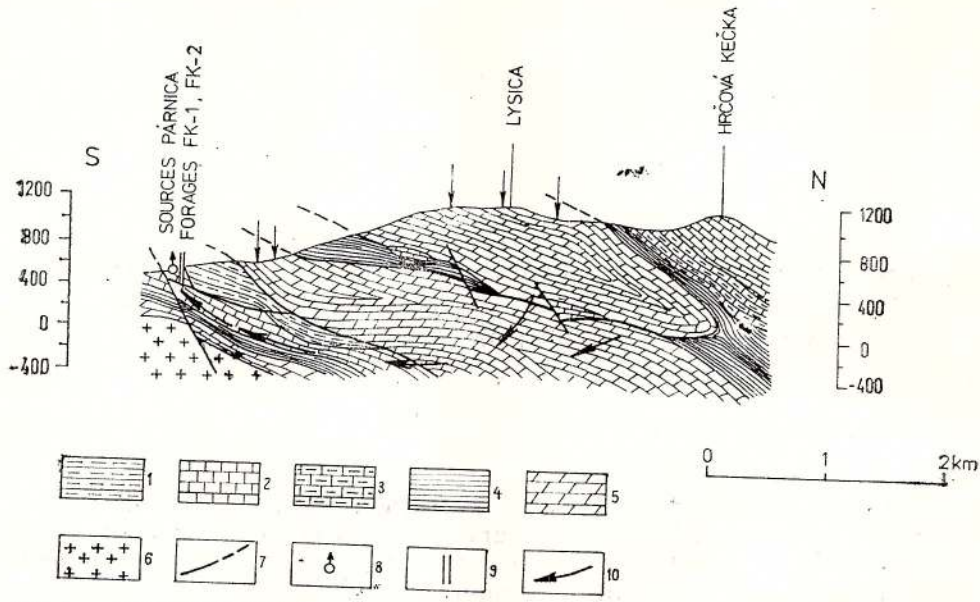


Fig. 1. — Coupe hydrogéologique des sources „Párnica" après E. Kullman — M. Polák 1977; 1, calcaires marneux, schistes et grès crayeux peu perméables; 2, calcaires jurassiques, fisurés et karstifiés perméables; 3, calcaires Rhetien fissurés perméables; 4, les schistes et les grès du Keuper imperméables; 5, dolomies et calcaires triasiques fissurés bien perméables; 6, granites en tout peu perméables; 7, failles et lignes de charriage; 8, sources; 9, les forages hydrogéologiques; 10, les directions supposées de la circulation des eaux souterraines.

les sédiments jurassiques et sortent à la surface par trois sources dans la vallée du ruisseau de Zázrivka. Le débit total des sources varie entre 32 et 440 l/s. La température des sources est constante, plus élevée de 10°C envers la température moyenne annuelle de la région. Elles se caractérisent par une minéralisation totale plus élevée, ayant des teneurs en sulfates élevées.

Le but de l'étude est de :

1. juger les possibilités de l'exploitation augmentée des eaux souterraines pendant les époques d'étiage, par le pompage des puits ;

2. résoudre l'influence des prélèvements augmentés des eaux souterraines sur le changement du chimisme des eaux souterraines par suite des changements des conditions hydrauliques à l'intérieur du complexe aquifère des carbonates ;

3. vérifier lors du pompage des eaux souterraines que le passage des eaux de surface vers les eaux souterraines ne se produise pas.

On a décidé d'assurer un contrôle systématique des débits des sources, de forer des puits hydrogéologiques dans la zone de l'émergence des sources, d'effectuer des essais de pompage au cours de la période des débits faibles des sources.

Pour résoudre le problème concernant l'évaluation des changements du chimisme des eaux souterraines par suite des prélèvements augmentés

Institutul Geologic al României

d'eaux souterraines de la structure hydrogéologique, ainsi que pour vérifier le mélange possible d'eaux souterraines pendant le pompage avec des eaux de surface (eaux du ruisseau de Zázrivka), on a proposé un contrôle systématique du chimisme d'eaux souterraines et superficielles, considérant les teneurs en sulfates. La variation des sulfates représente dans ce cas un bon indicateur du changement du chimisme d'eaux souterraines ainsi que du mélange possible d'eaux souterraines avec des eaux de surface. La teneur en SO_4^- des eaux des sources, sans l'influence du pompage, varie dans les limites de 240 à 300 mg/l et pour les eaux du ruisseau de Zázrivka la teneur en SO_4^- est de 25—40 mg/l.

On a effectué des mesurages systématiques des débits des sources respectives. Pour cela, on a foré 2 puits : MF-1 dans la zone de la source no. 1, à une profondeur de 95 m et MF-2 dans la zone des sources no. 2 et no. 3 à une profondeur de 102,0 m. Ces deux puits ont été forés dans les calcaires siliceux fortement karstifiés du Toarcien-Aalénien.

En 1973, pendant l'hiver, on a essayé de faire un pompage commun de ces deux sources qui a duré 77 jours. Le pompage a eu au commencemet un débit total des sources de 78 l/s. Au cours de cet essai de pompage le débit était constant, arrivant à 200 l/s. Pendant le pompage, les précipitations ont été très réduites. En vertu de la baisse totale du niveau des eaux souterraines, après 67 jours de l'essai de pompage le NH a enregistré des valeurs de 4,0 à 4,2 m, donc les sources ont disparu. Lors de la fonte de neiges les eaux souterraines reviennent à leur débit (fig. 2).

Pour éstimer les changements du chimisme des eaux souterraines et de celles des cours d'eau par la variation de la teneur en SO_4^{-2}, on a constamment enregistré, chaque jour, avant et pendant l'essai de pompage (17.I.1973 à 3.IV.1973), le débit de l'eau. Après l'achèvement de l'essai de pompage, la teneur en SO_4^{-2} a été enregistré chaque semaine pendant les 2 années suivantes (depuis l'avril 1973 jusqu'au février 1 1975).

Les travaux hydrogéologiques ont mis en évidence des importantes réserves d'eaux karstiques accumulées dans la structure hydrogéologique, ainsi que la possibilité d'augmenter le prélèvement des eaux souterraines durant la période d'étiage des réserves d'eaux souterraines des petites dépressions de 4,0 à 4,2 m. On va essayer d'atteindre des débits plus grandes par la création des dépressions encore plus grandes.

L'observation de la teneur en SO_4^{-2} des eaux superficielles et des eaux de puits pendant l'essai de pompage a prouvé que la teneur en sulfates des eaux souterraines n'a pas baissée, fait qui montre qu'aucune dilution avec les eaux de surface n'aurait pas lieu.

On peut noter comme aspect négatif de l'essai de pompage, les changements défavorables considérables intervenus dans l'approvisionnement en eau potable à la suite de la variation du chimisme des eaux souterraines (fig. 2). La teneur en SO_4^{-2} des eaux des sources avant l'essai de pompage accusait une fluctuation de 275 à 320 mg/l. Au cours de la première partie de l'essai de pompage (jusqu'au printemps, quand la structure se renouvele par la fonte des neiges) la teneur en SO_4^{-2} se maintient entre les mêmes limites. Avant la terminaison de l'essai de pompage la teneur en SO_4^{-2} augmente à 350 mg/l. Après avoit terminé l'essai de pompage et après le renouvellement de l'activité des sources (taries au cours de l'essai de

Institutul Geologic al României

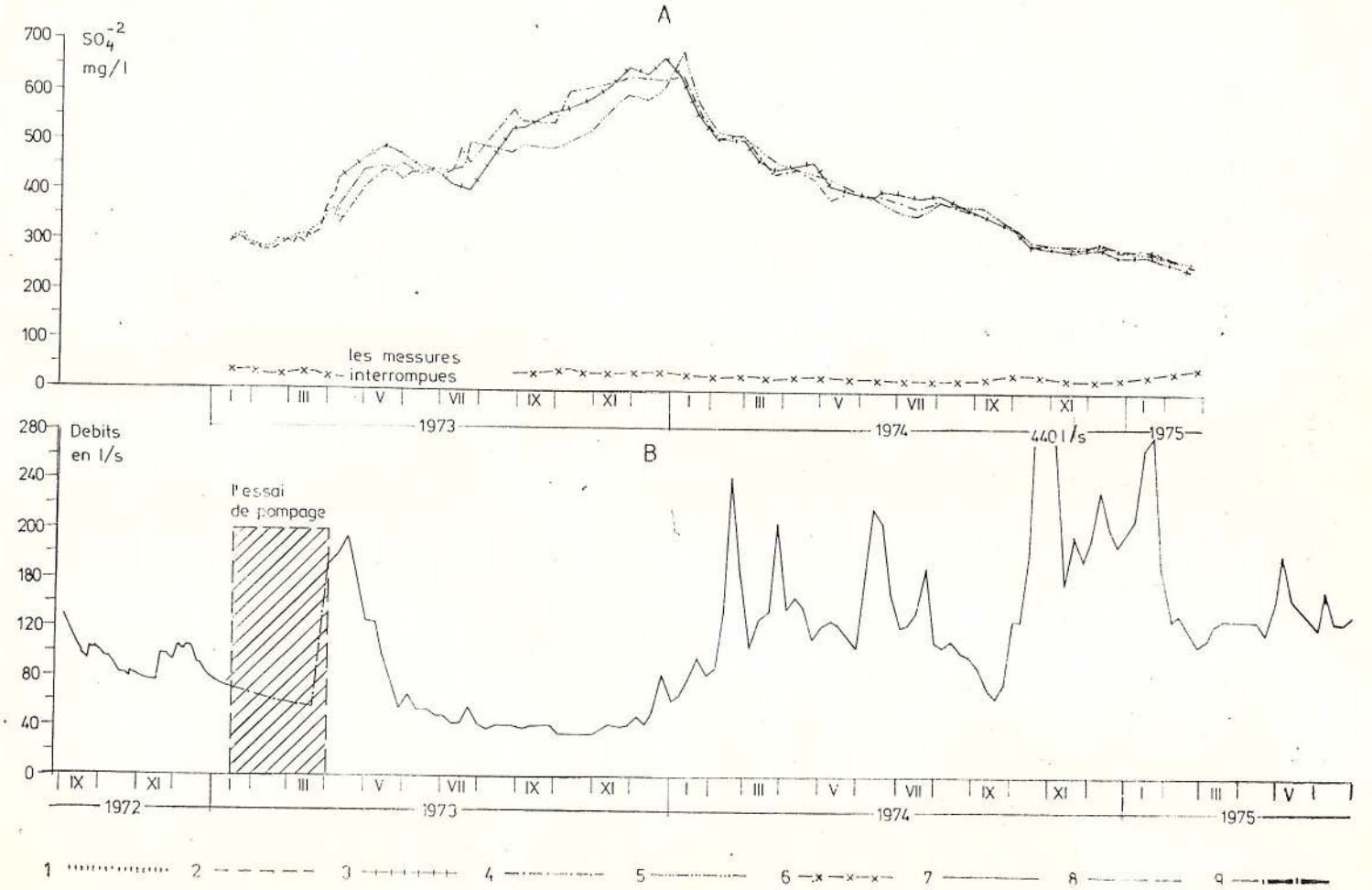


Fig. 2

Institutul Geologic al României

pompage) la teneur en sulfates a augmenté rapidement pendant une période de 9 mois (depuis le mars 1973 jusqu'au janvier 1974). La teneur en SO_4^{-2} des eaux des puits atteignait son maximum en janvier 1974. Après le janvier 1974 se produit une baisse graduelle de la teneur en sulfates, qui a duré 13 mois (jusqu'au février 1975), quand la teneur de celle-ci s'est stabilisé de nouveau à 260—270 mg/l.

En même temps avec l'augmentation et la baisse de la teneur en SO_4^{-2} la minéralisation totale des eaux karstiques s'élevait et baissait. La minéralisation totale des eaux des sources était avant l'essai de pompage de 954—959 mg/l. En décembre 1973 elle avait atteint 1649—1775 mg/l. En février 1975 elle baissait à 844—864 mg/l.

On explique le changement important du chimisme, durant l'essai de pompage soudainement réalisé, par l'acheminement des eaux souterraines minéralisées et enrichies surtout en sulfates, provenant de la partie la plus éloignée de la série des couches aquifères, vers la zone d'émergence des sources (voir le profil hydrogéologique — fig. 1).

Vu ces changements du chimisme des eaux souterraines de cette structure hydrogéologique on a décliné leur exploitation et par conséquent leur évaluation quantitative plus profonde.

Il faut accorder une attention plus grande à l'étude hydrochimique concernant l'augmentation du prélèvement des eaux souterraines des structures hydrogéologiques karstiques. Dans certaines structures peuvent survenir des changements défavorables dans la composition chimique des eaux souterraines qui ne se manifesteront pas toujours au cours des essais de vérification (surtout s'ils sont de courte durée).

Fig. 2. — Changements du débit du taux des sources „Párnica" et changements des teneurs en SO_4^{-2} dans les puits et dans les sources conditionnés par l'essai de pompage aux puits FK-1, FK-2.

A) Déroulement des changements de la teneur en SO_4^{-2} : 1, forage FK-1 ; 3, forage FK-2 ; 3, source 1 ; 4, source 2 ; 5, sources 3 ; 6, le ruisseau de Zázrivka.

B) 7, débit du taux des sources 1—3 ; 8, quantité pompée des puits FK-1, FK-2 ; 9, déroulement assumé du dévit du taux des sources sans l'essai de pompage.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ANDESITES AND THEIR USE IN SLOVAKIAN CIVIL ENGINEERING PRACTICE [1]

BY

R. ONDRÁŠIK, A. HYÁNKOVÁ [2]

Planning of earth structures requires that the search for local sources of natural construction materials and the assessment of possibility of their use are very important since the initial phases of investigation. It resulted from the good experience of the preceding builder generations using selected solid rocks extracted in numerous small quarries in all the mountainous areas of Slovakia that the natural construction material has often been studied in more detail only when the structure type was proposed. Construction development with differentiated specific demands for rock material for various construction elements and passing to a highly mechanized method of extraction has shown, however, that it is not so simple to find suitable and adequately large deposits of homogeneous solid rocks with the required properties, situated in the proximity of the considered structures.

The problem of the assessment of rocks in the vicinity of the future structure site from their use standpoint as construction material and the conditions of extraction is significantly manifested in the area of neovolcanics. In this area the rocks the most spread and the most searched for their structure are the Neogene andesites (Fig. 1). In several areas of the Central and Eastern Slovakia they represent the sole source of solid rocks.

In the past, manual extraction of andesites in numerous small quarries allowed a selective choice and due to it the andesites deserved the fame of an excellent construction and decorative material in a wide area. In the thirties and forties it was largely used as paving stone for road construction and as ashlar stone for road and bridge construction in the whole territory. They were made from various varieties of pyroxenic andesites, including the autometamorphosed types whose workability was very good.

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] Departement of Engineering Geology, Comenius University, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava (Czechoslovakia).

Institutul Geologic al României

After passing to mechanized extraction a considerable part of quarries was abandoned, because there arose problems related to the irregularity and heterogeneity of andesite bodies. It is the result of a stratovolcanic

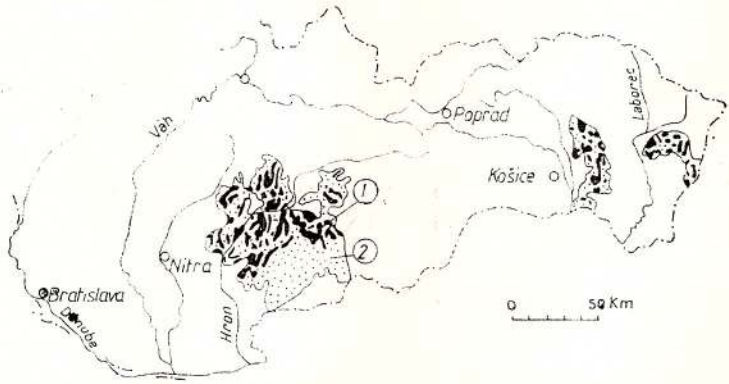


Fig. 1. — Position of the andesite bodies (1) among pyroclastics (2) in the West Carpathian neovolcanics.

structure of neovolcanics which is manifest not only in the alternation of pyroclastics and lava flows, but also in the complicated structure of the lava flows themselves. The andesite bodies are characterized by the form variety and complicated deposition conditions (Fig. 2, 3), the structure unhomogeneity even within the individual bodies (Fig. 4) and the presence of enclaves, or even the intercalation of pyroclastics (Fig. 5). To this add a varied degree of tectonic failure and hydrothermal alteration. Intense tectonic failure and a high degree of hydrothermal alteration (sometimes of regional character are related to regional fault systems in the base-

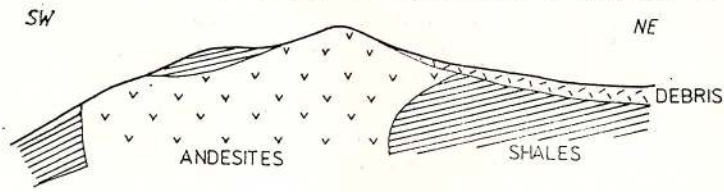


Fig. 2. — Pyroxene andesite body penetrating through shales of Paleogene age.

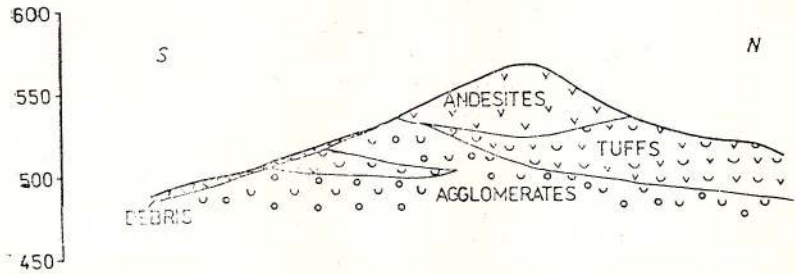


Fig. 3. — Relic of pyroxene andesite flow overlain by various pyroclastics.

Institutul Geologic al României

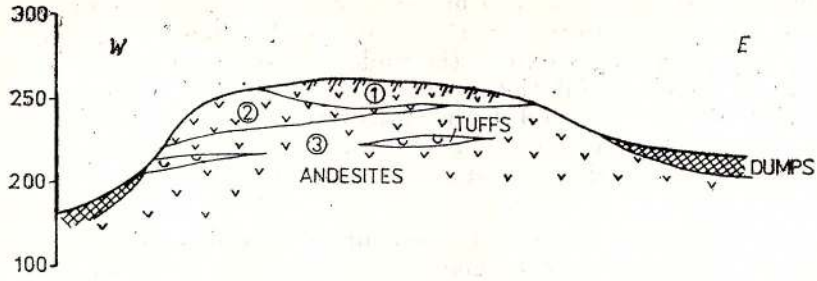


Fig. 4. — Pyroxene andesite body of various structure. 1, irregular polyhedric; 2, platy; 3, prismatic and tuff enclave.

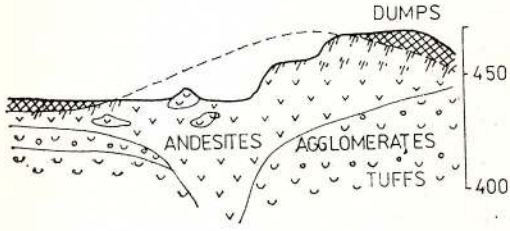


Fig. 5. — Pyroxene andesites of varied colour with intercalation of agglomerate.

ment of neovolcanics. The development of river network is related to fault systems. Connected with it is the fact that andesites outcropping in the valley slopes are mostly tectonically disintegrated or hydrothermally altered. The most suitable material is obtained of andesite bodies in the summit less accessible parts of the mountain ranges. Here, however, it is necessary to consider a thick overburden of intensely weathered andesites (Fig. 6).

Presently the traditional stone production (paving stone, ashlars etc.) is still kept on in a small scale. Due to production requirements for the jointing character of andesite bodies, the foundation of quarries, requirements for maintaining the natural humidity of the extracted stone, as well as those relating to its working, the modern mechanization can be used only to a limited extent. The quarries serving to this purpose are built on the northern slopes, the coyot-hole blast cannot be used in the extraction, before working the extracted material cannot be exposed to sun for

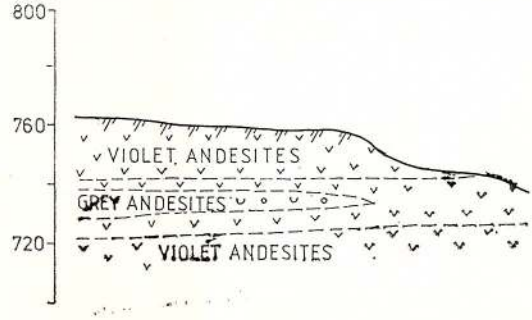


Fig. 6. — Pyroxene andesite body with enclaves of pyroclastics and irregular thick weathered zone.

Institutul Geologic al României

a longer period of time and in making the individual kinds of stone products it is necessary to respect the natural structure of the rock.

To a much larger extent the andesites are used for the production of chips of varied granulation for the most multiform purposes. The andesite chips proved very good in the transport structures with the exception of the wearing courses. Due to a uniform smoothing of the andesite chips there occurs a reduced adhesion of the tyres to the asphalt or concrete top courses.

Stone cut from andesite is used for earth and building structures of the most varied types. Very good experience was obtained from its use in transport and ground building industry. However, serious problems arise in using andesites in more exacting structures in the hydrotechnical building industry. Mainly weathered and hydrothermally altered andesites show a small resistance to weathering under conditions of extreme temperature and humidity changes. As an example is the rapid disintegration of andesite blocks used for the earth dam rip-rap of the Podvihorlat water reservoir dam in the Eastern Slovakia (Ondrášik, Nešvara, 1976). A complete disintegration of parts of blocks of propylitized or weathered andesites took place after 7 years of operation and the rip-rap had to be reconstructed. Similar low resistance to weathering is manifest also on the surface of andesite structures near the groundwater table or within the reach of capillary diffusion (Ondrášik, 1976).

The assessment of the resistance of andesites appears to be a great problem, because the individual types and varieties of andesites are characterized by different properties (Matula, Hyánková, Ondrášik, 1980). The lowest resistance show the vitrophyric andesites, on the contrary the most resistant are the pyroxenic andesites which is pointed to by the laboratory values of the coefficient of softening (tab.). However,

TABLE

Rock types	Statistical values	Dry density ϱ_d, g · cm^{-3}	Porosity n. %	Absorption /by weight/ N_w %	Compressive strength σ_c MPa	Coefficient of softening k_s
Pyroxene andesites	$\bar{X}$	2,68	2,90	0,53	225	0,807
	V	0,96	42,76	46,68	23,31	12,63
	S	2,57	1,24	0,25	52,46	0,10
Vitrophyric andesites	$\bar{X}$	2,57	3,04	0,83	195	0,59
	V	2,95	30,90	31,70	19,10	8,00
	S	7,61	0,94	0,26	38,11	4,74
Amphibole-biotite andesites	$\bar{X}$	2,50	7,32	2,00	142	0,68
	V	3,11	33,36	42,35	22,57	14,29
	VS	7,78	2,46	0,85	31,10	9,71
Propylitized pyroxene andesite /from Kaluza/	$\bar{X}$	2,50	8,80	2,54	160	0,73

$\bar{X}$ — mean value
V — variation coefficient
S — standard deviation

Institutul Geologic al României

even in pyroxenic andesites a significant reduction in resistance takes place if they are affected by propylitization or by chemical weathering which, however, is not always manifest macroscopically. As a criterium of a secondary metamorphosis of good use are the dry bulk density, porosity, weight absorption and sonic pulse velocity.

The given facts require a more thorough investigation of andesite bodies with regard to regional laws of the geological-tectonical structure and to forming the engineering geological properties in the individual development stages while respecting the purpose of use.

REFERENCES

Matula M., Hyánková A., Ondrásik R. (1980) Influence of Petrogenetic Features on the Physical Properties of the West Carpathian Andesites. *Bull. IAEG*, 22, 245—252, Krefeld.

Ondrášik R. (1976) The Influence of Weathering on the Engineering Properties of Andesites. *Geol. Carp.* 27 (2), 331—346, Bratislava.

— Nešvara J. (1976) Failure of Upstream Slope Protection of Unsorted Stone at the Podvihorlat Earth Dam. *Acta Geol. Univ. Com.* 29, 99—117. Bratislava.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

DIE ANWENDUNG NATÜRLICHER, TECHNISCHER UND ÖKONOMISCHER PARAMETER IN DEN GEOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGSARBEITEN NACH KOHLENWASSERSTOFFEN [1]

VON

LÁSZLÓ POGÁNY[2], HANNES HENKEL [2]

Einführung

Der Bericht bietet einen Überblick über den Zusammenhang zwischen den auf dem Gebiet des Kohlenwasserstoffbergbaus bestehenden natürlichen (geologischen) Gegebenheiten, technischen Möglichkeiten und ökonomischen Erscheinungen, welche für den mittleren Teil des Karpatenbeckens in verallgemeinerbarer Form darstellbar sind. Die Verallgemeinerung ergab auf dem Wege einer wieder-holt erweiterten und überprüften mathematisch-statistischen Analyse der Datenmengen, welche sich auf den Zeitraum der letzten 30 Jahre beziehen, für sämtliche wichtigen Bereiche des Kohlenwasserstoffbergbaus zahlenmässig ausdrückbare Zusammenhänge. Im weiteren erläutern wir einige allgemeine Zusammenhänge. Die in den Funktionen zur Beschreibung der natürlichen, technischen und wirtschaftlichen Lösungsmöglichkeiten dienenden Konstanten $(a, \ldots, h)$ besitzen für jede gewählte Datenmenge einen konkreten, von Fall zu Fall zu bestimmenden Wert.

Zusammenhang der geologischen Untersuchungsarbeiten mit dem Prozess des Erkennens des Vorrats

Entsprechend den bekannten allgemeinen Formeln besteht zwischen der Geschwindigkeit der geologischen Untersuchungsarbeiten (y), der Vorratsdichte (D) und der dimensionslosen Zeit (t) ein exponentieller Zusammenhang:

$$y = D \cdot t \exp\left[-(at + bt^2)\right] \qquad (1)$$

---

[1] Vorgetragen am 12. Kongress der Karpato-Balkanischen Geologischen Assoziation 8—13 September 1981, Bukarest, Rumänian.

[2] SZKFI Budapest, Ungarn.

Institutul Geologic al României

Auf dem untersuchten Bereich sahen wir der Einfachheit halber die Vorratsdichte als konstant an, die dimensionslose Zeit charakterisierten wir mit dem schon entdeckten Anteil des potentiellen geologischen Vorrats (x), die Geschwindigkeit (den Erfolgskoeffizient der geologischen Untersuchungsarbeiten) drückten wir mit dem auf die Meterzahl der FSE-Bohrungen bezogenen Wachstum des initialen industriell verwertbaren Vorrats (y_e) aus, den exponentiellen Zusammenhang verwendeten wir in modifizierter Form (OKGT—OGIL, 1979):

$$y_e = \exp(a + bx + cx^2 + d \ln x) \tag{2}$$

Auf Grund der potentiellen Vorratsschätzungen und der sich auf 30 Jahre beziehenden Ergebnisse der Tiefbohrerkundung stellte sich heraus, dass der Erfolg der FSE bei einen bestimmten Anteil der Entdeckung des potentiellen geologischen Vorrats ein Maximum zeigt, und davor und danach fallende Tendenz aufweist (Abb. 1). Der mögliche Fehler der Rechnung beträgt +15 % mit einer Wahrscheinlichkeit von 70 %. Über die Auswahl und die Teufenverteilung der bisher entdeckten Vorräte

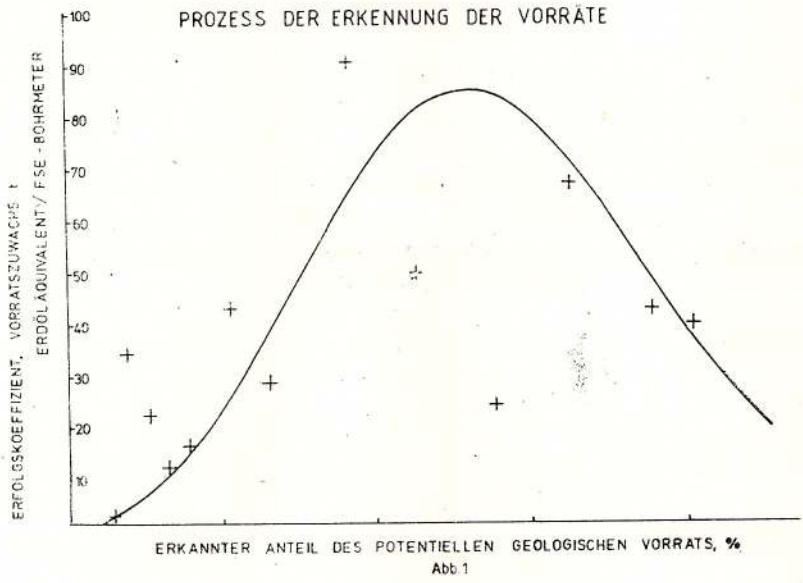


Abb. 1

informieren Abb. 2 und Abb. 3. Der Zusammenhang kann sich verändern, wenn sich die potentielle Vorratsdichte oder die Möglichkeiten der geologischen Untersuchungsarbeiten wesentlich verändern.

Institutul Geologic al României

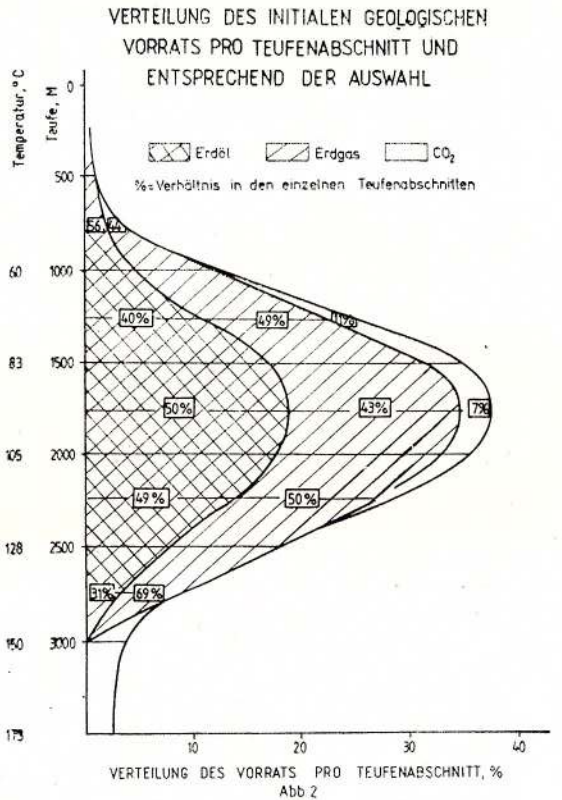


Abb 2

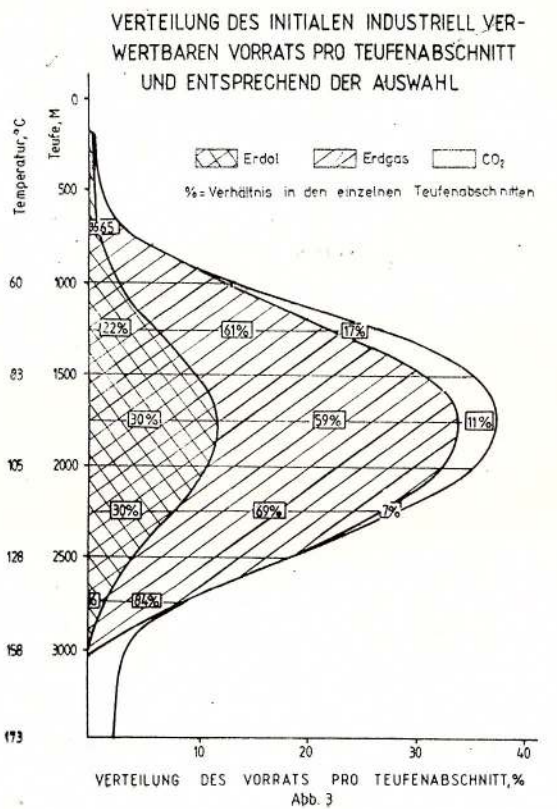


Abb. 3

Institutul Geologic al României

Beschreibung der seismischen Indikationen der bodenphysikalischen Vorerkundung

Auf der Grundlage einiger tausend Klassifizierungen (wiederholte Aufarbeitung mehrerer hundert seismischer Indikationen) entwickelten wir auf EDV-Basis ein Aufarbeitungssystem für die geophysikalischen Indikationen (OKGT-SZKFI, 1980). Charakteristische Kriterien sind dabei: in einem Codezahlsystem erfasste Identifikations — und territoriale Merkmale, das Jahr der Identifikation und der Beschreibung sowie der Typ und Umfang der Indikationen und deren Stand (Ergebnis) der Tiefbohrerkundung. Das geologische Zeitalter bzw. Fazies grenzten wir folgendermassen ab: 1. kristallines Grundgestein; 2. älter als Tertiär, innerhalb dessen Paläozoikum Mesozoikum und Flis; 3. Tertiär, innerhalb dessen Oligozän (Eozän), nicht genau bestimmte Vorkommen, Miozän und Pannonsch.

Wirkung der natürlichen Gegebenheiten und der technischen Möglichkeiten auf die Kosten des Tiefbohrens

Die systematische mathematisch-statistische Analyse der geologisch-technisch-ökonomischen Zusammenhänge vieler tausend einzelner Tiefbohrungen führte zu dem Ergebnis, dass zwischen den Kosten der FSE- und Aufschlussbohrungen (y_2) und der Tiefe der Bohrungen (m) sowie der zeitlichen Veränderung der Kosten (t_2) ein enfacher exponentieller funktionneller Zusammenhang besteht (OKGT-OGIL, 1975—1979):

$$y_2 = t_2 a e^{bm} \tag{3}$$

Die für die natürlichen Gegebenheiten und die technischen Möglichkeiten charakteristischen Konstanten (a, b) werden sich bis dahin nicht wesentlich verändern, solange die mit der Veränderung (Verschlechterung) der natürlichen Gegebenheiten und dem waschsenden Informationsbedarf einhergehende Kostensteigerung durch die Erhöhung des Niveaus des Tiefbohrens und der Informationsbeschaffung ausgeglichen wird. Der mögliche Fehler beträgt bei Förderbohrungen $\pm 14\,\%$, bei Erkundungsbohrungen jedoch $\pm 37\,\%$ bei jeweils 70 % Wahrscheinlichkeit. Der letztere Fehler sinkt jedoch beträchtlich, wenn wir die Grundbohrungen, die auf neuen Gebieten ersten Bohrungen sowie die Bohrungen mit einer Teufe von über 4000 m nicht in Betracht ziehen.

Die Wirkung von Auswahl und Qualität auf die Kostengrenze (auf den Gebrauchswert)

Als Kostengrenze der mineralischen Rohstoffe sehen wir die zur Befriedigung des perspektivischen volkswirtschaftlichen Bedarfs noch notwendigen Marginalkosten an. Im Falle von Kohlenwasserstoffimport sind die Importkosten massgebend. Die auf den Ort der Förderung bezogene Kostengrenze (w) wird von der Auswahl (v), den Qualitätsfaktoren

Institutul Geologic al României

(q) sowie von den Transportkosten (s) beeinflusst und wird wie folgt ausgedrückt (P o g á n y, 1980; P o g á n y, C s a b a, 1978):

$$w_v = a_v [b_j \cdot q_j] - s_v \tag{4}$$

Die obigen Qualitätsfaktoren sind bei Erdöl die Dichte (das spezifische Gewicht) und die Kohlenwasserstoffzusammensetzung, bei Erdgas

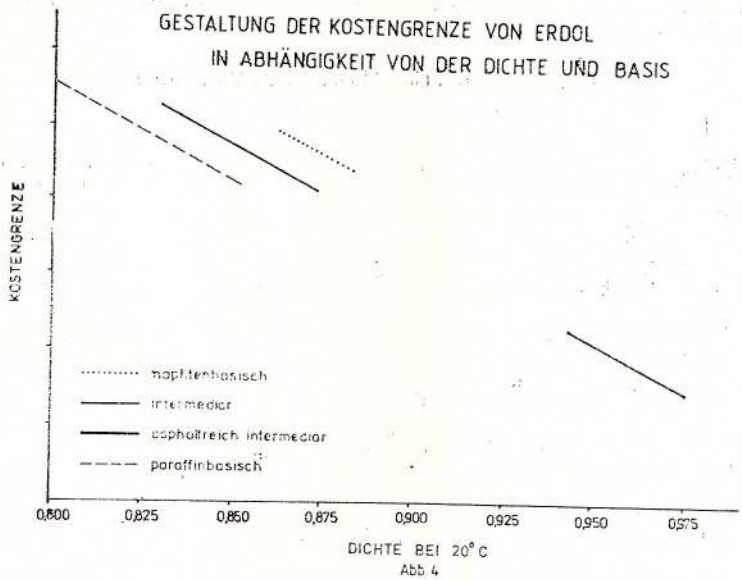


Abb 4

der Heizwert und der Inertgehalt, bei Kohlendioxyd jedoch der CO_2-Gehalt des Rohgases. Abb. 4 informiert auf Grund einer auf zahlreichen Analogien basierenden systematischen Untersuchung über die Kostengrenze des Erdöls.

Die Wirkung von natürlichen und technischen Parametern auf die Kosten

Im Sinne der Konsistenzuntersuchung, die sich auf viele hundert Vorkommen gründet, werden die Kosten unter den natürlichen Parametern im allgemeinen von der Vorratsgrösse, in den Phasen der FSE von der Vorratsdichte, bei der Förderung von der zum Abbau notwendigen Sondenzahl und vom Prozess des Abbaus in verhältnismässig grossem Masse beeinflusst. Der beobachtete enge Zusammenhang bildet die Grundlage für die Funktionen der natürlichen Parameter (P o g á n y, C s a b a, 1978; OKGT - OGIL, 1979). Den zwischen der Grösse des initialen industriell verwertbaren Vorrats (Q), der Sondenzahl (K) und den Realkosten (k) bestehenden Zusammenhang können wir für die Abschnitte

Institutul Geologic al României

der Vorratsgrösse mit jeweils einem nicht vollständigen Polynom in zwei Variablen beschreiben :

$$k = a + bQ + c\frac{Q}{K} + dQ\left(\frac{Q}{K}\right) + eQ^2 + f\left(\frac{Q}{K}\right)^2 + gQ^2\left(\frac{Q}{K}\right) + hQ^3 \qquad (5)$$

Die Vorratsgrösse-Sondenzahlfunktion der Realkosten von Erdöl (und Begleitgas), sowie von Erdgas (und Kohlendioxyd) stellen die Abb. 5, Abb. 6 und Abb. 6 vor.

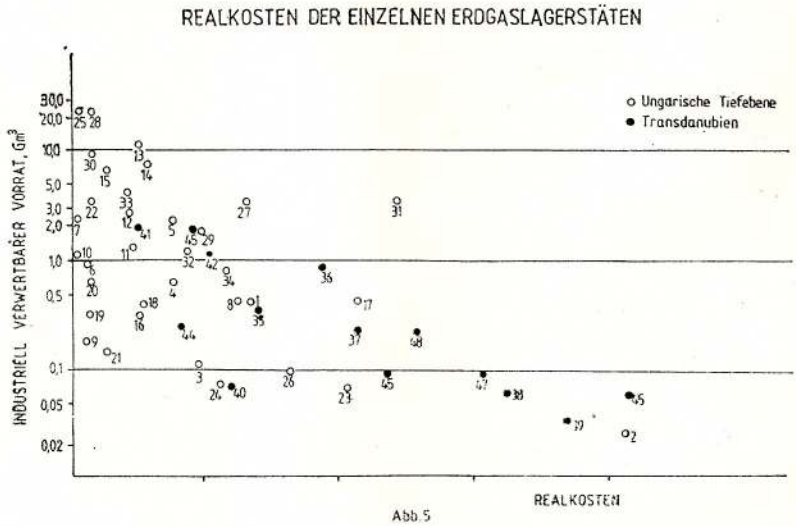


Abb. 5

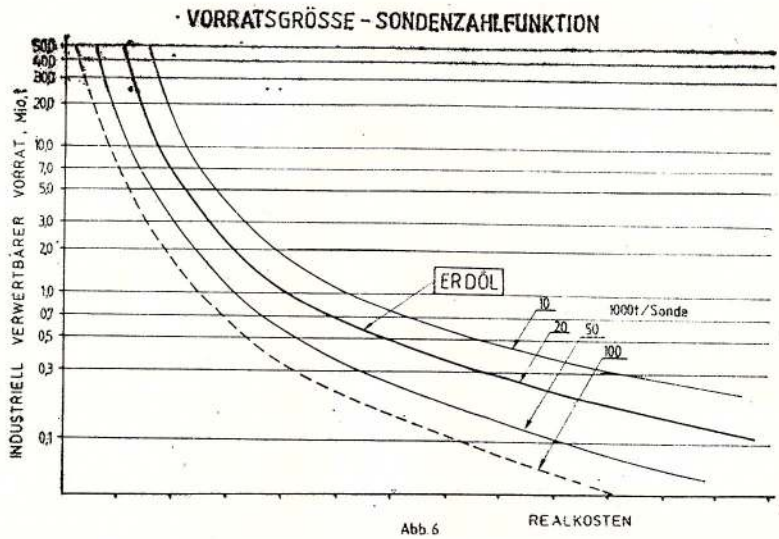


Abb. 6

Institutul Geologic al României

Die verhältnismässige Gestaltung der Förderungsrealkosten (i) von Erdöl und Erdgas kann in Abhängigkeit vom Quotienten aus gefördertem (T) und initialen industriell verwertbaren Vorrat (Q) durch ein

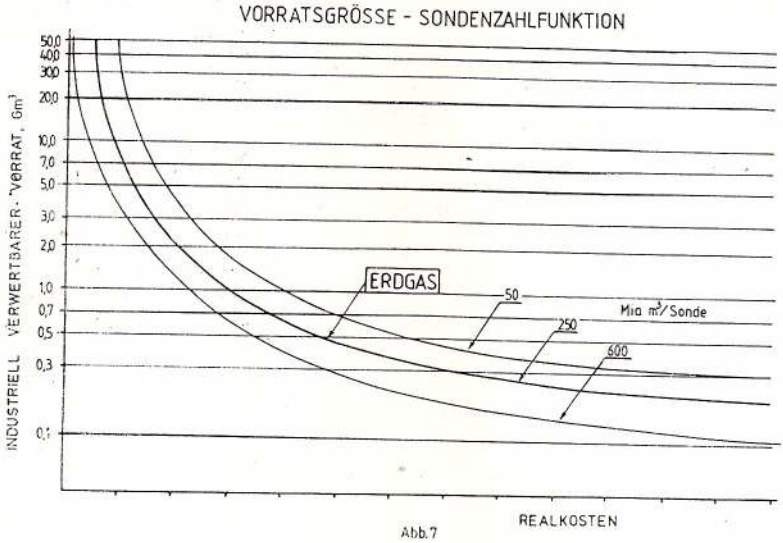


Abb.7

auf jedem der Abschnitte Förderanlauf, konstante Förderung, stufenweise Erschöpfung durch ein Polynom zweiten Grades beschrieben werden :

$$i = a + b\left(\frac{T}{Q}\right) + c\left(\frac{T}{Q}\right)^2 \qquad (6)$$

Abb. 8 stellt die Kostenbedarfsfunktion für Erdöl und Erdgas mit abweichenden Speichereingenschaften dar.

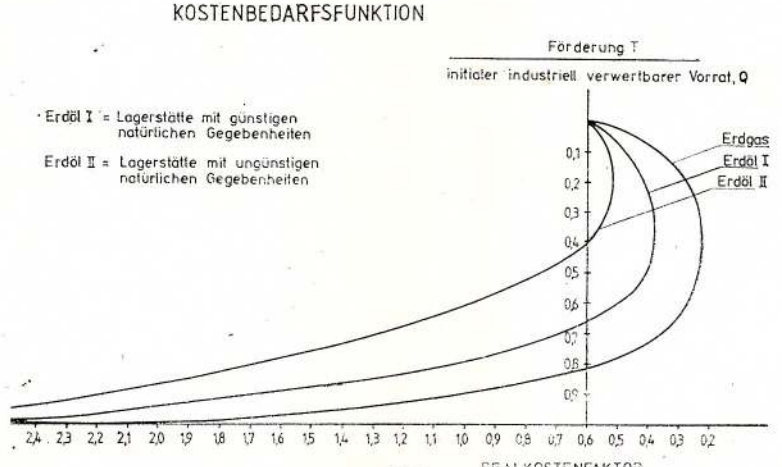


Abb 8

Institutul Geologic al României

Anwendung

Die vorgestellten Zusammenhänge gelangten zur Anwendung bei der Beurteilung und Prognose des Fortschreitens der geologischen Untersuchungsarbeiten, bei der Festlegung der Bohrpunkte, bei der Kostenwirtschaft der FSE (Normative, Prognose), bei der Bewertung von Lagerstätten mineralischer Rohstoffe und bei der Klassifizierung der Abbauwürdigkeit, bei der Bewertung der Nutzung von Lagerstätten mineralischer Rohstoffe mit Hilfe von Systemen und Funktionen und sich daran anschliessend zur Schätzung des Risikos der FSE (OKGT-OGIL, 1979), sowie bei der Ausarbeitung des mittel-und langfristigen Entwicklungsmodells für den Bergbau (P o g á n y, 1981). Im Hinblick auf weitere Anwendungsmöglichkeiten heben wir die Teilrechnungen der prognostischen Lagerstättenschätzung sowie die laufende Verfeinerung des geologischen Modells und der Konzeption der geologischen Untersuchungsarbeiten hervor.

Bezeichnungen

y Geschwindigkeit (Fortschreiten) der FSE, im allgemeinen
D Vorratsdichte, im allgemeinen
t dimensionslose Zeit, im allgemeinen
x entdeckter Anteil des potentiellen geologischen Vorrats, %
y_e initialer industriell verwertbarer Vorratszuwachs, bezogen auf die Meterzahl der Erkundungsbohrungen, %
y_2 Kosten der Tiefbohrerkundung, in Geldeinheiten
t_2 Z eitfaktor der Kostenveränderung, im allgemeinen
m Teufe der Tiefbohrung, m
w Kostengrenze, in Geldeinheiten
q Bezeichnung des Qualitätsfaktors
j laufende Nummer des Qualitätsfaktors
v Bezeichnung der Auswahl
s Transportkosten in Geldeinheiten
Q initialer industriell verwertbarer Vorrat, t, m^3
T ausgebrachter industriell verwertbarer Vorrat, t, m^3
k Realkosten, in Geldeinheiten
K zum Abbau des Vorkommens notwendige Sondenzahl, Stück verhältnismässige Realkostengestaltung der Förderung, dimensionslos
$a, \ldots, h$ Konstanten, abhängig von geologischen, technischen und ökonomischen Faktoren.

LITERATUR

OKGT-OGIL (1975 — 1979) Materialien zum Thema der Analyse und Entwicklung von Kostennormativen für die FSE.

OKGT-OGIL (1979) Aussichten der geologischen Untersuchung nach Kohlenwasserstoffen in Ungarn und Prognose des Erfolgskoeffizienten.

Institutul Geologic al României

OKGT-OGIL (1979) Bewertung der geologischen Untersuchungsarbeiten nach Kohlenwasserstoffen und Kohlendioxyd mit Hilfe von Systemen und Funktionen.

OKGT-SZKFI. (1980) Die Situation der bodengeophysikalischen Vorerkundung.

Pogány L., Csaba É. (1978) Methodik der ökonomischen Bewertung von Lagerstätten mineralischer Rohstoffe mit Hilfe von natürlichen Parametern. *Kőolaj és Földgáz 5* 152–157.

— (1980) Bewertung von Kohlenwasserstofflagerstätten und Entscheidung-sgrundlagen ihrer volkswirtschaftlichen Nutzung. *Neue Bergbautechnik, 10.* 5 277–81.

— (1981) Langfristige Leitung und Plannung geologischer Untersuchungsarbeiten und des Abbaues mineralischer Rohstoffe. XXXII. *Berg-und Hüttenmänischer Tag.* Freiberg.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ARTESIAN WATER LEVEL FLUCTUATION IN DEEP SEDIMENTARY BASINS [1]

BY

ANDRÁS RÓNAI [2]

Underground water level movements are observed and studied in artesian basins first of all from the point of view of the household water. Check-wells, test wells are built to study the sinking process of the confined water levels-due to the growing water production from the underground aquifers.

Now, one cannot interpret the man-made impact on the piezometric changes of the water level in the deep situated aquifers, without knowing the natural fluctuation of these levels.

It is hard to find a more adequate territory for the investigation of underground water movements, than the Great Hungarian Plain. In this vast basin the thickness of the Quaternary granular layers exceeds 600 m, and below them follows another sandy-clayey sequence, the Pliocene series, with a thickness of 3000—5000 m. Within these vast complexes there are all sorts of aquifers, discovered by many thousands of artesian wells and by many thousands gas — and oil exploratory boreholes.

In the Hungarian part of this Lowland the Hungarian Geological Institute established a net of artesian check wells, far from places with huge water production, in order to observe the natural fluctuation of the water level at different depths. In the selected points geological key boreholes were put down and the cores of the profiles minutely analysed. The best water bearing layers were pumped and hydrodynamically, geochemically and geophysically tested. After these experiments 2—3—4 separate wells have been built for checking the water movement at different depths. The deepest well goes to a depth of 1100 m and taps an Upper Pliocene sequence. The majority of the wells are tapping Quaternary aquifers at a depth from 50—100 m to 500—600 m.

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

[2] Hungarian Geological Institute.

Institutul Geologic al României

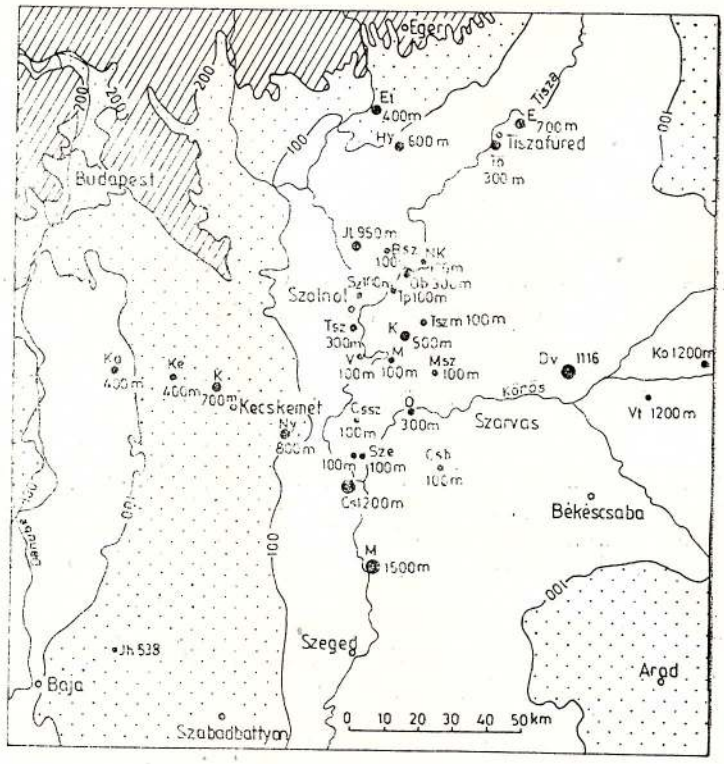


Fig. 1. — Geological research borcholes in the Great Hungarian Plain. Made by the Hungarian Geological Institute 1965—1980.

Main types of natural fluctuations of the underground water level

The natural causes of the piezometric water level fluctuation in the underground aquifers are the following:

1. Periodic fluctuation caused by the tide of the earth surface. The period is 12 hours. The size of a few centimeter order;

2. Fluctuations caused by atmospheric pressure changes. The cycles are about weeks long, the size of a few decimeters;

3. Seasonal fluctuation caused by yearly natural recharge and discharge of the aquifers. The period is one year, the size of the level change attains some meters;

4. Multi-annual growing and diminishing trend of the natural recharge and discharge in the aquifer. The shortest cycles observed as yet are 9—14 years;

5. Extraordinary fluctuations caused by big floods, blows, earthquakes etc.

Institutul Geologic al României

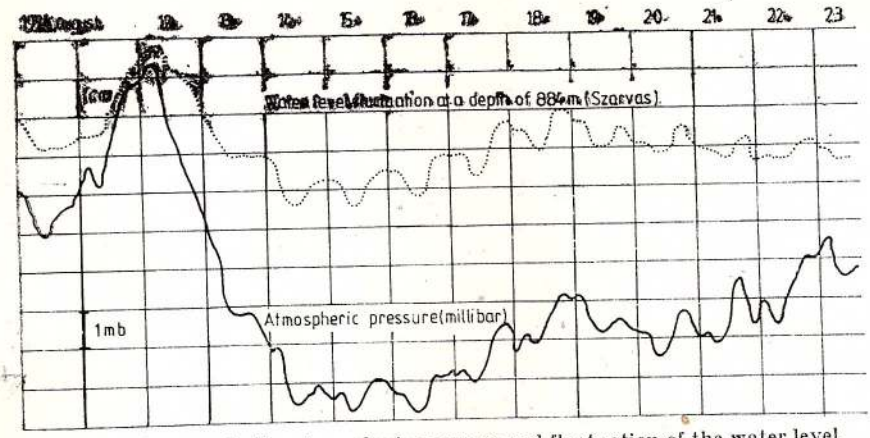


Fig. 2. — Changes in the atmospheric pressure and fluctuation of the water level.

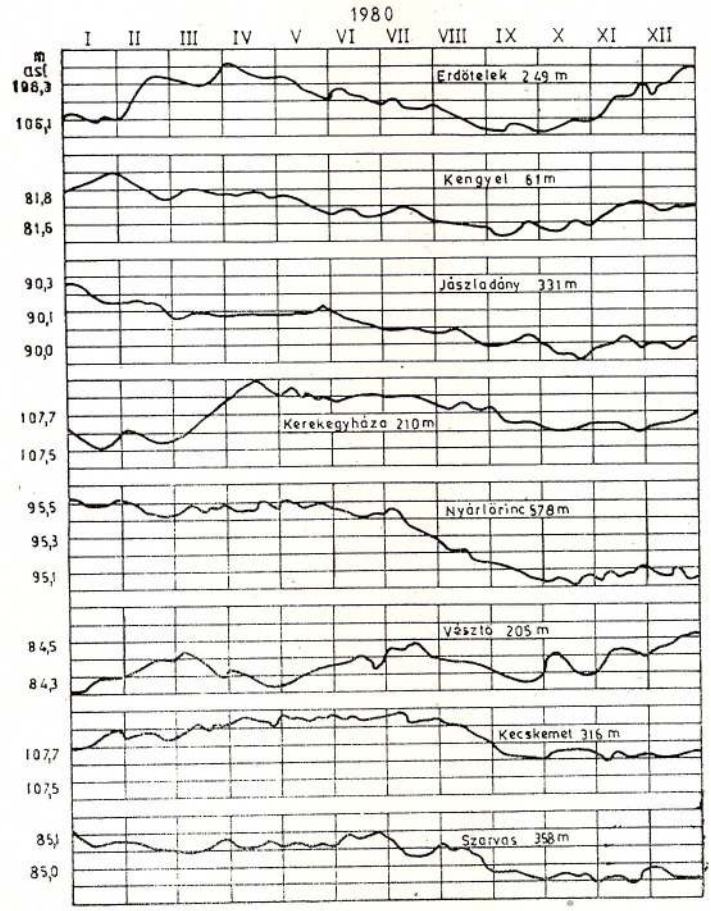


Fig. 3. — Seasonal water level fluctuation in artesian aquifers 1980.

Institutul Geologic al României

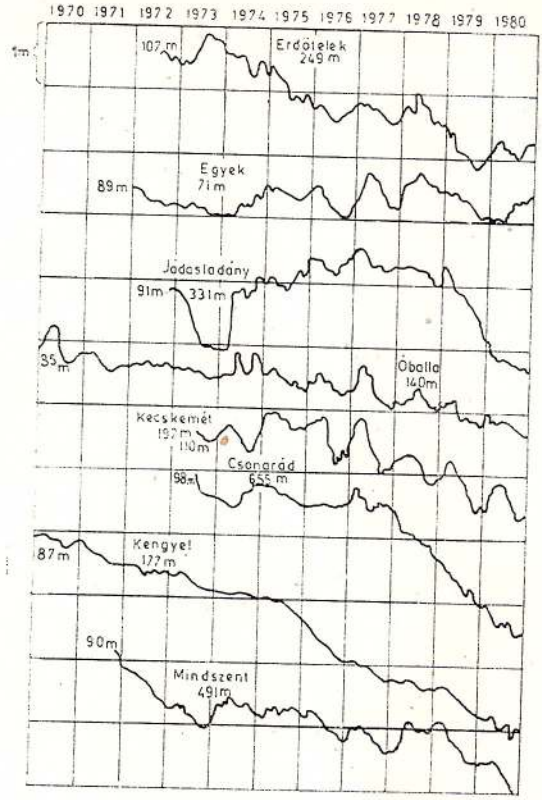


Fig. 4. — Multi-annual water level fluctuation in artesian aquifers.

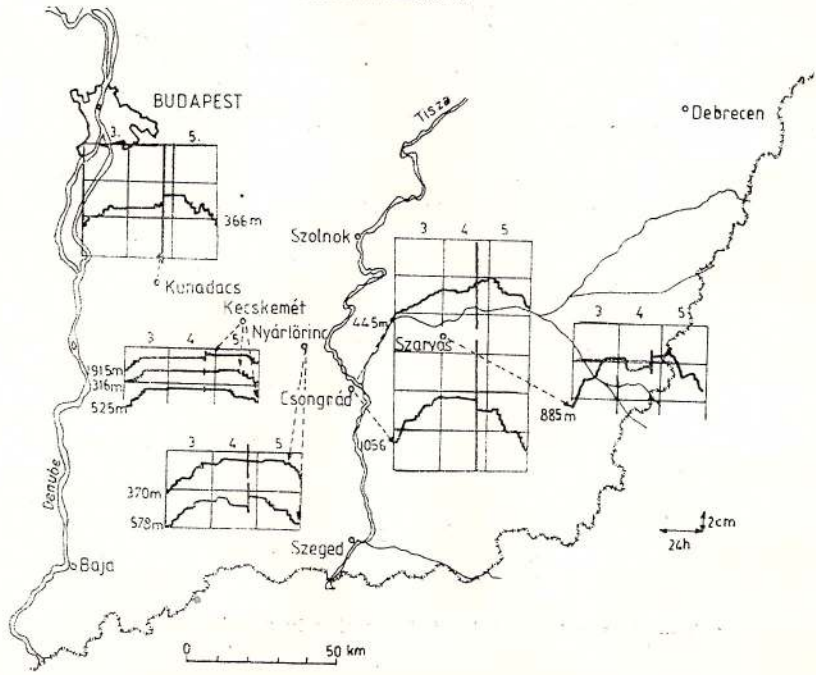


Fig. 5. — Water level fluctuation in artesian check-wells caused by the earthquake in Romania, 4 March 1977.

Institutul Geologic al României

Peculiarities observed in the level fluctuation of the artesian check-wells

The most important peculiarity observed in the check wells concerns the size of the fluctuating movement according to the depth. Generally the level changes caused by the earth tide and atmospheric pressure differences appear at some depth only and not close to the surface.

The range of the fluctuation is growing toward the depth. Much more complicated is the correlation between the range of the seasonal and multi-annual water level fluctuations and the depth of the confined aquifers. The most important operating effect is the development of the pressure at the different depths. Additional effects are the morphology of the surface, the granulometry of the water bearing layers, the conditions of filtration, the direction of the large scale underground circulation of the water, the volume of the recharged water and the proximity of the inhibition territory.

Two kinds of pressure situations can be observed in the Qauternary and Pliocene sediment sequences in the Great Hungarian Basin. Below the higher situated sand hills, there is a negative pressure gradient, that means that the piezometric head of the water bearing layer is always lower and lower as we go downwards. On the contrary, the pressure gradient is positive on the low situated clay-covered regions, which means that the piezometric head of the water bearing layers is higher and higher as we go downwards. This situation displays the large extent underground circulation of the water. The infiltration and downward movement of the water on the higher situated sandy territories and an upward movement of the water on the low situated regions.

We find the negative pressure anomaly existing to about 300 — 500 m depth in the Hungarian Basin, then it changes to positive gradient at a greater depth.

The seasonal and multi-annual fluctuation of the artesian water level is growing in size as we go downwards to the depth in regions with positive pressure anomaly and diminishes on the territories where the pressure gradient is negative.

The range of the water level fluctuation is in correlation with the granulometry of the water bearing layers in non confined aquifers. The finer the granulometric composition of the water bearing layer, the higher the amplitude of the level oscillation, presumed that the volume of the recharge is the same. In the deeper confined aquifers the relation is more complicated — than it was mentioned above. It is not easy to find a simple number or formula for characteristing the granulometry of a vast aquifer. It is usual to use instead of the granulometry the specific yield of the wells, which gives information on the productivity of the aquifer. There must be a correlation between the granulometry, the yield of the aquifer and the range of the water level fluctuation too. Nevertheless this relation is influenced first of all by the pressure conditions and by many other adjacent factors.

Institutul Geologic al României

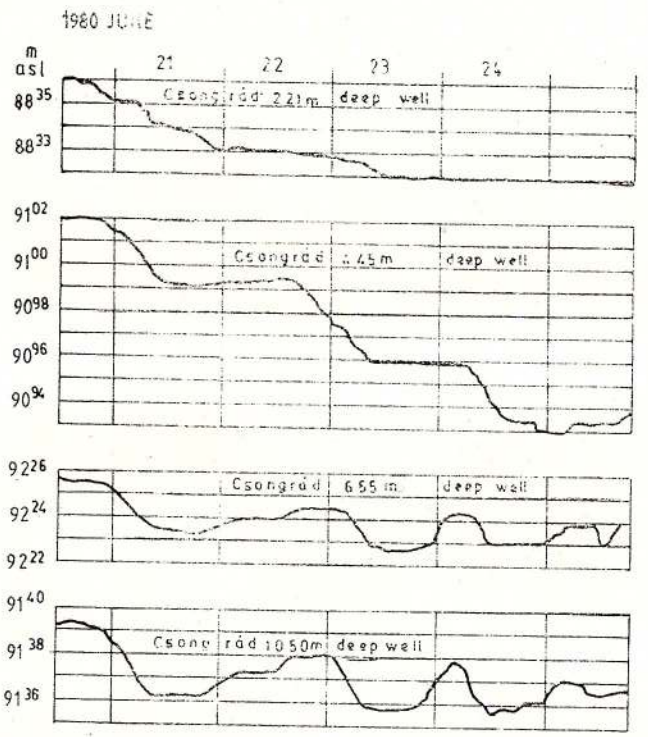


Fig. 6. — Water level fluctuation caused by atmospheric pressure and earth tide at different depths.

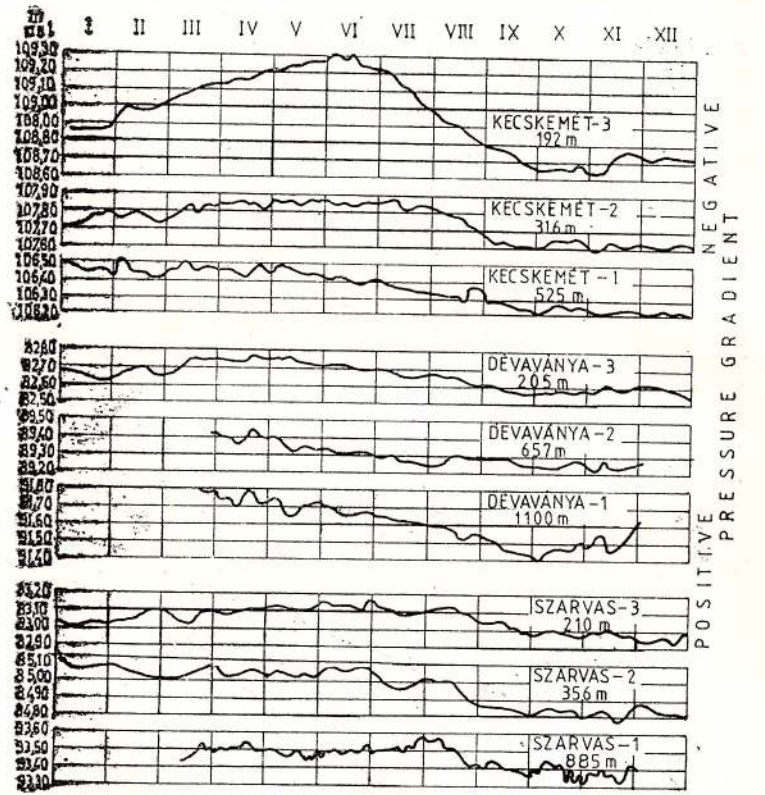


Fig. 7. — The range of the seasonal water level fluctuation at different depths.

Institutul Geologic al României

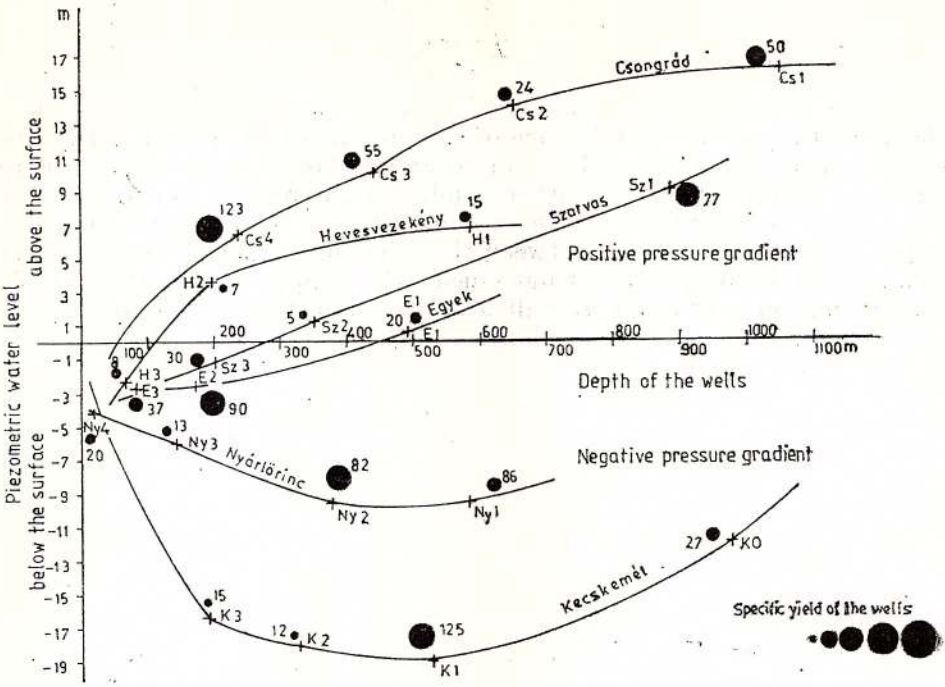


Fig. 8. — Relation between pressure, depth and yield.

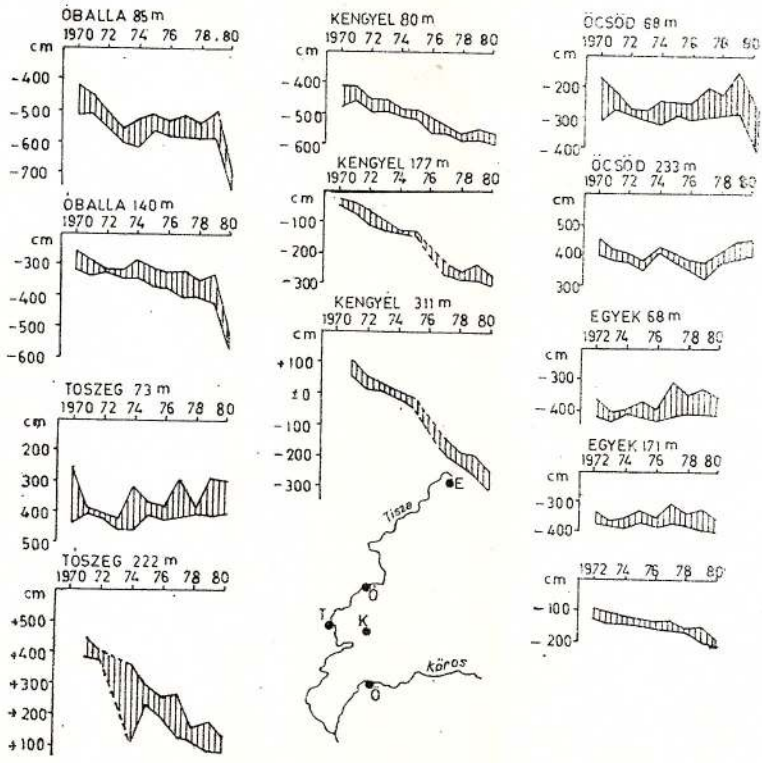


Fig. 9. — Multi-annual fluctuation of the ground water level at different depths between 1970—1980. A. Rónai 1981.

Institutul Geologic al României

The final aim of the observation of the water level fluctuation in the artesian wells is the inference of the volume of the yearly natural recharge on the one hand, and the multi-annual trend of the household regime of the aquifers on the other hand. The inference is not quite clear due to the great number of intervening factors. Nevertheless, viewed at large, there is a correlation between the range of the water level fluctuation and the horizontal water movement in the aquifers. The trend of the fluctuation on ever lower base displays the depletion of the aquifer.

Institutul Geologic al României

TYPIFICATION OF THE BULGARIAN LOESS MASSIFS [1]

BY

KRISTO STOILOV [2]

The typification of the rock massifs is the basic problem of the recent engineering geology. The importance of this problem is underlined in the works of Komarov (1966), Sergueev (1968, 1978), Bondarik (1971). Despite of the fact that unified theoretical principles of the engineering geological typification of the rock massifs are not existing yet, some attempts are made at a typification of all the earth surface (Ershova, 1979), of some parts of the lithosphere with different size (Golodkovskaya, Demidiuk, Shaoumian, 1975; Tsoshtur, 1976; Soulakshina, 1979). The engineering geological typification of the rock massifs is an obligatory final stage of a division into districts of any scale and a hopeful base for a prognostication of the changes due to economic activities. By its nature, the typification represents the differentiation of relatively uniform volumes of the geological space, which are a product of the influence of a complex of natural and technological factors, forming a unified dynamic system which is acting in a prognosticable way when utilized for economic purposes. The complex of factors, on the base of which a typification of the rock massifs is made, is divided into three basic genetic groups : 1) regional geological (endogenic by nature); 2) zonal (exogenic by nature); and 3) technogenic.

The rocks of the loess formation in Bulgaria lie like a cover over a part of the Moesian Plate, which is a stable, young platform, situated in the Carpatho-Balkan arc. On Bulgarian territory the Moesian Plate includes two first range structures : The North Bulgarian vault rising to the east and the Lom depression — to the west. The formation of these big structural units, as well as the Plenishko-Vidin, the Korabysko-Pleven and the Kardamsko-Krapetsky swell and the Varna depression, is a long, continuous process which includes many geological periods. The inheritance in the development of the large structural units is well expressed. This inhe-

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association September 8—13 1981, Bucharest, Romania.

[2] The Geological Institute — Bulgarian Academy of Sciences.

Institutul Geologic al României

ritance gives perhaps its influence on the Pleistocene sediments also. For example, despite of the fact that the youngest tectonic movements have a weak expression, the Quaternary cover in the region of the North Bulgarian vault has a smaller thickness and a greater density than in the Lom depression. In the region of the Pleven vault, the Plenishko-Vidin vault and especially in the confluence area of the river Roussensky Lom and its affluents, the sediments of the loess formation are very eroded and on large areas basic rocks of a pre-Quaternary age appear on the surface. In some earth surface blocks from the Varna depression the loess sediments are lying even up to 20 m under the sea level — a very rare case for our planet.

The non-coincidence of the directrices of structures of the Paleozoic foundation with these of the platform cover as well as between their two structural floors is well known. A rebuilding of the structural plane of the plate has occurred after the Triassic and due to that — a very expressed non-coincidence between both the structural floors and the cover. With increasing of the sediment cover, the dependence of its structures on the structures of the foundation is decreasing continuously. Something more the non-coincidence between the Quaternary sediments and their base is a maximum one. The aspect of the Pleistocene para-eluvium is formed under the determinative influence of the paleoclimatical conditions. Some influence have also the recent changes in the relief, the swamping and dewatering, the freezing and the unfreezing, the drying and wetting of the sediments as well as the changes in the chemical composition and the aggressiveness of the underground waters. The mentioned processes have a big importance for the formation of the engineering geological conditions in the studied loess province.

Our investigations show that the role of the regional geological factors, which are primary and determine the structural-geological conditions of the given territory, the relief and its age and genesis, the hydrogeological structures and their basic particularities, and the intensity of several processes of exogenetic character, the formation of the long history of the Moesian Plate, during the study of the loess formation sediments yield its usual importance before that of the zonal factors.

From the beginning of the Pleistocene the development of the neotectonic positive and negative movements has not yet been a direct and unic reason for the cyclic changes in the structure of the vertical profile of the sediments. It is increasing the role of the periodically changing climatic and other paleogeographic conditions which are nonconnected with the tectonic movements or this connection between them is indirect. The loess horizons and the buried soil complexes, treated as the smaller structural units of cyclic structure of the platform cover and bases of the studied loess formation, have obviously a non-tectonic origin. They are connected with the climatic changes during the Pleistocene, which have occurred in short time intervals. The cyclic development of the loess formation from a young platform is understood not as simple, continuous in time change of transgression with regression, but as normal, in conformity with a law change of the climate into the cycle during the transition from one phase to another. The beginning of the cycle is coinciding with

Institutul Geologic al României

a drying up and a growing cold of the climate which includes the formation of the respective loess horizon and marks the end of the first phase. During the second phase of the cycle, when the temperatures are positive and the moisture has increased the soil formation is occurring. The transition towards a new cold growing marks the beginning of a subsequent cycle, but the repetition of the values of the climatic parameters as well as of the cycle duration in time is not obligatory. In relevance to that, the intensity in the sedimentation and lithification have also variations in given intervals; the thickness of the different loess horizons and that of the buried soil complexes as well as their properties change their parameter values in definite ranges.

Independently of the natural conditions under which the formation of the loess massifs has occurred, they are more often described in the literature as uniform by composition, properties and structure. But our investigations (S t o i l o v, 1974, 1975) have shown that the vertical profile of the loess formation on Bulgarian territory is represented by a subsequent, sometimes repeated, alternation of thicknesses, in which the sediments under a natural load and wetting, as well as under a supplementary loading in usual conditions of building, are becoming denser, with subsidence, not changing its volume, or swelling.

The qualitative difference in the structure of the loess massifs from this or any other rock massifs is the existence of subsidential, collapsible sediments in the middle part of their vertical profile. Depending on the number of the levels where the subsidential sediments are disposed their thickness is one-layered or multi-layered.

O n e - l a y e r e d s u b s i d e n t i a l t h i c k n e s s, from 0.5 to 1.5 m, is represented by the sediments of the second (W_2) loess horizon with a coefficient of relative subsidence of about 0.06. Over that horizon are situated the normally compacted sediments of the first buried soil complex (W_2—W_3), the first loess horizon (W_3) and the recent soil cover with a total thickness up to 3.5 m. Under the subsidential thickness of the collapsible sediments is lying the second buried soil complex (W_3—W_2), the sediments of which are normally compressed, and only in a few cases-swelling. The loess massifs having one-layered subsidential thickness occupy large areas disposed mainly on the lower left bank of the North Bulgarian rivers and the most southern parts of the subsidential loess zone.

T h e m u l t i - l a y e r e d t h i c k n e s s of the loess massifs is occurring in different varieties, three of which are the most characteristic and widely distributed.

The first of them includes the subsidential sediments which form the second (W_2) and the fourth (R) loess horizons, with a thickness up to 1—3 m. The coefficient of relative subsidence of the loess here is not more than 0.07. Under the second loess horizon are lying the sediments of the transition W_1—W_2, the third loess horizon (W_1) and the adjoining buried soil complex (R—W). They form a 4 or 5 m thick non-subsidential part in the middle of the vertical profile of the subsidential zone. The subsidential sediments of Riss are more often at a depth of 6 to 8 m under the

Institutul Geologic al României

earth surface. They form the second subsidential thickness, the deformation of which is not always a reason for the settlement of the surface. As a rule in the vertical deformation of this type of loess massifs two non-durable stages of subsidence are occurring with a durable ceasing between them. The value of the total subsidence is over 0.35 m. In the base of the subsidential thickness is lying the fourth (M—R) and only in few cases the older buried soil complexes. They are divided between them by the loess-like, very clayey, calcified and non-subsidential sediments of the respective loess horizons with a thickness from 0.3 to 0.8 m. The loess massifs with a two-layered subsidential thickness are disposed in a parallel manner, north of the massifs having a mono-layered thickness. They occupy considerable areas of the Danube Plain and the Loudogorie.

The second characteristic case in the structure of the subsidential thickness of the loess massifs includes the loesses of the lower and middle W_3, having a thickness of 2 to 3 m, the two-meters transition of $W_2—W_3$, represented by non subsidential sediments, under which are lying the most subsidential loesses of the Middle Würm with a thickness of 8 to 10 m. Under the latter are lying the non subsidential, and in some cases swelling soil influenced sediments of the transition $W_3—W_2$ having a thickness up to 2.5 m. The sediments of the Lower Würm, which are very calcified only on some levels, from the northern parts of the region, are subsidential. The incomplete double profile of the loess-like sediments from the R—W transition is represented by normally compacted sediments, under which is lying a Riss aged subsidential loess with a thickness up to 6 or 7 m. The number of the thicknesses built by subsidential loesses is four. When the subsidential loess of the Lower Würm is established on more than one level, the number of the subsidential thicknesses is increasing up to 5 or 6, divided by the same number of non-collapsible layers. The size and the number of the different loess thicknesses, represented by loesses with subsidence, in the Bulgarian part of the Moesian Plate are increasing continually in north direction. The coefficient of relative subsidence of the loess sediments is attaining 0.12, and the total value of the subsidence — up to 2.0 m. Under the fourth loess horizon are lying the sediments of its buried soil complex (M—R), and under this complex began the alternation of interlayers with a thickness up to 2 or 3 m, composed by non-subsidential loess sediments with a strongly expressed calcification up to the formation of rock-like bodies in the fifth (M_2) and sixth (M_1) loess horizons. They are separated by the sediments without subsidence of the fifth buried soil complex ($M_1—M_2$). In the base of the Lower Mindel are lying a little soil influenced, but very thick sediments without subsidence of the sixth buried soil complex (G—M) which are even swelling sometimes. The massifs of the loess formation with the vertical profile described have the widest distribution in the Danube Plain, in the Loudogorie and in Dobroudja.

The third characteristic vertical profile of the loess massifs includes the loess with subsidence of the Young Würm, having a thickness up to 10 m, under which is lying the thickness of two-meters of the transition $W_2— W_3$. The lower part of the thickness with subsidence is represented by two thin layers (about 5 m) of the Middle Würm. These layers are sepa-

Institutul Geologic al României

rated by a very sandy middle one with a thickness of about 3 or 4m. These are the massifs having a three-layered subsidence. The coefficient of relative subsidence of the loesses in the massifs is not higher than 0.09. Under the layer having a subsidence are lying the normally compacted sediments of the transition W_1-W_2, which are very calcified with a lot of concretions disposed on W_1 and on the transition R—W, the loesslike of Riss age, which in this region have an increased sand content, and the sediment without subsidence described in the second case which are on the older stratigraphic levels of the Pleistocene. The loess massifs having a three-layered subsidence occupy regions which are in contact with the high right bank of the Danube river. Their total thickness is up to 100 or even 120 m.

The disposition and the structure of the loess massifs subsidence in the Danube Plain is shown in Figure.

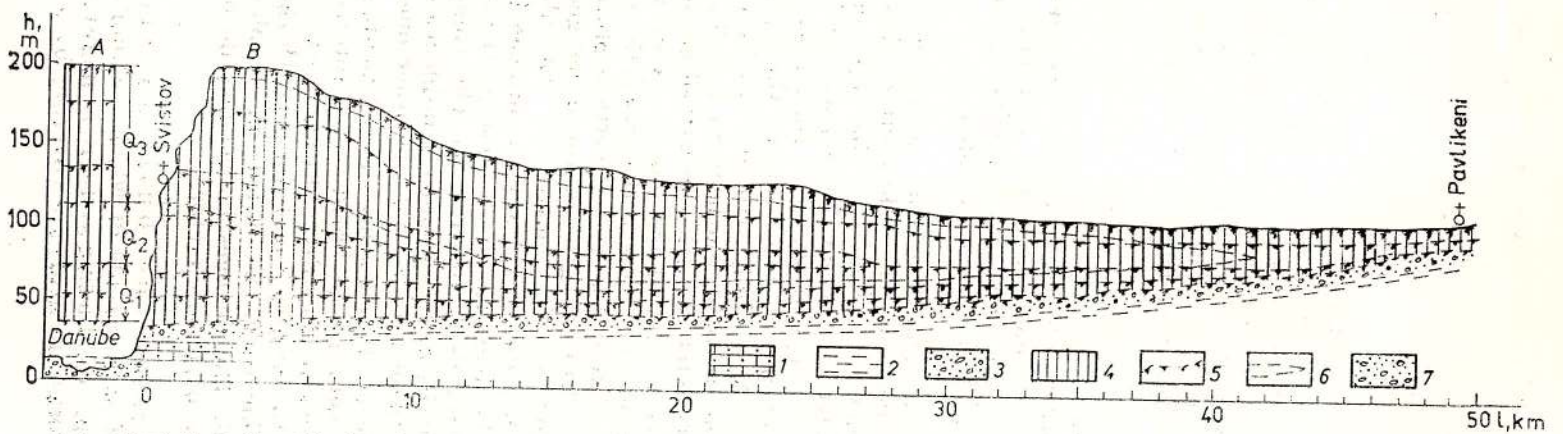
South of the zone where the loess massifs in the Moesian Plate on Bulgarian territory have a subsidence, a wide distribution have massifs without subsidence. But in some of them after wetting and over loading a subsidence is occurring in the deformation zone.

The slopes as an element of the relief occupy considerable areas of the investigated loess province. More often they are situated around the basic geomorphological elements. The slopes of the plain-plates, ravines and other negative forms on the plateaus and terraces have a small and almost constant inclination. As a rule, they are stable and non influenced by slope movements. The slopes on the right Danube river bank and on the banks of its North Bulgarian affluents have a considerably more complicated morphology and a width up to 2 or 3 km. More often they are by-steps, and very often — with a disturbed geological structure mainly under the influence of sliding movements. A characteristic particularity of the vertical profile of a slope is the very little space soundness. The slope forming processes are in the base of vertical profiles which have a very different structure than that one of the other geomorphological elements of the loess province. The thickness of the subsidence of the loess massifs in the zone of slopes is not always sufficiently developed or is not existing at all. In the deformations of these particular type massifs the horizontal component is a determinative one. This component and the changed profile of the massifs have a dominant influence on the qualitative differences between these massifs and the other ones.

Changes in the state of the loess massifs sediments are found also in the areas occupied by century-old broad-leaved forests in the regions situated east of the Roussenski Lom River. In many cases the subsidence of the loess here at a depth down to 8 or 10 m beneath the soil surface is liquidated at all. The sediments of the buried soil complexes have an increased aptitude to swell. The changes in the massifs occurred mainly under the influence of the biogenetic factor.

The territories of the built-up areas and the industrial zones consist of loess massifs in which the number of the water reservoirs and water supply conducting systems is increasing constantly. The areas where these works are made are covering by asphalt and are

Institutul Geologic al României



Vertical profile of the loess formation on Bulgarian territory along the section Svishtov — Pavlikeny — Veliko Tarnovsky District.
A — stratigraphic column; B — structure, nomination and disposition of the basic structural elements of the formation and its padding: 1, Kr limestones; 2, eopleistocene clays; 3, old-Quaternary covering gravels; 4, loess horizons; 5, buried soil complexes; 6, contours of the thickness with subsidence; 7, alluvial deposits in the trough and on the flooded terrace of the Danube river.

Institutul Geologic al României

increasing too. As a general rule the development and public utilities of the terrains favour the moisture accumulation in the loess and renders difficult the natural airing of the massifs. The movement of the moisture at depth in the massifs is increasing continually. A part of the water under definite conditions accelerates the water concentration in the sediments which have a higher hydrophility. In some parts of the built-up areas and industrial zones in Northern Bulgaria, the water content of the loess has increased by 6 to 7 per cent during the last twenty years. The cohesion in the loess decreases three to eleven times when a full saturation with water is realised. The friction angle is decreasing with 5 to 20 per cent, and sometimes even with 30 to 40 per cent. After an unfull but increased water saturation of the loess, the strength parameters are decreasing. The velocity or speed of compaction under several buildings and engineering constructions is rising to considerable values (Stoilov, 1977). The deformations of the buildings in more of the cases rest imperceptible for the owners and are not causing a rapid reaction. Even in a smaller degree the wetting of the massifs on the territories of the irrigation areas has as a result also considerable unfavourable changes of the loess properties. The influences mentioned and others similar to them have as a result the formation of technogenic loess massifs. The part of the technogenic massifs in the total volume of the loess formation is small but constantly increasing.

On "The Map of the Engineering Geological Massifs Types in the Loess Formation of Northern Bulgaria", on scale 1 : 200,000 is shown the situation of the areas occupied by the described types of loess massifs. The Map is included in "Norms and Rules for Foundation of Buildings and Constructions on Subsidential (Loess) Soils" by which the practical utilization of the map is facilitated.

REFERENCES

Bondarik G. K. (1971) About the methods of system investigations in the engineering geology. *In „Further development of the Engineering Geology". Ed. MGU.* (In Russian).

Golodkovskaya G. A., Demiduk L. M., Shaomian L. B. (1975) Composition and content of the engineering-geological maps during prospection and project of the ore and mineral deposits. *In "Problems of the engineering-geological mapping". Ed. MGU* (In Russian).

Ershova S. B. (1979) Basic situations of the engineering-geological typification of the earth surface. *Ed. Acad. of Sci. of USSR, Eng. Geol., 3.* (In Russian).

Komarov I. S. (1966) Problems of the regional engineering geological study in the contemporary period and some questions of the engineering geological mapping. *In „Univ. News, Geol. and Prosp.", 10.* (In Russian).

Sergueev E. M. (1968) The recent state and perspectives of the eng. geol. development in USSR. *Ed. MGU.* (In Russian).

Institutul Geologic al României

Sergueev I. S. (1978) Eng. Geol. *Ed. MGU.* (In Russian).

Stoilov Kr. G. (1974) Composition, structure and state of the loess sediment formation on the right bank of the lower Danube. *Ed. BAN., Geol. Inst. Proceed., Eng. geol. and hydrogeol.*

— (1975) Origin of the Prosperties of the Loess Formation in the Moesian Platform. *Bull. Intern. Asoc. Eng. Geol., 11.*

— (1977) Reflection of the earthquake from March 4, 1977 on the deformations in the loess massifs. *In „Building"*, no. 9. (In Bulgarian).

Soulashkina G. A. (1979) Engineering-geological typisation of the area as a base for a regional prognosis of the changes in the geological media in relation with the human engineering activity. *Ed. Acad. of Sci. USSR, Eng. Geol., 3.* (In Russian).

Tsotsour E. C. (1976) Typisation of the engineer. geol. conditions of the Alexander surf. *Proc. Tomsk Polytechn. Inst. Series Geology*, 281 (In Russian).

Institutul Geologic al României

CONSIDÉRATIONS SUR LE STADE DE LA POLLUTION DES EAUX PHRÉATIQUES SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE (LA VULNÉRABILITÉ À LA POLLUTION DES COUCHES AQUIFÈRES PHRÉATIQUES) [1]

PAR

GABRIEL TOMESCU [2]

Il n'y a pas longtemps, la pollution des eaux souterraines de la Roumanie ne faisait pas encore l'objet d'études plus approfondies, ce phénomène n'étant enregistré que de façon sporadique, sans influencer le plus souvent, sur le potentiel aquifère d'une zone intéressée pour le captage.

L'essor de l'industrialisation, de modernisation de l'agriculture, de même que l'accroissement de la pollution de la Roumanie exigent, de manière impérieuse, le contrôle permanent de l'évolution qualitative des ressources d'eaux souterraines, pour pouvoir établir les réserves d'exploitation de ces eaux sur tout le territoire du pays.

Suite aux recherches entreprises pour définir les ressources en eaux suterraines dans les différentes zones du pays, on a décelé certaines sources actives et permanentes de pollution des eaux souterraines.

L'une des plus caractéristiques zones du point de vue de la pollution de ces eaux par les hydrocarbures est celle du cône alluvionnaire Prahova-Teleajen, zone dans laquelle est concentré un grand nombre d'entreprises industrielles et surtout les raffineries petrolières qui constituent depuis longtemps les principales sources de pollution des eaux superficielles, et surtout, des eaux souterraines.

Une autre zone qu'on pourrait citer, en guise d'illustration de pollution, est la zone industrielle de Braşov.

Il y a beaucoups d'exemples de pollution des eaux souterraines, estimées, actuellement, d'importance locale, mais qui peuvent devenir

---

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8—13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] Institut de Météorologie et Hydrologie, Şos. Bucureşti — Ploieşti 97, 71 581 Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

aussi d'importance régionale par l'association de l'action de multiples sources.

Ainsi, on pourrait signaler la pollution des eaux souterraines dans les zones suivantes (voir la planche) :

— dans les formations alluvionnaires et les terrasses de la rivière de Bistrița, de Piatra Neamț jusqu'a la confluence avec le Siret ; les dépôts alluvionnaires de la rivière Trotuș et Jiu (Breasta) les zones Stoenești-Vișina ; Călărași ; le captage Albești-Dobroudja (infecté par des différents composants chimiques provenant des engrais ou des pesticides utilisés en agriculture) ; les zones des villes de Bucarest, Iași, Brăila, Pitești etc. (infectées soit par les eaux des canalisations et des conduites détériorées, soit par la présence des bassins de captage, réservoirs sans étanchéité, ou par la présence des fosses septiques sur le territoire de la ville).

L'analyse minutieuse des échantillons d'eau souterraine phréatique prélevés entre les années 1966—1980 aux forages d'observation du réseau hydrogéologique républicain a rendu manifeste le phénomène de pollution des eaux phréatique sur le territoire du pays, engendré par les composants azotés des angrais agricoles.

On a observé ce phénomène aussi dans les eaux phréatiques des plaines et des terrasses alluvionnaires qui accompagnent les principaux cours d'eaux superficielles du pays et des zones interfluviales.

Les concentrations maxima signalées en certaines zones dépassaient quelquefois 400 mg/l, pour les nitrates et presque 200 mg/l, pour les substance organiques.

On estime actuellement que les ressources d'eaux souterraines phréatiques du pays ont diminué en proportion de 10—15%, par la présence, en ces eaux, des concentrations élevées en azotates, azotites, ammonium et substances organiques, des concentrations déterminées par la présence, dans les couches souterraines, des substances chimiques provenues de l'agriculture.

Les situations les plus défavorables sont observées dans les zones le plus intensément exploitées du point de vue agricole et dans les zones à drainage régional (plaines alluvionnaires des plus importants cours d'eau) dont les conditions lithologiques et hydrogéologiques facilitent l'apparition de ces phénomènes de pollution (zone d'aération constituée par des sables et graviers, aux gradients hydraulique élevés et perméabilité prononcée des horizons aquifères).

Dans la première étape d'étude de la pollution des eaux souterraines de la Roumanie on a élaboré une carte concernant le potentiel de pollution des eaux souterraines, fondée sur les critères lithologiques et hydrodynamiques régionaux (selon le modèle de la carte élaborée par les spécialistes français).

On a séparé ainsi 6 catégories „potentielles" de pollution des aquifères phréatiques :

1. Horizons aquifères alluvionnaires — où le potentiel de pollution est maximum ;

Institutul Geologic al României

2. Horizons aquifères ou formations lithologiques où la pollution pourrait se produire et se propager „très rapide" et pouvant prendre de l'extension sur de vastes distances (formations karstiques) ;

3. Horizons aquifères ou formations lithologiques où la pollution pourrait se produire ou se propager „rapidement" (roches fissurées) ;

4. Horizons aquifères ou formations lithologiques dans lesquelles la pollution pourrait se produire et se propager „lentement" (sables, graviers, grès conglomérés) ;

5. Horizons aquifères ou formations lithologiques dans lesquelles la pollution pourrait se produire et se propager de façon „variable" alternances de couches perméables et imperméables) ;

6. Horizons aquifères ou formations lithologiques dans lesquelles la pollution ne peut affecter „pratiquement" que les eaux superficielles (roches peu perméables, marnes, argiles, granites, andésites, calcaires-métamorphiques).

Tenant compte de l'étape actuelle de la recherche sur la pollution des eaux souterraines en Roumanie (étape d'abordation du problème), des informations réduites et des données peu suffisantes dont nous disposons aussi que de la complexité du problème en soi-même, on aprécie qu'une prévision sur la qualité des eaux souterraines utilisables en perspective ne pourrait être élaborée que tout à fait orientativement.

À la base de certaines estimations antérieures (1961) sur les réserves d'eaux souterraines de notre pays, considérant que le chimisme en des conditions naturelles n'a pas eu une grande évolution sur le plan régional, au sens négatif, les dernières 10—20 années, et aussi à la base de la zonation du „potentiel" de pollution des eaux souterraines phréatiques, on peut afirmer que si on néglige de prendre des mesures de prévention, le péril de la dégradation en temps, des eaux phréatiques se manifestera en concordance avec l'accroissement du rythme de l'industrialisation et de chimisation de l'agriculture.

Tenant compte du fait que les plus importantes ressources en eaux souterraines se retrouvent dans les zones à développement maximum des formations alluvionnaires (lits majeurs et terrasses riveraines), des formations pléistocènes et parfois pliocènes, et aussi dans les zones karstiques et, du fait que ces zones sont les récepteurs principaux des agents de pollution, on pourrait estimer la diminution des ressources d'eaux souterraines d'intérêt économique (réserve d'exploitation) dans la perspective des années 1990—2000, dans le cas où la pollution de ces zones se produirait progressivement, sans qu'on prenne les mesures nécessaires pour la protection et la prévention.

On considère ainsi, que les ressources baisseront de 7,4 milliards m^3/an (235 m^3/s) à 5,6 milliards m^3/an (177,1 m^3/s). Les plus influencées par la pollution seront les ressources d'eaux phréatiques qui diminueront en proportion d'environ 40%, c'est à dire avec 1,5 milliards m^3/an (47,3 m^3/s).

Selon les prévisions des zones les plus atteintes par la pollution, seront celles dans lesquelles fonctionnent des grands captages d'eaux souterraines destinés à l'alimentations en eau potable ou industrielle situés dans les lits majeurs ou dans les cônes alluvionnaires, comme par

Institutul Geologic al României

exemple : le captage situé dans les formations alluvionaires du Siret pour l'alimentation en eau des villes Galaţi et Brăila, ceux des cônes alluvionnaires de Prahova, Buzău, Crişul Repede, Mureş, Argeş : ceux de la plaine du Someş, et aussi une autre série de captages souterrains situés dans les dépressions intramontanes Haţeg, Braşov, Ciuc, Gheorghieni.

Des situations encore plus difficiles se produisent suite à la pollution des eaux souterraines dans les zones défficitaires en eaux superficielles ou dans lesquelles ces dernières sont très polluées, zones dans lesquelles il n'existe d'autres sources d'alimentation en eaux, locales ou régionales, que celles des eaux souterraines.

En ce sens, les actions de prévention et la lutte contre la pollution des eaux souterraines, de même que l'administration rationelle de ces eaux, revêtent une importance particulière à présent et à l'avenir.

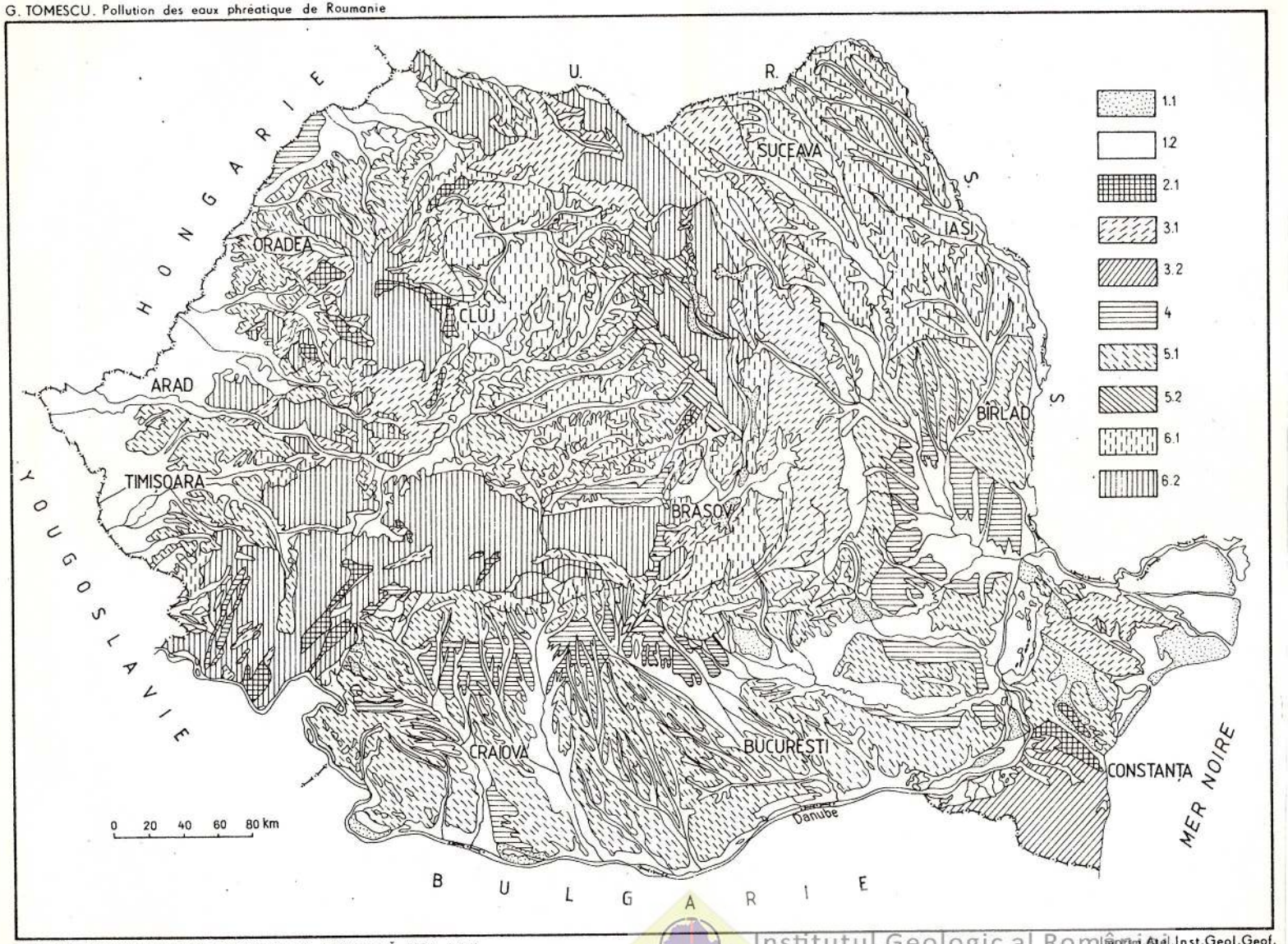
De ce que nous avons exposé ici, résulte la nécessité d'élaborer un programme pour l'étude des conditions de pollutions des eaux souterraines, on exige aussi prendre des mesures d'urgence pour la prévention de ces phénomènes, spécialement dans les zones où les ressources d'eaux souterraines, par leur quantité et qualité peuvent devenir d'importantes résources pour l'alimentation en eau.

La première étape de ce programme devrait avoir pour objectifs :

— l'inventaire de toutes les sources potentielles et des agents de pollution des eaux souterraines sur tout le territoire de la Roumanie ;

— l'établissement d'un système de surveillance et alerte des bénéficiaires dans le cas où ces sources pourraient subir des préjudices par la modification brusque de la qualité des eaux souterraines.

Institutul Geologic al României



LA VULNERABILITÉ À LA POLLUTION DES EAUX PHREATIQUES

1.1 Couche aquifère alluvionnaire, phréatique ; aucune protection naturelle contre la pollution provenant de la surface.

1.2 Couche aquifère phréatique alluvionnaire (sous pression légère) ; assez bonne protection contre la pollution de surface par des couches peu perméables.

2.1 Risque de pollution immédiate ; „ il n'y a pas de filtration". Couche aquifère phréatique, circulation Karstique, calcaire fort fissuré.

3.1 Sous-zone avec des calcaires fissurés, calcaires partiellment Karstifiés, grès, conglomérat, marnocalcaire.

3.2 Sous-zone dans laquelle les principaux couches aquifères d'intérêt économique se situent au profondeur, protegées, au toit par des couches avec des perméabilités réduites (loess, sables, argiles poussières).

4.0 Zone dans laquelle la pollution se produit et se propage lentement et qui se mentient longtemps. Filtration en général importante (sables, graviers).

5.1 Alternance des couches perméables et imperméables : loess, marne, sable, argile, grès.

5.2 Sous-zone avec des formations volcaniques - sédimentaires.

6.1 Sous-zone avec des formations sédimentaires imperméables marnes et argiles. Écran protecteur des couches aquifères phréatiques en géneral captif. Risque de pollution limitée par les eaux de surface.

6.2 Sous-zone avec des formations éruptives et métamorphiques (andésite, gneiss, micaschiste). Risque de pollution limitée par les eaux de surface. Pourtant, il y a la possibilité de pollution rapide, mais limitée, dans les roches fissurales (calcaire métamorphisé, andésite, gneiss).

Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

QUELQUES CONCLUSIONS D'HYDROGÉOLOGIE ISOTOPIQUE DE LA DOBROGEA DU SUD [1]

PAR

AUGUSTIN ȚENU [2], FLORIN DUMITRU DAVIDESCU [2], ANA SLĂVESCU [2]

La Dobrogea du Sud représente une zone d'intérêt hydrogéologique particulier tant par la présence de deux grandes aquifères karstiques que par la difficulté des problèmes qui sont en relation avec ces deux aquifères. Située dans la zone sud-est de la Roumanie, (fig. 1) la zone d'étude recouvre un territoire d'environ 5200 km².

Du point de vue géologique, la zone d'étude comprend la partie méridionale de la plate-forme de la Dobrogea, ayant l'aspect d'une région élevée sur la faille du Danube, par rapport à la plate-forme Valache. Géologiquement, elle est représentée par :

— le fondement, constitué par des formations métamorphiques mésozonales et de schistes verts, divisé en plusieurs blocs ;

— la couverture sédimentaire disposée transgressivement sur le soubassement, constituée des dépôts siluriens, dévoniens, triasiques,

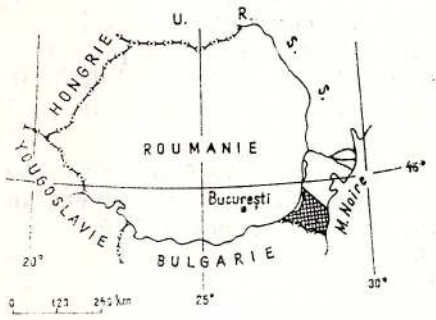


Fig. 1. — Emplacement de la zone étudiée.

jurassiques, crétacés, tertiaires et quaternaires, caractérisés par un système de plis de petite amplitude et par de nombreuses discordances simples et angulaires (fig. 2).

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8–13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] Institut de Météorologie et Hydrologie, Șos. București — Ploiești 97, 71581, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

Les formations mésozoïques sont très développées du point de vue régional et importantes du point de vue hydrogéologique ; le Jurassique est représenté par des calcaires et des dolomies fissurés, en temps que le Crétacé a un développement aréal discontinu et facies différents. Le Sarmatien se présentent sous forme de plaque continue, comprenant les termes moyen et supérieur, à faciès calcaire.

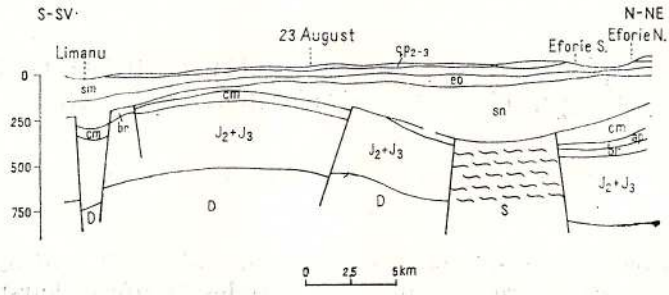


Fig. 2. — Section géologique schématique à travers la zone étudiée. S = Silurien ; D = Dévonien ; $J_2 + J_3$ = Jurassique moyen et supérieur ; br = Barrémien ; ap = Aptien ; cm = Cénomanien ; sn = Sénonien ; éo = Éocène ; sm = Sarmatien ; qp_{2-3} = Pléistocène.

Du point de vue hydrogéologique, dans la Dobrogea du Sud il y a des conditions favorables d'accumulation d'eaux souterraines en plusieurs étages. Seulement deux complexes aquifères sont importantes, tenant compt du développement régional et du potentiel économique :

— le complexe barrémien-jurassique ;

— le complexe sarmatien.

Le complexe barrémien-jurassique avec une extension aréale d'environ 4000 km² est la principale source d'alimentation d'eau de la ville de Constanţa, du littoral de la Mer Noire et des autres localités du département. Il est exploité à un débit moyen de 5 m³/s, par 150 puits des forages.

Le complexe aquifère sarmatien est important du point de vue économique, particulièrement dans la partie orientale de la Dobrogea du Sud, où il pourvoit à l'alimentation en eau potable de la partie sud du littoral, par plus de 120 forages totalisant un débit moyen qui dépasse 1 m³/s.

Recherches isotopiques. La recherche a débuté il y a 10 années par des études générales au niveau régional ; les dernières années on a effectué des études locales approfondies, pour les zones de grand intérêt économique, Siutghiol et Techirghiol.

Sur le plan régional, l'interprétation des premières données isotopiques (1970—1972) fournies par le déutérium au niveau régional, a mis en évidence des gradients de concentration isotopique, pour les formations barrémien-jurassique et sarmatienne (fig. 3).

Institutul Geologic al României

La première conclusion qui s'impose à base de l'analyse des courbes d'isoconcentration isotopique, est que les deux systèmes aquifères n'ont pas la même origine. Du point de vue isotopique et hydrodynamique ces deux systèmes sont différentes.

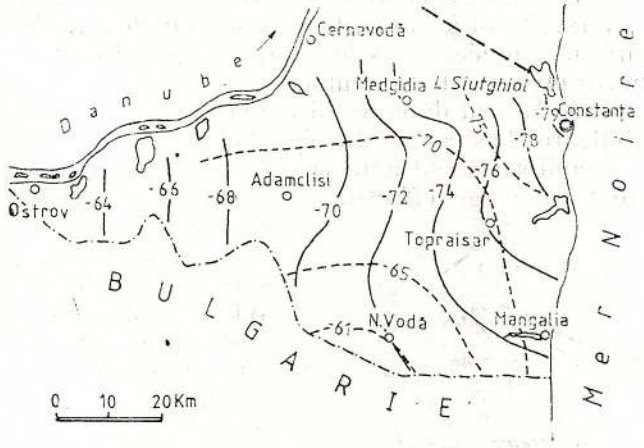


Fig. 3. — Distribution aréale des valeurs D dans les systèmes barrémien-jurassiques (ligne ininterrompu) et sarmatien (ligne interrompu) (A. Ţenu, 1973).

Une autre observation consiste du fait que c'est pour la première fois qu'on rende manifestes les zones de recharge, de drainage et l'évolution hydrodynamique des deux complexes.

Ainsi, les eaux cantonnées dans la formation barrémien-jurassique ont les suivantes caractéristiques :

— la zone de recharge est emplacée dans la région d'Ostrov, à teneurs $\delta D > -64\,‰$;

— la zone de drainage est emplacée dans la région du lac Siutghiol à teneur $\delta D < -79\,‰$;

— des gradients isotopiques relativement uniformes sur tout le territoire mais la direction prédominante est WSW—ENE.

Les eaux cantonnées dans la formation sarmatienne ont les suivantes caractéristiques :

— la zone de recharge est emplacée au sud de la localité Negru Vodă, sur le territoire de la Bulgarie, à teneurs $\delta D > -61\,‰$;

— l'absence d'une zone de drainage bien individualisée ;

— des écoulements de type radial-divergent à petits gradients isotopiques en direction Negru Vodă-Adamclisi, dus aux décharges naturelles à l'aide des sources et des gradients isotopiques relativement hauts en direction Negru Vodă-Mangalia, comme suite à l'entrée de la nappe sous pression.

L'obtention des éléments qui puissent permettre le passage à la caractérisation quantitative des complexes, et aussi la possibilité de confirmer les premières observations effectuées, a exigé des recherches régio-

Institutul Geologic al României

nales à l'aide de tous les isotopes du milieu. Ces études ont visé essentiellement la formation barrémien-jurassique.

L'analyse des cartes obtenues (fig. 4) permet de constater que les directions générales de diminution des teneurs en isotopes stables, de l'ouest vers l'est, se trouvent en concordance avec le sens général d'accroisement de l'âge des eaux, établi à l'aide des teneurs en ^{14}C. Il s'agit par conséquence d'eaux accumulées dans le complexe calcaire pendant les 25000 dernières années et qui ont eu comme source de recharge, soit le Danube, soit la zone située au sud de la localité d'Ostrov, dans la plate-forme prébalkanique bulgare. Les eaux infiltrées dans la zone mentionée se déplacent vers l'est, conformément à un modèle de dispersion qui permet cependant, malgré le mélange effectif, de reconnaître la recharge pulsatoire par leur contenu isotopique. Il s'agit donc d'eaux pléistocènes (la dernière partie de la glaciation Würm dans l'intervalle 25000—10000 ans) et d'eaux holocènes (l'interglaciaire Flandrien dans l'intervalle 10000 ans jusqu'à présent).

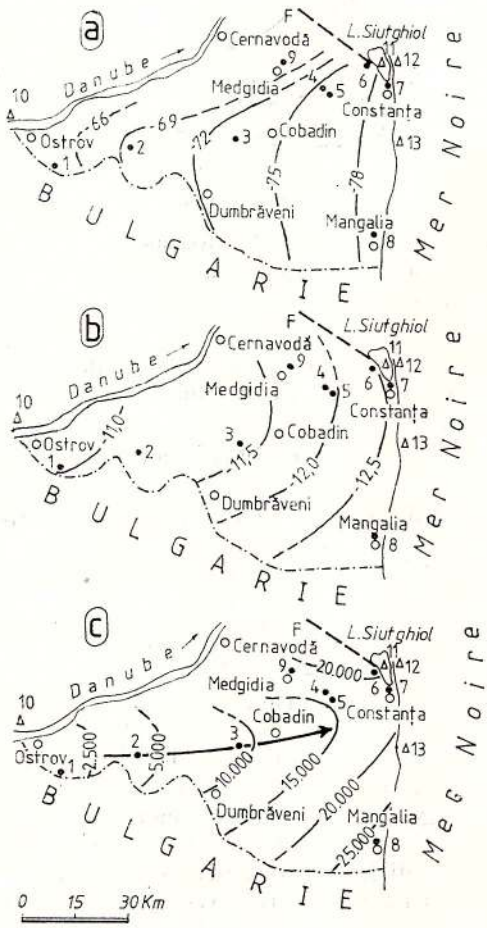


Fig. 4. — Distribution aréale des valeurs D(a), δ^{18} O(b) et des âges radiométriques ^{14}C(c) pour le système aquifère barrémien-jurassique (A. Țenu et al., 1975).

La distribution des teneurs en isotopes stables suggère une direction d'écoulement W — E (fig. 4 a, b), plus même, elle indique une direction préférentielle WSW—ENE à partir de la localité d'Ostrov vers le lac Siutghiol; elle est en concordance avec la distribution aréale des âges apparents (fig. 4 c), qui marque cependant de façon plus saisisante cette direction préférentielle.

Les vitesses d'écoulement au niveau régional, estimées à l'aide du radiocarbone sont : pour le secteur Ostrov Petreni, de 6,9 m/an, pour le secteur Petreni-lac Siutghiol, de 4,7 m/an et pour le secteur Petreni-Mangalia de 2,9 m/an.

Les données isotopiques mentionnées mettent en évidence la zone de décharge des complexes barrémien-jurassiques. Ce fait se place dans la zone du lac Siutghiol, en conséquence de l'exploitation intensive provoquée par les captages Caragea-Dermen, Cișmea I, Cișmea II et l'alimentation de ceux-ci.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

Composition isotopique de certaines eaux de la Dobrogea du Sud (juillet 1974)

Nr. crt.	Localisation de l'échantillon	Âge de l'aquifère	Teneurs isotopiques					
			Carbone — 14			$\delta^{13}C$‰ vs PDB	$\delta^{18}O$‰ vs SMOW	δD‰ vs SMOW
			$\%C_{mod}$	Âge[a] apparent (années)	Âge[b] corrigé (années)			
1	Eşechioi, 4	barrémien	82,9	1.506 ± 48	201	−9,2	−11,0	−64,6
2	Capt Băneasa, 6	barrémien	54,8	4.831 ± 104	3.526	−7,7	−11,2	−70,3
3	Petreni	barrémien	33,5	8.785 ± 136	7.480	−7,9	−11,3	−73,2
4	Capt Basarabi, 2	sénonien	65,5	3.648 ± 192	2.343	−8,2	−11,2	—
5	Capt Basarabi, 1	sénonien	70,2	2.842 ± 48	1.537	−8,1	−10,9	−64,5
6	Capt Cişmea II, 10	jurassique	8,2	20.090 ± 376	18.785	−6,7	−12,5	−77,2
7	Mamaia, IMH	barr-jur	10,4	18181 ± 216	16.876	−7,7	−12,5	−78,8
8	Mangalia	jurassique	4,1	25.658 ± 512	24.353	−7,3	12,8	−78,2
9	Medgidia, 6	jurassique	—	—	—	—	−11,6	−68,3
10	Danube à Ostrov	—	—	—	—	—	−10,8	−59,8
11	Lac Siutghiol	—	—	—	—	—	−5,9	−43,3
12	M Noire à Mamaia	—	—	—	—	—	−5,4	−31,8
13	M Noire à Eforie	—	—	—	—	—	−4,1	−21,6

a) Calculé en utilisant T1/2 = 5.568 ans.
b) Correction faite d'après V o g e l (1970)

En échange, le même complexe aquifère en direction de Mangalia n'a pas des décharges naturelles. Par contre, il entre sous pression et alimente ascentionnellement le complexe supérieur sarmatien, dans des divers points.

Sur le plan local, nous allons exposer seulement deux situations d'application de la méthodologie isotopique en conditions hydrogéologiques particulières et qui ont visé d'éclaircir la nature des interrelations des différents types d'eaux.

Zone du lac Siutghiol. Dans la partie septentrionale de la ville de Constanța, sur la rive ouest du lac Siutghiol, fonctionnent trois grands captages d'eaux souterraines : Caragea-Dermen, Cişmea I, Cişmea II. À partir de l'année 1973 on a analysé les concentrations du tritium de tous les types d'eaux de la zone.

Les premières données ont permis à constater que les eaux du complexe barrémien-jurassique ne contient pas du tritium parce qu'elles se trouvent en dehors de la zone d'influence des captages, tandis que les eaux exploitées à l'aide des différents forages de captage ont des petits teneurs non-uniformes en tritium.

En étudiant la provenance de cet isotope dans les eaux exploitées par les captages on a décelé le mécanisme de la relation bi-univoque lac-souterrain, le tritium signalant le fait que dans les intervalles d'exploitation maxime (les mois juin-septembre) l'eau extraite des forages contenait de l'eau du lac infiltrée à travers les calcaires barrémiens qui affleurent aux bords du lac.

On a établi une méthodologie de calcul pour la détermination quantitative de cet apport (C o n s t a n t i n e s c u, T e n u, 1975) en par-

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Calcul de l'afflux d'eau du lac Siutghiol dans les captages à proximité du lac

Captage	Q_{ex} mensuel		λ_{ex} moyen	Q_{ap} (apport du lac)		
	Total (m^3)	Mélange (m^3)	(TU)	% du Q_{ex}	1/s	m^3/mois
		Juillet 1973				
Caragea-Dermen	1809000	1809000	11	12,4	83,5	223584
Cişmea II	1002000	501240	6	3,3	12,6	33791
Cişmea I	3975340	2782738	5	3,9	58,4	156333
Total	6786820	5092978	—	6,0	154,5	413708
		Mai 1980				
Caragea-Dermen	1302980	1302980	9,9	24,7	120,4	322487
Cişmea II	935580	0	Bgd	0,0	0,0	0
Cişmea I	4826850	0	Bgd	0,0	0,0	0
Total	7065410	1302980	—	4,6	120,4	322487

tant du principe de la dilution isotopique. Le phénomène a été étudié par des analyses bisannuelles dans les périodes à exploitation minime et maxime, jusqu'à l'été de l'année 1980, en présentant en guise d'illustration, dans le tableau 2, les valeurs de l'afflux du lac pour le moment initial et final de l'étude, et sur la figure 5 la dynamique de l'évolution dans le temps, du phénomène de pénétration des eaux du lac dans le souterrain barrémien-jurassique à proximité du lac.

Il faut noter que pendant l'intervalle 1973—1975 les eaux du lac pénètrent dans le souterrain dans la zone des captages, pendant les périodes à exploitation maxime et quelquefois entre les périodes maxime et minime.



Fig. 5. — La limite de pénétration des eaux du lac Siutghiol dans le souterrain barrémien-jurassique adjacent, avant 1975 (ligne interrompue) et aprés 1976 (ligne pointée).

À partir de l'année 1976, le phénomène d'interéchange lac-suterrain est rencontré uniquement dans la zone du captage Caragea-Dermen grâce aux mesures d'optimisation des exploitations; mais dans le temps le phénomène devient plus intens (D a v i d e s c u 1981).

Ce fait est en concordance avec la situation hydrodynamique de cette zone, étant donné qu'une analyse de la variation des niveaux hydrostatiques indique une valeur élevée du flux souterrain dans la zones des captages Cişmea I et II et des valeurs réduits du potentiel aquifère dans la zone du captage Caragea-Dermen, où les niveaux se maintiennent au-dessous de la cote du lac Siutghiol à peu près toute l'année (P i t u, 1981).

Zone du lac Techirghiol. La cuvette de ce lac est emplacée sur la formation calcaire sarmatien, qui alimente le lac par les sources de profondeur.

Institutul Geologic al României

À partir de l'année 1970, on constate un adoucissement graduel des eaux du lac, et aussi une accroissement de son niveau, ce qui mène à la modification des propriétés de l'eau et de la boue. L'augmentation du niveau est due à d'importantes accumulations d'eau dans les calcaires sarmatiens.

Les recherches isotopiques effectuées dans la période 1976—1980, par l'analyse des teneurs du tritium ont mis en évidence la pénétration massive d'une quantité d'eau de la surface de la zone du canal magistral d'irrigations et l'avancement graduel de ce front vers le lac.

Les analyses du déutérium et de minéralisation totale ont permis d'approfondir l'étude de la zone, en établissant que l'eau cantonnée dans les dépôts sarmatiens est, à ce moment, un mélange variable en fonction du point d'essai entre les trois composantes d'eau de base de cette zone et qu'elle présente les suivantes caractéristiques isotopiques et chimiques :

— eau récente provenant des précipitations et d'irrigations avec une composition moyenne : CD = 146,25 ppm et Δ dens. = 0,500 g/l ;

— eau provenant des formations plus anciennes que le Sarmatien avec : CD = 141,00 ppm et Δ dens. = 1,037 g/l ;

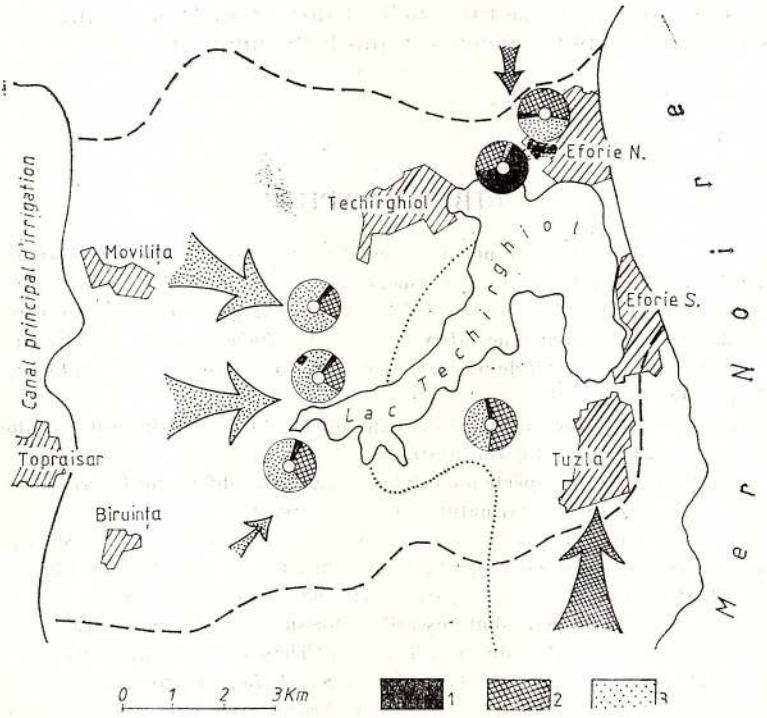


Fig. 6. — La participation en pourcents des trois composants d'eau à la genèse de l'eau actuelle de la nappe sarmatienne et les principales directions d'écoulement dans la zone du lac Techirghiol. 1, eau du lac ; 2, eau des formations plus anciennes ; 3, eau récente (précipitations, irrigations).

Institutul Geologic al României

— eau du lac, actuelle (spécialement pour les forages se trouvant à proximité du lac) avec une composition moyenne déterminée : CD = = 150,93 ppm et Δ dens. = 46,046 g/l.

En utilisant les diagrammes à mélange ternaire on a calculé, pour différents points du sarmatien, la participation en pourcents des composantes ci-dessus, ce fait étant exprimé par aréales sur la figure 6, sur laquelle on a tracé schématiquement les directions préférentielles d'action des principales composantes de recharge de la nappe aquifère sarmatienne.

On a observé que sur le côté méridional du lac prédomine la composante de recharge des eaux plus anciennes que celles sarmatiennes, tandis que la composante de recharge des eaux récentes est signalée de façon prépondérente à l'ouest et au nord-oueste, à partir du canal magistral vers le lac.

Il faut noter quand même que ces conclusions obtenues à l'aide des teneurs en déutérium et de la minéralisation totale se trouvent en parfaite concordance avec les significations des valeurs du tritium mesurées pendant les derniers 5 ans (Bgd) dans la partie méridionale et des valeurs plus élevées à l'ouest et au nord-ouest, en décroissant vers le lac, de même qu'avec celles de radiocarbone (âges radiométriques réduites du côté ouest du lac, où il existe un important apport en eaux récentes et supérieures vers le sud, où elles se rapprochent des âges des eaux qui se trouvent dans les formations plus anciennes que le Sarmatien).

BIBLIOGRAPHIE

Avramescu E. (1973) Ipoteze privind circulaţia apelor subterane din Dobrogea de Sud. *St. Hidrogeol., I.M.H.*, XI, 7—19, Bucureşti.

Constantinescu T., Ţenu A., (1973) Exemples d'application des isotopes du milieu dans l'hydrogéologie roumaine. *Meteorology and hydrology*, 2, 21—31, Bucureşti.

— Ţenu A. (1974) Izotopii de mediu în cercetarea hidrogeologică. *St. Hidrogeol., I.M.H.*, XIV, 39—60, Bucureşti.

— Ţenu A., (1977) Soluţii cantitative în hidrogeologie cu ajutorul tritiului natural. *Hidrotehnica*, 22, 2, 39—43, Bucureşti.

Davidescu F. D. (1981) Aspecte noi privind interrelaţiile diferitelor tipuri de apă din zona Siutghiol, furnizate de tritiul natural. *Hidrotehnica*, 9.

— Ţenu A., Constantinescu T., Slăvescu A. (1981) Consideraţii privind componentele principale de alimentare ale acviferului eocen-sarmaţian din zona Techirghiol. *St. şi cercetări I.M.H.*, L, part. II *Hidrologie*. (sous presse).

Pitu N. (1981) Contribuţii la studiul mişcării apelor subterane în roci fisurate cu particularizare la complexele acvifere din zona litoralului. Thèse de doctorat, Bucureşti.

Ţenu A., Noto P., Cortecci G., Nuti S. (1975) Environmental isotopic study of the barremian-jurasic aquifer in south Dobrogea (Romania). *Journal of Hydrology*, 26, 185—198.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA RECHARGE DES AQUIFÈRES THERMAUX À L'EST DE LA DEPRESSION PANNONIENNE[1]

PAR

AUGUSTIN ȚENU[2], FLORIN DAVIDESCU[2], ANA SLĂVESCU[2]

A l'encontre des autres ressources géologiques énergétiques — charbon pétrol, minerais uranifères — les eaux géothermales occupent une place à part, grâce à la possibilité théorique de renouvellement. La recharge, existant ou non, ne pourrait cependant être mise en évidence par les procédés hydrogéologiques classiques, en présence d'hydrostructures profondes, à modifications paramétriques aréales et temporelles extrêmement lentes.

Une contribution importante à l'estimation du taux de renouvellement des eaux dans un aquifère de ce genre, ainsi qu'à la solution d'une série de problèmes se rapportant à l'origine et à la genèse de ces eaux, pourrait être réalisée uniquement par des recherches qui utilisent les isotopes du milieu. Ces isotopes, stables (déutérium, oxygène-18, carbone-13) ou radioactifs (tritium, carbone-14), se trouvent en liaison avec la molécule-même d'eau, en faisant partie ou étant en stricte association avec cette molécule.

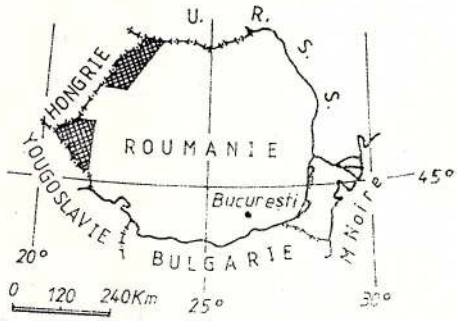


Fig. 1. — Emplacement des zones étudiées.

Ce travail expose en bref les principales conclusions auxquelles on a abouti à la fin d'une ample étude hydrogéologique, hydrochimique et spé-

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique. 8— 13 septembre 1981. Bucarest, Roumanie.

[2] Institut de Météorologie et Hydrologie, Șos. București — Ploiești, 97, 71581 Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

cialement isotopique concernant les eaux hyperthermales de l'ouest de la Roumanie, plus exactement les zones Oradea — Satu Mare (zone septentrionale et Arad-Timișoara (zone méridionale) (fig. 1).

Cadre géologique régional

L'ouest de la Roumanie représente, du point de vue géologique, la partie extrême orientale de la dépression Pannonienne.

Dans cette région on distingue :

— le fondement, constitué de schistes cristallins et dépôts sédimentaires prétertiaires (triasiques, jurassiques et crétacé inférieur), ces derniers liés seulement au graben Giriș-Oradea (zone septentrionale) et

— la couverture post-tectonique, qui commence par le Sénonien et le Paléogène, développés d'un façon discontinue, après lesquels on observe la disposition du Néogène (Miocène et Pliocène) et le Quaternaire (fig. 2).

Il faut signaler quelques éléments intéressants du point de vue géologique et, en même temps, importants du point de vue hydrogéologiques, notamment, la tendance générale d'affaissement du cristallin de l'est vers l'ouest, la présence dans la zone septentrionale d'un vaste fossé de subsidence majeure situé à proximité de la flexure marginale est-pannonienne (fig. 3), ainsi que les épaisseurs en général grandes du pliocène (jusqu'à 2.900 m dans la zone septentrionale et même plus de 3.000 m au sud).

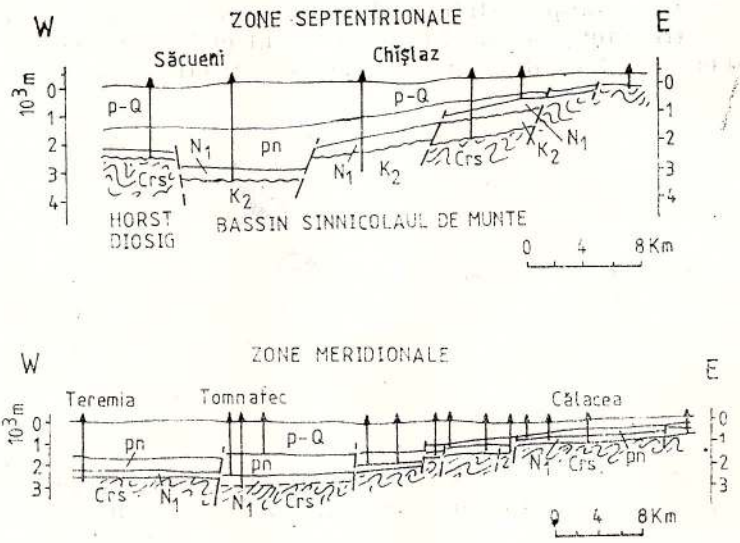


Fig. 2. — Sections géologiques à travers les zones étudiées. Crs. = fondement cristallin ; K_2 — crétacé supérieur ; N_1 = miocène nondifférencié ; pn = pannonien *s. str.* ; p— Q = pontien — quaternaire.

Institutul Geologic al României

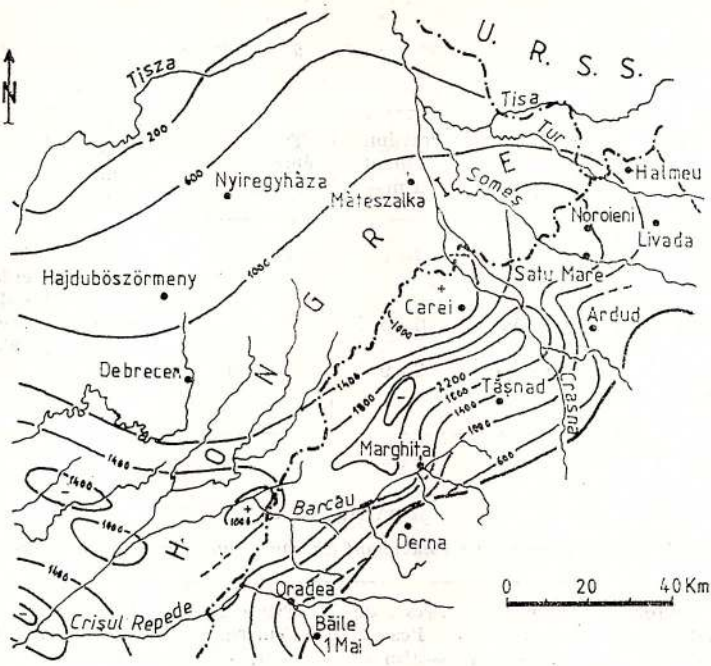


Fig. 3. — Distribution schématique des isopachites du pliocène en faciès pannonien au nord-est de la Dépression Pannonienne. Pour le territoire de la Hongrie on a utilisé les données publiées dans Magyarország Vizföldtani Atlasza, Budapest 1961 (d'après A. Ţenu, 1981).

Bref aperçu hydrogéologique

Du point de vue hydrogéologique il serait opportun à faire une distinction entre la zone septentrionale et celle méridionale.

Ainsi, dans la *zone septentrionale* on connaît la présence de deux aquifères athermaux (le fréatique et l'aquifère de moyenne profondeur, le dernier divisé en profondeurs moyennes — I et II) et de trois aquifères thermaux, dont une sommaire présentation sera donnée en ce qui suit et dans le tableau 1 :

a) L'aquifère thermal pontien inférieur—le plus important du point de vue économique — est présent dans tout l'aréal. Il se développe au-dessous de 500—900 m, le complexe ayant des épaisseurs très variables, qui arrivent jusqu'à 1400 m. Les épaisseurs cumulées des couches aquifères varient de 50 m dans les portions périphériques de la zone, à 250 m dans la partie centrale.

b) L'aquifère thermal crétacé inférieur ne se développe que localement, dans la région de Băile Felix-1 Mai, dans le système fissural-karstique de la partire supérieure des calcaires barrémien — aptiennes (profondeurs de 50—150 m).

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

Élements hydrogéologiques synthétiques concernant les gisements hyperthermaux de la zone septentrionale

Nr. crt.	Gisement	Profond. toit —m—	Pression gisement —atm—	Temp. a émergence —°C—	Minéralisation totale —g/l—	Type hydrochimique
1	Pontien inf.	500—900	0—6	50—88	0,89—8,75	Bicarbonaté, chloruré — sodo-potas.
2	Crétacé inf.	50—150	0—0,7	35—50	0,20—0,64	Bicarbonaté—calcique
3	Triasique	2000	3—9	67—91	0,95—1,43	Sulfaté — calcique

TABLEAU 2

Éléments hydrogéologiques synthétiques concernant les eaux hyperthermales de la zone méridionale

Nr. crt.	Âge des formations magasin	Profond formation —m—	Press. de l'eau —atm—	Temp. a l'emerg. —°C—	Minér. totale —g/l—	Type hydrochimique
1	Pontient—pléistocène	500—1850	0,5—2,6	30—90	1,0—3,5	Bicarbonaté, chloruré-sodo-potassique
2	Pannonien *s str*	900—2900	1,0—7,2	36—88	5,0—15,0	Bicarbonaté, chloruré, sulfaté-sodopotassiqu
3	Miocène+cristalin	130—2300	1,5—10,0	65—85	cca 30	Chloruré-sodo-potassique

c) L'aquifère triasique intéresse spécialement le complexe calcaire-dolomitique appartenant à l'intervalle campilien supérieur — anisien de la région de la ville d'Oradea, où il y a des conditions favorables à l'accumulation des eaux thermales à des profondeurs comprises entre 2000 et 3000 m.

Dans la *zone méridionale*, en dehors des aquifères athermaux-phréatique et de profondeur moyenne — on ne pourrait pas envisager la présence de certains aquifères proprement dits, et surtout la présence d'eaux thermales cantonnées en formations d'âges d ifférents.

On connaît ainsi la présence, quelquefois locale, des eaux thermales dans les dépôts pontiens-pléistocènes, pannoniens s. str., miocènes et cristallins (tab. 2).

Mieux défini est ce qu'on pourrait appeler aquifère thermal pontien-pléistocène, mis en conditions d'exploitation dans la moitié nord de la zone, adjacente à la rivière Mureș.

Institutul Geologic al României

Caractérisation isotopique des eaux géothermales

Pour la caractérisation isotopique de ces eaux thermales, on a exécuté plus de 1000 analyses, dont la plupart se rapportaient à la zone septentrionale. Ces analyses se rapportent à la totalité des types d'eaux de la région, depuis celles qui proviennent des précipitations et superficielles jusqu'aux eaux thermales de grande profondeur, en poursuivant ainsi spatialement les connexions hydrodynamiques possibles ; dans le cas de la zone septentrionale, on a poursuivi la variabilité temporale des teneurs en isotopes.

Quant à la *zone septentrionale* les valeurs moyennes des concentrations en déutérium et oxygène-18 de l'année 1977 (tab. 3), choisies en guise d'illustration, se distinguent par une différentiation assez nette, par types d'eau.

TABLEAU 3

Concentrations moyennes en déutérium et en oxygène-18 en différents types d'eaux de la zone septentrionale (1977)

Nr crt	Type d'eau	Déutérium		Oxygène-18	
		δD	σ_{n-1}	$\delta^{18}0$	σ_{n-1}
1	Eaux superficielles	−65,4	3,6	−10,2	1,1
2	Eaux phréatiques	−72,2	3,1	−10,6	0,8
3	Eaux de moyenne profondeur I	−79,7	8,0	−11,5	1,0
4	Eaux de moyenne profondeur II	−83,8	1,1	−12,2	0,3
5	Eaux thermales du p_1	−66,4	9,5	−8,9	1,7
6	Eaux thermales du K_1	−69,1	0,3	−10,0	0,8
7	Eaux thermales du T	−73,4	2,7	−11,1	0,7

Les valeurs exposées mettent en évidence, dans le cas de l'aquifère pontien inferieur (p_1), des concentrations moyennes beaucoup accrues et, en même temps, de fortes dispersions des valeurs aux environs de la moyenne. Cette nonhomogénéité aréale des valeurs, illustrée au moyen de la carte de la distribution aréale des valeurs δD de la figure 4, rend manifestes des conditions génétiques et évolutives différentes pour le même gisement qui, mises en rapport avec les valeurs moyennes pondérées des précipitations de la saison froide (présomtif signal d'entrée) : $\delta D = -81\,‰$; $\delta^{18}0 = -11{,}6\,‰$ permettent d'aboutir à la conclusion que les eaux thermales de l'extrémité orientale de la région pourraient être reliées avec une telle manière de recharge.

En interprétant de façon comparative les équations corrélatives $\delta D - \delta^{18}0$ pour les eaux thermales de ce gisement pontien inférieur et pour les eaux météoriques (fig. 5), on constate la présence, pour les premières, d'un faible processus d'enrichissement en oxygène — 18, enrichissement dont l'intensité est graduelle suivant les aréales, de l'est vers l'ouest (fig. 5) et qui reflètent des délais de résidence de l'eau toujours plus prolongés à mesure qu'on se déplace vers l'ouest.

La modification graduelle de la teneur isotopique en déutérium, évidente aussi en plan (fig. 4), que diagramatiquement (fig. 5), est due uni-

Institutul Geologic al României

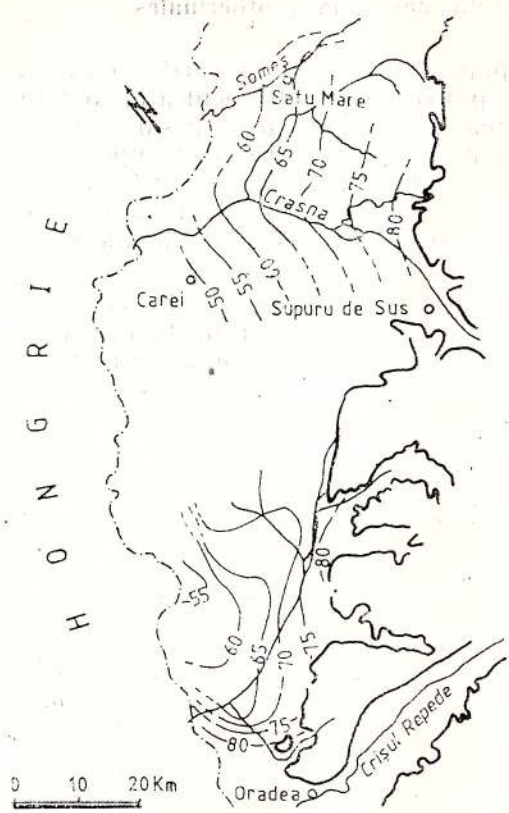


Fig. 4. — Distribution aréale des valeurs δD dans l'aquifère thermal pontien inférieur de la zone septentrionale (Oradea — Satu Mare).

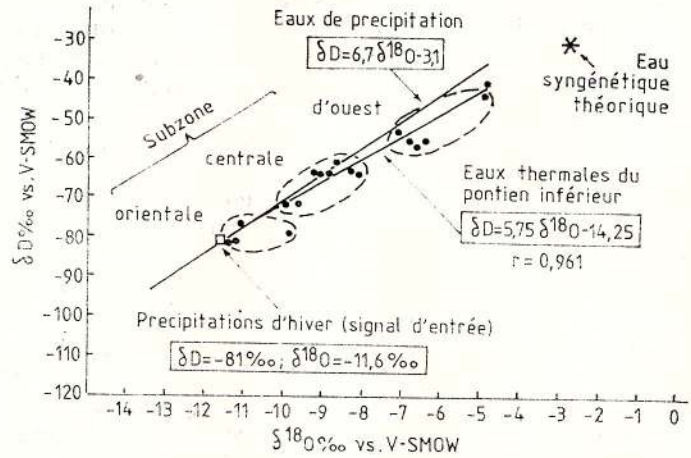


Fig. 5. — Corrélation δD — δ^{18}O pour les eaux thermales de l'aquifère pontien inférieur de la zone septentrionale (Oradea — Satu Mare).

Institutul Geologic al României

quement au mélange des eaux de recharge plus récente d'origine météorique de l'est avec eaux anciennes, syngénétiques, du type saumâtre, dont la teneur isotopique, du moment du mélange, pourrait être estimée par $\delta D = -30^0/_{00}$ et $\delta^{18}0 = -3^0/_{00}$.

TABLEAU 4

Teneurs moyennes en tritium et radiocarbone des eaux dans la zone Oradea-Satu Mare (1977)*

Nr. crt.	Type d'eau	Tritium (TU)		Carbone-14 exprimé en âges radiométriques (années)
		Domaine de variation	σ_{n-1}	
1	Eaux superficielles	92,7 ... 97,8	94,8 ±2,5	—
2	Eaux phréatiques	12,8...113,0	63,6±39,9	—
3	Eaux de moyenne profond. I	Bgd ... 6,4	—	—
4	Eaux de moyenne profond. II	Bgd(0,0—0,8)	(0,31±0,31	27900±7500
5	Eaux thermales du p_1	Bgd(0,0—1,8)	(0,55±0,46)	37000±3500
6	Eaux thermales du K_1	Bgd(0,2)	—	20300±2500
7	Eaux thermales du T	Bgd(0,0—0,5)	(0,16±0,28)	26500±4800

* Les valeurs mises entre paranthèses ont été déterminées par scintillation en gaz (limite de détection, 0, 0 TU); les autres ont été mesurées par la métode du scintillation liquide, la limite de détection étant de 5 TU (Bgd ⩽ 5 TU).

Pour definir de façon exacte la recharge du gisement, il a été nécessaire de préciser d'abord les délais de transit des deux composantes fondamentales. Ainsi, le tritium et le radiocarbone (tab. 4) ont permis à préciser le fait que l'âge de la nouvelle composante de la partie orientale de cette zone, dépasse 35.000 ans et les eaux ont, par conséquent, un caractère quasi-stagnant sans aucune relation de recharge saisissable. Quant à l'âge de la composante syngénétique, celle-ci pourrait être estimée à 2.000.000 ans au minimum. D'ailleurs, dans toute la région, suivant les résultats en tritium, une circulation active a lieu seulement jusqu'au niveau des eaux de moyenne profondeur I, y compris, c'est à dire jusqu'à environ 100 m de profondeur.

En ce qui concerne les eaux hyperthermales cantonnées dans le Triasique et le Crétacé inférieur, les isotopes stables on mis en évidence d'une part, le fait qu'elles proviennent des eaux météoriques dont la composition est différente de celle qui est définie dans la figure 5 et, d'autre part, qu'il existe une différenciation dans l'altitude moyenne des zones d'alimentation des deux aquifères (fig. 6).

Les isotopes radioactifs (tab. 4) ont démontré que les eaux des deux gisements, bien qu'assez anciennes (celles du triasique se rapprochant même à la limite maxima de 30.000 ans), font cependant partie du circuit hydrique naturel, les deux aquifères étant séparés par un écart d'âge radiométrique de 6.000 ans.

Dans la *zone méridionale*, le déutérium, mais spécialement l'oxygène-18, marquent la différenciation nette entre les eaux thermales de

Institutul Geologic al României

l'aquifère pontien-pléistocène, et les eaux cantonées dans les formations plus anciennes (tab. 5).

Les valeurs trouvées dans les eaux de ce premier aquifère, pratiquement identiques en tant qu'écart avec celles déterminées dans l'aquifère de moyenne profondeur, et également les corrélations linéaires des valeurs δD et $\delta^{18}0$ (fig. 7), rendent manifestes la liaison hydrodynamique entre les deux aquifères.

TABLEAU 5

Écart de variation des concentrations du deutérium et oxygène-18 des eaux de la zone méridionale (1978)

Nr. crt.	Type d'eau	$\delta D^0/_{00}$	$\delta 0^0/_{00}$
1	Eaux superficielles	—69,4 ... —68,4	—
2	Eaux phréatiques	69,1 ... —66,5	—10,6 ... —9,1
3	Eaux de moyenne profondeur	—97,3 ... —68,4	—13,2 ... —9,6
4	Eaux thermales du :		
	— pontien-pléistocène	—93,2 ... —73,5	—12,4 ... —9,7
	— pannonien *s.str.* + cristallin	—74,2 ... 38,6	— 5,3 ... —1,6

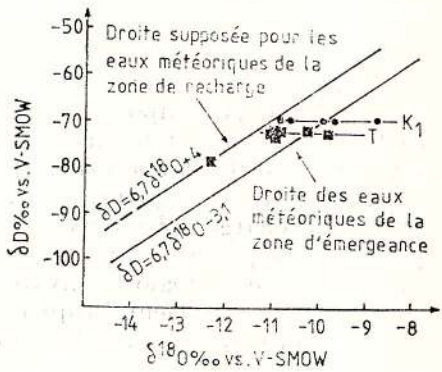


Fig. 6. — Correlation $\delta D - \delta^{18}0$ pour les eaux thermales cantonées dans le triasique (T) et le crétacé inférieur (K_1) de la zone septentrionale (Oradea — Satu Mare).

Les valeurs résiduelles de radiocarbone déterminées en ces eaux (tab. 6) confirment la présence de cette liaison de recharge, néanmoins les âges radiométriques de plus de 27.000 ans démontrent qu'on se rapproche de la limite du circuit hydrologique actif.

Les eaux des formations antépontiennes sont, spécialement pour oxygène-18, beaucoup moins négatives que les autres eaux de la région en démontrant la présence, dans le souterrain, de certains phénomènes d'échange isotopique et des composantes d'eau syngénétiques, très anciennes. La dispersion des points dans le diagramme de la figure 7 démontre la discontinuité génétique aréale et, implicitement, l'absence de toutes liaisons causales unitaires. Les teneurs en carbone-14 suggèrent le fait que ces eaux sont extrêmement anciennes, en dépassant beaucoup les possibilités de datation au moyen du radiocarbone.

Institutul Geologic al României

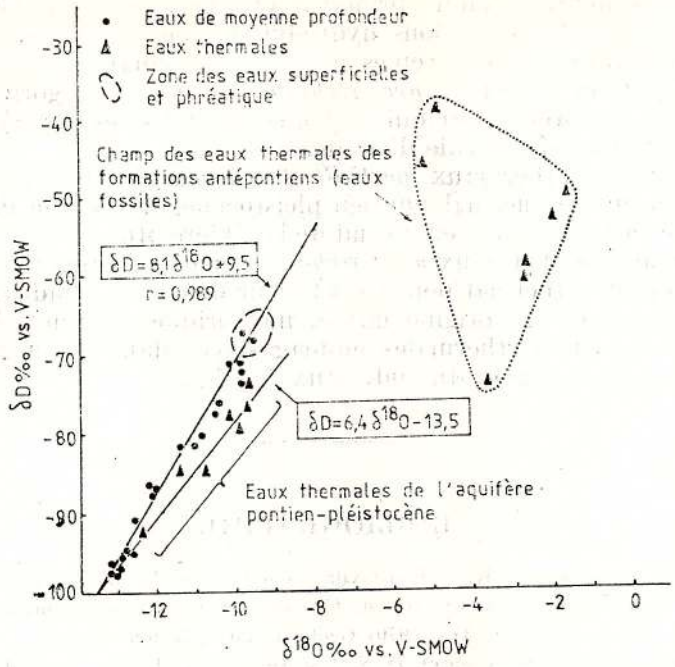


Fig. 7. — Corrélation δD — δ^{18}0 pour les eaux de moyenne profondeur et thermales de la zone méridionale (Arad— Timişoara).

TABLEAU 6

Écart de variation des teneurs en tritium et radiocarbone dans les eaux de la zone méridionale (1978)

Nr. crt.	Type d'eau	Tritium (TU)	Carbone 14 (pmc)
1	Eaux superficielles	72,3 . . . 76,2	—
2	Eaux phréatiques	5,0 . . . 90,2	—
3	Eaux de moyenne profondeur	Bgd . . . 5,6	—
4	Eaux thermales du :		
	— pontien-pléistocène	Bgd	1,2—3,3
	— pannonien *s.str.* + cristallin	Bgd	0,0

Conclusions

Les recherches isotopiques effectuées sur les systèmes aquifères thermales de l'ouest de la Roumanie ont fourni une série de nouvelles données, surtout en ce qui concerne la possibilité de recharge de ces aquifères — élément essentiel pour estimer la perspective en exploitation des aquifères géothermaux.

Institutul Geologic al României

En considérant comme principal critère de classification le degré de recharge dans les conditions hydrodynamiques actuelles, on a réussi à séparer trois groupes de systèmes aquifères thermaux :

1. Aquifères thermaux *avec recharge* ; en cette catégorie sont inclus les aquifères de profondeur qui se trouvent dans les formations mésozoïques de la zone de la ville d'Oradea.

2. Aquifères thermaux *partiellement rechargés* ; en cette catégorie est inclu l'aquifère thermal pontien-pléistocène, développé dans la zone adjacente et à proximité, vers le sud de la rivière Mureș.

3. Aquifères thermaux *sans recharge* ; en cette catégorie sont inclus :

— l'aquifère thermal pontien inférieur de la zone Oradea-Satu Mare, dont les eaux ont une origine mixte, météorique-syngénétique ;

— les eaux hyperthermales emmagasinées dans les formations antépontiennes de la région du sud, eaux fossiles.

BIBLIOGRAPHIE

Boldizsár T., Korim K. (1975) Hydrogeology of the Pannonian Geothermal Basin. *Proc. Sec. U.N. Symp. on Develop. and Use Geothermal res.*, San Francisco. I, 297—303.

Istocescu D., Ionescu G. (1970) Geologia părții de nord a Depresiunii Pannonice (Sectorul Oradea — Satu Mare). *D. S. Inst. Geol.*, LV, 74—89, București.

Țenu A. (1975) Cercetări hidrogeologice complexe asupra apelor termale din zona Băilor Felix și 1 Mai. *St. Hidrogeol., I. H*, XII, 75—132, București.

— (1980) Elemente noi privind perspectiva de exploatare a acviferelor geotermale din vestul României. *Hidrotehnica*, 25, 277—281, București.

— (1981) Zăcămintele de ape hipertermale din nord-vestul României. Ed. Acad. R.S.R., București.

— Constantinescu T., Davidescu F. D., Nuți S., Noto P., Squarci P. (1981) Research on the thermal waters of the western plain of Romania. *Geothermics*, 10, 1—28.

Institutul Geologic al României

LA RECHERCHE HYDROGÉOLOGIQUE MINIÈRE DANS LA ROUMANIE[1]

PAR

GHEORGHE VASILESCU [2]

Les demandes des substances minérales chaque fois plus grandes exigent le développement des mines existentes et l'ouverture de nouvelles exploitations minières.

Il est connu que les gisements facilement accessibles et exploitables ont été attaqués et en grande partie exploités.

Pour réaliser les niveaux de production planifiés, il est nécessaire de valorifier les gisements situés en des conditions hydrogéologiques dificiles et très dificiles, déterminées par l'existence des couches aquifères à extensions règionales et grande capacité de débitage dans le lit et la toit des accumulations des substances minérales.

L'exploitation raisonnable et économique au niveau de la technique actuelle, des gisements situés en des conditions hydrogéologiques dificiles et très dificiles, surtout sous la cote de la base locale d'érosion, où les couches aquifères de profondeur sont alimentées continuellement par les eaux superficielles et le drainage des couches aquifères phréatiques, nécessite des mesures spéciales pour assurer les travaux minièrs contre le péril des afflux massifs des eaux souterraines ou des sables aquifères courantes, qui peuvent conduir à des graves accidents et même à la suspension de l'exploitation.

La dotation technique actuelle de l'industrie minière nous donne la possibilité d'éviter telles difficultés, faire que l'exploitation se développe normalement, quand les conditions hydrogéologiques de gisement sont bien étudiées en avans et prendre des mesures pour éviter les difficultés, par l'exécution des travaux utiles de drainage des couches aquifères qui, par le potentiel de débitage et la position vis-à-vis du gisement peuvent causer des difficultés pendant l'exécution des travaux minièrs d'ouverture et exploitation. Il est impérieusement nécessaire qu'on dispose des donnés de connaissance hydrogéologiques les plus détaillées pour l'élaboration

---

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8—13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] Entreprise des forages et travaux géologiques spéciaux, Str. Caransebeş, 1, 78344, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

des travaux minièrs d'ouverture et exploitation, pour que l'ingénieur puisse choisire les solutions les plus sûres, pour l'excavation des travaux minièrs d'ouverture et exploitation.

La connaissance hydrogéologique des gisements se réalise étapisé, parallèlement à la recherche géologique, par des travaux spécifiques et qui en général est comprise dans l'ansamble des travaux géologiques. Dans cette situation les travaux hydrogéologiques ont aussi un objectif géologique et aussi des aspects de la connaissance hydrogéologique.

Dans la Roumanie on exécute des recherches hydrogéologiques pour les gisements de minérais, charbon, schistes combustibles et sables bitumineux. Ces recherches sont réalisées principalment par des forages et seulement en des situations spéciales, par des travaux minièrs.

Tenant compte de la structure géologique et la nature des roches où sont situés les gisements de substances minérales utiles, les travaux hydrogéologiques doivent être emplacés et exécutés d'une telle manière que les données de connaissance soient les plus complètes possible.

Pour les gisements de minérais situés en des formations à roches cristallines ou sédiments durs tels que les calcaires et les grès, les essais expérimentaux hydrogéologiques par des forages s'exécutent par un trou pas tubé ou par des colonnes avec des phantes, en fonction du comportement des roches pendant les pompages expérimentaux.

On accorde une attention particulière à l'établissement du système des fissures et lacunes de dissolution où sont accumulées et circulent les eaux souterraines et aussi dans quelle mesure ces eaux affectent les gisements ou peuvent créer des difficultés pendant l'exécution des travaux minièrs.

On cherche aussi d'établir la nature du matériau désagrégé qui se trouve éventuellement dans les lacunes de dissolution.

Mentionnons, dans ce sens, que dans la zone du gisement de fer de Palazu Mare, où sur les formations cristallines à minérai repose un complexe calcaire d'environ 550 m d'épaisseur, profondément affecté par les réseaux de fissures et lacunes de dissolution, et surtout dans la partie supérieure, sur une épaisseure d'approximatif 350 m, où est engendré un très puissant complexe aquifère, par les forages hydrogéologiques pendant les pompages expérimentaux, on a constaté que dans les lacunes de dissolution à développement irrégulier se trouvent d'importantes quantités de sables quartzeux qui, drainés par les eaux dans le trou du forage, ont crée des difficultés pendant la recherche hydrogéologique. Ces accumulations de sable resultent du processus de dissolution des calcaires et la quantité de sable varie en fonction du caractère gréseux des calcaires et des dimentions des lacunes de dissolution.

Les accidents tectoniques qui représentent des zones de destruction à épaisseurs variables, forment un autre aspect de la recherche hydrogéologique, par ce qu'ils peuvent causer, dans les roches dures, des zones d'accumulation pour les eaux souterraines et des voies de communication entre les differents horizons aquifères et aussi entre les couches aquifères et les accumulations de substances minérales.

Institutul Geologic al României

Dans les formations cristallines les accumulations d'eaux des zones de destruction sont limitées en général, mais avec des perméabilités très variables tel comme l'on a constaté dans le gisement de minerai cuprifère de Moldova Nouă. Ainsi, par la galérie Florimunda on a intercepté avec un latérale, une zone de destruction en quartzites, de 1,00 m d'épaisseur, qui a causé une éruption puissante d'eaux, avec des fragments de quartzite, mais approximativement 4 heures après, a été drainée en entière, étant faiblement réactivée seulement dans les périodes avec des précipitations atmosphériques prolongées. Aussi dans la galérie Florimunda, par un puits de 45 m de profondeur, pour l'investigation du gisement à un horizon inférieur, dans la partie inférieure du puits, a été trouvé une zone de destruction aquifère, de 10,00 m d'épaisseur, dans les roches de contact du corps à granodiorites. Pour assurer les conditions normales de travail, on a exécuté approximativement 100 jours de pompages d'évacuation, à un débit de 864—1200 $m^3/24$ heures, puis les travaux minièrs se sont déroulés sans des difficultés d'ordre hydrogéologiques.

Le développement irrégulier de la réseau des fissures aquifères et surtout autour des corps de minerai, exige que la recherche hydrogéologique de détail s'exécute de proche en proche.

Ainsi, dans le gisement de minerai de fer de Iulia, de la Dobrogea du Nord, une fois terminée la recherche par des forages disposés en réseau, pour établir les limites de variation des paramètres hydrogéologiques, pour la couche aquifère engendrée dans les réseaux des fissures des calcaires triasiques où est placée la minéralisation de fer, on a commencé la recherche de détail dans la zone de l'emplacement établi pour le puits minier d'accès au gisement. Les dates obtenues indiquent qu'au voisinage immédiat du gisement la perméabilité des calcaires varie beaucoup, sur des distances de 15 m à 20 m.

Cette situation exige que dans le cadre des travaux minièrs horizontaux exécutés dans le puits, s'exécute en parallèle des forages en avant dans les directions d'avancement des travaux minièrs, pour éviter les érruptions de l'eau qui, par le potentiel de débitage pourrait dépasser la capacité d'évacuation par le pompage.

Pour maintenir l'équilibre entre le système de drainage par les travaux miniers et la capacité d'évacuation instalée, les forages souterrains ont été équipés à la bouche avec des colonnes métaliques d'étanchement et des soupapes pour le réglage des débits.

Des conditions hydrogéologiques similaires présente aussi le gisement de minerai de fer de Delnița, de la partie nord des Carpathes Orientales, situé aussi en des calcaires cristallins, au contact avec les schistes cristallins.

Parce que les gisements de charbon supérieur (houille et anthracite) et de schistes combustibles de la partie oueste des Carpathes Meridionales, aussi que les sables bitumineux de la partie sud des Carpathes Orientales sont situés dans des structures géologiques à extentions limitées et les couches perméables aquifères de la toit et du lit de ceux-ci ont en général un développement uniforme, étant constituées des schistes gréseux, grès et sables, ils sont investigués du point de vue hydrogéologique par des forages disposés dans la réseau des forages hydrogéologiques.

Institutul Geologic al României

Pour cette catégorie de gisements affectés par des accident tectoniques, on cherche de réaliser la connaissance hydrogéologique pour chaque compartiment tectonique et le développement de la recherche dans les zones de fracture se fait nécessaire seulement dans la mesure où les failles mettent en contact des horizons aquifères différents.

Étant donné que dans quelques gisements d'houille, comme par exemple Lupac, Biger et Doman, ont été exécutés antérieurement des travaux miniers d'exploitation sous la cote de la base locale d'érosion, sistés puis et abandonés à cause des conditions hydrogéologiques difficiles qui n'a pas été possible les surmonter par la dotation technique de laquelle on disposait et à présent sont innondés, la recherche trouve d'établir l'influence de ces accumulations d'eaux dans le processus hydrodynamique de détente et de drainage des couches aquifères dans le périmètre limitrophe, qui seront ouverts pour l'exploitation.

Pour les gisements de charbon supérieur, localisés dans des structures plissées, en général à extention réduite, le calcule des resources de l'eau statique ne pose pas des problèmes particulières.

Pour les sables bitumineux où on suive l'exploitation gravitationnelle par les travaux miniers des hydrocarbures, on accorde une attention particulière à la détermination des possibilités de communication entre ceux-ci et les couches aquifères de la toit et le lit et aussi à l'estimation de l'influence dans le processus d'exploitation, par la réalisation du régime hydrodynamique qui puisse prévenir les éruptions de l'eau avec du sable pendant les travaux d'exploitation.

Les gisements de charbon inférieur (lignite), la principale source de combustible solide pour l'énergie, ont une vaste aire d'éparpillement dans la Roumanie et sont formés par des couches de charbon intercalées entre les dépôts pliocènes représentés en général par une alternance de marnes, argiles et sables de differents granulométries. Les plus importants gisements, par le volume de réserves, se trouvent dans la zone de colline de la partie sud des Carpathes Méridionales, dans l'unité structurelle, la Dépression Gétique.

Aproximativement 80% des réserves de charbon inférieur connues sont situées dans des conditions hydrogéologiques difficiles et très difficiles.

Grâce aux variations importantes de faciès des dépôts pliocènes, les conditions hydrogéologiques varient d'un gisement à l'autre et pour les connaître il est nécessaire qu'on exécute pour chaque gisement des investigations par des forages qui en général appartient à la réseau des forages géologiques.

Étant donné que les conditions hydrogéologiques naturelles où sont emplacés les gisements de charbon constituent un des facteurs importants pour décider l'exploitation, la recherche hydrogéologique s'exécute en parallèle avec la recherche géologique.

La disposition en général monoclinale des couches de charbon, qui détermine l'approfondissement de ceux-ci à des profondeurs de plus de 100 m, fait que la recherche hydrogéologique se réalise principalement par des forages exécutés dans le système hydraulique, tubés avec des colonnes où sont montés des filtres à tamis métaliques, les forages en système séche

Institutul Geologic al României

étant utilisés en général pour la recherche des couches aquifères phréatiques.

La densité des forages hydrogéologiques est en fonction du niveau de connaissance parce qu'on considère que pour assurer la connaissance au niveau des exigences du projet pour l'ouverture et l'exploitation des couches de charbon, la distance entre les points de connaissance hydrogéologique doit être de 800—1000 m.

Les forages à système hydraulique, doivent être exécutés conformément aux caractéristiques des couches aquifères à étudier ; la pratique a rélévé le fait que si les forages sont exécutés avec des fluides de forage de bonne qualité et le régime hydraulique est en équilibre avec la pression hydrostatique des couches aquifères à traverser, le phénomen de colmatage a des conséquences négligeables et n'influence pas les résultats des pompages hydrogéologiques expérimentaux.

Pour que les résultats de la recherche hydrogéologique par des forages soient le plus réels possible, les couches aquifères s'ouvrent par des filtres à une surface active dont la valeur varie environ 20%, pour ne pas introduir des résistance supplémentaires dans la communication entre la couche et le forage.

Étant donné que dans la majorité des cas les exigences dans l'exécution des forages à système hydraulique ne sont pas rigoureusement respectées, ont lieu des procèsus de blocage des couches perméables et les recherches hydrogéologiques expérimentales commencent par des pompages de décolmatage et déblocage qui sont considérés terminés alors quand pendant aproximativement 10 heures on ne constate plus l'entraînement des particules solides dans l'eau extraite des forages. Ce critère n'est pas souvent confirmé par des travaux, étant donné que pendant le pompage, à beaucoups des forages, s'enregistre l'apparition des particules solides dans l'eau extraite par pompage, accompagnée en général d'augmentations du débit, fait qui prouve que la durée des pompages pour le décolmatage n'a pas coïncidé avec la considérée et en moins de cas ces augmentations du débit ont été enregistrés même dans l'étape finale des pompages expérimentaux, considérés en régime stabilisé, fait qui a déterminé leur répétition.

Alors quand les pompages expérimentaux sont exécutés en régime pas stabilisé, par des forages creusés en système hydraulique, on ne peu pas constater de telles situations ; quand le décolmatage et le déblocage des couches perméables ne sont pas réalisés éfectivement dans le temps considéré, les résultats enregistrés ne correspondent pas à la réalité.

Pour éviter de telles situations et pour avoir la certitude de la représentativité des données obtenues, données qui se trouvent à la base des projets et de la réalisation des travaux de drainage des couches aquifères de la toit et du lit de charbon, des travaux minièrs d'ouverture et d'exploitation, et aussi de surface, nous avons établi que tous les pompages expérimentaux par des forages doivent être exécutés en régime stabilisé par des forages singuliers.

De cette manière, en plus du degré avansé de la certitude des données hydrogéologiques obtenues, on réalise aussi une économie de travaux, étant donné que pour les pompages expérimentaux en régime pas sta-

Institutul Geologic al României

bilisé, il est nécessaire d'exécuter au moins un forage de hydroobservation, auprès de chaque forage de pompage.

Tenant compte de ces considérations, tous les recherches hydrogéologiques par des forages, en but minier, ont été et sont exécutées en régime stabilisé et les conditions hydrogéologiques et hydrodynamiques de gisement, constatées éfectivement par des travaux miniers d'exploitation n'ont pas été différentes à ceux établies par les recherches exécutées par les forages.

On accorde une attention particulière aux mesures pour suivre la vitesse du redressement du niveau hydrostatique, mesure qui aux forages singulièrs avec des pompages expérimentaux en régime stabilisé, se trouvent à la base du calcule du coefficient de piézoconductibilité par la formule : $P = \frac{\pi \cdot D^2}{4.t}$ où D = le diamètre du cône de dépression dans le régime stabilisé et t = le temps du redressement du niveau hydrostatique.

Pour les gisements à des conditions hydrogéologiques difficiles et très difficiles, les données de connaissance obtenues par des forages sont vérifiées et approfondies par des travaux miniers de recherche à caractère expérimental, mines pilot, qui doivent conduire à l'établissement des métodes les plus efficaces pour l'ouverture et exploitation ; après l'accomplissement de l'objectif géologique les mines sont remises aux unités minières pour les exploiter à continuation en éliminant, de cette manière, le temps d'attent entre le finale de la recherche et le commencement de l'exploitation.

Ce genre de travaux de recherche, s'emploie à partir des dernières années et ont été exécutés par des travaux minièrs classiques (plans inclinés et galéries) dans le gisement de charbon inférieur. Dans cette dernière étape d'investigation on expériment les diverses métodes de drainage des couches aquifères, c'est à dire des forages à un diamètre de jusqu'à 900 mm équipés avec des gravillons filtrants, ou filtres à tamis métaliques ou gravillon pour le drainage gravitationel, forages d'injection de l'air comprimé dans les couches perméables aquifères, filtres epingle du souterrain, instalations de vacuumage et forages de hydroobservation.

Dans cette dernière fase d'investigation, pour les gisements de charbon inférieur situés à des profondeurs de 200—400 m, avec la toit et le lit constitués immédiatement des marnes à des épaisseurs de plus de 10m et à continuation étant intercalées dans la toit des couches aquifères perméables à des pressions hydrostatiques de plus de 200 m colonne d'eau et grand potentiel de débitage qui fait pratiquement impossible l'ouverture par des puits creusés par la métode classique et le bêchage avec congélation préalable, exigent beaucoup de temps pour l'exécution, on fait des expériments pour l'ouverture par des puits forés dès la surface avec un grand diamètre.

Ainsi, pour le gisement du Bassin de Borod, de la partie nord de la Transylvanie, se sont exécutés deux puits forés avec le diamètre utile de 3,00 m, jusqu'à une profondeur de 282 m et qui sont en cours de dotation pour se passer puis à l'exécution des galéries qui partent de ces puits-là ; au gisement Baraolt-Sud, de la partie sud-est de la Transylvanie, où les couches aquifères de la toit et du lit débitent des eaux artésienes carbogaseuses, on va s'expérimenter l'ouverture par deux puits forés à la

Institutul Geologic al României

surface, à un diamètre utile de 4,00 m et 382 m et respectivement 392 m de profondeur.

Pour assurer les conditions hydrodynamiques qui permettent l'exécution en des conditions normales des galéries d'accès des puits, on exécute des forages hydrogéologiques de détente des contraintes et de drainage gravitationel dans le souterrain.

La recherche finale pour le gisement de minerai de fer de Palazu Mare, département de Constanța, met un problème tout particulier; il est situé dans des conditions hydrogéologiques très difficiles, déterminées par l'existence d'un complexe aquifère dans les formations calcaires crétacé-jurassiques de la toit du gisement, à une épaisseur moyenne de 550m complexe qui a une capacité de débitage très grande et qui arrive jusqu'à, 17000 $m^3/24$ heures pour un mètre de dénivellation.

Dans ces conditions résulte que le respectif gisement ne pourrait pas être ouvert que par des puits forés dès la surface, où le respectif complexe aquifère soit isolé par la cimentation en arrière des tubes de forage avec lesquels seront tubés.

Ainsi, on a prévu l'exécution de deux puits forés, à un diamètre utile de 3,00 m et respectivement 4,00 m, d'où commenceront les galéries et les abatages expérimentaux; en fonction de leur réalisation on déciderai la possibilité d'exploitation du gisement.

Sur la base des données de connaissance obtenues par les travaux de recherche hydrogéologique aux fins minièrs et tenant compt du degré de confirmation de ceux-ci par des travaux miniers d'exploitation, les gisements de substances minérales utiles, en fonction des conditions hydrogéologiques naturelles où sont situés pourraient être intégrés dans les suivantes catégories de difficulté hydrogéologique:

1. Gisements à des conditions hydrogéologiques très faciles, pour lesquels ne sont pas nécessaires des travaux spéciaux de drainage;

2. Gisements à des conditions hydrogéologiques faciles où le drainage des couches aquifères de la toit et du lit peut se réaliser par des travaux spéciaux exécutés à partir des travaux miniers d'exploitation;

3. Gisements à des conditions hydrogéologiques difficiles, où le drainage des couches aquifères de la toit et du lit doit se réaliser par des travaux spéciaux, exécutés dès la surface, combinés avec des travaux de drainage dans le souterrain, dont le coût n'influence pas négativement le prix de la tonne de substance minérale exploitée;

4. Gisements à des conditions hydrogéologiques très difficiles où les travaux de drainage influence négativement le coût de la tonne de substance minérale extraite.

Pour établir le degré de dificulté hydrogéologique pour le gisement de substances minérales, on doit tenir compt du potentiel des réserves de chaque gisement, des conditions hydrogéologiques naturelles et des possibilités de réalisation en des conditions économiques du régime hydrodynamique correspondant aux exigences pour l'exploitation en des conditions de sécurité du travail.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Castany G. (1968) Prospecțiunea și explorarea apelor subterane. Dunod, Paris.

Ciocîrdel R. (1957) Hidrogeologie — Ed. Tehn., București.

Gheorghe Al., Bomboe P. (1963) Hidrogeologie minieră. Ed. Tehn., București.

Liteanu E. (1953) Hidrogeologie aplicată. Ed. Tehn. București.

Vasilescu Gh., Avramescu N. (1967) Cercetări hidrogeologice în bazinul Baraolt, *Stud. tehn. econ. seria E, nr. 7, Inst. Geol.*, București.

— Vamvu V., Frugină E. (1961—1962) Considerații hidrogeologice asupra zăcământului de minereu de fier din zona Palazu Mare. *D. S. Com. Geol.*, XLIX, București.

Institutul Geologic al României

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES POUR LES EAUX POTABLES DE LA DOBROGEA DU SUD[1]

PAR

GHEORGHE VASILESCU[2], CRISTIAN DRAGOMIRESCU[2]

Introduction

Antérieurement la Dobrogea du Sud a été considérée comme une zone avec de pauvres sources d'eau potable, parce que les couches aquifères facilement accessibles situées dans les horizons perméables des dépôts quaternaires et miocènes, disposent d'un potentiel de débitage en généra éduit et les eaux débitées dans quelques périmètres dépassent par le degré de minéralisation les prévisions pour les eaux potables.

Pour établir les possibilités qui puissent satisfaire les nécessités des eaux potables et industrielles de cette région, à partir de 1962 on a formulé et exécuté un vaste programme de recherche hydrogéologique des formations calcaires mésozoïques. Le programme a été élaboré à la base des données de connaissance hydrogéologique fournies par : la captation par des puits de Caragea-Dermen pour l'alimentation avec de l'eau de la ville de Constanța, les recherches hydrogéologiques par des forages pour le gisement de minerai de fer de Palazu Mare, les pertes de circulation enregistrées aux forages de référence géologiques, exécutés dans la zone et aussi tenant compt de la manière du développement et la constitution lithologique des formations géologiques de cette partie-là de notre pays.

Ainsi ont été exécutés 44 forages hydrogéologiques avec des profondeurs de jusqu'à 1200 m, répendus dans tout le territoire de la Dobrogea du Sud.

Considèrations géologiques

La Dobrogea du Sud représente la partie est de la Dépression Moesienne qui se trouve sur le territoire de notre pays, et a formée l'objet de

---

[1] Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8–13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

[2] Entreprise de Forages et Travaux Géologiques Spéciaux, Str. Caransebeș, 1, 78344, Bucarest, Roumanie.

Institutul Geologic al României

nombreuses investigations géologiques à partir du fin du siècle passé, parmi lesquelles mentionons à celles exécutées par : Anastasiu (1908) Atanasiu (1940), Macovei (1912) et récement M. Chiriac.

Les dernières décennies la connaissance géologique de cette zone a été enrichie par des travaux de recherche avec des forages de profondeur et des recherches géophysiques exécutées surtout par les unités de spécialité de M.G.

Resulte des données de connaissance existentes, que dans la composition géologique de la Dobrogea du Sud participent des formations paléozoïques, triasiques, jurassiques, crétacées, éocènes, tortoniènnes, sarmatiènnes, pliocènes et quaternaires qui reposent sur un fondement cristallin.

Le Cristallin est représenté par une série mésozonale (série de Palazu Mare) à micaschistes, quartzites, schistes amphyboliques, amphybolites, gneiss et schistes verts qui reposent en discordance sur la série de Palazu Mare.

Dans les forages exécutés dans les zones : Tortomanul, Cernavodă, Medgidia, Siminoc, Bărăganu, Techirghiol et Cocoșu, les schistes verts sont représentés par des dépôts détritiques, quelquefois faiblement dolomitisés, faiblement métamorphisés, de couleur verdâtre, roujeâtre ou violacé que O. Mirăuță les a identifié avec la série de Bălțăgești à schistes verts de la Dobrogea Centrale.

Le Paléozoïque a été rencontré seulement dans les forages de la partie sud de la zone (2 Mai, Mangalia, Negru Vodă, Oltina, Ciobănița, Biruința, Cobadin, Comana, Tuzla et Topraisar), représenté par des dépôts appartenant au Silurien, Ordovicien, Dévonien et Carbonifère. Les formations dévoniennes et siluriènnes ont été déterminées sur des bases paléontologiques. Les dépôts paléozoïques sont représentés par une grande variation de roches, respectivement des grès quartzitiques, quartzites, orthoquartzites, argilites noires, argilites gréseuses, schistes siliceux, dolomies siliceuses, grès dolomitisés noirs, calcaires et schistes noirs, schistes argileux, argilito-gréseux et argilites schisto-graphiteuses.

Le Trias a été rencontré par des forages exécutés dans les périmètres Independența et Techirghiol et contient des argilites rouges-bordeaux à des niveaux gréseux qui correspondent au complexe supérieur de la série rouge inférieure du Trias inférieur à faciès allemand.

Le Jurassique a été intercepté dans la majorité des forages exécutés et affleure au nord de la zone, au contact avec la Dobrogea Centrale, très proche à la ligne de fracture majeure Capidava-Ovidiu où est représenté par des dolomies, calcaires dolomitiques, calcaires, et marnocalcaires, attribués au Kimmeridgien.

Dans les forages, en plus des dépôts kimmeridgiens, on a déterminé aussi la présence des dépôts oxfordièns et kallovien-bathoniens.

Les dépôts kallovien-bathoniens ont été rencontrés à la base du Jurassique, au nord-est de la Dobrogea du Sud et ils sont formés des marno-calcaires, marnes calcaires, grès calcaires, conglomérats et calcaires pseudo-conglomératiques, compacts.

Institutul Geologic al României

Le Kimméridgien et Oxfordien sont représentés par un puissant paquet formé des dolomies, dolomies calcaires, calcaires dolomitiques, calcaires et quelquefois marno-calcaires.

Les roches qui prédominent sont les dolomies finement cristallisées, souvent avec un aspect saccharoïde, profondement fissurées et avec beaucoup de lacunes de dissolution quelquefois avec un aspect caverneux. Le degré de fissuration varie sur la verticale et aussi sur la horizontale.

Les dépôts carbonatés jurassiques ont été rencontrés dans tout le territoire de la Dobrogea du Sud à l'exeption d'un périmètre situé dans la partie est, respectivement dans les environs des localités Cumpăna, Techirghiol, Topraisar, Biruința et Costinești, où les dépôts crétacés reposent directement sur les formations paléozoïques.

Le Crétacé est connu par des recherches sur le territoire et aussi par des forages sur tout le territoire de la Dobrogea du Sud et il est représenté par une grande variété de formations lithologiques. Ainsi, le Crétacé débute par un paquet de marnes, marno-calcaires, calcaires et dolomies à fréquentes intercalations de gypses et anhydride, attribué au Valenginien-Hauterivien, calcaires récifaux, calcaires, pseudo-oolithiques, marno-calcaires et argiles marneuses barrémiennes. Sur ce paquet des formations aptiennes en faciès continental-lacustre, constituées par des argiles en général kaolinitiques, reposent au sud de V. Carasu, sables à gravier et plus rare des conglomérats quartzitiques et un faciès marin au nord, représenté par des calcaires, marnes, marno-calcaires, argiles, sables et grès. Suivent les sables glauconitiques à éléments de gravier et horizons gréseux albiens, grès à ciment calcaire, gris-blanchâtres ou verdâtres cénomaniens, conglomérats et microconglomérats siliceux à concrétions phosphatiques et ciment calcaire, turoniens et craie blanche, quelquefois jaunâtre à des passages latéraux aux calcaires crayeux, attribués au Senonien.

Du point de vue de la dispersion, les termes basales du Crétacé se trouvent généralement, dans la partie sud et ouest de la Dobrogea du Sud et les termes supérieurs dans la partie nord et est.

L'Éocène est représenté par des sables à intercalations gréseuses à nummulites du Yprésien et calcaires à intercalations de grès calcaires à nummulites attribués au Lutetian.

Le Tortonien est présente par une alternance de couches maigres de marnes, marno-calcaires, calcaires, argiles, grès et sables.

Le Sarmatien est présente par les termes Bessarabien et Kersonien, constitués d'argiles, calcaires lumachelliques à intercalations de sables siliceux et calcaires oolithiques à intercalations d'argiles et sables.

Le Pliocène est représenté par une alternance de marnes, argiles et sables et plus rare des grès à intercalations des calcaires lacustres dans la partie supérieure. Dans cette pile de dépôts ont été délimités les termes : Pontien, Dacien et Levantin.

On a attribué au *Quaternaire* les argiles roujeâtres à concrétions calcaires et gypsifères, les dépôts loessoïdes à concrétions calcaires et ferru-

Institutul Geologic al României

gineuses qui couvrent toute la zone investiguée et aussi les dépôts alluviaux et de plage de la zone littorale.

La Dobrogea du Sud représente le compartiment bas de la fracture majeure Ovidiu-Capidava, avec une direction NW—SE.

Comme une répercussion des diverses fases d'orogenèse, à partir du Protérozoïque, les formations prétertiaires ont été affectées en général, par une série de fractures, avec une orientation générale EW, respectivement les failles : Carasu, Eforie-Topraisar et V Mangalia et aussi les fractures moins importantes, en général orientées NS, et les formations mésozoïques sont légérement pliées, avec l'élévation la plus importante dans la zone de la localité Cobadin.

Recherches hydrogéologiques

Les travaux hydrogéologiques exécutés antérieurement, ont conduit à la connaissance des couches aquifères phréatiques et aussi à la connaissance des couches aquiphères de profondeur des horizons perméables des formations tertiaires.

Ainsi Macovei (1912) s'est occupé des horizons aquifères des dépôts sarmatiens et Ciocîrdel et Protopopescu-Pache (1955) ont fait la zonation hydrogéologique de la Dobrogea tenant compt des dates fournies par les forages pour l'alimentation avec de l'eau, des formations sarmatiennes. Ont contribué aussi des spécialists des unités spécialisées de MG, CNA, MAIA et IBF.

Les premières informations exactes sur les couches aquifères des formations mésozoïques ont été fournies par les travaux de captation de l'eau potable de Caragea-Dermen, qui ont investigué la partie supérieur de ces dépôts-là.

Un collectif des spécialistes de l'Entreprise de Forage et Travaux Géologiques Spéciaux ont réalisé dans la zone du gisement de fer de Palazu Mare, des recherches hydrogéologiques systématiques sur les dépôts calcaires mésozoïques et aussi sur les formations cristallines sur une épaisseur d'approximatif 500 m (Vasilescu et al. 1961—1962). Ils ont établi que dans les réseaux de fissures et creux karstique des calcaires et dolomies mésozoïques, il y a un très puissant complexe aquifère avec de l'eau potable ; dans les horizons perméables du Cristallin on trouve un autre complexe aquifère qui donne de l'eau chlorosodique du type marin.

Ayant vu ces données de connaissance, ont été exécutées les captations Cismele I et II pour assurer le nécessaire de l'eau potable de la ville de Constanța.

Tenant compt du développement des dépôts mésozoïques, des pertes de circulation des forages de référence géologique de la Dobrogea du Sud qui ont traversé ces formations et des résultats hydrogéologiques particulières obtenus dans la zone de Palazu Mare, dans la période 1962—1974, l'Entreprise de Forages et Travaux Géologiques Spéciaux a exécuté un vaste programme d'investigation hydrogéologique des formations mésozoïques de la Dobrogea du Sud par des forages.

Étant donné que par ces travaux on a suivi la mise en évidence de nouvelles couches aquifères qui puissent former des sources d'alimenta-

Institutul Geologic al României

tion en eau potable et industrielle, les forages hydrogéologiques ont été exécutés dans les zones des localités plus importantes, ainsi qu'au fin du programme d'investigation puissent être utilisés comme des travaux du débute pour exploiter les couches aquifères mises en évidence. C'est ainsi que les distances entre les forages ont varié entre 4 et 18 km.

Les forages jusqu'à 1200 m de profondeur, ont été exécutés avec circulation invèrse, par air-lift et comme fluide de forage a été utilisé en drincipal l'eau débitée par les couches aquifères traversées. Ainsi, par le détritus extrait continuellement des eaux employées comme fluide de forage, on a pu poursuivre la succession lithologique traversée et se sont extrait des carottes en général de 25 m à 25 m, pour des diverses analyses de laboratoire et pour établir le degré de fissuration et la variation des dimensions des creux de dissolution ; ceux-ci varient entre 0,50—5,0 m.

Tout le longue de chaque forage on a éxécuté des investigations géophysiques comme : carottage électrique, carottage radio-actif, cavernométrie, déviation et termométrie.

Pour établir les paramètres hydrogéologiques des couches aquifères interceptées, on a exécuté des essais hydrogéologiques expérimentaux par des pompages à air-lift sélectif et cumulé en formations ; les dépôts post-crétacés ont été fermés par des colonnes métaliques cimentées arrière.

Les investigations hydrogéologiques des forages de la Dobrogea du Sud ont mis en évidence d'importantes couches aquifères de profondeur, situées dans les dépôts sableux quelquefois cimentés albien-cénomanien et dans les calcaires et dolomies barrémiens, valanginiens, hauteriviens et jurassiques fortement fissurés et à des fréquentes creux de dissolution.

Dans la partie est de la Dobrogea, dans un périmètre délimité par les localités Cumpăna, Techirghiol, Est-Bărăgan, Topraisar et Nord-Costinesti on a déterminé seulement la présence de la couche aquifère des dépôts détritiques albiens, jusqu'à 267 m d'épaisseur, qui reposent directement sur les dépôts paléozoïques.

Le potentiel du débit de cette couche varie en fonction de la constitution granulométrique et le degré de cimentation des sables ; ainsi les débits spécifique établis par les forages ont des valeurs de 3,58 m^3/24 heures/m de dénivellation, au forage 5057, Pecineaga, jusqu'à 355 m^3/24 heures/m de dénivellation au forage 5066, General Scărișoreanu.

Cette couche aquifère est ascensionnelle ; le niveau hydrostatique est situé entre les cotes +13,70 m et +17,03 m et l'eau débitée est en général bicarbonatée calcique et faiblement sodique, à une minéralisation totale de 0,4949—1,2079 gr/l.

Dans les calcaires et les dolomies crétacé-jurassiques, jusqu'à 1000 m d'épaisseur, fortement fissurés et avec des creux de dissolution, ont été mis en évidence plusieurs horizons aquifères qui communiquent entre eux et qui forment un complexe aquifère.

Ce complexe aquifère est en général, ascenssionnel et dispose d'un très grand potentiel de débitage par des forages, en général, pour 1m de dénivéllation varie entre 500—12960 m^3/24 heures, mais dans le périmètre Independența, Negru-Vodă, Cotu Văii on a enregistré des valeurs sous 60 m^3/24 heures et dans la zone de la localité Dunărea, 7m^3/24 heures.

Institutul Geologic al României

Le potentiel de débitage enregistré reflète la variation très grande du degré de fissuration des calcaires et dolomies où est engendré ce complexe aquifère.

Les essais experimentaux sélectifs éffectués par les forages, ont conduit à la conclusion que les dolomies et les calcaires de la base du Jurassique, sont, sur une épaisseur de 200 m, moins perméables et présentent des horizons de plusieurs mètres, pratiquement imperméables.

Le niveau hydrostatique de ce complexe aquifère varie entre les cotes +17,60 m et +3,00 m avec une chute du sud-ouest vers le nord-nord-est où alimente le lac Siutghiol et est solicité par les captations des eaux potables pour la ville de Constanța.

L'existence des eaux sulfureuses des couches aquifères des dépôts éocènes et sarmatiens de la zone de Mangalia-Albești-Costinești et aussi les émergences de l'eau potable du fond de la Mer Noire de la zone d'Eforie-Nord, sont les résultats du processus de drainage du complexe aquifère des dépôts mésozoïques.

L'eau débitée par ce complexe aquifère est bicarbonatée calcique et magnésienne, à une minéralisation totale de 0,3346—1,4153 gr/l, en fonction des variations minéralogiques des formations aquifères.

Dans la partie sud-est de la Dobrogea, respectivement dans la zone de Mangalia-Albești-Costinești, l'eau débitée est aussi sulfureuse, contient H_2S jusqu'à 42,50 mgr/l et la température s'éleve jusqu'à +27°C, ce qui lui confère le caractère de l'eau minérale étant utilisées comme balnéaires. La présence du H_2S et l'augmentation de la température de l'eau sont dus au processus d'oxydation des plages de pyrite des formations paléozoïques et de la partie inférieure des dépôts jurassiques.

La position établie pour le niveau hydrostatique de la couche aquifère des sables albiens, qui coïncide au niveau hydrostatique du complexe aquifère des calcaires et dolomies crétacé-jurassiques et aussi la non-existance d'une couche séparateure imperméable entre les deux formations aquifères, prouvent la communication directe entre eux.

Le complexe aquifère des dépôts mésozoïques est alimenté par l'infiltration des précipitations atmosphèriques dans les zones où affleurent les formations respectives (zone prébalcaniques), et aussi par le drainage de la couche aquifère de la Plaine du Danube et les eaux du fleuve dans les zones de contact directe qui débutent approximativement dans la région de Zimnicea-Giurgiu-Ruse.

À la base des données de connaissance obtenues des forages de recherche hydrogéologique, pour le complexe aquifère des dépôts mésozoïques, on a calculé les réserves statiques, dynamiques et exploitables de l'eau potable et minérale qui puissent satisfaire en abondance les demandes actuelles et de perspective pour cette zone de notre pays.

Le potentiel des réserves exploitables calculé pour le complexe aquifère des formations mésozoïques dépasse 2 500 000 $m^3/24$ heures, situant la Dobrogea du Sud parmis les régions de notre pays avec les plus riches sources souterraines d'eau potable et industrielle.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Atanasiu V. (1908) Geologia împrejurimilor orașelor Cernavodă și Constanța. *An. Inst. Geol. Rom.* I, București.

Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucrările Soc. Geogr. D. Cantemir*, III, Iași.

Cioclrdel R., Protopopescu-Pache E. (1955) Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei, *Stud. tehn. econ. Com. Geol. Seria E* nr. 3, București.

Macovei Gh. (1912) Citeva observații aspra hidrogeologiei Dobrogei de sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.* III, București.

Vasilescu Gh. et al. (1961—1962) Considerații hidrogeologice asupra zăcămîntului de minereu de fier din zona Palazu Mare. *D. S. Inst. Geol. CGS* XLIX, București.

— (1968) Noi surse de ape minerale în zona Mangalia. *Sesiunea de comunicări geologice și tehnice, IGEX, CSG* București.

— Pîrvu Maria (1968) Cercetări hidrogeologice în zona orașului Medgidia. *Sesiunea de comunicări geologice și tehnice, IGEX, CSG* București.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ASSESSMENT OF GEOTHERMAL RESOURCES OF THE HARGHITA-GURGHIU MOUNTAINS (EAST CARPATHIANS) [1]

BY

ȘERBAN VELICIU[3], MARIUS VISARION[2], CONSTANTIN GHENEA[2], SERGIU PELTZ[2], CONSTANTIN OPRAN[3]

Introduction

The utilization of the Earth's inner heat for various economic purposes constitutes a present day problem among the concerns related to the discovery and the turning to account of some sources of energy. Although future technology continues to be difficult to predict, considerable progress has been made in Romania during the last few years toward a better understanding from a geological and geophysical point of view, enough to improve significantly the basis for a comprehensive assessment of the distribution, magnitude and recoverability of various categories of geothermal resources.

At sufficient depth, rocks hot enough to be a potentially energy source exist everywhere. Usually they are too deep to reach with current drilling technology, but in some areas, due to the geologic-structural situation, the geothermal gradient is much higher. Within the Gurghiu-Harghita Mts, located at the inner part of the East Carpathians, the presence of geothermal resources was inferred either from post-volcanic surface manifestations such as thermal springs, or from boreholes exhibiting temperatures higher than "normal". Because of a geologic setting characterized by young volcanism and the abnormally high heat flow, a considerable amount of heat exists in this region near the surface.

Unlike other geothermal areas that are being considered for the development of energy (e.g. the eastern limit of the Pannonian Depression), the energy potential of the East Carpathians is not limited to the hydrothermal convective systems only; it seems that the conductive dominated systems (hot dry rock) could be here of a major interest as geothermal resources.

---

[1] Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13 1981, Bucharest, Romania.

[2] Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeș 1, 78344 Bucharest, Romania.

[3] Ministry of Geology, str. Mendeleev, 34—36, 70169 Bucharest, Romania.

Institutul Geologic al României

The present contribution is a summary of the recent findings in the distribution, characterization and appraisal of the geothermal resources of the Gurghiu-Harghita Mts and surrounding zones, based on the study by all feasible geological, geophysical, hydrogeological and geochemical techniques. As for the method used, the study performed has been conducted along lines similar with those described by White and Williams (1975), and Muffler and Cataldi (1978).

Geologic and Hydrogeologic Setting

From a geologic-structural point of view, the investigated territory covers major tectonic units corresponding to the Eastern Dacides (Săndulescu, 1975), namely crystalline and Mesozoic formations from the Hăghimaş and Perşani Mts and Cretaceous flysch from the Ciuc, Bodoc, Baraolt and the northern part of the Perşani Mts. Also, Neogene volcanics from the Gurghiu-Harghita Mts, Neogene sediments from the eastern limit of the Transylvanian Basin and Pliocene-Quaternary deposits that filled up the post-tectonic Gheorghieni, Ciuc and Baraolt depressions, occur in this region.

The proper Gurghiu-Harghita Mts constituted the southern part of the neo-volcanic chain of the East Carpathians. The volcanism here represented the final stage of the subsequent Alpine magmatic activity and manifested itself with two main phases, during the Pannonian and the Pliocene respectively, which resulted into two structural compartments: volcano-sedimentary (lower) and stratovolcanic (upper). The andesites (with their extreme basic varieties) have been prevalently found into the constitution of these compartments.

From the K—Ar dating (Rădulescu, 1973), the Neogene andesitic rocks range in age from 7.37 to 3.92 m.y. The ages decrease southward, the youngest hornblende-biotite andesites being emplaced in the southern part of the Harghita Mts. However, the youngest magmatic features in the region are represented by the basalts from the Perşani Mts, whose Pleistocene age was documented on the paleontologic evidence (Mihăilă, Peltz, 1977) as well as absolute age (Ghenea et al., 1981).

The volcanoes and igneous bodies are disposed on the tectonomagmatic lineaments trending NW—SE, N—S or E—W. According to gravity and magnetic data (Gavăt et al., 1963), these lineaments represent the effects on the surface of a major trans-crustal fracture striking NW—SE (Socolescu et al., 1964).

The area of the Gurghiu-Harghita Mts is rich in mineralized springs but is relatively poor in thermal springs. Only low temperature springs (15—27°C) emerge from different kinds of permeable formations, the deep high temperature waters being probably mixed up with more superficial cool waters. The most important hydrogeologic potential is exhibited by the volcano-sedimentary formation and by the recent sediments that filled up the post-tectonic depressions. Numerous occurrences of thermal waters spread out from these formations at Lunca Bradului, Mădăraş, Miercurea Ciuc, Tuşnad, with flow rates which range from 0.1 to 3 l/sec. depending on location. Some emergences of thermal waters from boreholes drilled also into volcano-sedimentary formation, are loca-

Institutul Geologic al României

ted on the west side of the Gurghiu-Harghita Mts (Vlăhița, Praid, Holoșag, Bodvai), along a fracture system that probably limits eastward the Transylvanian Basin.

At Toplița, emergences with temperatures of 17—25°C occur from a confined aquifer situated in the carbonate formations belonging to the Rebra-Barnar metamorphic series. Boreholes drilled at Tușnad intercepted thermal waters circulation on the fissures within andesitic rocks, exhibiting flow rates up to 4 l/sec and temperatures of 50—63°C.

Geothermal Field

Survey of the thermal heat flow in the Neogene volcanic chain of the East Carpathians (V e l i c i u et al., 1977; D e m e t r e s c u, 1979) showed that the Gurghiu-Harghita Mts are characterized by values ranging from 70 to 118 mWm^{-2}, exceeding by a factor of 1.5 or 2 what is accepted as a "normal" heat flow (approximately 60 $mW\ m^{-2}$). This positive anomaly is clearly outlined by the lower values recorded in the surrounding tectonic units: 45—57 mWm^{-2} for the Crystalline-Mesozoic Zone and the Flysch Zone, and 40—50 mWm^{-2} for the eastern limit of the Transylvanian Basin (V e l i c i u and D e m e t r e s c u, 1979).

It is interesting to notice that the heat flow decreases from north to south, the highest values being recorded in the southernmost part of the Harghita Mts.

Both the regional high heat flow anomaly and the building up of the new-volcanic chain are referred as consequences of the lithospheric Miocene subducting process in the Carpathian area.

As a part of the geothermal investigation of the Neogene volcanic chain, the thermal gradient has been measured in more than 150 short holes drilled to a depth of 50 m (V e l i c i u, P e t e r, 1975). Generally such determinations give the position and intensity of the shallow geothermal anomalies. However, it was possible to compare the individual values of the gradient only when operated in zones which were relatively lithologically homogeneous and the thermal conductivity might be considered constant. The local anomalies outlined by the isoline of 20°C/100 m (Fig. 1) have been interpreted as an effect of the convective heat transfer in the first 1000 m of depth, due to the thermal waters circulation, fact proved by some occurrences located within these anomalies. The isoline of 10°C/100 m was referred to the anomalies possibly connected with hydrothermal systems which have no surface expression.

Hydrothermal Convective Systems

The category of convection systems includes all identified areas of the Gurghiu-Harghita Mts, where either occurrences of thermal waters or geological and geophysical data indicate the presence of a favourable hydrothermal regime. The relatively high favourability of these systems is due to the fact that convection of water transfers heat from the hot deep parts of a system to its near-surface parts. Thus, higher temperatures are attainable in shallow wells than in areas where heat is transfered dominantly, if not entirely, by conduction through solid rock.

Institutul Geologic al României

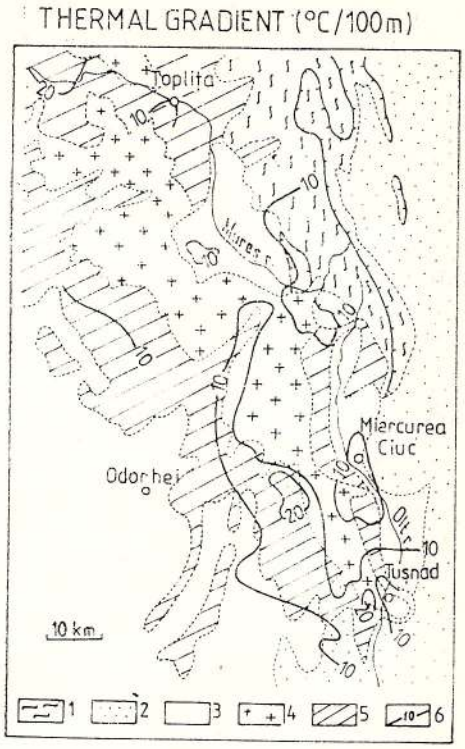


Fig. 1. — Superficial anomalies of the geothermal gradient for the Gurghiu-Harghita Mts area. 1, Crystalline-Mesozoic formations; 2, Cretaceous flysch; 3, Neogene-Quaternary deposits of the post-tectonic depressions; 4 and 5, Neogene volcanics: andesites and volcano-sedimentary formation, respectively; 6, isoline of thermal gradient — — ^{0}C/100 m.

In order to estimate the energy potential of the convective systems, the knowledge on the following parameters of individual system was necessary: predicted sub-surface temperatures, areal extent of thermal influence and the top of the reservoir.

Most known thermal water systems from the Gurghiu-Harghita Mts are characterized by springs that discharge at the surface. These springs through their chemical composition and areal distribution have provided useful evidence on probable subsurface temperatures, volumes and heat content.

Fig. 2. — Geothermal energy resources of the Gurghiu-Harghita Mts. 1, Quaternary sediments; 2, molasse of the Transylvanian basin; 3, Cretaceous flysch; 4, Crystalline-Mesozoic formations; 5, Neogene volcanics: 1 — andesitic rocks, 2 — volcano-sedimentary formation.

I. Hydrothermal convective systems (temperatures of 60—100°C at a depth of 1 to 4 km). Corresponding geothermal energy ($\times 10^{18}$ cal): 6, < 0.1; 7, $0.1 \div 0.5$; 8, $0.5 - 1.0$; 9, < 1.0.

II. Dominant conductive systems (hot dry rock): a) igneous related systems. Corresponding geothermal energy ($\times 10^{18}$ cal): 10, $0.01 \div 0.02$; 11, $0.02 - 0.04$; 12, $0.04 \div 0.06$; b) regional conductive anomaly; 13, boundary of the area with temperatures greater than 150°C at a depth of 3 km; 14, boundary of the area with temperatures greater than 150° C at a depth of 5 km; 15, maximum temperature (°C) of hydrothermal geothermometers (Na—K—Ca).

Institutul Geologic al României

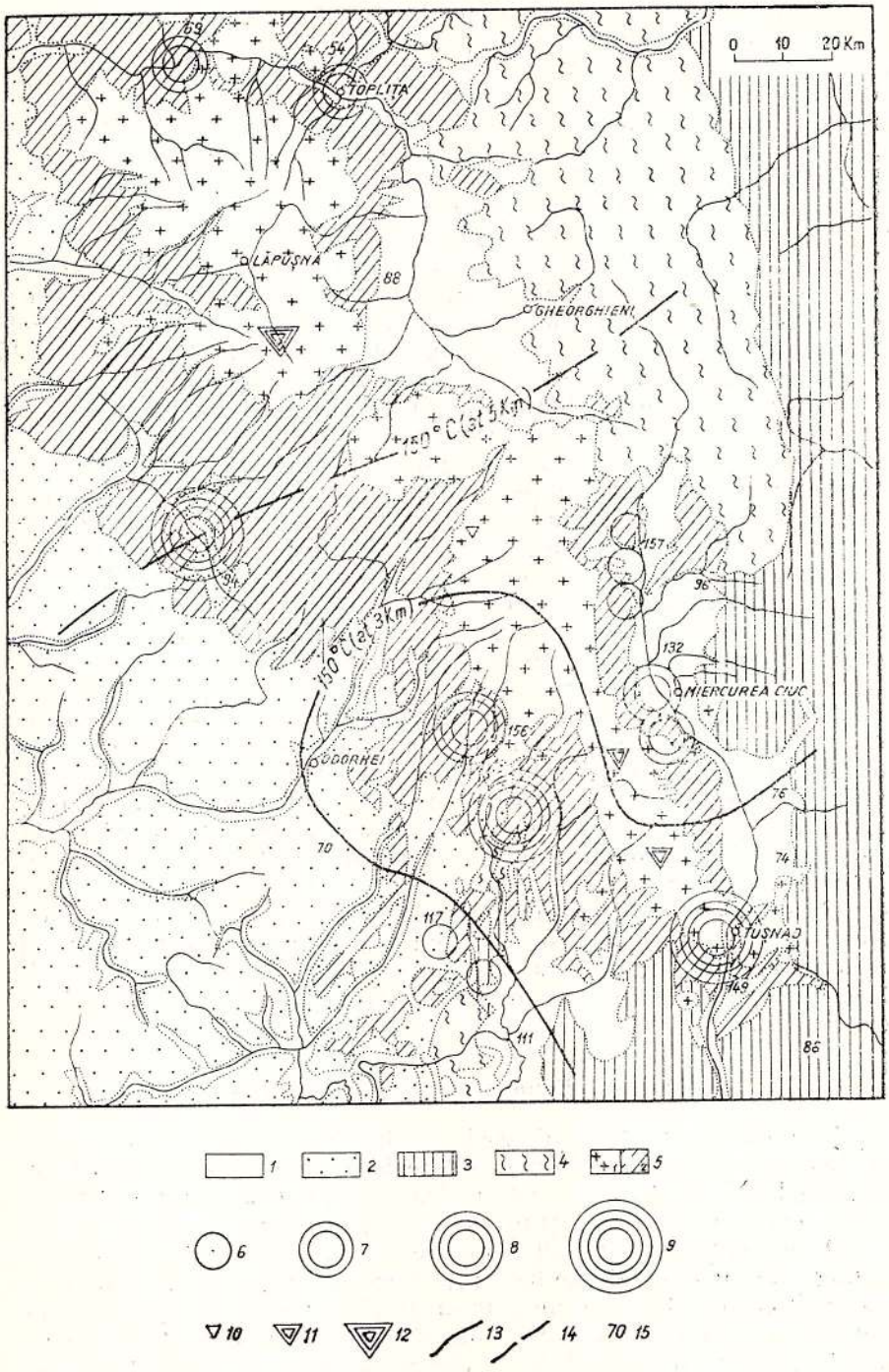


Fig. 2

Institutul Geologic al României

Direct temperature measurements were made either in surface springs or in wells and they provided minimum reservoir temperature. Estimates of the high subsurface temperature have been made on the basis of geochemical thermometers (Na—K—Ca). However, the results must be used carefully because some indicated temperatures are not reliable (Fig. 2), at least owing to the high content in CO_2, or most waters seem to attain equilibrium in Na, K and Ca with mineral assemblages other than those considered for the chemical geothermometers.

The subsurface area assumed to be underlain by a reservoir of the indicated average temperature was derived from all present geological and geophysical data. Geophysical data, where available, provided the principal means for estimating the areal extent and, in a few cases, the indicated depth of the reservoir, even though sufficient drilling has not yet been done to document carefully the relation in this region between a geophysical anomaly and the geothermal potential. In most instances where surface manifestations and geology were used to indicate reservoir dimensions and geophysical data were then examined, the reservoir dimensions either remained the same or, more commonly, were significantly increased. Systems with a single thermal spring for which geophysics does not suggest a larger subsurface area are arbitrarily assigned a subsurface area of 1.5 km^2 (assumed to be 1.5 km long on the dominant structural trend and 0.5 km on each side of this trend). Many of such separate systems may be interconnected at a depth greater than 2 and 3 km. The heat reservoir of all convective systems is arbitrarily supposed to extend to 3 km in depth, which is the current limit of geothermal drilling.

Estimated stored heat was calculated from reservoir temperatures (less 10°C, average ambient surface temperature, for simplicity assumed constant for all of the Gurghiu-Harghita Mts territory), volume and volumetric specific heat. Volumetric specific heat as 0.6 cal/cm^3°C is known to differ slightly by rock type, porosity and water content, therefore the use of a single value introduced only slight errors relative to the great uncertainty of other parameters.

Results of the calculation show that the total heat contained into the identified hydrothermal systems from the Gurghiu-Harghita Mts is of approximately 8.5×10^{18} cal and three systems (Tuşnad, Băile Chirui-Vlăhiţa, and Praid) are each predicted to contain more than 10^{18} cal of stored heat.

Regional Conductive Dominated Systems

The category of dominated conductive systems (hot dry rock) includes the conduction-dominated region that underlies most of the Gurghiu-Harghita Mts due to the high heat flow anomaly and that constitutes by far the largest part of the total geothermal resource base.

Observed heat flow values are the basis for the construction of maps showing the location of the hot upper crustal regions with temperatures greater than 150 °C. Direct measurement of temperature is possible only in boreholes and mines. Extrapolation of these data to greater depths has limited validity. More reliable temperature data for great depth can be obtained from heat flow values associated with heat generation and heat

Institutul Geologic al României

conductivity of rocks, which made it possible to calculate temperature-depth profiles.

For the Gurghiu-Harghita, temperature distribution versus depth has been calculated following the steps indicated by Haenel (1979), namely :

— construction of a geologic profile down to 10 km deep for every borehole in which heat flow measurements exist ;

— assigning of thermal parameters for each strata of the geological profiles ;

— calculation of the temperatures according to the heat conductivity equation, taking into account stationary conditions and one-dimensional temperature distribution (Fig. 3).

The calculated temperature for every 500 m enabled to construct the isoline maps at the depth of 1, 2, 3, 5 and 10 km. The maps for the depth of 2 and 5 km are shown in Figure 4 together with the surface heat flow distribution. All these maps suggested that the highest temperatures (more than 150°C at 4 km deep) occur in a conductive dominated area of approximately 2000 km^2 situated in the central and southern parts of the Harghita Mts. The total heat stored within the first 10 km of the crust may be here of 90 $\times 10^{18}$ cal.

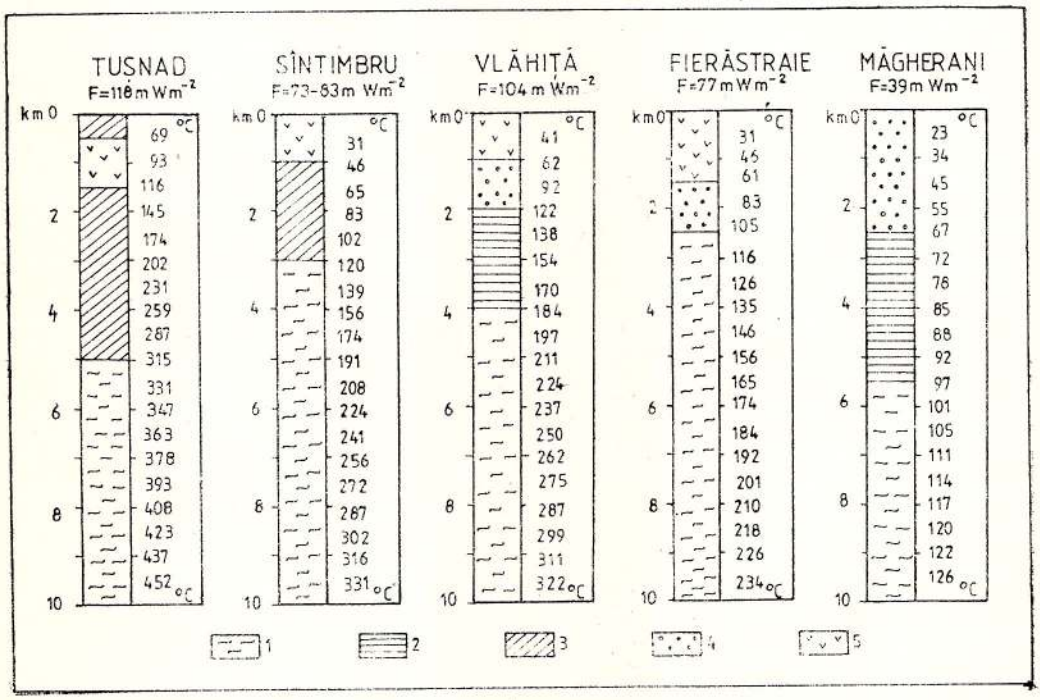


Fig. 3. — Geologic profiles and calculated temperatures versus depth for deep boreholes from the Gurghiu-Harghita Mts area. 1, crystalline rocks (mesozone) ; 2, crystalline rocks (epizone) ; 3, Cretaceous flysch ; 4, Molasse of the Transylvanian Basin ; 5, Neogene volcanics.

Institutul Geologic al României

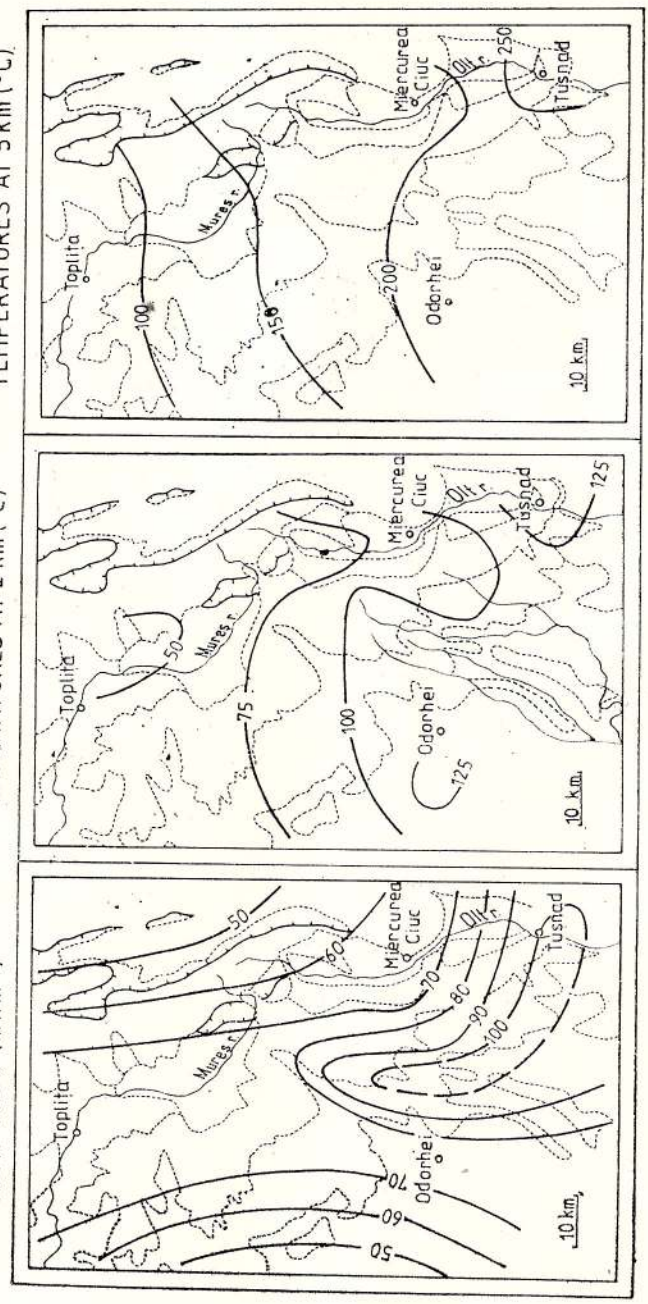


Fig. 4. — Heat flow map (mWm^{-2}) and temperatures distribution (°C) for depth of 2 and 5 km in the Gurghiu-Harghita Mts area.

Institutul Geologic al României

Igneous Related Systems

From the volcanologic and petrographic studies (Rădulescu et al., 1964; Peltz, Peltz, 1964; Rădulescu, 1973) resulted that the volcanism in the Gurghiu-Harghita Mts is relatively young, representing the final stage of the subsequent Alpine magmatic activity in the Carpathians. Therefore, a problem which deserves an analysis is if any igneous-derived thermal anomaly may exist in connection with the Pannonian and/or Pliocene volcanic and/or subvolcanic structures. Mathematically, the thermal calculation for this case contains two major assumptions (White and Williams, 1975): the heat transfer in the rocks surrounding the magma is by solid-state conduction and effects of magmatic pre-heating and gains of magma after the time of the last eruption are ignored.

Taking into account the petrographic composition with the prevalence of andesites, the following parameters have been used into the calculation: initial temperature of magma, 1000°C; mean density of magma, 2.6 g cm^{-3}; latent heat of crystallization, 65 cal g^{-1}; heat capacity, 0.3 cal g^{-1} °C. Volumes of magmatic manifestations have been inferred from geophysical data (gravity and aeromagnetic mapping).

In Figure 5 the age-volume data for six volcanic systems from the Gurghiu-Harghita Mts are plotted to show the approximate present position of each system in relation to its probable cooling state. Pairs of lines are drawn to represent cooling models that identify systems that are now approaching ambient temperature. The points plotted indicate that almost all igneous-systems from the Gurghiu-Harghita Mts fall in the area which has reached the ambient temperature or are very near to this. The fact makes sense if it is referred to the relatively old age of the last eruption in this region, ranging between 7 and 1.5 m.y. Consequently, from the point of view of the geothermal resources, the total heat pre-

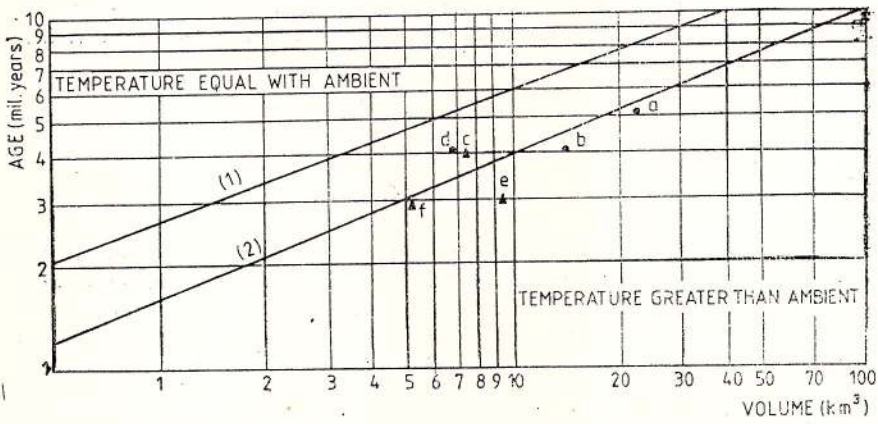


Fig. 5. — Graph of theoretical cooling time versus volume for magma bodies. Points represent the youngest age and estimated volume for igneous systems from the Gurghiu Mts (a) Fincel-Lăpușna; (b) Șumuleu; (d) Ciumani. Triangles correspond to igneous systems from the Harghita Mts (c) Vîrghiș; (e) Lucu; (f) Cucu.

Institutul Geologic al României

served into the igneous-systems (approximately 0.04×10^{18} cal) is of very limited economic value.

Conclusions

The appraisal of the geothermal resources of the Gurghiu-Harghita Mts, summarized in Table, is as factual as it can be provided from the available data. So, the estimates should be regarded as first attempts

TABLE

Estimate heat content of Geothermal Resource base of the Gurghiu-Harghita Mts

Type of geothermal system	Heat content (10^{18}cal)	Energy equivalent (10^{18} Joule)
Hydrothermal convective systems. (Inferred fluid temperatu e : 60—100 °C)	8.5	35.5
Regional conductive systems (hot dry rock). Calculated temperature greater than 150 °C at a depth of :		
3 km	2.5	
5 km	11.0	
10 km	90.0	376.0
Neogene volcanic related systems (hot dry rock)	0.037	0.15

that will need to be updated as new geological and geophysical information becomes available. The further investigations must include extensive drilling, reservoir evaluations and research to attain a better understanding of the characteristics of the individual geothermal systems from this region.

REFERENCES

Demetrescu C. (1979) Valori ale fluxului termic al Pământului în unele unităţi tectonice din R. S. România. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Ser. Geofizică*, 1, 17, Bucureşti.

Gavăt I., Airinei Şt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu S., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele geofizice actuale (gravimetrice şi magnetice). *St. cerc. geofiz.*, 1, 1, 7—34, Bucureşti.

Ghenea C., Bandrabur T., Crăciun P., Ghenea A. (1980) Contributions to the Knowledge of the Hydrothermal Structures in Romania and of the Prospective Zones. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, Bucureşti.

— Bandrabur T., Mihăilă N., Rădulescu C., Samson P., Rădan S. (1981) Pliocene and Pleistocene Deposits in the Braşov Depression, *Guidebook for the field excursion SEQS — INQUA*, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Mihăilă N., Peltz S. (1977) Contribuţii la cunoaşterea aparatului vulcanic Hegheş (Racoşu de Jos, Munţii Perşani). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, Bucureşti.

Muffler P., Cataldi R. (1978) Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7, 53—89, Great Britain.

Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuţii la cunoaşterea aparatului vulcanic Ostoroş (Munţii Harghita). *D. S. Com. geol.* L/1, Bucureşti.

Rădulescu D. P. (1973) Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita. *D. S. Inst. geol.* LIX/4, Bucureşti.

— Vasilescu A., Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a munţilor Gurghiu. *An. Com. geol.*, XXXIII, Bucureşti.

— Peltz S., Stanciu C. (1973) Neogene volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu — Harghita Mts.). *Guide Exc. Symp. Volc. Metallog.*, Bucureşti.

Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.* (7), XVII/3, 299—358, Paris.

Socolescu M., Popovici D., Roşca V., Visarion M. (1964) Structure of the Earth's crust in Romania as based on the gravimetric data. *Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Sér. Géophysique*, 8, 3—11, Bucarest.

Veliciu Ş., Peter E. (1975) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics Bucharest.

— Cristian M., Paraschiv D., Visarion M. (1977) Preliminary data of heat flow distribution in Romania. *Geothermics*, 6, 95—98, Great Britain.

— Demetrescu S. (1979) Heat flow in Romania and some relations to geological and geophysical features. In : Cermak, V., Rybach L. (Eds). Terrestrial heat flow in Europe. 253—260, *Springer Verlag*, Berlin-Heidelberg — New York.

White D. E., Williams D. L. (1975) Assessment of Geothermal Resources of the United States. *Geological Survey Circular*, 726, 5—121, Washington.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ОЦЕНКИ, КАРТИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА НА ТЕРРИТОРИИ СРР [1]

Э. АВРАМЕСКУ[2], Э. ФРУДЖИНА[2]

В СРР работы по количественной оценке подземного стока проводились в рамках гидрологических исследований. Результаты этих исследований были опубликованы в различных гидрологических работах монографического характера (У й в а р и, 1972; Реки Румынии, 1973).

Оценка и картирование подземного стока территории Румынии при помощи комплексных методов, учитывая также гидрогеологические условия формирования подземного стока, впервые выполнены в период 1973—1976 гг. в рамках международного сотрудничества по линии МГП, по теме „Составление карты подземного стока центральной и восточной Европы мшб 1: 1.500.000" под координацией СССР. Эта карта была составлена на основе национальных карт участвующих социалистических стран, в том числе Румынии.

Определение и картирование подземного стока на территории СРР осуществляется при помощи предварительного районирования страны по основным природным условиям формирования подземного стока. Таким образом, учитывая геоструктурные и гидрогеологические условия, были выделены следующие основные районы подземного стока:

1. Карпатские горные массивы
2. Трансильванская впадина
3. Панонская депрессия
4. Центральная и северная Добруджа
5. Молдавская платформа
6. Дунайская и Южнодобруджская платформа

Внутри каждого из этих главных районов были выделены второстепенные районы подземного стока, учитывающие условия развития и залегания, питания и дренирования, различных по возрасту и литоло-

[1] Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1981 г., Бухарест, Румыния.

[2] Метеорологический и Гидрологический Институт, Ул. Бухарест-Плоешть, № 97, Бухарест, Румыния.

Institutul Geologic al României

гическому составу водоносных горизонтов или комплексов, которые принимают, участие в формировании подземного стока главного района.

Районирование страны осуществлялось на основе гидрогеологических и геологических карт, изданных Геологическим институтом в Бухаресте (Атлас СРР, 1974; Геологическая карта СРР, 1967; Гидрогеологическая карта, 1979; Карта четвертичных отложений , 1979; Тектоническая карта СРР).

Методы оценки и картирования подземного стока

В качестве количественных показателей подземного стока определялись норма модуля и коэффициент подземного стока.

Нормой модуля подземного стока является среднегодовое количество воды, которое дренируется через водоносные горизонты данного района, разделенного на площади того же района. Модуль подземного стока выражается в л/сек/км^2.

Коэффициентом подземного стока является отношение среднегодового объёма подземного стока к среднегодовому количеству осадков. Выражается в процентах.

При оценке показателей подземного стока применялись комплексные гидрологические и гидрогеологические методы. Для горных и холмистых областей применялись особенно гидрологические методы, а для равнинных, гидрогеологические.

Одним из гидрологических методов был метод расчленения гидрографов репрезентативных бассейнов рек по нижней обрамляющей кривой. Репрезентативные бассейны были выбраны таким образом, чтобы вся площадь данного бассейна находилась в примерно одинаковых климатических, геоморфологических, геологических и гидрогеологических условиях. Для полученим модуля, среднемноголетний объём подземного стока Q_s, выраженный в л/сек разделили на площадь бассейна F (км^2).

$$M = \frac{Q_s}{F} \ л/сек/км^2 \qquad (1)$$

Кроме метода расчленения гидрографов, для отдельных гидрографических бассейнов или частей этих бассейнов, расположенных между двумя гидрологическими станциями, подземный сток оценивался более простым методом, принимая его за среднемноголетнее значение из среднемесячного осеннего стока (Q_x, Q_{x1}) и среднемесячного минимального стока ($Q_{мин}$) с данной площади (F)

$$Q_s = \frac{1}{2}\left[Q_{мин} + \left(\frac{Q_x + Q_{x1}}{2} \right) \right] \ л/сек \qquad (2)$$

Из гидрогеологических методов использовались методы определения подземного стока как среднемноголетнее инфильтрационное питание, выделенное по графику колебания уровня (В. В. Биндеман) и определение подземного стока при помощи гидродинамических расчетов удельного расхода подземного потока.

Institutul Geologic al României

Гидрогеологические методы базировались главным образом на данных, полученных из скважин гидрогеологической сети режимных наблюдений.

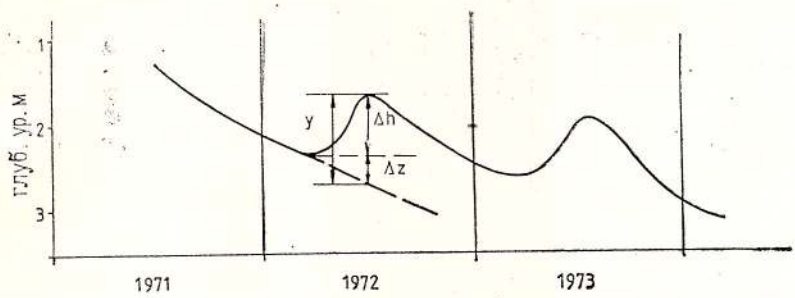


Рис. 1. — Способ выделения годового инфильтрационного питания

Метод выделения инфильтрационного питания по графику колебания уровня представлен на рис. 1. Годовое инфильтрационное питание в мм колонны воды

$$y = 1000\mu\,(\Delta h + \Delta z)\,(мм) \tag{3}$$

где μ — коэффициент водоотдачи данного водоносного горизонта. Таким образом норма модуля подземного стока

$$\overline{M} = \frac{0{,}0317\,(y_1 + y_2 + \cdots y_n)}{n}\ л.с./км^2 \tag{4}$$

где n — число лет наблюдений.

Второй гидрогеологический метод, использованный для оценки модуля подземного стока основан на расчетах удельного расхода „q" подземного потока по формуле:

$$q = T_{ср} \cdot i\,ср.\ л/сек. \tag{5}$$

где $T_{ср}$ — среднее значение водопроводимости, а „$i_{ср}$" — среднее значение гидравлического уклона подземного потока. Эти значения определялись при помощи двух скважин „гидрогеологической сети", расположенных в направлении течения потока (рис. 2)

Таким образом,

$$T_{ср} = \frac{K_1\bar{h}_1 + K_2\bar{h}_2}{2} \tag{6}$$

$$i_{ср} = \frac{\overline{H}_1 + \overline{H}_2}{L} \tag{7}$$

Institutul Geologic al României

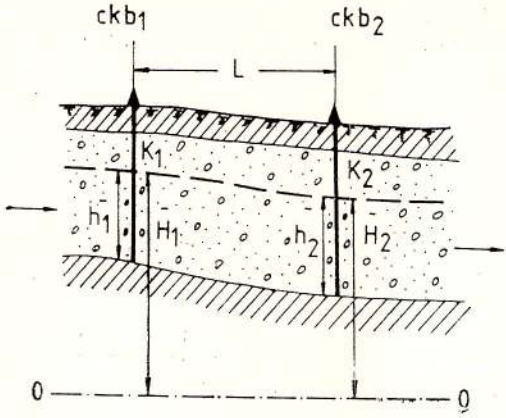


Рис. 2. — Створ наблюдательных скважин при расчете удельного дебита потока.

K_1 и K_2 — коэффициенты фильтрации в скважинах 1 и 2

h_1 и h_2 — средняя многолетняя мощность водоносного горизонта в скважинах 1 и 2

$\overline{H}_1$ и $\overline{H}_2$ — средняя многолетняя абсолютная отметка уровня подземных вод в скважинах 1 и 2

L — расстояние между скважинами.

Модуль подземного стока с элементарной площади ($F_э$) равен:

$$M = \frac{qB}{F_э} \quad л/с/км^2 \tag{8}$$

B — ширина потока. При расчётах обычно брали $B = L$. Таким образом

$$M = \frac{q}{L} \quad л/с/км^2 \tag{9}$$

При составлении карты подземного стока для каждого выделенного района подземного стока определялись средневзвешенные значения модуля, применяя формулу

$$M_{ср} = \frac{F_1M_1 + F_2M_2 + \ldots\ldots + F_nM_n}{F_1 + F_2 + \ldots\ldots + F_n} \quad л/с/км^2 \tag{10}$$

Карта подземного стока СРР соответствует содержанию и легенде, принятой при совместной работе социалистических стран по линии МГП. Кроме количественных показателей подземного стока, модуля и коэффициента, которые показаны на карте, первый красками, а второй изолиниями или цифрами, на карту нанесены различными знаками, преобладающая литология и возраст водоносных горизонтов или комплексов, принимающих участие в формировании подземного стока, особые условия как например: развитие карста, области питания и разгрузки глубоких

Institutul Geologic al României

водоносных горизонтов, зоны интенсивного испарения с поверхности подземных вод и т.д. На карте показана также преобладающая минерализация подземных вод [3].

Условия и закономерности формирования подземного стока на территории СРР

Условия и закономерности формирования подземного стока в СРР различные в разных гидрогеологических районах. В общем, нужно отметить резкое отличие горноскладчатых районов от платформенных.

В горные массивы Карпат дренируются кристаллические и осадочные и складчатые образования палеозоя, мезозоя и каинозоя. Здесь наблюдается самое интенсивное питание подземных вод за счёт большого количества выпадающих осадков (800—1800 мм/год), а также самое активное дренирование. Крутые склоны рельефа, большая врезанность и густота речной сети (0,6—0,90 км/км^2) благоприятствуют активному движению подземных вод даже в относительно слабопроницаемых породах, как например, кристаллические сланцы, флиш, вулканические породы, неспособные накапливать большие количества воды. В этих относительно слабопроницаемых образованиях подземная вода движется с довольно большой скоростью, в тонкой коре выветривания и в делювиях. Модули подземного стока находятся здесь между 3—7 л/сек/км^2, а коэффициенты составляют от 10 до 35%. В тех же самых водоносных образованиях значения модулей увеличиваются с абсолютной высотой рельефа. Так, например, в кристаллических породах модули подземного стока растут с абсолютной отметкой, достигая на самых высоких хребтах Карпат 10л/сек/км^2.

В горных массивах Карпат, водоносные образования с большой проницаемостью, способные накапливать в порах, пустатах и трещинах большие количества воды, мало развиты. Они приурочены к карстовым известнякам и доломитам, к конгломерации и осадочно-вулканическим породам. В этих водоносных образованиях модули подземного стока имеют самые большие значения, около 10 л/сек/км^2, достигая даже 20 л/сек/км^2, с коэффициентами от 30 до 50%. Примерами таких зон являются реки Черны и Жиу, которые проходят через карстовые известняки меридиональных Карпат.

В карстовых зонах Карпат в период обильных осадков, накапливается большое количество запасов подземных вод, которое в более засушливые периоды срабатывается. В этих зонах наблюдается обильное довольно постоянное подземное питание рек.

Платформенные районы (Молдавская, Нижнедунайская и Добруджская), а также межгорные впадины, Трансильванский бассейн, Панонская депрессия обладают более неблагоприятными условиями формирования подземного стока по сравнению с горными районами Карпат. В этих районах количество атмосферных осадков уменьшаются от 800 мм/г в предгорных зонах до 400—350 мм/год в восточной части Румынской равнины в южной Добрудже. Уменьшается также врезанность рек, расчленение и уклон рельефа. Густота гидравлической сети составляет 0,5—0,3 км/км^2 в предгорных районах и от 0,3 до 0,09 км/км^2 в центральных восточных частях Румынской равнины. Таким образом, в этих районах инфильтрационное питание уменьшается, скорость движения и обмен

Institutul Geologic al României

поверхностных вод с подземными затрудняется. Значение модуля подземного стока колеблется от 0,1 до 5 л/сек/км², а коэффициента — от 30 до 25%. Самые большие значения подземного стока встречаются в предгорных зонах платформ и впадин.

Платформенные районы, а также межгорные и предгорные впадины характеризуются мощной толщей осадочных пород, в которой чередуются водопроницаемые образования разного возраста с водоупорными образованиями, образуя разные водоносные горизонты или комплексы. В этих районах наблюдается резко выраженная вертикальная гидродинамическая зональность по глубине. Таким образом, с точки зрения формирования подземного стока и его количества здесь имеет особое значение глубина залегания водоносного горизонта. Кроме этого, большое значение имеют также мощность и водопроницаемость водоносных отложений, глубина и характер уровня подземных вод. Там где близко к поверхности залегают сильно водопроницаемые водоносные образования, подземный сток является значительным. С глубиной водоносные горизонты становятся под давлением, условия их питания и разгрузки затрудняются и подземный сток уменьшается.

В платформенных районах и впадинах территории СРР дренируются в основном четвертичные горизонты и в меньшей мере мио-плиоценовые водоносные горизонты. Более древние водоносные образования обычно залегают глубоко и содержат минерализованные воды и практически не участвуют в формировании подземного стока. Исключением является район Добруджи, где мезозойские известняки залегают неглубоко, содержат воды хорошего качества и характеризуются довольно активным подземным стоком. В районах платформ и впадин самые большие значения подземного стока составляют 2—5л/сек/км² с коэффициентом 10—25%, встречаются в крупнообломочных водоносных горизонтах алювиального и флювиоглациального происхождения, в конусах выноса рек, на террасах и в поймах, а также в трещиноватых и карстовых известняках южной Добруджи. Самые незначительные величины модулей 0,1—1,0 л/сек/км² с коэффициентами 5—10% наблюдаются там, где водоносные горизонты состоят из слабопроницаемых пород, как, например, на Молдавской платформе, в центральной Добрудже и в центральной и восточной части Нижнедунайской равнины.

В предгорных зонах платформ и впадин, там где близко к поверхности водоносные горизонты приурочены к крупнообломочным породам большой мощности, происходит интенсивное питание за счёт осадков и рельных вод. В этих зонах, проходя через сильно водопроницаемые отложения, реки могут терять часть своих дебитов. В периоды с обильными осадками здесь накапливается большое количество водных запасов, вследствие чего уровни подземных вод сильно повышаются. В засушливые периоды происходит истощение запасов. На рис. 3 показан характер колебания уровней в конусе выноса реки Бузэу в зависимости от количества осадков.

В поймах и на нижних террасах больших рек, особенно Дуная, подземный сток сильно зависит от уровня поверхностных вод. В этих зонах сезонные колебания подземного стока очень большие, иногда превышающие 300%.

Institutul Geologic al României

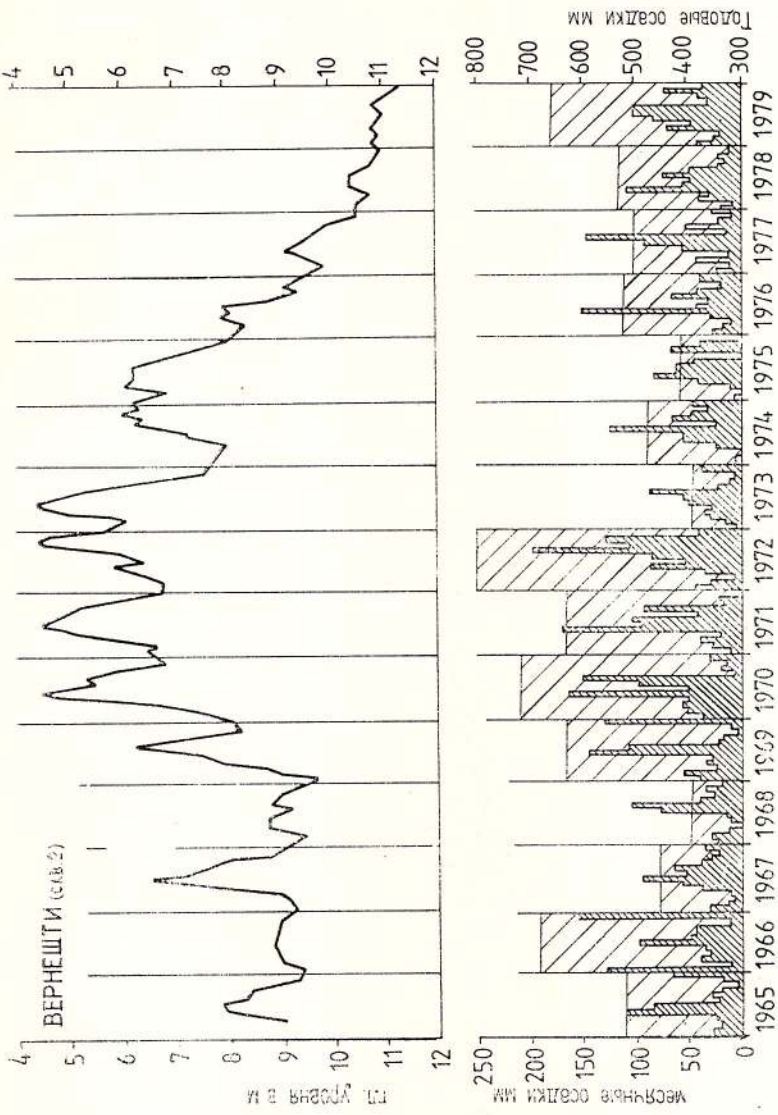


Рис. 3. — Колебания среднемесячного уровня в конусе выноса Бузэу.

Что касается формирования подземного стока на территории СРР надо отметить, что в последние годы в отдельных районах наблюдается нарушение естественных условий. Таким образом, наблюдаются участки интенсивной эксплуатации подземных вод при больших городах (Бухарест, Плоешть и т.д.), а также участки поднятия уровня вследствие ирригации, как например, в отдельных зонах террас Дуная, междуречий Бэрэгана и в южной Добрудже.

В таблице представлены результаты оценки модуля и объема подземного стока по главным гидрогеологическим районам СРР.

Institutul Geologic al României

ТАБЛИЦА

№№	Гидрогеологический район	Объем подземного стока		Модуль подземного стока в л/сек/км²
		м³/сек	миллиардов м³/год	
1	Карпатские горные массивы	373,4	11,77	5,2
2	Трансильванская впадина	25,2	0,79	1,0
3	Панонская депрессия	23,9	0,75	1,1
4	Центральная и северная Добруджа	3,0	0,09	0,5
5	Молдавская платформа	17,3	0,54	0,6
6	Дунайская и южнодобруджская платформы	170,0	5,36	2,0

Общий объем подземного стока СРР оценивается примерно в 19 миллиардов м³/год, из которых около 70% дренируется внутренними реками, а остальные 30% дренируются морем, пограничными реками, главным образом Дунаем и реками, проходящими по территории других стран.

Надо отметить, что значения модулей подземного стока, полученные для отдельных районов достоверно отражают естественные климатические, геоморфологические и гидрогеологические условия каждого района.

Что касается пополнения естественных запасов подземных вод нужно отметить, что в общем, в районе Карпатских массивов годовое пополнение (подземный сток) больше по сравнению с геологическими запасами (статическими запасами), чем в платформенных районах и впадинах, где наоборот, годовое пополнение запасов гораздо меньше по сравнению с геологическими запасами. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке обеспеченности эксплуатационных запасов подземных вод.

[3] Карта подземного стока СРР будет издана в составе сводной карты подземного стока центральной и восточной Европы, по линии МГП.

ЛИТЕРАТУРА

Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. (1970 г) Оценка эксплуатационных запасов подземных вод — Москва.

Котец П. (1973 г) Геоморфология Румынии — Техническое издательство — Бухарест.

Куделин В. И., Фиделин И. Ф. (1966 г) Принципы гидрогеологического районирования территории СССР — *Вестник Московского университета*, Серия ,,Геология'' № 1.

Мутихак В. (1974 г) Геология Румынии — Техническое издательство — Бухарест.

Уйвари И. (1972 г) География вод Румынии — Техническое издательство — Бухарест.

Institutul Geologic al României

* * * (1974 г) Атлас СРР (листы V—1, V—2, V—4) Географический институт — Бухарест.
* * * (1967 г) Геологическая карта СРР, 1: 1.000.000, Геологический институт — — Бухарест.
* * * (1969 г) Гидрогеологическая карта СРР, 1: 1 000 000, Геологический институт — Бухарест.
* * * (1969 г) Карта четвертичных отложений СРР мшб 1:1.000.000, Геологический институт — Бухарест.
* * * (1973 г) Реки Румынии — Метеорологический институт.
* * * Тектоническая карта СРР мшб. 1: 1000 000, Геологический институт — — Бухарест.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮЖНОЙ ДОБРУДЖИ И ЛУДОГОРИЯ [1]

Д. ДАНЧЕВ, А. ДАМЯНОВ [2]

Южная Добруджа и Лудогорие находятся в северо-восточной части Болгарии. Этот район ограничен: с юга — водоразделом, проходящим через Самуиловские высоты и их восточные и западные продолжения; с северо-запада — р. Дунаем; с северо-востока — государственой границей с СР Румынии; с востока — Черным морем. На этой территории формировались водоносные комплексы, которые харатеризуют ее как самостоятельный гидрогеологический район. Водоносные комплексы включают лесс-плиоценовый, сарматский, апт-баррем-готеривский и валанжин-верхне юрский (здесь не рассматривается аловиальный водоносный горизонт дунайских низменностей). Перечисленные водоносные комплексы расположены ярусами один под другим, при этом только лессовый и валанжин-верхнеюрский имеют повсеместное распространение. Сарматский и апт-баррем-готеривский комплексы имеют более ограниченое распространение. Сарматский комплекс занимает восточную, а апт-баррем-готеривский западную половину территорий. Одновременно эти комплексы находятся только в центральной части территорий. Водоносные комплексы состоят в основном из карбонатных пород за исключением лесса, песчаного горизонта плиоцена и песков, занимающих нижнюю часть сарматского комплекса. Как правило, эти песчаные отложения обогащены карбонатным веществом.

Эта территория характеризуется равнинным рельефом, который в сочетании с большой водопоглощающей способностью пород, входящих в состав комплексов, создает благоприятные условия для питания подземных вод. Гидрографическая сеть слабо развита и не имеет существенное значение для дренирования подземных вод. Формировавшиеся здесь реки по мере протекания через участки территорий состоящие из водопоглощающих пород теряют свой и без этого небольшой сток. Это обусловливает безводный характер территорий. Региональными дренажами подземных и поверхностных вод являются р. Дунай и Черное море.

---

[1] Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1981 г., Бухарест, Румыния.

[2] ВГТИ, Болгария.

Institutul Geologic al României

В климатическом отношении Южная Добруджа и Лудогорие попадают в умеренно-континентальную климатическую область с ее северным, центральным и восточным климатическими районами и в климатический район Северного Черноморья. При этих климатических условиях годовые осадки на 125—130 мм ниже нормальных для страны. Раньше проведенные вычисления (Данчев и др., 1978) показывают, что на питание подземных вод идет около 77—78 мм осадков в год. Поддержание почвы в рыхлом состоянии, почти по всей площади территории, большая водопоглощающая способность пород, обнажающихся на поверхности, а также потери поверхностного стока обеспечивают хорошее питание подземных вод. Последнее создает условия для формирования пресных подземных вод.

Почвенный слой относительно мощный и формировался на лессовой основе. Он богат карбонатным веществом. Кроме современной почвы в лессовом комплексе наблюдаются (Минков, 1962) погребенные почвенные слои. Это исключительно благоприятствует активному протеканию процессов катионного обмена и растворения. Последнее ведет к обогащению еще в зоне аерации инфильтрирующейся воды минеральными веществами до концентраций, которые встречаются в подземных водах плиоцена, сармата и апт-баррем-готрива. Повышеное содержание карбонатов в почвеном слое, особено в коренных породах играет роль в обеднении подземных вод в отношении растворенных веществ.

Структурно-тектонические условия залегания водоносных комплексов в сочетании с их гипсометрическим положением с небольшими исключениями создают условия для формирования ненапорных и частично напорных вод (в большей части распространения валанжин-верхнеюрского комплекса) с интенсивной динамикой и активным водообменом.

Сочетание физико-географических, структурно-тектонических условий, литологического и минералогического состава пород вместе с процессами растворения и ионного обмена, ведут к формированию пресных подземных вод в основных водоносных комплексах исследуемой территории.

Химический состав подземных вод в лессе и лессе-плиоцене формируется под влиянием процессов растворения и катионного обмена, протекающих при влажности ниже средней для страны. Эти процессы протекают как в зоне аераций, так и в зоне насыщения. Подземные воды характеризуются активным водообменом и общей минерализацией ниже 1,0 g/dm³ для преобладающей (73—74%) части опробованных пунктов. Остальная часть анализов показывает общую минерализацию до 2,32 g/dm³ (с. Бызын, Русенского округа).

Макрокомпонентный состав подземных вод определяется преобладающим содержанием гидрокарбоната, хлора, магния, кальция и натрия. Гидрокарбонатный ион определяет класс подземных вод приблизительно в 96% от всех анализов и только в 4% в комбинации с хлорным ионом.

В отношении содержания катионов наблюдается большое разнообразие. По катионам подземные воды относятся к типу магниево-кальциевых (55% опробованных пунктов) и калций-магниевых (около 28%).

Institutul Geologic al României

Более сложным катионным составом характеризуется около 17% опробованных пунктов. В них определяющим является и катион натрия. Повышенное содержание (более 25%) объясняется его наличием в лессовом комплексе, откуда катион натрия извлекается в ходе обменных реакций и более сложных физико-химических процессов. Приведенные ниже несколько анализов по формуле Курлова дают представление о составе подземных вод.

с. Приморци, Толбухинского округа $M_{0.71}\frac{HCO_3 74}{Mg_{76}Ca_{24}}$

с. Грынчарово, Силистренского округа $M_{0,59}\frac{HCO_3 76}{Ca_{62}Mg_{34}}$

с. Ламбриново, Силистренского округа $M_{0.70}\frac{HCO_3 94}{Mg_{48}Ca\,40}$

с. Дянково, Разградского округа $M_{0.81}\frac{HCO_3 79}{Ca_{57}Mg_{40}}$

с. Нейково, Русенского округа $M_{0.91}\frac{HCO_3 93}{Mg_{43}Ca43}$

Определенная часть анализов показывает повышенное содержание нитрата (более 30 mg/dm³). Обычно пробы взяты от источников, расположенных в населенных пунктах, близко от них или сельскохозяйственных объектов. Отсутствие нитритов говорит о том, что в большинстве случаев органические вещества разрушаются полностью. Не исключено, что повышенное содержание нитратов в некоторых анализах является результатом искуственного удобрения.

Данные показывают, что в основе почвенного слоя, а также в разных горизонтах лесса (М и н к о в, 1962) есть зоны с повышенным содержанием карбонатов. Оно вызвано инфильтрирующимися водами, из которых в определенных зонах оседают растворенные карбонаты, в результате нарушения равновесия раствора проникающей сверху воды.

Состав подземных вод сарматского водоносного комплекса формируется в условиях очень близких к этим лессового комплекса. Разница здесь в более мощной зоне аерации, через которую проходит инфильтрационная вода. Сарматский комплекс получает питание и от временно формировавшихся поверхностных вод, которые являются бедными растворенными веществами.

И здесь подземные воды характеризуются активным водообменом с низкой общей минерализацией. Из большого числа анализированных проб от колодцев и источников видно, что общая минерализация в границах от 0,4 до 2,37 g/dm³. Обычно она ниже 1,0 g/dm³(85% анализированых проб). Пробы с общей минерализацией выше 1,0 g/dm³ разбросаны неравномерно по территории.

По своему макросоставу подземные воды сарматского комплекса исключительно гидрокарбонатного класса (Р а й к о в а, Д а н ч е в, 1972). Только в нескольких анализах проб с Приморской Добруджи

Institutul Geologic al României

класс подземных вод определяется и хлорным ионом, что можно объяснить влиянием в этом районе.

Содержание катионов обусловливает более разнородный состав, при этом тип вод определяется наличием кальция и магния в комбинации между собой. Так, к магние-кальциевому типу относятся около 38% анализов. Остальная их часть кальцие-магниевые и магние-натриевые. То что магний в комбинации или самостоятельно участвует в определении класса в 68% всех анализов, в то время, как кальций только в водах источников, расположенных далеко от моря объясняется его переносом из лессового комплекса.

В результате комбинированного содержания катионов и анионов подземные воды сарматского комплекса характеризуются как гидрокарбонатно-магние-кальциевые, гидрокарбонатно-кальций-магниевые и гидрокарбонатно-магние-натриевые. Последнее иллюстрируется несколькими анализами, выраженными формулой Курлова:

источник с. Г. Кантаржиево, Варненского округа $M_{0.63}\frac{HCO_3 91}{Mg_{63}Ca_{34}}$

колодец с. Бранище, Толбухинского округа $M_{0.84}\frac{HCO_3 61}{Mg_{51}Ca_{33}}$

источник с. Голеш, Силистренского округа $M_{0.72}\frac{HCO_3 82}{Ca_{61}Mg_{29}}$

колодец с. Белгун, Толбухинского округа $M_{0.7}\frac{HCO_3 82}{Mg_{39}Na_{22}Ca_{28}}$

Определенная часть анализов проб подземных вод сармата показывает повышенное (более 30 mg/dm³) содержание нитратов. Это объясняется загрязнением в районе населенных пунктов и сельскохозяйственных объектов, тем более, что в большей части своего распространения сармат является первым под поверхностью водоносным комплексом.

Макросостав подземных вод апт-готривского водоносного комплекса формируется в условиях близких к рассмотренным уже комплексам. Апт-баррем-готривский водоносный комплекс разделен лессовой мощной зоной аэрации, в которой состав инфильтрирующейся из лёсса воды подвергается изменениям. Кроме того инфильтрационная вода постоянного и временного стока бедна минеральными веществами. Эти условия определяют невысокую общую минерализацию подземных вод — —0,43—1,27 g/dm³. Лишь в незначительном числе проб общая минерализация превышает 1,0 g/dm³.

Макрокомпоненты представлены преобладающим содержанием гидрокарбонатных, кальциевых и магниевых ионов. Анионный состав исключительно гидрокарбонатный, причем всегда в нескольких анализах класс определяется и сульфатным анионом. Сравнительно однообразен и катионный состав. Так 84% анализов относится к кальцие-магниевому типу. В общем, подземные воды являются гидрокарбонатно-кальций-ма-

Institutul Geologic al României

гниевые и необольшая часть из них — гидрокарбонатно-магние-кальциевые. Последнее видно из приведенных данных нескольких анализов.

источник с. Черноглавци, Шуменского округа $M_{0.58}\frac{HCO_3 87}{Ca_{42}Mg_{41}}$

колодец с. Богорово, Силистренского округа $M_{0.84}\frac{HCO_3 80}{Ca_{52}Mg_{47}}$

колодец с. Зафирово, Силистренского округа $M_{0.64}\frac{HCO_3 89}{Ca_{46}Mg_{43}}$

колодец с. Тетово, Русенского округа $M_{0.80}\frac{HCO_3 76}{Ca_{4}Mg_{45}}$

Содержание нитратных ионов в водах апт-баррем-готривского водоносного комплекса по сравнению с рассмотенными лесс-плиоценовыми и сарматскими комплексами более низкое и в количественном отношении и в меньшем числе анализов оно превышает 30 mg/dm^3.

Последнее указывает на то, что зона аэрации между лесс-плиоценом и апт-баррем-готеривом играет роль очистки, причем вместе с задержанием загрязнителей уменьшается и общая минерализация.

Трудно дать достаточно полную характеристику состава подземных вод валанжин-верхнеюрского комплекса из-за ограниченного числа равномерно расположенных по его площади распространения анализов. Условия формирования состава подземных вод однообразны для широкой площади распространения, что указывает и на однородный состав пород. Общая минерализация остается в узких пределах от 0,48 до 0,68 g/dm^3. Эта общая минерализация характеризует подземные воды, как в напорных, так и в безнапорных частях, за исключением районов Тюленовской и Кранецкой структур. По преобладающему содержанию макрокомпонентов подземные воды распеделяются следующим способом в процентах: подземные воды гидрокарбонатного класса в 100% из анализов, кальциевого типа в около 73% из анализов и магниевого типа в около 27%.

Вне зависимости от типа содержание кальция и магния и в двух типах близко в процент-эквивалентах.

Как из общей минерализации, так и из макрокомпонентного состава видно, что формирование состава подземных вод для ширкой площади распространения валанжин-верхнеюрского водоносного комплекса происходит при типичных континентальных условиях с активным водообменом и промытостью водоносных пород. Несколько анализов характеризуют состав вод:

скважина с. Мали извор, Толбухинского округа $M_{0.60}\frac{HCO_3 82}{Ca_{43}Mg_{43}}$

скважина с. Изгрев, Шуменского округа $M_{0.50}\frac{HCO_3 90}{Ca_{57}Mg_{42}}$

Institutul Geologic al României

Содержание нитратных ионов в этом водоносном комплексе низкое и только в одиночных анализах оно незначительно превышает 30 mg/dm³. По этому показателю подземные воды характеризуются как особо чистые.

Условия формирования химического состава подземных вод валанжин-верхнеюрского водоносного комплекса отличаются в районе Тюленовской и Крапецкой структур. Особеностью являются замедленный водообмен и наличие восстановительных процесов в присутствии органических веществ. Общая минерализация подземных вод здесь варьирует от 0,9 до 3,18 g/dm³. Класс вод исключительно хлоридный, а их тип — натриевый, но встречаются еще натрий-магниевые и кальций-магний-натриевие. Это иллюстрируется несколькими анализами:

скважина курорт ,,Албена'' $M_{0.9}\frac{HCO_3 57\ Cl 40}{Ca_{42}Na_{34}Mg_{24}}$

скважина курорт ,,Тузлата'' $M_{1.2}\frac{Cl 79 HCO_3 21}{Na_{85}}$

скважина восточнее гор. Шабла $M_{3.18}\frac{Cl 82 HCO_3 16}{Na_{62}Mg_{27}Ca_{10}}$

скважина с. Крапец $M_{1.74}\frac{Cl 76 HCO_3 23}{Na_{75}Ca_{12}Mg_{12}}$

Как видно разница между двумя зонами валанжин-верхнеюрского водоносного комплекса и по общей минерализации и по макросоставу хорошо выражена. Это подчеркивется и различиями в условиях формирования состава подземных вод.

Макросостав подземных вод связан с жесткостью то есть с содержанием кальция и магния. В общем, можно подчеркнуть, что карбонатный состав вмещающих пород и пород зоны аэрации обусловливает большую жесткость. Это обычное явление для подземных вод формировавшихся в карбонатных осадочных районах.

Распределение (в%) анализов проб по жесткости дано в следующей таблице:

общая жесткость водоносный комплекс	1,5—3,0 мягкие (%)	3,0—6,0 средне жесткие (%)	6,0—9,0 жесткие (%)	более 9,0 очень жесткие (%)
лесс и лесс плиоценовый	—	—	43,2	56,8
сарматский	—	14,1	54,6	31,4
апт-баррем-готеривский	—	9,76	75,7	14,6
валанжин-верхнеюрский	4,16	25,00	71,0	—

Приведенные данные показывают преобладание жестких вод во всех трех водоносных комплексах и очень жестких в лесс-плиоценовом

Institutul Geologic al României

комплексе. Снижение относительного содержания очень жестких вод в глубину авторы связывают с изменениями в составе и обеднением некоторых компонентов, в данном случае — кальциевых и магниевых.

Мягкие воды валанжин-верхнеюрского комплекса относятся к Тюленовской и Крапецкой структурам.

Высшесказанное позволяет сделать следующие выводы:

а. состав подземных вод формируется в типично континентальных условиях и активном водообмене;

б. общая жесткость большая и отвечает карбонатному составу вмещающих пород;

в. тенденция к повышению нитратного содержания требует проведения специальных исследований с целью охраны не только воды, но и водоносных комплексов в целом;

г. по качеству подземные воды, с небольшими исключениями, отвечают требованиям питьевого водоснабжения.

ЛИТЕРАТУРА

Данчев Д., Бецински П., Мачкова, М., Василиева Л. (1978) Режим и баланс на подземните води в сарматския хоризонт на Южна Добруджа Сп.,, *Хидрология и метеорология*'' на Гл. у-ние по Хидрология и метеорология год, XXVII, кн. 2, С.

Минков, М. (1962) Льосът в Северна България. Изв. на ГИ на БАН, кн. XI, С.

Посохов Е. В. (1975) Общая гидрохимия. Недра, Л.

— (1969) Формирование химического состава подземных вод. Гидрометеоиздат, Л.

Приклонский В. А., Лаптев Ф. Ф. (1949) Физические свойства и химический состав подземных вод. Госгеолиздат. М-Л.

Райкова Б., Данчев Д. (1972) Хидрогеоложка и хидрохимична характеристика на подземните води в Югоизточна Добруджа. Изв. на ин-та по Хидрол. и метеорол. на БАН, т. XX, С.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

L'Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique a été publié le long des années sous les titres suivants:

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizica (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) depuis le vol. XLIII-1975

Institutul Geologic al României

MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT de GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LXIII

travaux du XII-ème congrès de l'association géologique carpatho-balkanique



GÉOPHYSIQUE–
HYDROGÉOLOGIE ET GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR

Institutul Geologic al României