

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 10 • ČÍSLO 6

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1978

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GREČULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

Redakčná rada: p. g. Juraj ANTÁŠ, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., akademik Bohuslav CAMBEL, RNDr. Jozef CVERCKO, CSc., prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., Ing. Ján KOZÁČ, Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., akademik Michal MAHEL, Ing. Ivan MARUSIAK, CSc., prof. Ing. Milan MATULA, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, CSc., RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Miroslav SLAVKAY, RNDr. Ivan ŠARIK, RNDr. Pavol TKÁČIK, Ing. Milan TAPÁK, CSc., prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA

OBSAH — CONTENTS

- Rudolf Rudinec*: Anomálne vrstvomé tlaky a teploty vo východoslovenskej neogénnej panve Západných Karpát — Anomalous bedding pressures and temperatures in the East Slovakian Neogene basin 481
- Jozef Slavkovský*: Štruktúrna analýza rožňavského rudného rajónu — Structural analysis of the Rožňava ore district (SE Slovakia) 505
- Ludovít Kucharič*: Príspevok terénnej gamaspektrometrie k poznaniu niektorých granitoidov Západných Karpát — Contribution of field gamaspektrometry to the knowledge of some granitoid types of the Western Carpathians 527
- Rudolf Duda — Juraj Tözsér*: Organické minerály — sprievodná asociácia ortutovej mineralizácie ložiska Dubník — Organic minerals as accompanying association of the mercury mineralisation in the Dubník ore deposit (Eastern Slovakia) 539

SPRÁVY — REPORTS

- Miloslav Böhmer — Ernest Mecháček*: Výsledky regionálneho geochemického vyhľadávania v Kremnických vrchoch — Results of regional geochemical prospecting in the Kremnické vrchy Mts. (Middle Slovakia) 551
- František Beleš*: Príspevok ku geologickej stavbe spodného oddielu paleogénu antiklinálnych pásiem v oblasti Kysúc — Contribution to the geological structure of "Lower division" of the Paleogene in anticlinal zones of the Kysuca area 557

AKTUALITY — NEWS

- Ivan Čillík — Pavol Hvozďara — Jozef Michálek*: Scheelit v antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách 526
- Dušan Hovorka*: Štvrtá terénna konferencia projektu IGCP Ofiolity na Polárnom Urale 549
- Jozef Vozár*: Medzinárodné sympóziu o stredoeurópskom permé (Varšava 27.—29. 4. 1978) 568

MINERALIA SLOVACA

Ročník • 10 • Volume

1978



alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry ● BRATISLAVA ● 1978

OBSAH — CONTENTS

Ročník 10 — 1978 — Volume 10 — 1978

<i>Bandarenková Zora</i> : Vodohospodársky význam oblasti viateho piesku v Záhor-skej nížine — Water management significance of the wind-borne sand area Záhorská nížina lowland (Western Slovakia)	147
<i>Bystrický Ján</i> : Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Strátenskej hornatine v Západných Karpatoch — First finding of Lower Cretaceous sediments in the Stratenská hornatina Mts. (Central West Carpathians)	17
<i>Čverčko Jozef</i> — <i>Mikita Gejza</i> — <i>Očovský Ján</i> : Geologická stavba náleziska zemného plynu Bánovce — Geological structure of the Bánovce gas-pool (Eastern Slovakia)	201
<i>Dávidová Stefánia</i> : Mineralógia a petrografia pegmatitov kryštalinika tatrid — Mineralogy and petrography of pegmatites in the Tatride crystalline (West Carpathians)	127
<i>Duda Rudolf</i> — <i>Tózsér Juraj</i> : Organické minerály — sprievodná asociácia ortuťovej mineralizácie ložiska Dubník — Organic minerals as accompanying association of the mercury mineralisation in the Dubník ore deposit (Eastern Slovakia)	539
<i>Horváth Ivan</i> : Dehydroxylácia moniónových foriem montmorillonitu — De- hydroxylation of monoionic forms of montmorillonite	239
<i>Horvorka Dušan</i> : Uzavreniny spinelových peridotitov v basanite pri Maškovej — rezíduum vrchného plášťa (?) — Xenoliths of spinel peridotite in basanite near Mašková (West Carpathians Mts.) — Upper Mantle residuum (?)	97
<i>Hurný Ján</i> — <i>Krištín Jozef</i> : Niektoré Ni—Co-minerály z ložiska Rudňany (Žila Zlatník) — Some Ni—Co minerals from the Rudňany deposit (Zlatník vein — Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)	221
<i>Hurný Ján</i> — <i>Krištín Jozef</i> — <i>Zlocha Jozef</i> : Charakteristika chrómspinelidov a pentlanditu z ultrabázického telesa pri Hodkovciach — Characteristics of chrome spinel and pentlandite from the ultrabasic body near Hodkovce (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)	23
<i>Chovan Martin</i> — <i>Határ Jozef</i> : Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporid — Accessory minerals of some Veporide crystalline rocks (Middle Slovakia)	349
<i>Jetel Ján</i> — <i>Rybářová Lýdia</i> : Asociačná analýza vzťahu medzi chemizmom vód prameňov v karpatskom flyši a morfológickou pozíciou — Association analysis of the relation between the chemistry of spring waters in the Carpathian flysch and the morphologic position	247
<i>Kalina Jarošlav</i> — <i>Němec František</i> : Geotermické pole vrtny Lakšárska Nová Ves-7 a jeho geologická interpretace — Geothermal field of the Lakšárska Nová Ves-7 drill-hole and its geological interpretation	329
<i>Kucharič Ludovít</i> : Príspevok terénnej garnaspektrometrie k poznaniu niekto- rých granitoidov Západných Karpát — Contribution of field gammaspectro- metry to the knowledge of some granitoid types of the Western Carpathians	527
<i>Maheľ Michal</i> : Model vývoja Západných Karpát — Development model of the West Carpathians	1
<i>Maheľ Michal</i> : Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu — Manin unit — partial nappe of the Krížna nappe group	239
<i>Marková Magda</i> : K otázkam genézy lussatitu — Contribution to the lussatite genesis	37
<i>Mrškovský Milan</i> — <i>Lukášová Regina</i> : Geologický vývoj plynonosné štruktúry Stretava ve východní části východoslovenské neogéní pánve — Geological development of the Stretava gas-pool in the eastern part of the East-Slo- vakian Neogene basin	213
<i>Muška Peter</i> — <i>Vozár Jozef</i> : Paleomagnetizmus mladšieho paleozoika choč- ského príkrovu v Západných Karpatoch — Paleomagnetism of Upper Paleozoic from the Choč nappe (West Carpathians Mts.)	193
<i>Polák Milan</i> : Litofaciálna a petrografická charakteristika mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov — Lithofacial and petrographical characte-	

ristics of the Mesozoic in the basement of the Central Slovakian neovolcanics	113
<i>Pospíšil Pavol — Vass Dionýz — Melioris Ladislav — Repka Tomáš</i> : Neotektonická stavba Žitného ostrova a príslušného územia Podunajskej nížiny — Neotectonics of the Žitný ostrov and adjacent area (Danubian lowland, SV Slovakia)	443
<i>Rozložník Ladislav</i> : Vzťah alpínskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách — Problems of alpine metamorphism in relation to siderite ore formation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (SE Slovakia)	311
<i>Rudinec Rudolf</i> : Anomálne vrstvom tlaky a teploty vo východoslovenskej neogénnej panve Západných Karpát — Anomalous bedding pressures and temperatures in the East Slovakian Neogene basin	481
<i>Slavkovský Jozef</i> : Štruktúrna analýza rožňavského rudného rajónu — Structural analysis of the Rožňava ore district (SE Slovakia)	505
<i>Šengelia David M. — Miko Oto — Bezák Vladimír</i> : Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hrónského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra — Determination of the degree of regional metamorphism in rocks of the veporidic crystalline (Hron complex) using "graphite thermometer"	321
<i>Varga Imrich</i> : Palealpínske geodynamics of the Western Carpathians — Palealpínska geodynamika Západných Karpát	385

SPRÁVY — REPORTS

<i>Beleš František</i> : Príspevok ku geologickej stavbe spodného oddielu paleogénu antiklinálnych pásiem v oblasti Kysúc — Contribution to the geological structure of "Lower division" of the Paleogene in anticlinal zones of the Kysuca area	551
<i>Böhmer Miloslav — Mecháček Ernest</i> : Výsledky regionálneho geochemického vyhľadávania v Kremnických vrchoch — Results of regional geochemical prospection in the Kremnické vrchy Mts. (Middle Slovakia)	557
<i>Cambel Bohuslav — Macek Juraj</i> : Výskum skla tavených granitoidných hornín Západných Karpát — Investigation of glasses from melted granitoid rocks of West Carpathians	361
<i>Cieker Ján — Havlík Milan</i> : Výskum rozptýlenej organickej hmoty v prvohorných horninách Západných Karpát — Geochemical analyse of organic substance in Paleozoic rocks of the West Carpathians	55
<i>Duda Rudolf — Krištín Jozef</i> : Výskyt Te-mineralizácie na lokalite Zlatá Baňa v Slanských vrchoch — Telluride mineralisation occurrence on the Zlatá Baňa locality (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)	47
<i>Đuriančík Milan — Lamoš Dušan</i> : Charakteristika hydrogeologických pomerov pliocénu Lučeneckej kotliny — Hydrogeological conditions of the Pliocene in the Lučenecká kotlina basin (SE Slovakia)	255
<i>Hyánková Anna — Boroš Ladislav</i> : Inžinierskogeologické vlastnosti paleogénnych pieskovcov a racionálne metódy ich výskumu — Engineering geological properties of Paleogene sandstones and rational methods of their research	157
<i>Ivan Miroslav</i> : Barytová mineralizácia v kremitých porfýroch severozápadne od Pustého Poľa — Baryte mineralisation in a quartz porphyry NE from the Pusté Pole village (Middle Slovakia)	457
<i>Rojkovič Igor — Král Ján — Michalov Ján</i> : Kvantitatívna mineralogická analýza rudnianskeho sulfidického koncentrátu — Quantitative mineralogy of the sulphidic concentrate from the Rudňany deposit (East Slovakia)	467
<i>Števíla L. — Horváth I. — Petrovič J. — Kubranová</i> : Vplyv hydrotermálneho procesu na minerál fire-clay a kaolinit — Influence of hydrothermal process on fire-clay mineral and kaolinite	363

REFERÁT — GENERAL REPORTS

<i>Hovorka Dušan</i> : Čadiče (bazalty) — ich typy a geotektonické postavenie — Basalts — their types and their geotectonic position	261
<i>Jacko Stanislav — Zelman Julián</i> : Geológia a nerastné suroviny Ugandy —	

Geology and raw materials of Uganda — a review	167
--	-----

DISKUSIA — DISKUSSION

<i>Vozárová Anna</i> : Dva typy permu v Malej Fatre — Two types of the Permian in the Malá Fatra Mts.	277
---	-----

METODIKA VÝSKUMU — METHODS OF INVESTIGATION

<i>Derco Ján — Kozáč Ján — Očenáš Daniel</i> : Mineralogické metódy stanovovania fluóru v topáse — Mineralogical methods for the determination of fluorine in topaz	189
<i>Hrašná Miroslav</i> : Hodnotenie zložiek geologicko-geografického prostredia pri inžinierskogeografickom mapovaní — Estimation of geological and geographical environment constituents in the course of engineering-geological mapping	63
<i>Ožvoldová Ladislava</i> : Postavenie rádiolárií v paleontológii a možnosť ich systematického výskumu — Position of Radiolaria in paleontology and stratigraphy and possibilities of their systematic study	79

AKTUALITY — NEWS

<i>Čillík Ivan — Hvozďara Pavol — Michálek Jozef</i> : Scheelit v antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách — Scheelite on the stibnite deposit Dúbrava in the Nízke Tatry Mts.	526
<i>Figuschová Mária</i> : Posnjakit, antlerit a jarosit z ložiska Špania dolina — Posnjakite, antlerite and jarosite from the Špania dolina deposit (Nízke Tatry Mts.)	383
<i>Hovorka Dušan</i> : Poznámky ku genéze variských magmatitov Západných Karpát — Remarks on the genesis of Variscan magmatites of the Western Carpathians	475
<i>Hovorka Dušan</i> : Štvrtá terénna konferencia projektu IGCP Ofiolity na Polárnom Urale — Fourth field conference of the IGCP Project Ophiolites on Arctic Ural Mts.	549
<i>Chovanec Vojtech — Vozár Jozef</i> : O geochemickom výskume sedimentov mladšieho paleozoika chočského prikrovu v Malých Karpatoch — On geochemical investigation of Upper Paleozoic sediments of the Choč nappe in Malé Karpaty Mts. area	310
<i>Jahn Ján</i> : Lazulitovo-cinabaritová mineralizácia v Tríbeči — Lazulite-cinnabar mineralisation in the Tríbeč Mts.	320
<i>Jarkovský J — Chovan M. — Krištín J.</i> : Zonálny Cu—As-pyrit z ložiska Dúbrava (Nízke Tatry) — Zonality of Cu—As-pyrite from the Dúbrava deposit (Nízke Tatry Mts.)	359
<i>Križáni Ivan</i> : Kvalitná tehliarska surovina pri Kelči — High-quality brick-clay near Kelča village (eastern Slovakia)	382
<i>Vozár Jozef</i> : Medzinárodné sympóziu o strednoeurópskom perme (Varšava 27.—29. 4. 1978) — International conference of the Middle—European Permian (Warsawa, 27—29. April, 1978)	568

KONFERENCIE — CONFERENCES

<i>Háber Milan</i> : Seminár o kvantitatívnych metódach v odrazovej mikroskopii — Practice on quantitative methods in the reflection microscopy	187
---	-----

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Fusán O. — Samuel O.</i> : Na jubileum prof. Valentíny Andrusovovej	569
<i>Háber M.</i> : Prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., päťdesiatročný	573
<i>Herčko Ivan</i> : Vedecká cesta F. Mohsa na Slovensko začiatkom 19. stor.	91
<i>Herčko Ivan</i> : Nové poznatky o vedeckej činnosti mineralóga Jozefa Jónása	94
<i>Herčko Ivan</i> : Prvá geologická spoločnosť na Slovensku	285
<i>Herčko Ivan</i> : Nové poznatky o vedeckej činnosti Ch. A. Zipsera	479

<i>Ivan Ludovít</i> : Za Jánom Volkom Starohorským (1880—1977)	375
<i>Marschalko R.</i> : Dr. Bartolomej Leško, DrSc., šesťdesiatročný	379
<i>Marschalko R.</i> : Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., päťdesiatročný	571
<i>Melioris Ladislav — Tkáčik Pavel</i> : RNDr. Anton Porubský, CSc., šesťdesiatročný	283
<i>Slavkaj Miroslav — Valach Ján</i> : Ing. Ivan Čillík, CSc., päťdesiatročný	381
<i>Struňák V.</i> : Ing. Vladislav Pikart päťdesiatročný	477

RECENZIE — REVIEWS

<i>Bujalka P.</i> : Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát (O. Franko — S. Gazda — M. Michaliček)	348
<i>Malík P.</i> : Geological Hazards (B. A. Bolt — W. L. Horn — G. A. MacDonald — R. F. Scott)	442

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SLOVAK GEOLOGICAL SOCIETY'S LIFE

<i>Babčan Ján</i> : Diferenciácia magmy, Bowenov princíp a príbuzné problémy	126
<i>Babčan Ján</i> : Vznik a vývoj najranejšej Zeme — problémy a východiská	164
<i>Burchart Ján</i> : Pleochronické dvorce a nový chemický prvok	112
<i>Drozd Karel</i> : Řešení stabilních problémů skalních masívů stereografickými metodami	282
<i>Fediuk František</i> : Petrologie oceánického dna	287
<i>Hano Vladimír</i> : Poltárska formácia a keramické suroviny v Lučeneckej kotline a v priľahlom okolí	156
<i>Hanzel Vladimír</i> : Niekoľko poznatkov o vyhľadávaní a využívaní geotermálnych zdrojov v USA a na Islande	163
<i>Jakeš Petr</i> : Geochemický vývoj Země	212
<i>Jakeš Petr</i> : Svrchní plášť Země a petrologie bazaltických hornin	220
<i>Kalvoda Ján</i> : Kvartérni orogenní rysy reliéfu Himálaje	253
<i>Klomínsky Jozef</i> : Výzkum formací granitoidů a jejich metalogeneze	260
<i>Leško Bartolomej</i> : Výskum ropy a zemného plynu z hľadiska geologickej stavby Západných Karpát	162
<i>Malgot Jozef — Mahr Tibor — Baliak František</i> : Geotechnické problémy ťažby Hg-rúd z ložiska Veľká studňa pri Malachove	165
<i>Matula Milan</i> : Inžinierska geológia v Sydney	62
<i>Novosad Stanislav</i> : Sesuvy v povodí Mantara v Peru	288
<i>Palivcová Marie</i> : Význam petrografických struktur krystalických hornin pro geochemii	238
<i>Pospišil Pavol</i> : Príspevok tríciových analýz k riešeniu vzťahu Dunaj — podzemné vody v západnej časti Podunajskej nížiny	36
<i>Pouba Zdeněk</i> : Globální tektonika a metalogeneze	219
<i>Salaj Jozef</i> : Krieda a paleogén severného a východného Tuniska	35
<i>Salaj Jozef</i> : Tuniské vrchnokriedové a paleocénne hypostratotypy	112
<i>Vass Dionýz</i> : Tektonický vývoj Nového Južného Walesu v paleozoiku a obdukčná melanž pri Port Macquarie v Austrálii	54

Anomálne vrstvové tlaky a teploty vo východoslovenskej neogénnej panve Západných Karpát

(8 obr. a 8 tab. v texte)

RUDOLF RUDINEC*

Аномальные давления и температуры в слоях восточнословацкой неогенной впадины

Территория восточнословацкой впадины с региональной точки зрения является северным участком большой неогеновой средневропейской температурной аномалии, центр которой расположен на территории Венгрии. На Восточной Словакии измерением было получено самое крупное температурное течение в ЧССР, то есть 110 мВ м^{-2} ($2,61 \text{ мкал/см}^2 \text{ сек}$). Повышенное температурное поле здесь объясняется с наличием глубинного магматического очага в земной коре, отражением которого является выразительная магматическая элевация в центральной части Восточнословацкой низменности. В распределении слоевых давлений была определена вариативность как в горизонтальном, так и вертикальном направлении.

В горизонтальном направлении были вычленены четыре пояса давлений с градиентом давления от $0,0103$ — до $0,0187 \text{ МПа/м}$.

В вертикальном направлении в наиболее интенсивном поясе давления были вычленены также четыре зоны давления. Происхождение давлений связано с интенсивными субосадочными и деформационными процессами во верхнем бадене и сармате.

Anomalous bedding pressures and temperatures in the East Slovakian Neogene basin

The East Slovakian Neogene basin forms the northeastern extension of the large Middle-European geothermal anomaly having its centre on Hungarian territory. The highest geothermal flux in Czechoslovakia was measured here (110 mWm^{-2} or $2.61 \text{ } \mu\text{calcm}^{-2}\text{s}^{-1}$). Elevated values of the geothermal field are explained by the existence of a deep-seated magmatic reservoir in the crust. This reservoir is reflected in pronounced regional magnetic anomaly which occurs in central parts of the East Slovakian lowland.

Bedding pressure values fluctuate in both horizontal and vertical directions. Four pressure zones were delimited having values between 109 — $191 \cdot 10^{-4} \text{ MPa m}^{-1}$. Similar zones are delimitable in vertical direction as well. Elevated bedding pressure is probably caused by intense subsidence rates and bedding deformations in the course of the Upper Badenian and Sarmatian.

* Ing. Rudolf Rudinec, CSc., Moravské naftové doly Hodonín, prieskumný závod, 071 01 Michalovce.

Východoslovenská neogénna panva predstavuje západnú časť zakarpatského priehybu, ktorý sa formoval v zázemí vyzdvihujúcej sa a vrásnenej paleogénnej flyšovej geosynklinály. Z tohto územia sa rozsiahlymi prieskumnými prácami najmä na naftu a zemný plyn získal bohatý podkladový materiál o štruktúrno-faciálnych, ale aj teplotno-tlakových pomeroch. Je to práve vysoká teplota a vysoký vrstvový tlak, ktorými je táto oblasť do istej miery v porovnaní s inými neogénnymi panvami Západných Karpát anomálna. Tieto geologicky zaujímavé javy sú z hľadiska komplexného riešenia nerastných surovín oblasti veľmi dôležité a hrajú pozitívnu, ale aj negatívnu úlohu.

Študovaná panva má prepadlinovú stavbu a maximálnu hĺbku 5500—6500 m. Na stavbe predneogénneho podložia sa zúčastňujú všetky známe útvary a na jeho okraji vystupujú od kryštalinika po paleogén.

Neogénnu výplň od egeru po pliocén charakterizuje mohutný komplex ílovca, vápnitého ílovca, piesku a pieskovca, ktorých pomer je na jednotlivých miestach dosť variabilný, takže piesčitejšie časti napospol vytvárajú lokálne šošovkovité obzory.

Charakteristickým znakom neogénnej výplne tejto oblasti je pomerne veľký podiel sopečného materiálu, ryolitov, andezitov, najmä andezitových pyroklastík. Tieto produkty sú výsledkom rozsiahleho subsekventného vulkanizmu, reprezentovaného najskôr kyslou, neskôr intermediárnou a miešanou magmou.

Javy, ktorými sa zaoberáme, nie sú u nás (ani inde) prebádané rovnako. Zatiaľ čo o zemskom teple ako atraktívnejšom fenoméne je viac poznatkov z rozličných aspektov a jeho výskum má už dnes pomerne bohatú históriu, bádanie vrstvových tlakov má oveľa menšiu tradíciu a skromnejšie výsledky. V ostatnom čase sa zásluhou prieskumných prác najmä na ropu a zemný plyn dosť pokročilo aj v poznávaní druhého javu, takže sa stal ak nie dôležitejším, tak prinajmenšom rovnocenným problémom.

Vysoké teploty a vysoké vrstvové tlaky, ako ukážeme ďalej, vystupujú zo všetkých neogénnych molás Západných Karpát najvýraznejšie práve vo východoslovenskej neogénnej panve, kde sú, najmä v centrálnej a južnej časti, veľkou prekážkou pri realizácii hlbokých vrťov nad 4000 m.

Tepelné pomery

Teplotné pole Zeme nie je na rozdiel od iných fyzikálnych polí iba odrazom osobitostí jej stavby, ale aj vnútornej energie. Dnes sa všeobecne prijíma náhľad, že hlavným zdrojom tepla nie sú procesy v zemskej kôre (rádioaktívny rozpad), ale teplo prichádzajúce z vrchného plášťa. Ukazuje sa, že geotermické deje majú na formovanie našej planéty a usporiadanie jej obalov podstatný vplyv a v neposlednom rade určujú aj vývoj zemskej kôry (V. Čermák 1976).

Problematickou zemského tepla v Západných Karpatoch sa zaoberalo viacero autorov. Ide hlavne o geofyzikálne práce, ktoré tento jav analyzujú z hľadiska fyziky a geofyziky (V. Čermák 1966, 1968, 1972, 1975, 1976, J. Kaldrovitš 1975, I. Marušiak — K. Koládová 1973, I. Marušiak — I. Lizoň 1975, I. Lizoň et al. 1975). Otázkami rozloženia zemského tepla v oblastiach Západných Karpát sa z aspektu jeho vyhľadávania a využívania zaoberal O. Franko (1970, 1971a, 1971b, 1972, 1975, 1977). Problematiky zemského tepla opísanej oblasti sa dotýkajú práce M. Macúra (1973), S. Fis-

hera (1966), S. Šalyho (1969—1973) a R. Rudinca (1969, 1972, 1974, 1976).

Pretože východoslovenská neogénna panva nie je izolovanou geologickou jednotkou, najmä nie z hľadiska zemského tepla, treba spomenúť aj práce zo susedných krajín, ktoré sa touto problematikou súborne zaoberali. V Maďarskej ľudovej republike sú to najmä práce L. Stegenu (1972, 1974, 1975) a príslahlou oblasťou ZSSR v tzv. zakarpatskom vnútornom priehybe sa zaoberal R. I. Kutas (1973) a v spätosti s vulkanickými procesmi sčasti aj L. G. Danilovič (1973).

Na bližšie poznanie teploty vrstvy treba poznať teplotné pole prostredia, v ktorom sa vrstva nachádza. Pri jeho opise sa zaužívalo označenie geotermický stupeň, udávajúci hĺbkový interval, v ktorom teplota vzrastá o 1°C . Dnes sa spravidla používa jeho recipročná hodnota, tzv. geotermický gradient ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Tepelné pole charakterizujú hodnoty tepelného toku (mWm^{-2} ; $\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$), ktoré dostaneme vynásobením geotermických gradientov tepelnou vodivosťou hornín. Tepelný tok, ktorý charakterizuje tzv. geotermickú aktivitu na rozličných miestach Zeme, kolíše. Najnižšie hodnoty sú nad starými platformami $37,6\text{--}52,2 \text{ mWm}^{-2}$ ($0,9\text{--}1,25 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$; F. A. Makarenko et al. 1968), najvyššie nad recentne tektonicky aktívnymi zónami $80,3 \text{ mWm}^{-2}$ ($1,92 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$; Z. Kukul 1974). V územiach recentného vulkanizmu na Kamčatke má $71,1\text{--}108 \text{ mWm}^{-2}$ ($1,7\text{--}2,6 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$), na Islande $166,8 \text{ mWm}^{-2}$ ($3,99 \pm 2,18 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$). J. Lavinge (1972) uvádza strednú hodnotu tepelného toku pre Zem $50,2 \text{ mWm}^{-2}$ ($1,2 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$).

V Západných Karpatoch má podľa V. Čermáka (1975) priemerný teplotný tok jednotlivých tektonických jednotiek tieto hodnoty: karpatská predhlbeň $69,9 \pm 3,1 \text{ mWm}^{-2}$ ($1,67 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$), predneoidné štruktúry Karpát $60,4 \pm 4,9 \text{ mWm}^{-2}$ ($1,44 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$), neogénne panvy $86,6 \pm 8,7 \text{ mWm}^{-2}$ ($2,08 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$), stredoslovenské neovulkanity $94,3 \pm \text{mWm}^{-2}$ ($2,25 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$). V Československu bol zistený najvyšší tepelný tok vo Východoslovenskej nížine (110 mWm^{-2} ($2,61 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$)). Ako konštatuje V. Čermák (1975) a L. Lizoň (1975), údaj T. Boldiszara (109 mWm^{-2} ($2,61 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$)) z okolia Banskej Štiavnice sa zdá byť nadhodnotený.

Vo východoslovenskej neogénnej panve vypočítal V. Čermák (1968) tepelný tok iba z troch vrtov v jej juhovýchodnej časti (tab. 1).

Tab. 1

Vrt	Hĺbka	Tepelný tok mWm^{-2}
Ptrukša-1	1650—2400	102,4
Stretava-5	1700—3200	112,9
Stretava-7	2200—3100	112,9

Výsledky merania teploty v neogénnych panvách Západných Karpát

Najvhodnejším objektom na poznanie teplotného poľa je vrt, v ktorom sa po niekoľkodňovej prestávke robí zámer. Keďže prestávka pred zámerom nie je vždy rovnaká a prístroje sú rozličnej kvality, na porovnanie ich výsledkov

V r t	Teplota v °C v hĺbke			
	1000 m	2000 m	3000 m	4000 m
Albinov-1	57			
Albinov-4	62	106	149	
Pozdišovce-1	69	119		
Trhovište-1	64	108	153	
Rebrín-1	62	108	152	
Malčice-1	64	116		
Stretava-5	66	109	145	
Stretava-7	67	110	153	
Trebišov-1	63	114		
Ptrukša-1	64	114		
Ptrukša-2	68	116	162	
Sečovce-1	61	108		
Sečovce-2	60	97	130	
Zatín-1	72	118	154	
Stretava-21	65	120	163	
Trhovište-26	67	120	162	209
Ďurkov-1	70	116		
Rozhanovce-1	55			
Prešov-1	52	82	123	

Viedenská panva

V r t	Teplota v °C v hĺbke			
	1000 m	2000 m	3000 m	4000 m
Kúty-8	44	70	99	
Láb-93	50	86		
Malacky-50	48	78	104	
Štefanov-499	47			
Závod-57	49	76	100	
Šaštín-10	46	74		
Hrušky-10	38	66		
Lanžhot-5	47	83		

Podunajská nížina

Modrany-1	47	76		
Špačince-4	51	83		
Kolárovo-2	54	82	130	
Diakovce-1	50	86		
Dubová-2	39	69		

Svahy Českého masívu

Lubina-2	37	72		
Lidečko-1	34	56		
Mikulov-1	42	64		
Rusava-1	32	62		
Zarošice-1	32	55		
Nikolčice-1	37	61		

treba urobiť istú korekciu. Pre jednotlivé panvy Západných Karpát ju urobil S. Šaly (1975; tab. 2).

Z uvedených údajov S. Šaly (1975) pre východoslovenskú neogénnu panvu vypočítal a nakreslil stredný geotermický stupeň (tab. 3).

Tab. 3

V r t	Stredný geoter- mický stupeň (m/°C)	Počet dní v pokoji	V r t	Stredný geoter- mický stupeň (m/°C)	Počet dní v pokoji
Ďurkov-1	21,1	20	Stretava-5	24,8	30
Rebrín-1	18,4	20	Stretava-7	23,1	9
Pozdišovce-1	20,4		Stretava-21	3,1	21
Albinov-1	25,3	30	Trebišov-1	19,7	8
Albinov-2	22,0	40	Trhovište-1	21,5	15
Malčice-1	19,5	20	Trhovište-12	19,1	1095
Ptrukša-1	21,3	6	Zatín-1	23,4	40
Ptrukša-2	23,3	15	Rozhanovce-1	24,3	14
Sečovce-1	19,3	120	Prešov-1	27,7	10
Sečovce-2	27,6	7			
Lastomír-1	19,0	22			

Na porovnanie uvádzame v tab. 4 od S. Šalyho (1975) priemerný geotermický stupeň troch dnes najexponovanejších oblastí na prieskum nafty a plynu v ČSSR.

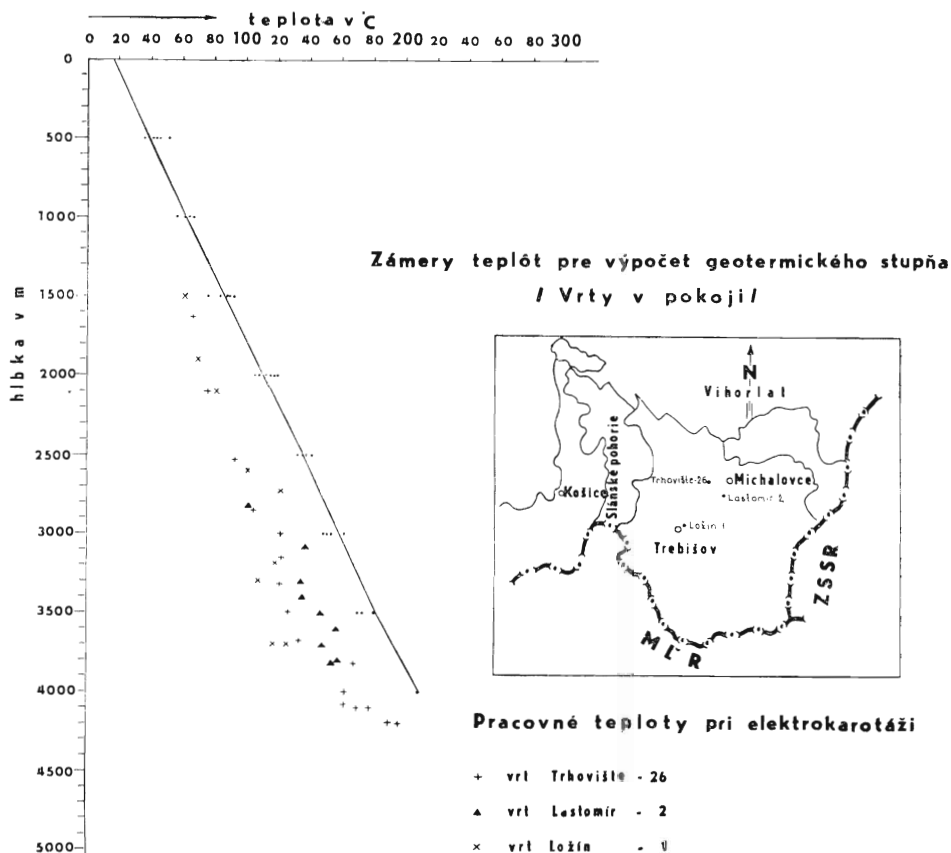
Tab. 4

O b l a s ť	Priemerný geotermický stupeň m, °C
Východoslovenská neogénnu panva	22,7
Viedenská panva	32,0
Čelná predhlbeň	44,5

Z nameraných teplôt bol urobený graf hĺbkového vyobrazenia priemerného teplotného poľa vo východoslovenskej panve (obr. 1). Ako ukazujú výsledky vrtov zo severnej časti Východoslovenskej nížiny (Vranov-1) a Košickej kotliny (Prešov-1), je teplotná krivka na obr. 1 charakteristická hlavne pre centrálnu a južnú časť opisovaného územia. Krivka má takmer lineárny priebeh s týmito teplotami po 1000 m intervaloch (tab. 5).

Tab. 5

Hĺbka v m	Teplota v °C podľa priemerného teplotného poľa
1000	62
2000	110
3000	159
4000	209
5000	260 predpoklad (extrapolácia)



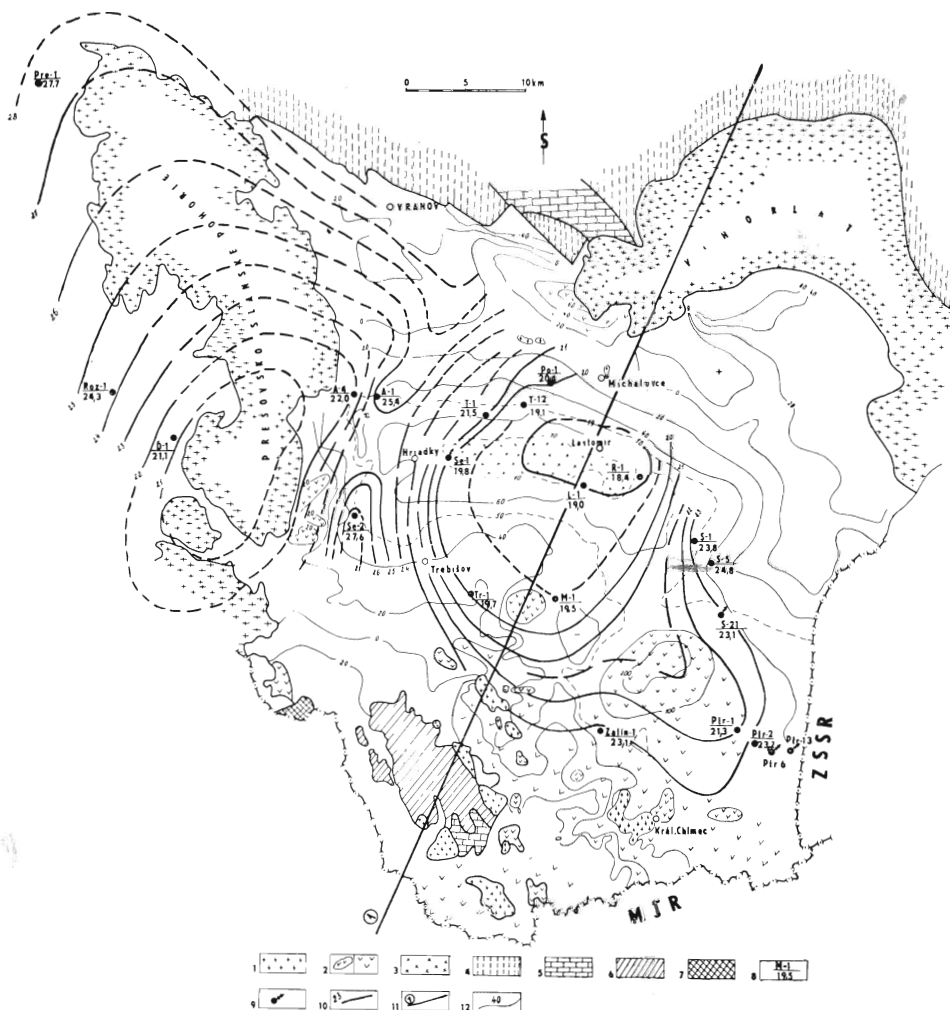
Obr. 1. Hlbkové vyobrazenie priemerného teplotného poľa vo východoslovenskej neogénnej panve

Fig. 1. Depth distribution of the average thermal field in the East Slovakian Neogene basin

Možné príčiny zvýšeného teplotného poľa vo východoslovenskej neogénnej panve

Zvýšené teplotné pole sa v tomto území dávalo do súvislosti s mohutným subsekventným vulkanizmom. Zaujímavé výsledky poskytla konfrontácia priemerného geotermického stupňa (S. Š a l y 1975) s podrobnou mapou magnetickej vertikálnej intenzity (O. M a n 1959—1960). Na mape sú detailne vyobrazené magnetické anomálie, ktoré sú odrazom nerovnako hlboko pochovaných vulkanických telies. Všetky vulkanity sa v mape rozčleňujú do troch skupín, a to na povrchové, podpovrchové a hlbinné (obr. 2).

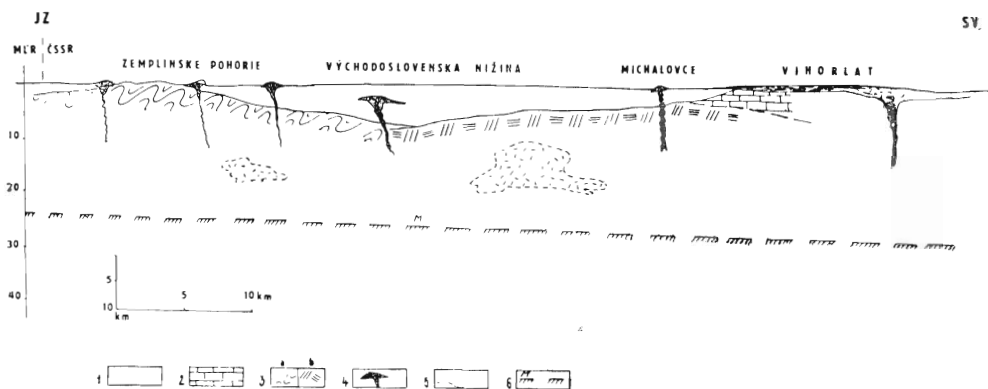
Z mapy vidieť, že najnižší geotermický stupeň je v priestore vrtu Lastomír-1 a Rebrín-1. Jeho konfrontácia s podrobnou magnetickou mapou ukazuje, že sa do istej miery kryje s výraznou vnútropanvovou magnetickou anomáliou pre-



tiahnutou vo vrchnej časti 20—25 km smeru V—Z približne v priestore obcí Hriadky — Trhovište — Lastomír. Túto eleváciu doteraz nikto presnejšie nevyvetlil. O. Man (1960) ju interpretoval podľa starších predstáv ako výsledok rozptýleného bázičného vulkanizmu, ako druhú generáciu (J. Janáček 1958) uprostred tufiticko-lignitického súvrstvia vo vyššom sarmate. Doterajší prieskum to však nepotvrdil.

Najteplejšie miesta v tomto území nie sú v blízkosti povrchových výlevov (napr. vrt Remetské Hámre vo Vihorlate mal v 1000 m teplotu iba 44 °C oproti priemeru 62 °C) ani bezprostredne nad mohutnými podpovrchovými výlevmi (Malčice, Beša — Čičarovce), ale mimo nich. To znamená, že zvýšené teplotné pole je ovplyvnené ešte iným zdrojom, ktorým je najpravdepodobnejšie hlbšie pochované teleso, reprezentované spomenutou výraznou magnetickou anomáliou.

Na hypotetickom zidealizovanom geologickom reze vedenom naprieč územím sme sa pokúsili vykresliť hlboko pochované vulkanické teleso, ktoré môže vo vrchnej časti kôry Zeme vytvárať magmatický krb (obr. 3). Z hlbinného seizmického sondovania (HSS) je zrejmé, že pevninská kôra je v priestore východoslovenskej neogénnej panvy relatívne najtenšia v celých Západných Karpatoch. Mohorovičičova zóna diskontinuity je tu v hĺbke 24—32 km (M. Smíšek 1975). Maďarskí geofyzici spájajú zvýšené teplotné pole v panónskom bazéne s blízkosťou podkôrového diapíru (L. Stegena 1974). Jeho severná časť zasahuje do priestoru východoslovenskej neogénnej panvy. Blízkosť takéhoto tepelného zdroja mohla spôsobiť roztavenie istej časti zemskej kôry a podmieniť vznik kyslého, event. prechodného krbu magiem, podobne ako to predpokladá L. G. Danilovič (1973) v zakarpatskom vnútornom prie-



Obr. 3. Hypotetický zidealizovaný priečný geologický rez východoslovenskou neogénnou panvou s vyznačením magmatických krbov (R. Rudinec 1978)
1 — neogénna výplň, 2 — mezozoikum, 3 — paleozoikum, a — zemplínsky blok, b — pozdišovsko-inačovský blok, 4 — neovulkanity, 5 — magmatické krby kyslých a prechodných magiem, 6 — priebeh Moho (M. Smíšek 1976)

Fig. 3. Hypothetical idealized geological profile of the East Slovakian Neogene basin containing supposed magmatic reservoirs. Explanations: 1 — basin filling (Neogene), 2 — Mesozoic, 3 — Paleozoic, a — the Zemplín block, b — the Pozdišovce-Iňačovce block, 4 — neovolcanite, 5 — magmatic chambers of acid and intermediate magma, 6 — the Moho discontinuity (M. Smíšek 1976)

hybe. V dimenziách týchto predstáv by jeden, resp. dva takéto magnetické krby mohli predstavovať apofýzy hlbšie uloženého podkôrového diapíru.

Údaje o teplote nie sú k dispozícii z panvy na rovnakej úrovni každej jej časti. Na získanie čo najobjektívnejšieho pohľadu na teplotné pole z vrto, kde sa merala teplota až do 3000 m, je vypočítaný priemerný geotermický gradient (tab. 6).

Tab. 6

V r t	Geotermický gradient °C/1 km			
	do 1000 m	do 2000 m	do 3000 m	priemerný
Albinov-4	62	53	49,6	54,8
Trhovište-1	64	54	50,9	56,3
Trhovište-26	67	60	54	60,3
Rebrín-1	62	54	50,6	55,3
Stretava-5	66	54,5	48	56,1
Stretava-7	67	55	50,9	57,6
Stretava-21	65	60	54	59,6
Sečovce-2	60	48,5	43	50,3
Zatín-1	72	59	51	60,6
Ptruška-2	68	58	54	60,0
Prešov-1	52	41	41	44,6

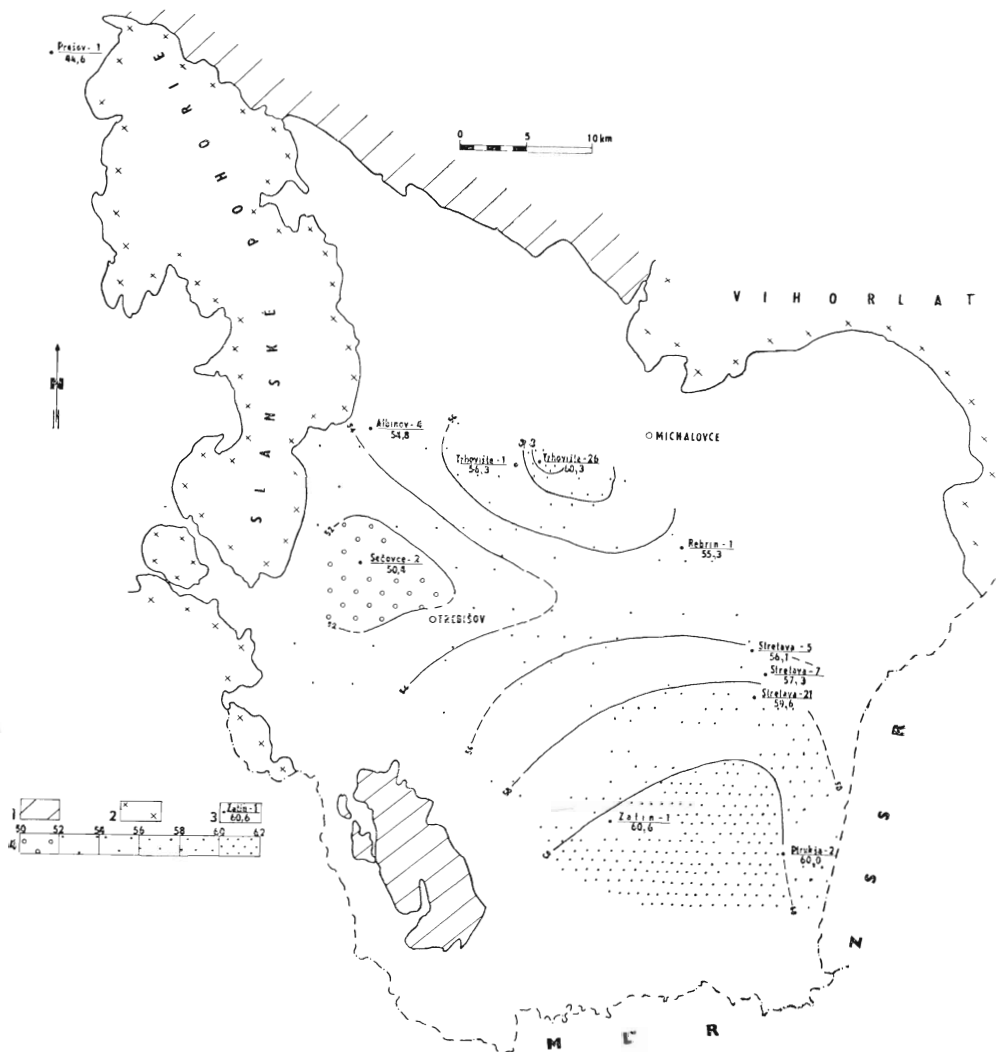
Priemerný geotermický gradient (obr. 4) jednoznačne ukazuje na dve výrazné teplotné anomálie vo Východoslovenskej nížine — severnú a južnú. Severná je v okolí vrtu Trhovište-26 a južnejšia v priestore vrto, Zatín-1 a Ptruška-2. Medzi obidvoma je teplotná depresia takmer smeru V—Z, ktorá sa rozkladá na južnom úpätí už spomenutej výraznej vnútropanvovej magnetickej elevácie (O. M a n n 1959—1960). Do istej miery koinciduje s magneticou depresiou medzi Trebišovom a Malčicami. Pri regionálnejšom pohľade možno povedať, že dve výrazné teplotné anomálie oddelené depresiou pri konfrontácii s magneticou mapou sú viac-menej istým odrazom dvoch výrazných geomagnetických anomálií vo Východoslovenskej nížine — vnútropanvovej v priestore Hriadky — Lastomír, ako prejav predkladaného hlboko pochovaného vulkanického krbu, a južnejšej, ktorá odráža severozápadnú časť zemplínsko-berehovského vulkanického masívu (J. S l á v i k — 1972), resp. menšieho magmatického krbu v kôre (obr. 3).

V ostatnom čase L. P o s p í š i l — M. F i l o (1977) na základe komplexnej analýzy geofyzikálnych materiálov v strednej časti Východoslovenskej nížiny potvrdili existenciu takéhoto magmatického telesa v hĺbke okolo 5,5 km a s plošným rozsahom 380 km². Jeho pozíciu spájajú s križením hlboko založených poruchových zón smeru SZ—JV a SV—JZ. Otázka hĺbky uloženia je ešte diskutabilná a je pravdepodobnejšie väčšia, ako predpokladá L. P o s p í š i l — M. F i l o (1977).

Tlakové pomery

Zemský tlak nie je všade rovnaký. Problematike utvárania vrstvových tlakov najmä v spojitosti s prieskumom na ropu a zemný plyn sa venuje veľká pozornosť. V otázkach utvárania normálnych ložiskových tlakov v podstate

nie sú medzi jednotlivými bádateľmi nezhody. Inak je to však s anomálnymi tlakmi, vyššími alebo nižšími, ako je hydrostatický. Ich príčiny sa vysvetľujú rozlične a dávajú sa do súvislosti s radom podstatných a druhotných feno-



Obr. 4. Mapa priemerného geotermického gradientu $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ vo východoslovenskej neogénnej panve do hĺbky 3000 m (R. Rudinec 1976)

1 — predneogénny okraj panvy, 2 — neovulkanity, 3 — vrty, z ktorých sa vypočítal priemerný geotermický gradient, 4 — škála intenzity priemerného geotermického gradientu $^{\circ}\text{C}/\text{km}$

Fig. 4. Map of the average geothermal gradient $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ in the East Slovakian Neogene basin as far as 3000 m depth (R. Rudinec 1976). Explanations: 1 — pre-Neogene limits of the basin, 2 — neovolcanite, 3 — drill-hole used for evaluation of the average geothermal gradient, 4 — scale of the geothermal gradient intensity $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$

Por. č.	Lokalita štruktúra	Tlakový gradient MPa/m	Hĺbkový interval v m	Súvrstvie	Poznámka
1.	Zamutov	—			Nie sú priame merania, lož. tlak menší ako hydrostatický
2.	Kolčovo	0,0063	1900—2000	sp. bádén	Iba jeden údaj
3.	Albinov	0,0089	1600—1700	vrch. bádén	Detto
4.	Rakovec	0,0091	1000—1100	vrch. bádén	Detto
5.	Trhovište- Pozdišovce	0,0095— 0,0113	500—1600	vrch. bádén	
6.	Pozdišovce- stred. kryha	0,0102—0,0105	300—400	vrch. bádén	
7.	Iňačovce	0,0098—0,0106	1200—1900	bádén	
8.	Bánovce	0,0040—0,0123	700—1900	vrch. bádén	
9.	Lastomír	0,0103—0,0103 0,0151—0,0187	1200—1300 2100—3700	sp. sarmat bádén	
10.	Rebrín	0,0107—0,0123	2700—3500	str. a sp. bádén a karpát	
11.	Stretava	0,0103—0,0118 0,0136—0,0118 0,0149—0,0187 0,0147—0,0153	1100—1600 1600—2000 2000—3200 3200—3800	sp. sarmat sp. sarmat vrch. bádén vrch. bádén	
12.	Vysoká	0,0109—0,0104	1200—1400	sp. sarmat	
13.	Ptrukša	0,0090—0,0104 0,0127—0,0127	1500—2100 2600—3100	sp. sarmat bádén	
14.	Zatín	0,0112—0,0118	1700—2900	bádén	
15.	Mačice	—			Nie sú priame údaje
16.	Trebišov	0,0061—0,0107	2000—3000	bádén	
17.	Sečovce-juh	—		bádén	Nie sú priame údaje, lož. tlak menší ako hydrostatický
18.	Sečovce-1 oporný vrt	0,0817	2100—2200	bádén	
19.	Ložín	0,0105—0,0141	2100—3700	bádén	
20.	Čičarovce	0,0086	1900—2100	sp. sarmat	Iba jeden údaj
21.	Ďurkov	0,0094—0,0099	900—3200	karpát mezozoikum	
22.	Rozhanovce	—			Nie sú údaje
23.	Kec. Pekľany	0,0084—0,0103	700—2400	bádén, karpát, mezozoikum	
24.	Prešov	0,0091—0,0101	1600—3000	eggenburg mezozoikum	

Por. č.	Lokalita štruktúra	Tlakový gradient MPa/m	Hĺbkový interval v m	Súvrstvie
1.	Kúty	0,0961—0,0110 0,0127—0,0137 0,0157—0,0176	1000—2000 2000—2500 2500—4000	vrch. bádén sp. bádén karpat
2.	Malacky	0,0099—0,0102 0,0091—0,0098	600—900 900—1100	sarmat vrch. bádén
3.	Jakubov	0,0099	600—1400	sarmat
4.	Gajary	0,0101	1800—1900	vrch. bádén
5.	Studienka	0,0096—0,0099	800—1300	bádén vrch. bádén

Podunajská nížina

Por. č.	Lokalita štruktúra	Tlakový gradient MPa/m	Hĺbkový interval v m	Súvrstvie
1.	Nižná	0,0083—0,0099	650—1300	vrch. bádén
2.	Cífer	0,0087—0,0095	600—1500	sarmat—bádén
3.	Krupa	0,0079—0,0102	250—350	vrch. bádén
4.	Madunice	0,0084	1000—1200	bádén
5.	Dunajská Streda	0,0099	2100—2400	pliocén

ménov ovplyvňujúcich tento stav (zhuťňovanie — diagenéza, zvýšená teplota, osmóza, chemické, biochemické procesy atď.). Ani jednu z týchto teórií nemožno aplikovať univerzálne. Často sa totiž aj v priestore jednej panvy na susedných alebo blízkych kryhách anomálnosť tlakových faktorov prejavuje dosť zreteľne v horizontálnom i vo vertikálnom smere.

Pretože v neogénnych panvách Západných Karpát, okrem výnimiek vo viedenskej panve — kútskej priekope (K. Bílek 1974), je normálny hydrostatický tlak, nevenovala sa tejto problematike osobitná pozornosť. V širšom kontexte sa jej dotýka viacej prác zameraných na prieskum ropy a zemného plynu. Anomálne postavenie má v tomto smere východoslovenská neogénna panva. Otázkou jej vrstvových tlakov sa zaoberal R. Rudinec (1969, 1974, 1977). V ostatnom čase pomerne podrobne príčiny vysokých vrstvových tlakov vo vzťahu k radu teórií vo svete rozviedol J. Sluka (1977).

Rozdielnosť tlakových pomerov v neogénnych panvách Západných Karpát demonštruje tab. 7.

Interpretácia príčin vysokých vrstvových tlakov

Podrobná analýza vrstvových tlakov vo východoslovenskej neogénnej panve ukázala, že sa tlak mení v horizontálnom i vo vertikálnom smere (R. Rudinec 1974, 1977). Ako ukazuje mapa plošného rozloženia ložiskových tlakov

na doteraz skúmaných štruktúrach (obr. 5), v horizontálnom smere boli vyčlenené štyri tlakové pásma. Prvé tlakové pásmo, s najväčším plošným rozsahom, je do tlakového gradientu 0,0106 MPa/m, druhé do tlakového gradientu 0,0127 MPa/m, tretie do 0,0141 MPa/m a štvrté do 0,0187 MPa/m. Druhé, tretie a štvrté pásmo zaberajú centrálnu časť a juhovýchodnú časť Východoslovenskej nížiny.

V tlakovo najexponovanejšom štvrtom pásme boli na doteraz najviac preskúmanej štruktúre Stretava vo vertikálnom smere vyčlenené štyri tlakové zóny (obr. 6): prvá v hĺbke 1100—1600 m s tlakovým gradientom 0,0103—0,0118 MPa/m; druhá v hĺbke 1600—2000 m má tlakový gradient 0,0136—0,0118 MPa/m; tretia v hĺbke 2000—3200 m má najvyšší tlakový gradient 0,0149—0,0187 MPa/m; vo štvrtnej sa v intervale 3200—3800 m prejavuje istý pokles tlakového gradientu (0,0147—0,0153 MPa/m).

Miesto, na ktorom sa vrstvomý tlak v súvrství prudko mení, nazývame podľa J. L. Londona (1971, in W. H. Fertl a D. J. Timko 1972) tlakovou bariérou. Keď je takýchto miest viacej, hovoríme o stupňovitej tlakovej bariére.

Na základe koncentrácie zvýšených vrstvomých tlakov do juhovýchodnej a centrálnej časti panvy sotva možno genézu spájať s existenciou niektorých všeobecných javov (zvýšená teplota, diagenéza), pri ktorých sa dá len ťažko ostro ohraničiť plošný rozsah. Preto v ďalšej časti predkladáme jednu z možných teórií objasňujúcu ich príčiny.

Z porovnania mapy plošného rozloženia tlakových pásiem vo východoslovenskej neogénnej panve s tektonickou mapou vychodí, že pásmo so zvýšenými vrstvomými tlakmi je v centrálnej a južnej časti Východoslovenskej nížiny, teda v území, ktoré tektonicky vydeľujú výrazné zlomové línie (obr. 5). Na SV je to močarianske zlomové pásmo s úklonom na JZ, na JZ trebišovské s úklonom na SV. Zo SZ územie obmedzuje na JV uklonené vrbnické zlomové pásmo. Na JV pásmo vysokých tlakov pokračuje až po priečne ulomenie bešianskych zlomov.

Paleogeografický výskum neogénnych sedimentov ukázal, že územie anómálnych tlakov spadá do priestoru najväčšej subsidencie mladších neogénnych

Tab. 8

Lastomírsko-stretavská tlaková zóna

Tlak. zóna	Hĺbkový interval m	Tlak. gradient MPa/m
I	1100—1600	0,0103—0,0128
II	1600—2000	0,0136—0,0118
III	2000—3200	0,0140—0,0187
IV	3200—3800	0,0047—0,0151

Ložnísko-malčická tlaková zóna

Tlak. zóna	Hĺbkový interval m	Tlak. gradient MPa/m
I	2100	0,0105
II	3700	0,0140

stupňov vrchného bádenu, sarmatu a pliocénu. V priebehu celého vrchného bádenu a sarmatu spomenuté zlomové systémy vydeľujúce územie anomálne vysokých vrstvom tlakov pôsobili syngeneticky. Pri jednej z najrýchlejších subsidencií vo vrchnom bádene a sarmate sa silne deformaovali relatívne málo spevnené sarmatské a bádenské, resp. aj spodnejšie karpatské súvrstvia. Analýza litofaciálneho vývoja sedimentov ukázala, že piesčité vrstvy laterálne pomerne často vyslieňujú a vytvárajú šošovky, ktoré pri deformačných procesoch podmienili štruktúrno-litofaciálny typ pascí (R. Rudinec 1976).



Deformačné účinky, ktorých hlavným zdrojom boli tangenciálne tlaky, spôsobili vznik plikatívnych štruktúr pozdĺž hlavných zlomových pásiem (obr. 5). Pri severovýchodnom krídle panvy je to lastomírsko-stretavské a pri juhozápadnom krídle ložinsko-malčické elevačné pásmo. Sedimentačný priestor nachádzajúci sa v tomto štvoruholníku bol vystavený ďalej kompresii, čo bolo, podľa nášho náhľadu, hlavnou príčinou vzniku anomálne vysokých vrstvových tlakov pri už uvedenom type kolektorov a pascí.

Na idealizovanom geologickom reze naprieč územím zvýšených vrstvových tlakov vidieť v hĺbkovom smere rozloženie tlakových zón (I—IV; obr. 7). V tab. 8 je prehľad rozloženia doteraz overených tlakových zón v hlavných elevačných pásmach (tab. 8).

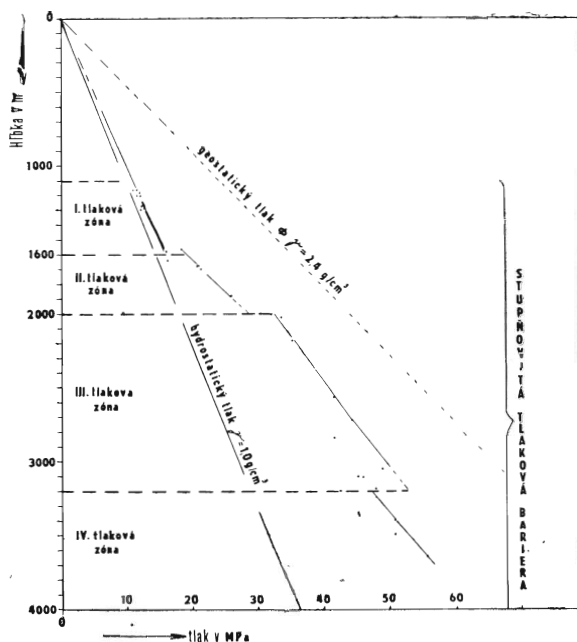
Aj keď konkrétnych údajov o ložinsko-malčickom elevačnom pásme je nateraz málo, z tabuľky a rezu vidieť, že tlakovo exponovanejšie súvrstvia sú hlbšie, teda bližšie k zlomu, kde je väčšia deformácia vrstiev. Ďalšie narastanie tlakov smerom do hĺbky sa pri zohľadnení analógie z oblasti lastomírsko-stretavského pásma nedá vylúčiť. Pre nedostatok podkladov je juhozápadné obmedzenie tretieho a štvrtého tlakového pásma dosť nepresné (obr. 5).

V nadloží tlakovo exponovaných súvrství, ako aj na vysokých kryhách týchto zlomových pásiem je hydrostatický vrstvový tlak.

◀
Obr. 5. Prehľadná mapa plošného rozloženia ložiskových tlakov vo východoslovenskej neogénnej panve (R. Rudinec 1978)

1 — predneogénne útvary, 2 — neovulkanity, 3 — štruktúry overené ropo-plynovým prieskumom (1 — Zamutov, 2 — Dlhé Klčovo, 3 — Albinov, 4 — Rakovec, 5 — Trhovište-Pozdišovce, 6 — Pozdišovce, stredná kryha, 7 — Ináčovce, 8 — Bánovce, 9 — Lastomír, 10 — Rebrín, 11 — Stretava, 12 — Vysoká, 13 — Ptrukša, 14 — Zatin, 15 — Malčice, 16 — Trebišov, 17 — Sečovce-juh, 18 — Ložín, 19 — Čičarovce, 20 — Ďurkov, 21 — Rozhanovce, 22 — Kecerovské Pekľany, 23 — Prešov), 4 — oporný vrt Sečovce-1, 5 — tlakový gradient v atp/m, 6 — H-hydrostatický tlak, 7 — x nemerané hodnoty, 8 — I. tlakové pásmo s tlakovým gradientom do 0,0106 MPa/m, 9 — II. tlakové pásmo s tlakovým gradientom do 0,0127 MPa/m, 10 — III. tlakové pásmo s tlakovým gradientom do 0,0141 MPa/m, 11 — IV. tlakové pásmo s tlakovým gradientom do 0,0187 MPa/m, 12 — zlomy (1 — trebišovské, 2 — močarianske, 3 — vrbnické, 4 — bešianske), 13 — geologický rez, 14 — smer kompresných tlakov

Fig. 5. Generalized map of horizontal distribution of reservoir pressures in the East Slovakian Neogene basin. Explanations: 1 — pre-Neogene units, 2 — neovolcanite, 3 — structure proved by hydrocarbon exploration (1 — Zamutov, 2 — Kolčovo, 3 — Albinov, 4 — Rakovec, 5 — Trhovište-Pozdišovce, 6 — Pozdišovce-middle block, 7 — Ináčovce, 8 — Bánovce, 9 — Lastomír, 10 — Rebrín, 11 — Stretava, 12 — Vysoká, 13 — Ptrukša, 14 — Zatin, 15 — Malčice, 16 — Trebišov, 17 — Sečovce-south, 18 — Ložín, 19 — Čičarovce, 20 — Ďurkov, 21 — Rozhanovce, 22 — Kecerovské Pekľany, 23 — Prešov), 4 — reference drill-hole Sečovce 1, 5 — pressure gradient in 10^{-4} MPa m^{-1} , 6 — hydrostatical pressure. 7 — x non-measured value, 8 — first pressure zone (pressure gradient between $0-109 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1}), 9 — second pressure zone (pressure gradient between $109-130 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1}), 10 — third pressure zone (pressure gradient between $130-145 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1}), 11 — fourth pressure zone (pressure gradient till $191 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1}), 12 — fault; 1 — the Trebišov fault, 2 — the Močarany fault, 3 — the Vrbnica fault, 4 — the Bešany fault, 13 — geological profile, 14 — direction of the compressional force



Obr. 6. Vzťah medzi počiatočnými ložiskovými tlakmi a hĺbkou na plynovom nálezišti Stretava (R. Rudinec 1976). Priemerná špecifická váha neogénnej výplne podľa O. Fusána et al. 1971 ($2,397 \text{ g/cm}^3$)

Fig. 6. Relation between initial reservoir pressure and depth in the Stretava gas-pool (R. Rudinec 1976). The average density of the Neogene basin filling is equal to 2.397 g cm^{-3} (O. Fusán et al. 1971)

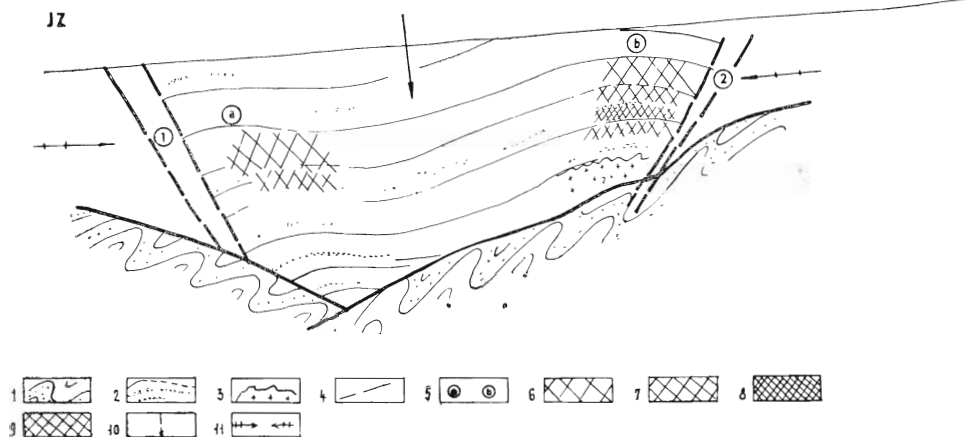
Geologický prínos

Anomálne vysoké teploty a tlaky nie sú zaujímavé iba z aspektu teoretickej geológie, ale majú aj veľký praktický dosah v pozitívnom i v negatívnom zmysle.

Zvýšené teplotné pole zohráva veľmi negatívnu úlohu pri realizácii hlbokých vrtov, ktoré sú v tomto priestore jediným zdrojom informácií. V týchto podmienkach možno vo vrte pri intenzívnej cirkulácii výplachového média vytvoriť tzv. pracovnú teplotu, ktorá je o 15–25 %, výnimočne aj viac, nižšia ako ustálené teplotné pole (obr. 1). Za takých podmienok možno hĺbiť vrty do hĺbky 4200–4500 m. Hlbšie vrty vyžadujú použiť špeciálnejšie chladiace zariadenie.

Na druhej strane však takéto prostredie je vhodným zdrojom zemského tepla vo forme termálnej vody a v neposlednom rade ako zdroj tepla suchých hornín (dry hot rocks; R. Rudinec 1977). Vo svete, ale aj u nás (O. Franko 1975, 1977), sa stále vo väčšej miere využíva termálna voda. Vo východoslovenskej neogénnej panve bola zistená v hĺbkovom intervale 1000–2712 m s teplotou 26–85 °C na povrchu. Ide vždy o slanú vodu, silne mineralizovanú, s celkovou mineralizáciou 7300–16 760 mg/l. Jej využívanie, najmä z hľadiska

JZ



Obr. 7. Zidealizovaný priečný geologický rez Východoslovenskou nížinou s vyznačením tlakových zón (R. Rudinec 1978)

1 — predneogénne podložie, 2 — neogénna výplň s piesčitými šošovkami, 3 — soľonosné súvrstvie, 4 — zlomy (1 — trebišovské, 2 — močarianske), 5 — elevačné pásma (a — lastomírsko-stretavské, b — ložínsko-malčické), 6 — prvá tlaková zóna, 7 — druhá tlaková zóna, 8 — tretia tlaková zóna, 9 — štvrtá tlaková zóna, 10 — smer intenzívnej subsidencie, 11 — smer tangenciálnych tlakov pri deformačných procesoch

Fig. 7. Idealized geological cross-section of the East Slovakian Neogene basin indicating the high-pressure belts. Explanations: 1 — pre-Neogene basement, 2 — Neogene basin filling containing sandy lenticules, 3 — evaporite-bearing horizon, 4 — faults: 1 — Trebišov, 2 — Močarany, 5 — elevation zones: a — the Lastomír-Stretava zone, b — the Ložín-Malčice zone, 6 — first pressure zone, 7 — second pressure zone, 8 — third pressure zone, 9 — fourth pressure zone, 10 — directions of the intense subsidence, 11 — directions of tangential force action during the deformations

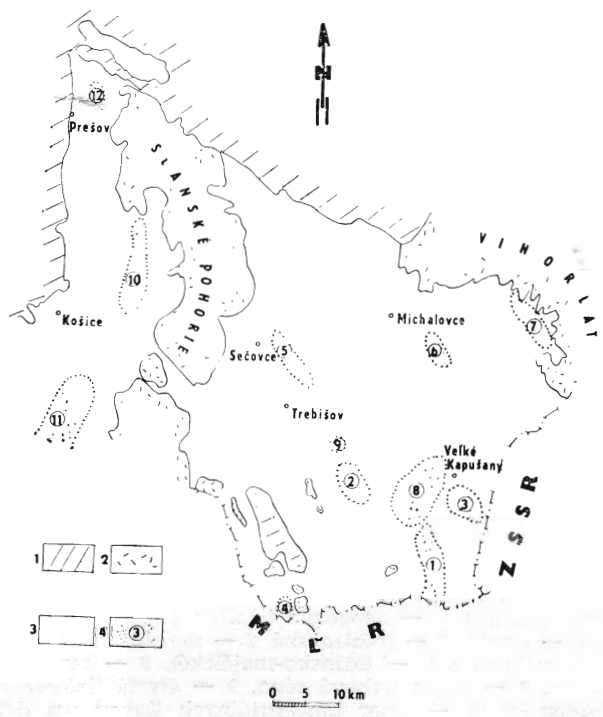
znečisťovania životného prostredia, naráža na ťažkosti. V súčasnosti je tu dvanásť perspektívnych oblastí, možných zdrojov termálnej vody. V niektorých územiach možno do hĺbky 800—1000 m očakávať aj sladkú vodu (obr. 8).

Zvýšené vrstvom tlaky majú len negatívny vplyv. Za takýchto podmienok treba vo výplachu používať zatažkávadlá (baryt, vápenec), ktoré v konečnom dôsledku, najmä pri vysokej teplote, spôsobujú kolmatáciu pórovitých hornín a znižujú ich priepustnosť. Vysoký tlak je aj istým nepriamym indikátorom malých plynových šošovkovitých ložísk.

Záver

Východoslovenská neogénna panva je z hľadiska výskytu vysokých teplôt a vrstvom tlakov medzi neogénnymi molasami Západných Karpát anomálna.

Analýza teploty hlbokých vrtov ukázala, že najteplejšie miesta nie sú blízko povrchových a podpovrchových sopečných výlevov, ale v priestore vý-



Obr. 8. Perspektívne oblasti zdrojov geotermálnej energie vo východoslovenskej neogénnej panve (R. Rudinec 1976)

1 — predneogénne útvary, 2 — neovulkanity, 3 — neogénna výplň, 4 — nádejné oblasti výskytu geotermálnej energie (1 — Leles — Bačka — Biel, 2 — Oborín — Petrikovce, 3 — Kapušianske Kľačany, 4 — Streda nad Bodrogom, 5 — Parchovany — Dvorianky — Horovce, 6 — Senné — Čečehov, 7 — choňkovská depresia, 8 — Beša — Čičarovce, 9 — Malčice, 10 — Čizatice — Bačkovik, 11 — Čaňa — Seňa, 12 — prešovská depresia)

Fig. 8. Perspective geothermal source areas in the East Slovakian Neogene basin (R. Rudinec 1976). Explanations: 1 — pre-Neogene units, 2 — neovolcanite, 3 — Neogene basin filling, 4 — perspective area for geothermal energy utilization (1 — Leles — Bačka — Biel, 2 — Oborín — Petrikovce, 3 — Kapušianske Kľačany, 4 — Streda nad Bodrogom, 5 — Parchovany — Dvorianky — Horovce, 6 — Senné — Čečehov, 7 — the Choňkovce depression, 8 — Beša — Čičarovce, 9 — Malčice, 10 — Čizatice — Bačkovik, 11 — Čaňa — Seňa, 12 — the Prešov depression).

raznej magmatickej elevácie, ktorá sa rozkladá medzi obcami Sečovce — Hriadky — Lastomír. Jej odrazom je najpravdepodobnejšie v hlbšej časti kôry pochované magmatické teleso (krb), ktoré je zároveň hlavným činiteľom zvýšenia teplotného poľa.

Podrobný rozbor vrstvových tlakov ukázal na ich variabilnosť v horizontálnom (štyri tlakové pásma) aj vo vertikálnom smere (štyri tlakové zóny). Zvýšené vrstvové tlaky sa vysvetľujú ako dôsledok intenzívnych subsidenčných a deformačných procesov v tektonicky exponovanom pásme centrálnej časti Východoslovenskej nížiny.

Tieto dva geologické javy majú okrem teoretického prínosu aj praktický

význam, ktorý sa prejavuje pozitívne (zdroje geotermálnej energie) aj negatívne (obmedzená hĺbka vrtov, zaťažkávadlá, kolmatácia a iné).

Doručené 4. 1. 1978
Odporučil O. Franko

LITERATÚRA

- Bílek, K. 1974: Ložiská ropy a plynu v slovenskej časti viedenskej panvy. *Mineralia slov.*, 6, s. 399—498.
- Boldiszar, T. 1964: Terrestrial heat flow values in the Carpathians. *J. Geophys. Res.* (Richmond, Va.), 69, p. 5269—5276.
- Čermák, V. 1966: Teplotná vodivosť hornín a teplotný tok v niektorých oblastiach Československa. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — GFÚ ČSAV Praha.
- Čermák, V. 1968: Terrestrial Heat Flow in Czechoslovakia and its Relation to some Geological Features. 23rd International geological Congress, Vol. 5 (Prag), p. 75—85.
- Čermák, V. 1975: Geotermický výskum v Československu 1970—1975. Zbor. 6. celostátnej konferencie geofyziky, II. diel (Plzeň), s. 469—476.
- Čermák, V. 1976: Mapa teplotného toku na území Československa a jej význam pri vyhľadávaní perspektívnych zdrojov geotermálnej energie. Zbor. II. konferencie v inžinierskej geológii a hydrogeológii (Brno), s. 783—795.
- Danilovič, L. G. 1973: Kislyj vulkanizmus Karpat i jeho značeníje dľa paleotektoničeskich rekonstrukcij. Sekcia XI. Materiály X. kongresu KBA (Bratislava), s. 31—36.
- Fertl, W. H. — Timko, D. J. 1972: How downhole temperatures and pressures affect drilling. *World Oil*, September 1972, p. 45—50.
- Fischer, S. 1966: Stanovení geotermického stupně na strukture Stretava. Manuskript — Nafta Michalovce. 4 s.
- Franko, O. 1970: Ideový projekt základného výskumu priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch na roky 1971—1975 s výhľadom do r. 1980. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Franko, O. 1971a: Bojnice termálne vody a ich vzťah k fažbe uhlia na nováckom ložisku. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 52, s. 59—155.
- Franko, O. 1971b: Nové údaje o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 56, s. 35—46.
- Franko, O. 1972: Možnosti využitia zemského tepla v SSR prostredníctvom získania nových zdrojov hypertermálnych vôd. *Mineralia slov.*, 4, s. 205—216.
- Franko, O. 1975: Súčasný stav výskumu zdrojov geotermálnej energie v Slovenskej socialistickej republike. *Geol. průzk.*, s. 321—325.
- Franko, O. 1977: Súčasný stav a perspektívy hydrotermálneho výskumu zdrojov geotermálnej energie v SSR. Zbor. prednášok z konferencie Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR (Bratislava), s. 64—86.
- Fušán, O. — Imrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15, 173 s.
- Kaldrovits, J. 1975: Rozloženie teplotného poľa na území SSR v hĺbke 1 km. [Záverčná správa.] Geofyzikálny výskum hlbinej stavby zemskej kôry v karpatskej oblasti najmä na základe gravimetrických podkladov. Manuskript — SAV Bratislava.
- Kukal, Z. 1973: Vznik pevnin a oceánů. Praha, Vyd. ČSAV. 243 s.
- Kutas, R. I. 1973: Charakteristika geotermalnogo poľa Vostočných Karpat. Sekcia VIII. Geofyzika. Materiály X. kongresu KBA (Bratislava), s. 41—47.
- Lavigne, J. 1972: L'énergie geothermique. *Rev. de l'association Francaise des techniciens du petrole*. No 213, s. 61—65.

- Lizoň, I. — Marušiak, I. — Kovač, B. — Koladová, K. — Koláš, L. — Jančin, J. 1975: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. [Záverečná práca.] Manuskript — Geofyzika Bratislava. 67 s.
- Lizoň, I. 1975: Niektoré výsledky geotermických výskumov v Západných Karpatoch. Celostátní konference geofyziky, II. diel, sbor. 6 (Plzeň), s. 477—498.
- Macúr, M. 1963: Měření geotermického stupně. Manuskript — Nafta Michalovce. 17 s.
- Magyar, J. 1975: Geologicko-petrografické pomery predterciérnych útvarov Košickej kotliny a prilahlých oblastí. [Rigózná práca.] Manuskript — Nafta Michalovce. 95 s.
- Makarenko, F. A. — Polák, B. G. — Smirnov, J. B. 1968: Geothermal Field on the U. S. S. R. Territory. XXIII. International Geological Congress, Vol. 5, p. 67—73.
- Mann, O. 1960: Závěreční správa o detailním magnetickem průzkumu v roce 1959—1960. Manuskript — Geofyzika Brno. 41 s.
- Marušiak, I. — Koladová, K. 1973: Nekotoryje problemy opredelenija teplogo potoka v razreze pesčano-glinistych otloženij. Materiály X. kongresu KBA, sekcia VII. Geofyzika (Bratislava), s. 68—79.
- Marušiak, I. — Lizoň, I. 1974: Problém výpočtu tepelného toku v sedimentárnych panvách. Geol. průzk., 16, s. 76—78.
- Marušiak, I. — Lizoň, I. 1977: Výsledky geotermického výskumu československej časti viedenskej panvy. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 63, s. 191—204.
- Pospíšil, L. — Filo, M. 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. Geol. průzk. 12, s. 100—103.
- Rudinec, R. 1972: Výskyt termálnej vody vo východoslovenskom neogéne. Geol. průzk., 14, s. 205—206.
- Rudinec, R. 1974: Problémy vrtania hlbokých vrtov vzhľadom k vysokým teplotám a tlakom vo východoslovenskom neogéne. Zemní plyn nafta, 14, s. 3—14.
- Rudinec, R. 1976: Ložiská uhľovodíkov vo východoslovenskom neogéne. Mineralia slov., 8, s. 289—384.
- Rudinec, R. 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. Geol. průzk., 18, s. 225—229.
- Rudinec, R. 1977: Teplotné a tlakové pomery vo východoslovenskej neogénnej panve vo vzťahu k ostatným depresiám Západných Karpát a ich význam pre geologickú prax. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Nafta Michalovce. 90 s.
- Smíšek, M. 1975: The Skech Pattern of the Mohorovičič Discontinuity in the West Carpathian Area. [Záverečná správa Geofyzikálny výskum hlbinej stavby kôry v Karpatskej oblasti najmä na základe gravimetrických podkladov za roky 1971—1975.] Manuskript — SAV Bratislava.
- Slávik, J. 1972: Pochované vulkanické pohorie. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 58, s. 45—56.
- Sluka, J. 1977: Závislosť ložiskových tlakov a teplôt na fyzikálno-mechanických vlastnostiach hornín vo vzťahu k možnosti intenzifikácie tlakových bariér a za účelom zvyšovania priepustnosti kolektorských hornín na východnom Slovensku. Manuskript — Koncern naft. a plyn, podnikov Bratislava. 118 s.
- Stegena, L. 1972: Geothermal Map of Eastern Europe. Geothermies (Budapest), 1. No. 4.
- Stegena, L. 1974: Geothermics and tectogenesis in the Pannonian basin. Acta geol. Acad. Sci. hung., 18, p. 257—266.
- Stegena, L. — Geczy, B. — Horváth, F. 1975: Late cenozoic evolution of the Pannonian basin. Tectonophysics (Amsterdam), 26, p. 71—90.
- Šaly, S. 1966—1973: Výsledky merania geotermického stupňa na štruktúre Stretava, Ptrukša, ako aj ďalšie teplotné záznamy pri EK-meraní. Manuskript — Nafta Michalovce.
- Šaly, S. 1975: Presnosť merania teploty vo vrtoch v naftovom prieskume. Zemní plyn nafta, 20, s. 45—50.

Anomalous bedding pressures and temperatures in the East-Slovakian Neogene basin

RUDOLF RUDINEC

The East Slovakian Neogene basin attaining maximal thickness of Neogene strata of 5,500—6,500 m reveals anomalous pattern amongst molasse basins of the Neogene due to its frequently high bedding pressures and temperatures. There, interbedded within sandy to clayey development of the Neogene, volcanics occur frequently, being products of an extensive subsequent volcanism. Our knowledge upon temperature and pressure relations of this area is unequal. As temperature relations appear usually as more attractive, studies in this domain are up to present wide-spreaded whereas pressure relations of the Neogene remained until generally less known.

Temperature relations

It is recently generally accepted that the main geothermal source are not processes in the Earth's crust (originated here by radioactive decay) but the heat of the crust is conducted one from the upper mantle. The matter of the geothermal heat in the Western Carpathians has been treated by V. Čermák (1966, 1968, 1972, 1975, 1976), J. Kaldrovits (1975), L. Marušiak — K. Koladová (1973), I. Marušiak — I. Lizoň (1975), I. Lizoň et al. (1975), O. Franko (1970), 1971a, 1972, 1975, 1977). Papers of M. Mačúr (1973), S. Fischer (1966), S. Šály (1969—1973) and R. Rudinec (1969, 1972, 1974, 1976) concern the studied area.

In surrounding countries communicating immediately with the investigated area we may mention papers of L. Stegena (1972, 1974, 1975) from the Hungarian territory as well as of R. I. Kutas (1973) and partly of L. G. Danilovič (1973) from the USSR.

The thermal field is recently characterized by the heat flow unit (HFU expressed as mWm^{-2} ; previously in units of $\mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$). Lowest values of HFU are on platforms: $37.6\text{--}52.5 \text{ mWm}^{-2}$ or $0.0\text{--}1.25 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$ (F. A. Makarenko et al. 1968), higher values upon recent tectonic zones: 80.3 mWm^{-2} or $1.99 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$ (Z. Kukul 1974). In areas of recent volcanism in Kamchatka the heat flow attains values of $71.1\text{--}108.7 \text{ mWm}^{-2}$ or $1.7\text{--}2.6 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$ and on Iceland 166.8 mWm^{-2} or $3.99 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$. The worldwide average is equal to 50.2 mWm^{-2} or $1.2 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$ according to I. Lavinge (1972). Average values of the heat flow in individual tectonic units of the Western Carpathians are as follows (V. Čermák 1975): in the Carpathian foredeep 69.8 mWm^{-2} ($1.67 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$), in Carpathian pre-Neogene units 60.4 mWm^{-2} ($1.44 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$), in Neogene basins 86.6 mWm^{-2} ($2.08 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$) and in the Mid-Slovakian neovolcanite area the heat flow attains 94.3 mWm^{-2} ($2.25 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$). The highest heat flow in Czechoslovakia has been ascertained in the East Slovakian lowland: 110 mWm^{-2} ($2.61 \mu\text{cal/cm}^2\text{s}^{-1}$). The last value has been evaluated from drill-hole measurements (Table 1).

Heat flow measurements were carried out in all Neogene basins in drill-holes

after some days of standstill. Corrections allowing comparison of obtained values from different time-intervals and apparatus used have been introduced by S. Šalý (1975). Results are given in the Table 2. The last author evaluated also average values of the geothermal gradient in the East Slovakian Neogene basin (Table 3). Differences between East Slovakian values and those obtained from other areas prospected for hydrocarbon are listed in the Table 4.

Downward fluctuations of average values of the thermal field in the East Slovakian Neogene basin are presented on Fig. 1. This pattern is typical for the central and southern parts of the basin (Table 5). The thermal field is relatively tranquil in northern portions of the basin.

Possible reasons of the elevated thermal field

Elevated values of the thermal field in the East Slovakian Neogene basin have been previously connected with the activity of huge subsequent volcanism during the Neogene. Comparison of the average geothermal gradient value distribution with detailed geomagnetic map of the vertical intensity (O. Man 1959—1960) showed interesting results. The map gives a detailed picture of magnetic anomalies (Fig. 2) reflecting buried volcanic bodies in different depths (i. e. superficial, subsurface and deep-seated bodies).

According to this map, the lowest geothermal gradient occurs in places where drill-holes Lastomír 1 and Rebrín 1 are located. The comparison of low geothermal gradient occurrences with the geomagnetic map reveals good covering of a pronounced intrabasinal magnetic anomaly elongated in its vault-head about 20—25 km between the villages Hriadky, Trhovište and Lastomír. Warmest areas in the territory do not overlap occurrences of superficial or subsurface volcanic bodies. Therefore another source is to be supposed for the ascertained anomalous heat field, which seems to be in a deep-seated volcanic mass. The presence of such a deep-seated volcanic mass is probably reflected by mentioned magnetic anomaly. The supposed volcanic body is represented on a hypothetical and idealized geological profile of the area (Fig. 3). It might have acted as a deep-seated magmatic reservoir in upper crustal portions. The elevated thermal field of Hungary and neighbour areas has been also connected with the existence of a subcrustal (i. e. upper mantle located) diapirism (L. Stegena 1974). In dimension of this conception, one or two such magmatic reservoirs may represent apophyses of the mantle diapir.

The average geothermal gradient (Fig. 4 and Table 6) points to two such pronounced thermal anomalies in the East Slovakian lowland, the northern and southern ones, divided by a thermal depression. The thermal depression is located between Malčice and Trebišov. The northern thermal anomaly is probably a reflection of deep-seated magmatic reservoir whereas the southern anomaly may reflect NW part of the buried Zemplín—Beregovo volcanic range (J. Slávik 1972) or a smaller magmatic chamber in the crust (Fig. 3). A pronounced magmatic body in central portions of the East Slovakian lowland was interpreted from geophysical measurements also by L. Pospíšil — M. Filo (1977).

Pressure relations

Bedding pressure distribution in Neogene basins of Western Carpathians (Table 7) was ascertained as to be anomalous except for the Kúty graben in the Vienna basin (K. Bílek 1974) only in the East Slovakian Neogene basin (R. Rudinec 1969, 1974, 1977).

An analysis of bedding pressures revealed both horizontal and vertical fluctuations. Four pressure zones were delimited in horizontal direction (Fig. 5). The first zone has a pressure gradient below $109 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} , the second between $109 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} and $130 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} , the third between 145 and 130 MPa m^{-1} and the fourth zone between 145 and $191 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} . The second, third and fourth pressure zones occupy the central and southeastern part of the East Slovakian lowland.

In the zone of highest pressure values, according to exploration results of its most known Stretava structure, four pressure zones were delimited in vertical direction (Fig. 6). The first pressure zone occurs at depths 1100—1600 m and has a pressure gradient of $103\text{--}128 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} . Pressure gradient of the second zone (1600—2000 m) is $118\text{--}136 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} whereas the highest pressure gradient occurs in the third zone (200—3200 m) and its values are $140\text{--}187 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} . A decrease of the pressure gradient occurs in the fourth zone between 3200—3800 m having values of $147\text{--}151 \cdot 10^{-4}$ MPa m^{-1} .

Possible reasons of the high bedding pressure

Comparison of the areal distribution of bedding pressures and the tectonic map of the area reveals location of elevated pressures in a quadrangle limited by pronounced normal faults. According to until known paleogeographical development of the East Slovakian Neogene, anomalous bedding pressures are in places where maximal subsidence occurred during the Upper Badenian, Sarmatian and Pliocene. In the Upper Badenian and Sarmatian, these normal faults acted syngenetically and therefore relatively slightly consolidated sediments underwent strong deformations in the time of highest subsidence rates of the Neogene basin formation. Strong deformations in the Neogene eventually influenced even older, Karpatian sediments. An analysis of the lithofacial development showed frequent lenticular development and gradual transitions of sandy sediments into marly development.

In the course of deformations caused mainly by tangential forces, frequent plicative forms generated along main fault lines. On the idealized geological section (Fig. 7), two main elevational belts are presented, the Lastomír — Stretava and the Ložín — Malčice belt. Highest bedding pressures occur along these structures. Pressure in overlying sediments does not exceed the hydrostatic one.

Conclusions

Both anomalous features have their practical consequences whether positive or negative. Elevated thermal gradients influence in negative sense realisation of deep bore-holes. Maximal bore-hole depths are limited by

4.200—4.500 m for the central and southern part of the basin. This depth limit is caused by the necessity of achieving working-temperature of drilling by the means of circulating drilling flush-liquid by 15—25 p. c. lower as the stationary thermal field (Fig. 1). On the other hand, such environment promotes the utilization of the geothermal energy. Actually, thermal water discharges having 26—85 °C temperature on the surface were discovered. However, high mineralisation of these waters (achieving total mineralisation of 7.300—16.760 mg l⁻¹) raises objections against their exploitation due to possible negative environmental influences. Nevertheless, twelve perspective areas for utilisation of the geothermal energy have been delimited recently (Fig. 8).

Elevated bedding pressures have solely negative influence. Application of high-weight flush mud is necessary in these sites (using barite and limestone powder) which in high temperatures leads to colmatation of the permeable environment of the drill-hole. Sometimes, presence of high bedding pressure indirectly points to the occurrence of small and lenticular-shaped gas accumulations.

Preložil I. Varga

Štruktúrna analýza rožňavského rudného rajónu

(8 obr. v texte)

JOZEF SLAVKOVSKÝ*

Структурный анализ рожнявского рудного района

Рожнявский рудный район характеризуется сложным геологическим строением. В течении своего развития район подвергся двум орогенным процессам: герцинскому и альпийскому орогенезам. На основании изучения тектоники малых форм отдельно в гелнической (камбрийсклур) и рожнявско-железницкой (верхний корбон) серии было возможно решить пространственную ориентацию отдельных структурных элементов а также вопросы их генезиса и соотношения возраста. Тектоническое сходство этих серий является отражением альпийского тектогенеза. Жильные структуры сидеритовой формации приурочены плоскостям S_2 , которые представляют четкую веерообразную структуру. Плоскости S_2 в результате поперечного альпийского складкообразования приобрели форму типичных линз и были обозначены как „междуфолиационные“ или „междукливажные“.



Structural analysis of the Rožňava ore district (SE Slovakia)

Geological structure of the Rožňava ore district originated in the Variscan and Alpine orogenesis. Structural analysis of the area allowed to define tectonic inventory of the Gelnica series (Cambrian—Silurian) and of the Rožňava-Železník series (Upper Carboniferous). Similarity of tectonic inventory between both series is due to their common Alpine tectogenesis. Vein structures of the siderite ore formation are bound to S_2 planes forming a pronounced fan-like structure. In result of Alpine transversal folding S_2 planes acquired a geometry of lense-like forthsliding and veins bound to these structures are presented by typical lense-like development assigned as „interfoliational“ or „intercleavage“ types.

Drobnotektonická analýza patrí medzi objektívne metódy štruktúrneho výskumu a je založená na zbieraní a štatistickom spracúvaní veľkého množstva štruktúrnych údajov. Táto metodika sa uplatňuje aj pri podrobnom štruktúrnym štúdiu rudných rajónov, keď sú predmetom štruktúrnej analýzy nielen

* Ing. Jozef Slavkovský, CSc., Katedra geológie a mineralógie Stavebnej fakulty Vysokej školy technickej v Košiciach, park J. A. Komenského 15, 043 84 Košice.

samotné zrudnené a s nimi úzko späté štruktúrne, ale aj nezrudnené prvky. Preto v oblasti rudného rajónu rieši štruktúrna analýza jeden všeobecný komplex problémov súvisiaci s objasnením celkového štruktúrneho vývoja danej oblasti a jeden komplex problémov užších, špecifických, spätý s objasnením vývoja zrudnených štruktúr.

Vlastná aplikácia drobnotektonického štúdia pri celkovom geologicko-geologickom výskume v oblasti rožňavského rudného rajónu zapadla do riešenia problémov litológie, petrografie, stratigrafie, megatektoniky, podrobnej paragenézy žíl a porudnej tektoniky. So zreteľom na uvedené ciele a zvláštnosť terénu (odkrytosť, nerovnaký stupeň preskúmanosti, geologickej odlišnosti atď.) sme postupovali takto:

Po zhodnotení už jestvujúcich poznatkov iných autorov o oblasti rožňavského rudného rajónu sme pristúpili k detailnému štruktúrnemu bádaniu a s ním paralelne k štúdiu uvedených problémov (okrem podrobnej paragenézy), a to tak na povrchu, ako aj v hĺbke, t. j. v dostupných banských priestoroch. Hlavnou úlohou práce bolo zhodnotiť tektonický inventár a na základe detailnej štruktúrnej analýzy a vzájomného vzťahu štruktúrnych prvkov mezoskopického meradla, ako aj ich vzťahu k megaštruktúram objasniť tektogenézu územia. V nadväznosti sa riešili priestorové a genetické vzťahy vlastných žilných štruktúr, ako aj ich charakter a typ so všetkými zložitostami vývoja.

Vymedzenie a litostratigrafická charakteristika rožňavského rudného rajónu

Rožňavský rudný rajón sa nachádza v južnej časti zložitého brachyantiklinória Spišsko-gemerského rudohoria v bezprostrednom tektonickom styku s poklesnutým blokom Slovenského krasu. Geograficky je to oblasť rozprestierajúca sa na S—SZ od Rožňavy. Tvoria ju morfológicky výrazné vyvýšeniny masívu Turecká a Tri vrchy, medzi ktorými preteká rieka Slaná, ktorej údolie rozdeľuje rajón na dve časti. Rudný rajón v užšom slova zmysle zaberá plochu okolo 24 km² a vytvára výrazný pruh smeru V—Z v celkovej dĺžke približne 8 km a šírke asi 3 km. Na juhu ho ohraničuje rožňavská línia a na severe teoretická os vejára plôch s₂, ktorá prebieha hrebeňom masívu Turecká a severne od Nadabuly sa stáča do smeru SV—JZ. Západné ohraničenie rudného rajónu predstavuje priečna severojužná štruktúra (ide o isté pokračovanie dobšinsko-nižnoslanskej synklinály v kombinácii so zlomovou líniou západne od Rožňavského Bystrého). Smerom na východ má iba konvekčné ohraničenie, pretože plynule prechádza do krásnohorskodrnavského rudného rajónu.

Na geologickej stavbe širšej oblasti rudného rajónu sa zúčastňujú tieto série a útvary: gelnická séria (kambrium — silúr), rožňavsko-železnická séria (vrchný karbón), mezozoikum Slovenského krasu, neogén, kvartér (pozri geologickú mapu a geologické rezy, obr. 1 a 1a).

Gelnická séria tvorí väčšiu časť územia a v zmysle prác L. S n o p k a (1967, 1967a) a M. M a h e ľ a et al. (1967) ide o betliarske, pačianske a drnavské vrstvy, ktoré vytvárajú výrazné horninové pruhy. Podľa nových poznatkov o tejto oblasti sú betliarske vrstvy spodnejším oddielom gelnickej série ako pačianske a monoklinálne upadajú na juh s nadložnými pačianskymi vrstvami, ktoré predstavujú vulkanogénne súvrstvie, dnes reprezentované rozličnými typmi porfýroidov (C. V a r č e k 1965), a vytvárajú v oblasti masívu Turecká kridlo synklinály.

Rožňavsko-železnícka séria vystupuje na južnom okraji rudného rajónu, t. j. severne od tektonického styku s mezozoikom Slovenského krasu, a reprezentuje ju súvrstvie oligomiktných zlepcov, ktoré laterálne a vertikálne prechádzajú do kremencov, pieskovcov a vo vrchnej časti do zelenosivých ílovito-piesčitých bridlíc. V tejto sérii sa zistili aj prejavy bázičského diabázového vulkanizmu (C. Varček 1965).

Mezozoikum Slovenského krasu vystupuje južne od rožňavskej línie a dodnes sa pokladalo za autochtónnu sériu. Vo svetle najnovších výsledkov výskumu (M. Mello — R. Mock 1975) predstavuje ďalší typ mezozoika gemeríd „silický príkrov“. Neogén v Rožňavskej kotline vystupuje v podobe štrkovej formácie. Sú to jazerno-riečne sedimenty pliocénu — levantu. Kvartér tvoria aluviálne náplavy rieky Slaná a sutiny svahov.

Drobnotektonický inventár a jeho analýza

Drobnotektonické výskumy v oblasti rudného rajónu sa robili osobitne v gelnickej sérii (kambrium — silúr) a v rožňavsko-železníckej sérii (vrchný karbón), čo prispelo k riešeniu problémov priestorovej orientácie jednotlivých štruktúrnych prvkov, ako aj otázok ich genézy a vekových vzťahov. Rudný rajón bol rozdelený na 20 štruktúrne homogénnych okrskov (obr. 2). Pomocou synoptických kontúrových diagramov sa zhodnotili plochy s_2 , β -osi plôch s_2 a pukliny. Ostatné drobnostруктурné prvky pre ich malé zastupenie pomocou kontúrových diagramov nebolo možno zhodnotiť, ale pri štruktúrnej analýze sa využili a sú zobrazené na výslednej štruktúrno-ložiskovej mape rudného rajónu (obr. 6).

Sledovali sme plošné a lineárne prvky a pukliny.

1. Plošné prvky

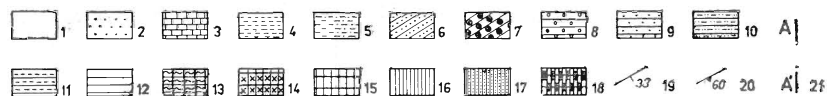
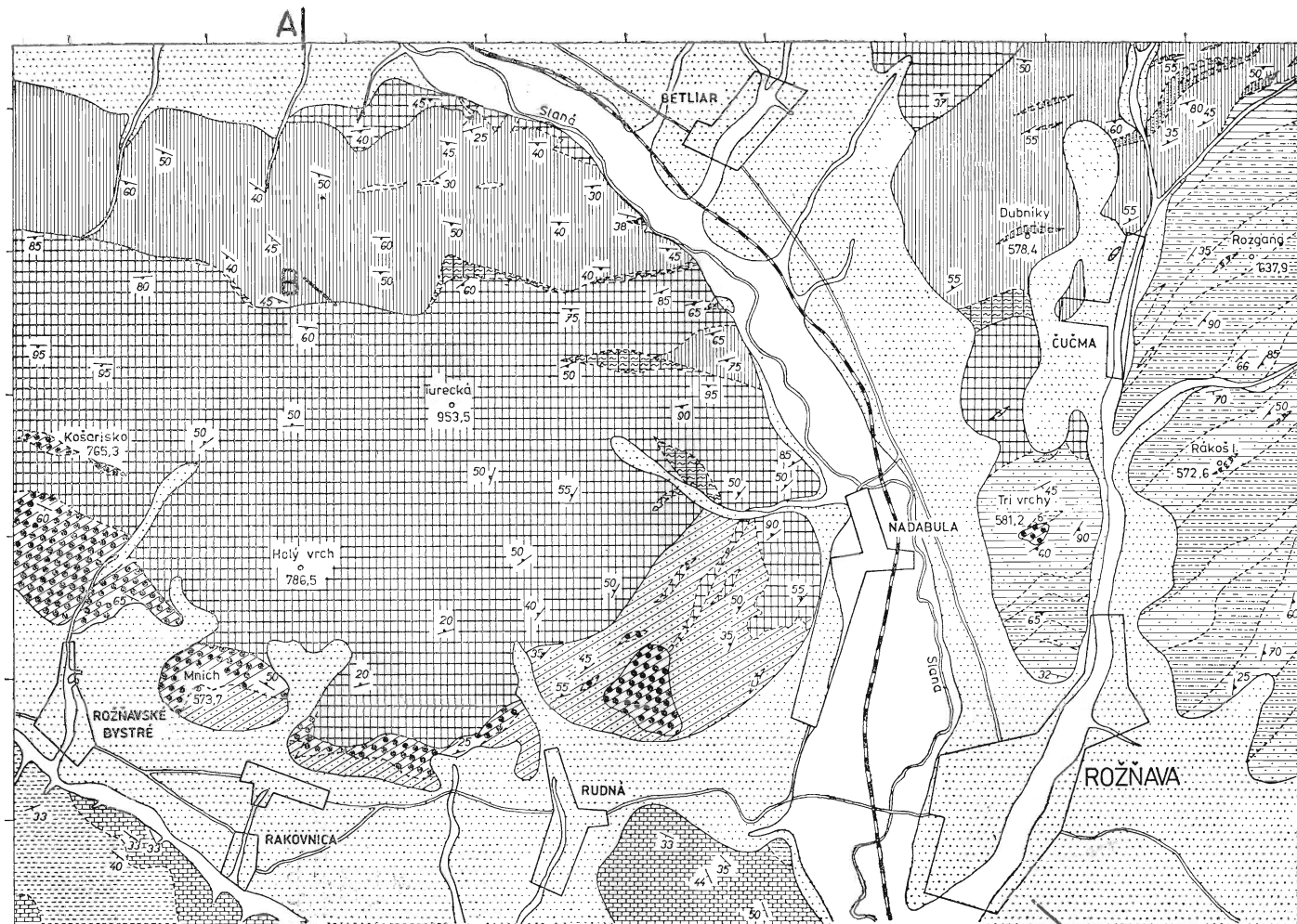
Pri plošných prvkoch sme odlišovali:

a) plochy ss — plochy vrstvitosti, b) plochy s_1 — plochy vrstvovej bridličnatosti, c) plochy s_2 — plochy kliváže (druhotnej bridličnatosti).

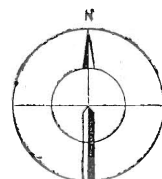
a) Plochy vrstvitosti (ss), t. j. plochy oslabenej súdržnosti vzniknulé v priebehu sedimentácie, ktoré sa pri rozličných tektonických procesoch nestali nositeľmi novotvorených metamorfných minerálov. Zistili sa len v rožňavsko-železníckej sérii, aj to iba ojedinele.

b) Plochy vrstvovej bridličnatosti (s_1) majú obdobný charakter ako plochy ss , ale v dôsledku tektonických procesov sa stali nositeľmi novotvorených metamorfných minerálov (sericitu, chloritu a pod.). Tektonometamorfóza úplne pôvodné látkové zloženie nezotrela a možno ich pozorovať iba na tých miestach, kde sú jemne laminované odlišné litologické komponenty, ojedinele v betliarskych a drnavských vrstvách gelnickej série a čiastočne v rožňavsko-železníckej sérii. Vo väčšine prípadov ide o monotónne súvrstvia a identifikovať ich je veľmi ťažko, aj keď sú pri štruktúrnej analýze veľmi dôležité. V zhode s poznatkami L. Rozložníka (1961) aj v oblasti rožňavského rudného rajónu je vrstvová bridličnatosť gelnickej série hercýnska a v rožňavsko-železníckej sérii alpská a vykazuje istú smerovú zhodu s priečnou bridličnatosťou gelnickej série.

c) Plochy druhotnej (priečnej) bridličnatosti, príp. kliváže — plochy s_2 . Predstavujú mladšie, vzhľadom na plochy s_1 v niektorých prípadoch priečne (transverzálne) plochy oslabenej súdržnosti a sú dominujúcim štruktúrnym prvkom



0 200 400 600 800 1000 m



študovaného územia. Plochy s_2 často preberajú orientáciu plôch s_1 . Je to typický vývoj plôch s_2 pre pohoria s izoklinálnym vývojom vrás. To znamená, že typický priečny (protiklonný) charakter plôch s_2 možno pozorovať iba v zámkových častiach a v ramenách sú vo väčšine plochy $s_2 = s$ plochami s_1 .

Plochy s_2 majú všeobecne charakter „lomu“, nie plôch „prúdenia“ a sú mladšími dominujúcimi plochami oslabenej súdržnosti. Pozdĺž nich nastali isté pohyby prešmykového charakteru, v mobilných zónach väčšie prešmyky, čím sa zaraďujú medzi strižné plochy. Strižné pohyby pozdĺž plôch s_2 vyvolali v niektorých prípadoch čiastočné prevrášnenie plôch s_1 . Tento poznatok je významný aj pre osvetlenie genézy žilných štruktúr rožňavského rudného rajónu.

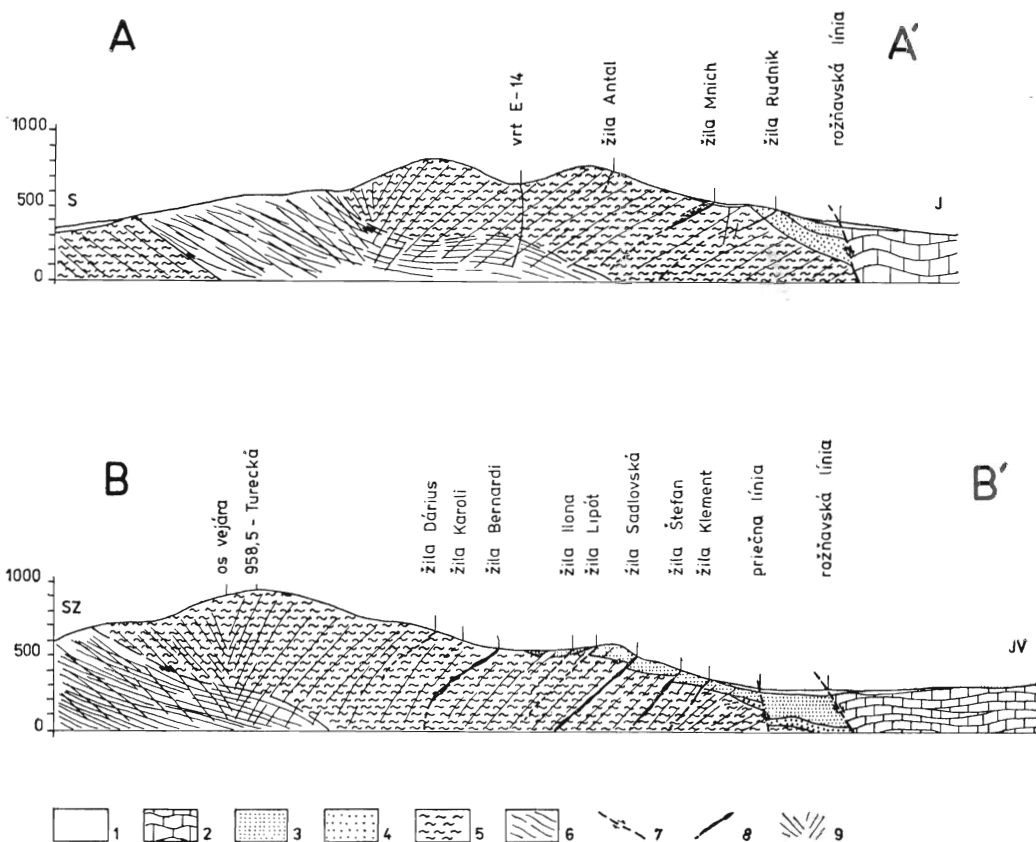
Vzdialenosť medzi jednotlivými plochami s_2 je veľmi premenlivá (submikroskopická až dm) a niekedy má až charakter puklinatosti. Podľa našich pozorovaní závisí hustota plôch s_2 od látkového zloženia, t. j. najpočetnejšie sú zastúpené plochy s_2 v mäkkých, nekompetentných vrstvách, ale v kompetentných vrstvách sú menej časté. Intenzívnejší vývoj plôch s_2 v oblasti veľkých dislokačných zón vysvetľujeme ako naložený systém strižných puklín paralelných so zlomom.

Na základe úsekových tektonogramov plôch s_2 v oblasti celého rudného rajónu (obr. 3) sme dospeli k týmto poznatkom: Tektonogramy plôch s_2 nevya-

Obr. 1. Geologická mapa rožňavského rudného rajónu

1—2 — kvartér: 1 — alúvium, 2 — delúvium; 3—5 — mezozoikum Slovenského krasu: 3 — sivé slienité vápence s polohami slienitých ílovcov — kampil, 4 — pestré ílovce, piesčité vápence a pieskovce — spodný kampil, 5 — pestré pieskovce a ílovce — vrchný seis — spodný kampil; 6—7 — rožňavsko-železnícka séria (vrchný karbón): 6 — kremence s polohami pieskovcov a ojedinele piesčito-ílovitých bridlíc až fylitov, 7 — oligomiktne zlepené — rožňavský typ; 8—18 — gelnická séria (kambrium — silúr): 8 — mikrokonglomeráty, 9 — kvarcity, 10 — kvarcity v prevahe alebo rovnováhe s fylitmi, 11 — fylity, kremité fylity v prevahe nad kvarcitmi, 12 — fylity (8—12 drnavské vrstvy), 13 — sopečný popol — sivý a zelený nezvrstvený, ojedinele s magnetitom, 14 — kremité porfýry, 15 — porfýroidy, (13—15 pačianske vrstvy), 16 — tmavé a dromnolaminované fylity ojedinele s prechodom do kremitých a grafitických fylitov, 17 — kvarcity, 18 — karbonatické horniny často metasomaticky zmenené na ankerity a siderity (16—18 betliarske vrstvy), 19 — vrstvitosť, 20 — priečna bridličnatosť (veľkosť sklonu v grádoch), 21 — vyznačený geologický rez.

Fig. 1. Geological map of the Rožňava ore district. Explanations 1—2 Quarternary: 1 — alluvium, 2 — delluvium; 3—5 Mesozoic of the Slovak karst area: 3 — grey marly limestone with marly claystone intercalations, Campilian, 4 — variegated claystone, sandy limestone and sandstone, Lower Campillian, 5 — variegated sanstone and claystone, Upper Seisian — Lower Campilian; 6—7 Rožňava-Zelezník series (Upper Carboniferous): 6 — quartzite with sandstone intercalations and with rare sandy-clayely slate to phyllite intercalations, 7 — oligomictic conglomerate (the Rožňava type); 8—18 Gelnica series (Cambrian — Silurian): 8 — microconglomerate, 9 — quartzite, 10 quartzite in excess or in balance with phyllite, 11 — phyllite, quartzose phyllite in excess over quartzite, 12 — phyllite; (8—12 Drnava beds), 13 — volcanic ash: grey and green unbedded type with rare magnetite, 14 — quartz porphyry, 15 — porphyroide (13—15 Pača beds), 16 — dark minute-laminated phyllite with rare transitions to quartzose and graphyte phyllite, 17 — quartzite, 18 — carbonate, frequently metasomatized to ankerite and siderite (16—18 Betliar beds); 19 — bedding, 20 — transversal cleavage (dip value in grades), 21 — geological profile.



Obr. 1a. Geologické A — A' a B — B'

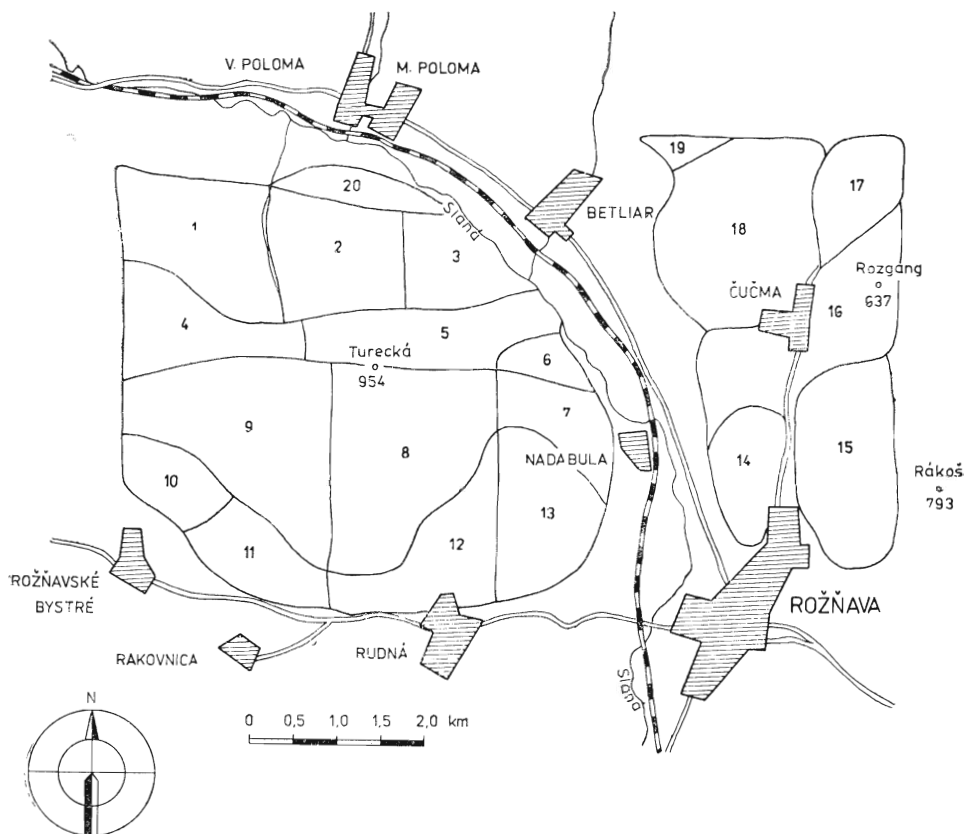
1 — kvartér; 2 — mezozoikum Slovenského krasu; 3—4 — rožňavsko-železnická séria (vrchný karbón): 3 — kremence s polohami pieskocov a ílovitých bridlíc až fylitov, 4 — oligomiktne zlepenice; 5—6 — gelnická séria (kambrium — silúr): 5 — porfyroidy, 6 — fylity; 7 — zlomové línie, 8 — žilné štruktúry, 9 — s_2 -plochy.

Fig. 1a. Geological profiles A — A' and B — B'. Explanations: 1 — Quarternary, 2 — Mesozoic of the Slovak karst area, 3—4 Rožňava-Železník series (Upper Carboniferous): 3 — quartzite with sandstone and slate to phyllite intercalations, 4 — oligomictic conglomerate; 5—6 Gelnica series (Cambrian — Silurian): 5 — porphyroide, 6 — phyllite; 7 — faults, 8 — vein structures, 9 — s_2 planes

kazujú tautozonálnosť ani v rámci menších úsekov. Ich póly sa koncentrujú v podobe izometrického maxima, kým ich β -osi vytvárajú pás podľa veľkého oblúka (obr. 4). Takéto obrazy vykazujú klzné plochy strižného charakteru (K. Metz 1957), ktoré v reze šošovkovite uzatvárajú porušené časti horniny. Príčinu menlivého charakteru plôch s_2 v smere, pre ktoré je rozloženie β -osí oblúkovité, treba hľadať v priečnom ohýbaní plôch s_2 (L. Rozložník 1965), čo sa potvrdilo aj v území, ktoré sme skúmali. Priebeh plôch s_2 sa mení aj po sklone. Podľa K. Metza (1957) mierne uklonené plochy sú späť s voľným jednosmerným kĺzaním, pri ktorom sa uplatnila najmä horizontálna zložka (presuny). V strmých plochách sa pri kĺzaní uplatnila skôr vertikálna zložka

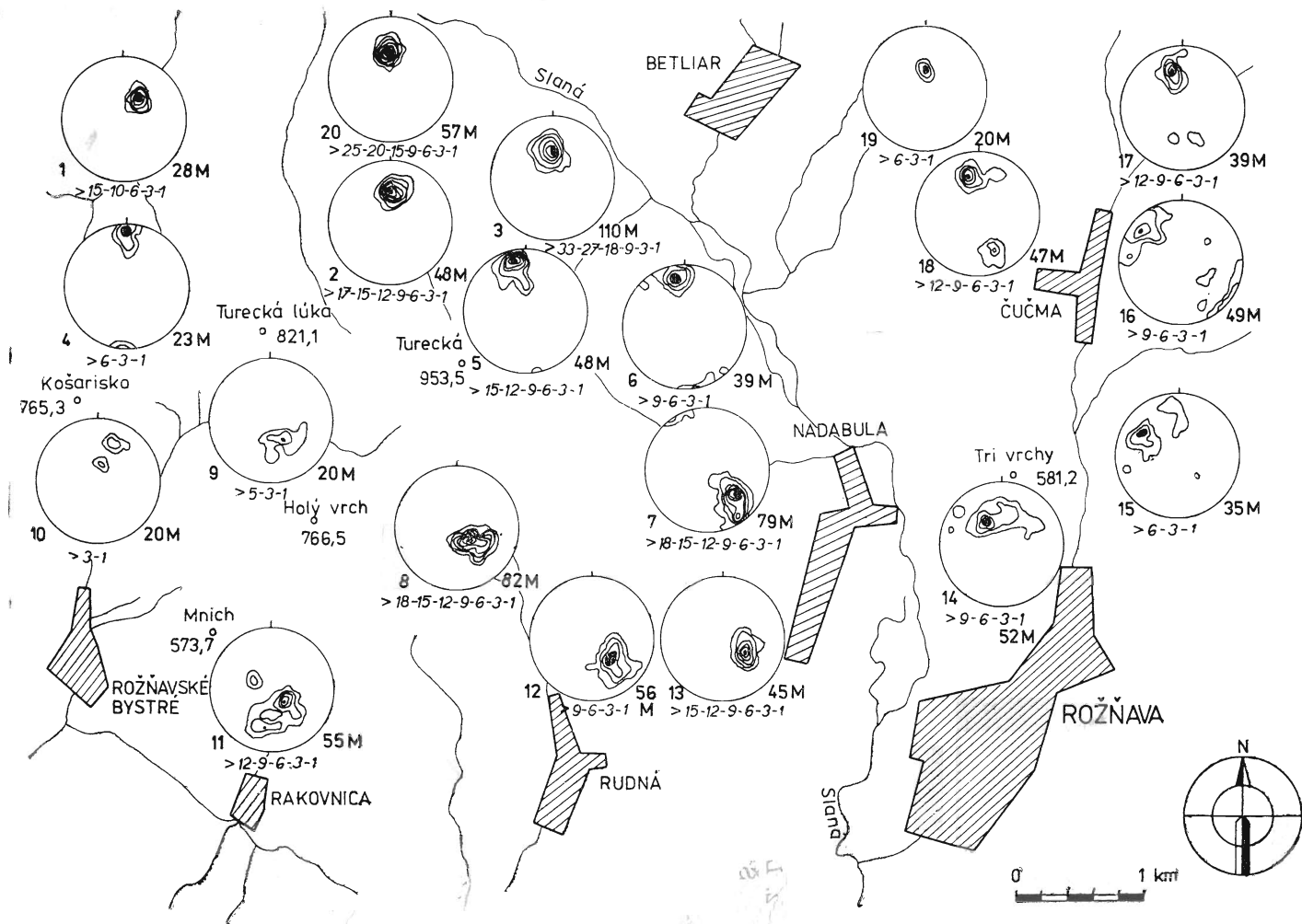
(prešmyky). Plochy s_2 sú na rozdiel od plôch s_1 kinematicky veľmi aktívne a vznikli počas najintenzívnejšieho deformačného procesu. Predchádzalo mu intenzívne vrásnenie so vznikom ohybových izoklinálnych až ohybovostrižných vrás s malým polomerom. Súčasný vznik stredných a veľkých vrásových štruktúr nemožno preukázať, ale je pravdepodobný.

V oblasti rožňavského rudného rajónu vytvárajú plochy s_2 veľmi výraznú vejárovitú stavbu (pozri obr. 3 a 6) s priebehom osí v smere V—Z, ktorá prechádza severne od Košariska hrebeňom masívu Turecká a severne od Nadabuly sa stáča do smeru SVV—JZZ. Veľkosť sklonu subparalelnej kliváže klesá na obe strany od osi vejára, t. j. na S a J. Na severnej strane má smer V—Z, ale na južnej, resp. na juhovýchode nastáva jej výrazný smerný ohyb až do smeru SV—JZ. Všeobecne sa predpokladá, že kliváž subparalelná s osovou rovinou vrásky (vejárovitá kliváž) zbiehajúca sa smerom nadol vzniká v antiklinálnych častiach a je spätá s vytláčaním jadra antiklinály smerom hore. Na základe nových poznatkov o megaštruktúrnej stavbe rožňavského rudného rajónu



Obr. 2. Mapa vymedzenia štruktúrne homogénnych okrskov rožňavského rudného rajónu

Fig. 2. Map of structurally homogeneous rayons in the frame of Rožňava ore district.



v oblasti masívu Turecká je tu stavba uťatého krídla synklinálnej štruktúry. Z toho dôvodu vejárovitú stavbu plôch s_2 vysvetľujeme ako nepravý vejár, ktorý vznikol za severojužného stláčania vulkanogénneho komplexu veľmi rigidných hornín značnej mocnosti a v bezprostrednom styku s poklesnutým blokom mezozoika Slovenského krasu.

Výhodne od masívu Turecká vyznieva vejárovitá stavba plôch s_2 a v oblasti Troch vrchov, Rákoša a Rozgangu možno pozorovať tak ako v iných častiach Spišsko-gemerského rudohoria, izoklinálny priebeh plôch s_2 so sklonom na J až JJV (obr. 6).

Vykonaná štruktúrna analýza plôch s_2 v súlade s poznatkami L. Rozložníka (1965) a P. Reichwaldera (1970) ukazuje, že vznik plôch s_2 sa viaže na alpínsku tektogenézu. Alpínsky vek plôch s_2 potvrdzujú tieto zistenia: zhodný vývoj a zhodná priestorová orientácia v horninách gelnickej a rožňavsko-železníckej série; neprítomnosť plôch s_2 vo valúnoch konglomerátov rožňavsko-železníckej série.

Naproti tomu M. Máška (1956) a L. Snopko (1967) pokladajú plochy s_2 v oblasti masívu Turecká a celého rudného rajónu za hercýnske a podľa ich náhľadu alpínske deformačné procesy a metamorfóza pôsobili skôr retrográdne.

3.2. Lineárne prvky

študované územie je na vrásky malých polomerov vcelku chudobné, čo sťažuje jeho štruktúrnú analýzu. Lineárne prvky sme pri registrácii označovali L_1 , L_1' a L_2 , L_2' podľa toho, či ich nositeľmi boli plochy s_1 alebo plochy s_2 v gelnickej sérii. Dobré sa pri tomto štúdiu dali použiť aj abstraktné lineárne prvky β -osí plôch s_2 a tiež δ -osí, ktoré predstavujú priesečnice plôch s_1 s plochami s_2 .

Hercýnske lineárne prvky sú pre malé množstvo zistených plôch s_1 v gelnickej sérii identifikované slabšie, a preto ich priebeh podľa abstraktných β -osí plôch s_1 nebolo možno konštatovať. Tie, ktoré boli zistené, sú vynesené na ložiskovoštruktúrnej mape (pozri obr. 6).

Alpínske lineárne prvky sú zastúpené v gelnickej aj v rožňavsko-železníckej sérii. V gelnickej sérii ide o naložené, druhotné prvky, v rožňavsko-železníckej sérii o prvotné prvky, geneticky súvisiace s tvorbou plôch s_1 a v mobilných zónach aj plôch s_2 . Podľa priebehu ich delíme na:

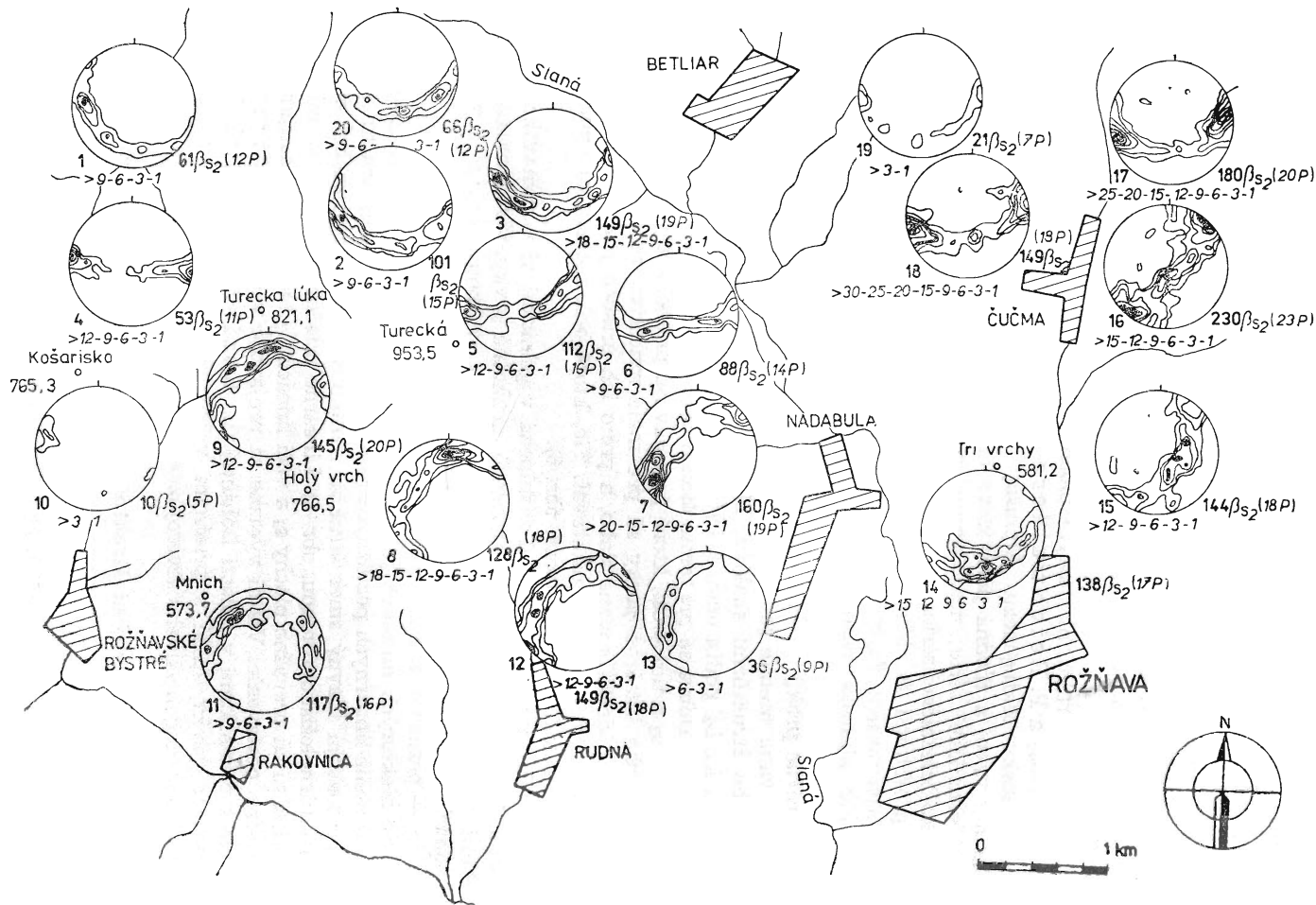
L_2 — pozdĺžne smeru V—Z a L_2' — priečne, väčšinou smeru S—J.

Na niektorých miestach je odklon od uvedených smerov. Perzistencia a rozmiestnenie lineárnych pozdĺžnych prvkov dovoľuje pokladať ich za osi B_2 , ktoré reprezentujú hlavný smer štruktúr vzniknuteľných počas alpínskej etapy (pozri štruktúrnoložiskovú mapu, obr. 6). Lineárne priečne prvky L_2' sú mladšie a ich nositeľmi sú prevažne plochy s_2 a voči lineácii L_2 táto lineácia zaujíma väčšinou priečne postavenie. Veľmi výrazne sa prejavuje v oblasti Troch vrchov. V súlade s poznatkami v oblasti Dobšinej (L. Rozložník, 1965) sú tieto priečne lineárne prvky späté s priečnym vrásnením územia, ktoré nasledovalo po uvoľnení tangenciálneho severojužného stláčania.

3.3. Pukliny

Pukliny sú dôležitými štruktúrnymi prvkami niektorých rudných rajónov,

Obr. 3. Tektonogramy pólov s_2 -plôch — rožňavský rudný rajón
Fig. 3. Tectonograms of s_2 plane poles in the Rožňava ore district



preto sme im venovali veľkú pozornosť. Medzi typizovateľné pukliny rožňavského rudného rajónu patria pukliny *ac* a zriedkavejšie pukliny *bc*. Ostatné systémy (*ab*, *okl*, *hol* a pod.) sú zastúpené sporadicky a majú značný rozptyl, takže sa nepodarilo preukázať ich príslušnosť a využiť ich na stanovenie symetrie štruktúry územia. Pukliny sú zhodnotené pomocou kontúrových diagramov (pozri obr. 5). Najvýraznejší systém vytvárajú pukliny *ac*; sú vyvinuté vo všetkých útvaroch a v oblasti masívu Turecká okrem juhovýchodnej časti majú v hrubých črtách smer S—J. Obdobný smer majú v oblasti Troch vrchov, kde ich však sčasti zastiera výraznejší systém smeru V—Z. Ide tu o pukliny *ac* priečneho vrásnenia. V ostatných častiach územia, t. j. v oblasti Banskej stráne (juhovýchodná časť masívu Turecká), Rozgangu a Rákoša sa stáčajú do smeru SZ—JV až SZZ—JVV. To poukazuje na úzky vzťah k lineárnym prvkom, a preto sa dali pri analýze štruktúrneho plánu študovaného územia, t. j. rožňavského rudného rajónu dobre využiť.

Ďalším, menej častým systémom sú pukliny *bc*, ktoré možno určiť iba na niektorých miestach a sú orientované približne kolmo na pukliny *ac*. Zároveň vykazujú určitú smerovú totožnosť s priebehom horninových pruhov, t. j. aj s plochami s_1 a s_2 . Dost veľký rozptyl a nejasnosť identifikácie ostatných puklinových systémov spôsobila štruktúrna anizotropia hercýnskeho tektonického inventára, ktorý dnes nemožno dešifrovať. V niektorých prípadoch to komplikuje ešte prizlomová puklinová kliváž, ktorá sa nedá vždy jednoznačne preukázať.

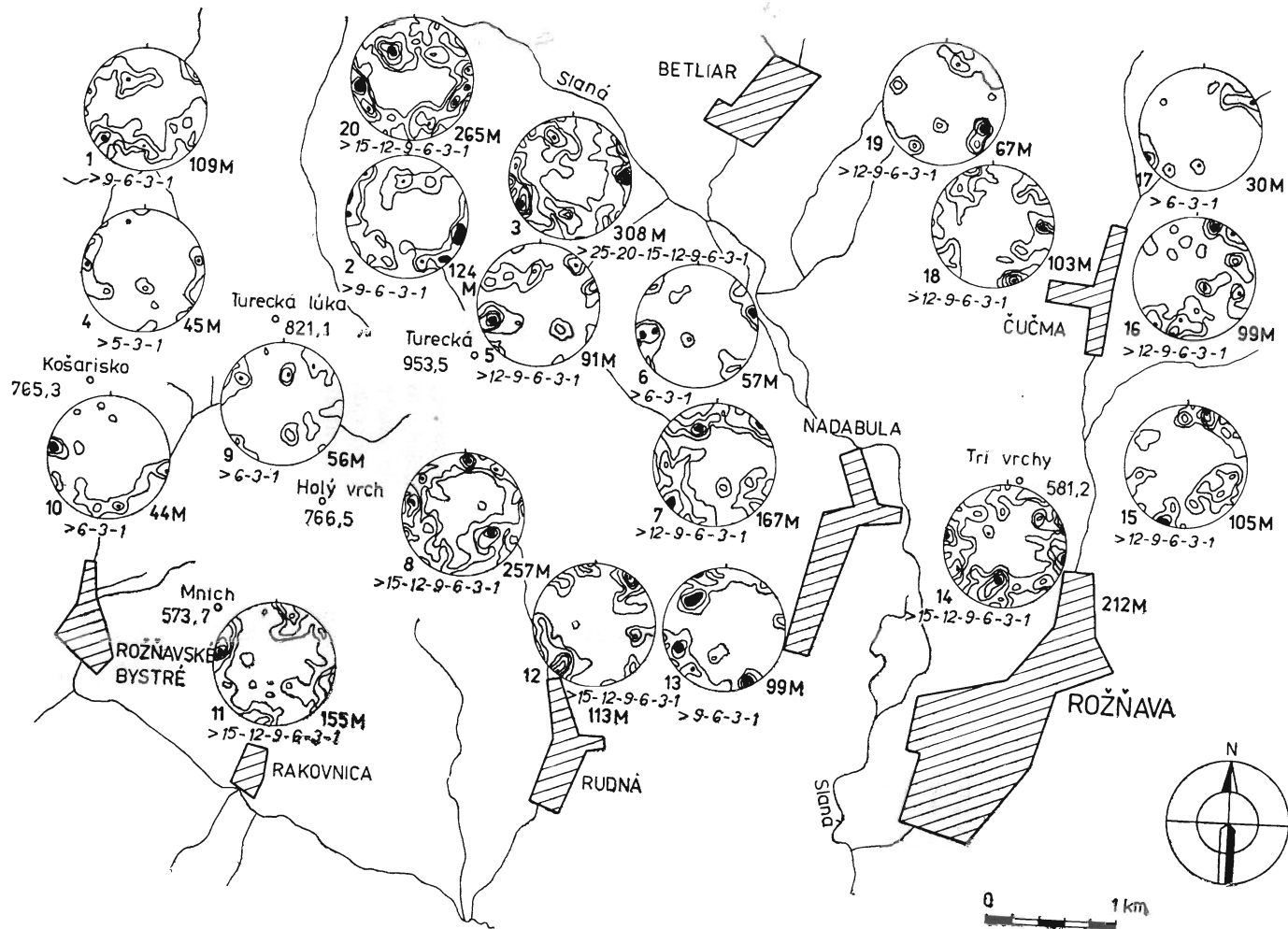
Pri štúdiu puklín sme veľkú pozornosť okrem ich priestorovej orientácie venovali aj ďalším vlastnostiam, ako je výraznosť a dĺžka, šírka, otvorenosť a výplň puklín, charakter povrchu, hustota puklín v závislosti od petrografickej povahy horniny a litologického vývoja súvrstvia, relatívneho veku jednotlivých systémov atď. Uvedené vlastnosti puklín lepšie charakterizujú jednotlivé systémy a ich vzťah k ostatným štruktúrnym prvkom. Ďalej sme študovali aj ryhovanie na puklinách, ktoré vzniká pri vzájomnom tektonickom pohybe puklinových plôch a v kombinácii s ďalšími štruktúrnymi prvkami dáva predstavu o zmysle pohybu jednotlivých tektonických celkov územia.

Zmienime sa aj o tzv. puklinových zónach, ktoré vykazujú bezprostredný vzťah k disjunktívnym štruktúram. Väčšie disjunktívne štruktúry (zistené alebo predpokladané) sú sprevádzané prizlomovými puklinovými zónami, ktoré časovo predchádzali disjunktívne štruktúry, avšak z genetickej stránky ide o spoločný akt. V nekompetentných, ale čiastočne aj kompetentných súvrstviach majú takéto puklinové zóny až charakter prizlomovej kliváže a ich zámenou s normálnym vývojom plôch s_2 možno dospieť k nesprávnej interpretácii.

Zhrnutie výsledkov štruktúrnej analýzy

Existenciu kaledónskej metamorfózy a vrásnenia gelnickej série (M. M á š k a 1957) sa na študovanom území nepodarilo preukázať. Počas hercýnskej etapy (v jej bretónskej fáze) prebiehalo vrásnenie hornín gelnickej série s doznievaním v sudetskej fáze. Vznikli plochy s_1 a vrásová stavba, ktorú možno v hru-

Obr. 4. Tektonogramy β -osi s_2 -plôch — rožňavský rudný rajón
Fig. 4. Tectonograms of β -axes of s_2 planes in the Rožňava ore district.



bých črtách dnes pozorovať. Na takom malom území, ako je rožňavský rudný rajón, bolo z megaštruktúrnych prvkov možno sledovať iba priebeh horninových pruhov, častí megavrás a disjunktívne štruktúry. Ďalšie fázy hercýnskych pohybov (astúrska, saalská, falcká) v súlade s poznatkami iných autorov (M. Mášková 1957 a L. Rozložník 1965) sa prejavili len v podobe disjunktívnych deformácií. Pravdepodobne v astúrskej fáze bola založená aj rožňavská línia a niektoré s ňou paralelné zlomy. V saalskej a falckej fáze vznikli priečne hercýnske zlomy (slanský a čučmiansky).

V rámci alpinskeho tektonometamorfného procesu možno vymedziť tri subetapy vývoja.

Počas prvej subetapy dominuje intenzívne stláčanie s osou napätia S—J, ktoré v horninách gelnickej série podmieňuje vznik plôch s_2 . V horninách mladšieho paleozoika, t. j. rožňavsko-železníckej série, sa spočiatku utvorila vrstvomá bridličnatosť (plochy s_1) a v ďalšej nadväznosti v mobilných úsekoch sa k nej pridružila tvorba plôch s_2 . Linerárne prvky majú smer V—Z, príp. SV—JZ, a sú to najmä B-osi drobných vrások a menej priesečnice plôch s_1 a s_2 . Pretože tento smer napätia čiastkové pohyby úplne nekompenzovali, podľa uvedených plôch nespojitosti sa vytvorili disjunktíva prešmykového charakteru, hlavne na rozhraní horninových pruhov.

V druhej subetape, keď stláčanie nemohli redukovať ani prešmyky, vzniklo priečne vrásnenie a na zlomoch hercýnskeho založenia (rožňavská línia a ostatné paralelné zlomy) nastali horizontálne pohyby — presuny. Najvýraznejšími štruktúrnymi prvkami tejto subetapy sú ohyby plôch s_2 (najmä v juhovýchodnej časti masívu Turecká), undulácia osi B_2 , pukliny ac a lineárne prvky smeru S—J. Vo veľmi ohýbaných zónach plôch s_2 nastali na niektorých miestach až pohyby prešmykového charakteru a otvárali sa štruktúry, ktoré sa stali nositeľmi zrudnenia.

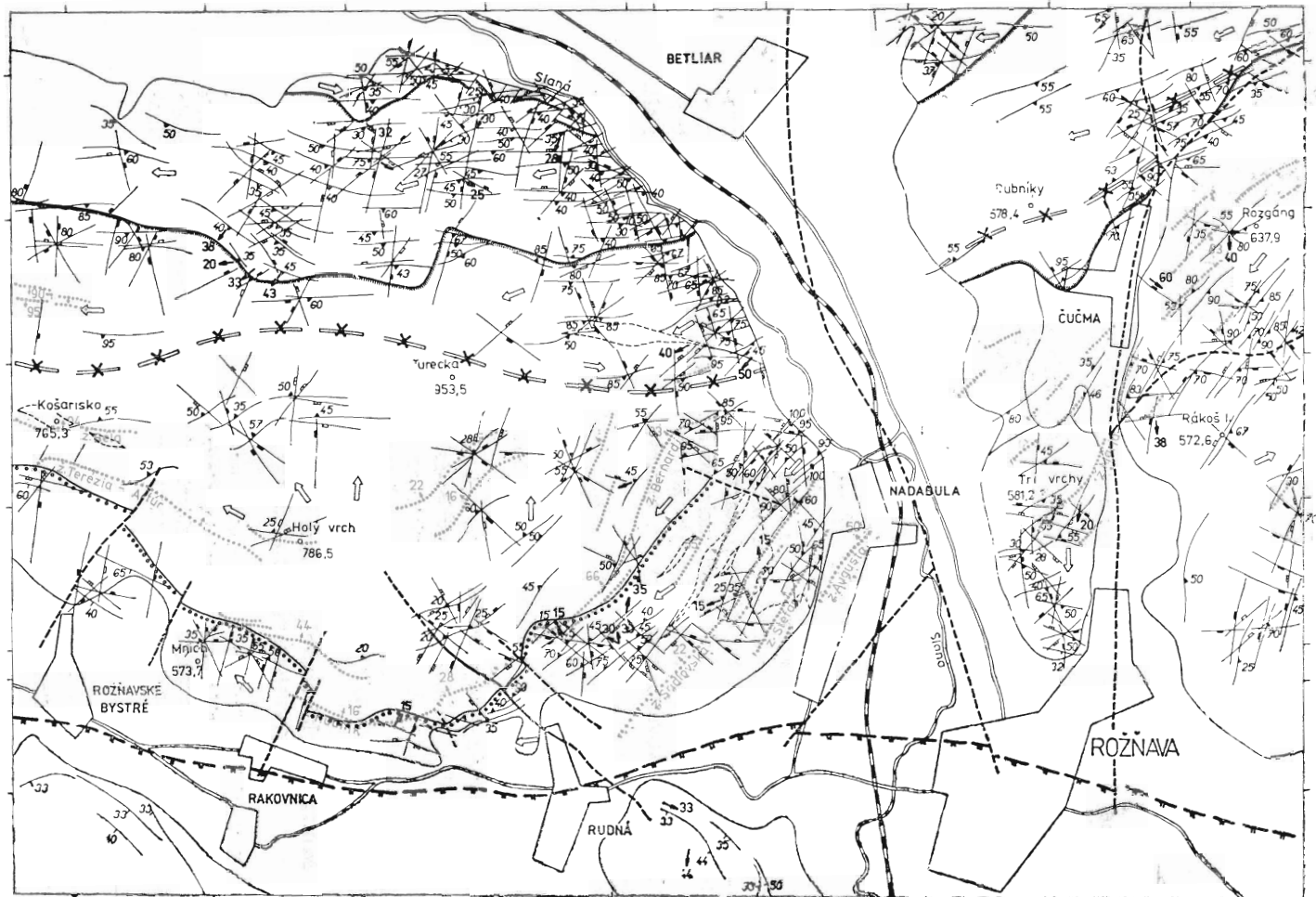
Tretiu subetapu charakterizuje uvoľnenie orientovaného tlaku a vzniku disjunktívnych deformácií, ktoré sú porudné a majú rozličný charakter (posuny, poklesy a menej prešmyky; pozri štruktúrno-ložiskovú mapu, obr. 6, a mapu histogramov smeru sklonu porudných dislokácií rožňavských žilných štruktúr, obr. 8).

Z drobnotektonického bádania a štruktúrnej analýzy vychodí istá zhoda tektonického inventára gelnickej a rožňavsko-železníckej série, čo je odrazom alpskej tektogenézy. V gelnickej sérii je tektonický inventár naložený na hercýnske štruktúrne prvky, ktoré sú väčšinou zastreté, v rožňavsko-železníckej sérii je novotvoreným a prejavuje sa rozličnou intenzitou.

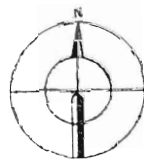
Mineralogická charakteristika žíl, ich priestorová pozícia a vymedzenie štruktúrnych podtypov

Z metalogenetického hľadiska je rožňavský rudný rajón vcelku jednotný. Reprezentujú ho rudné žily sideritovej formácie, zjavne epigenetického pôvodu, avšak s istou pestrosťou minerálnych asociácií v sideritových žilách. Vo výplni žíl prevláda siderit, ktorý je v podradnejšom množstve sprevádzaný kremeňovo-sulfidickou mine-

Obr. 5. Tektonogramy pólov puklín — rožňavský rudný rajón
Fig. 5. Tectonograms of diacase poles in the Rožňava ore district.



0 200 400 600 800 1000 m



realizáciou. Takýto charakter minerálnej výplne má žila Terézia-Artúr, Sadlovská, Štefan, Klement, Augusta a 7. žila, na ktorej už možno pozorovať pribúdanie sulfidov. Najväčšie zastúpenie sulfidov (hlavne tetraedritu a chalkopyritu) má žila Mária vo východnej časti rudného rajónu. Z mineralogického hľadiska je ďalej zaujímavá žila Bernardi—Rudník, kde pristupuje vo väčšom množstve albit, a Mních, s výskytom magnetitu. Podrobné parageneticko-geochemické výskumy týchto žíl zhŕňa práca C. Varčeka (1959) a F. Nováka (1960, 1962).

Uvedené žilné štruktúry vystupujú v prevažnej miere v horninách gelnickej série, najmä v porfyroidoch a iba v západnej časti rudného rajónu prechádzajú do hornín rožňavsko-železníckej série. Táto okolnosť dodáva celému rudnému rajónu osobitný štýl. Ide o pomerne výrazný hustý roj žilných štruktúr veľkého smerného a hĺbkového dosahu (obr. 6 a 7) so zvláštnymi šošovkovitými formami ako v smere, tak aj po sklone, ktoré sú vystriedané úsekmi relatívne slabšej mocnosti, príp. na niektorých miestach vyznieva zrudnenie a nastáva opätovné nasadenie (pozri obr. 7). Okrem šošovkovitých zdurenín je štruktúrnou zvláštnosťou rudného rajónu konformný priebeh žíl s plochami s_2 .

Štruktúrnogeologickým štúdiom uvedeného rudného rajónu a genetickým štúdiom charakteru žilných štruktúr s cieľom zistiť zákonitosti ich vzniku a vývoja sa zaoberajú práce M. Mášku (1956), M. Mášku — J. Ptáka (1958) a J. Slavkovského (1975). Na základe dopĺňajúcich drobnotektonických štúdií sme v ostatnom období dospeli k týmto poznatkom:

Rožňavský rudný rajón sa viaže na strižnú zónu s výrazným vejárovitým vývojom plôch s_2 , ktorá však nie je v celom priebehu zrudnená rovnomerne. Možno tu pozorovať závislosť väzby žilných štruktúr od úsekov výrazného priečného vrásnenia a vhodného horninového prostredia. Hlavný roj žilných štruktúr centrálnej časti rudného rajónu je v úseku, kde plochy s_2 a s nimi paralelne prebiehajúce hydrotermálne žily sideritovej formácie sú priečne konvexne ohnuté. Plochy s_2 v dôsledku priečného alpínskeho vrásnenia nadobudli geometriu šošovkovitého rozklzavania, čo potvrdzuje aj izometrické zoskupenie pólov plôch s_2 a pásovitého priebehu β -osí plôch s_2 v tektonogramoch z tejto oblasti. Rudné žily viažúce sa na tieto štruktúry majú typický šošovkovitý vývoj ako v smere, tak aj po sklone, čo dokazujú aj podrobné výskumy morfológie žíl. Ako príklad uvádzame mapu izolínií mocnosti žily Sadlovská (obr. 7).

Mapy izolínií mocnosti a podrobné štruktúrne štúdium v okolí jednotlivých žilných štruktúr v miestach normálneho vývoja a v extrémnych miestach, t. j.

◀
Obr. 6. Štruktúrno-ložisková mapa rožňavského rudného rajónu
1 — vrstvitosť a vrstvová bridličnatosť (plochy ss a s_1), 2 — priečna bridličnatosť (s_2 -plochy), 3—5 — pukliny s grafickým označením veľkosti sklonu, 6 — lineácia, 7 — alpinske abstraktné lineárne prvky (β -osí s_2 -plôch), 8 — priebeh osi vejára s_2 -plôch, 9 — rožňavská línia, 10 — významné prešmyky, 11 — významné posuny a poklesy, 12 — žilné štruktúry, 13 — zóna transgresie (veľkosť sklonu všetkých štruktúrnych prvkov je v grádoch)

Fig. 6. Structural and metallogenetic map of the Rožňava ore district. Explanations: 1 — bedding and bedding cleavage (ss and s_1 planes), 2 — transversal cleavage (s_2 planes), 3—5 diaclasses with graphical presentation of the dip value, 6 — lineation, 7 — Alpine abstract linear elements (β -axes of s_2 planes), 8 — course of the fan-axis of s_2 planes, 9 — the Rožňava line, 10 — main overthrusts, 11 — normal and slip faults, 12 — vein structures, 13 — zone of transgression (all dip values of all structures are presented in grades)

v miestach, kde na krátku vzdialenosť nastáva abnormálne zväčšenie alebo zmenšenie mocnosti žily, pomohli objasniť celkovú morfológiu žíl. Hodnota smeru a veľkosť sklonu na všetkých žilách sa mení zákonite v závislosti od zmeny foliácie, t. j. plôch s_2 . Šošovky sú usporiadané do rudných stĺpov a tie prejavujú istý vzťah k spádniciam žilných štruktúr a zároveň dávajú obraz o ich formovaní v procese zrudnenia. Maximálna mocnosť jednotlivých žíl je v smere spádníc hlavných rudných stĺpov a v južných ohyboch žilných štruktúr. Šošovky sú obojstranne vypuklé. Smerom do hĺbky nastáva uzatváranie žilných štruktúr a vyznievanie zrudnenia. Morfológiu žilných štruktúr dokresľuje porudná tektonika, o ktorej dáva predstavu mapa histogramov smeru sklonu porudných dislokácií (obr. 8). Najvýraznejšie sa uplatnila v západnej časti rudného rajónu.

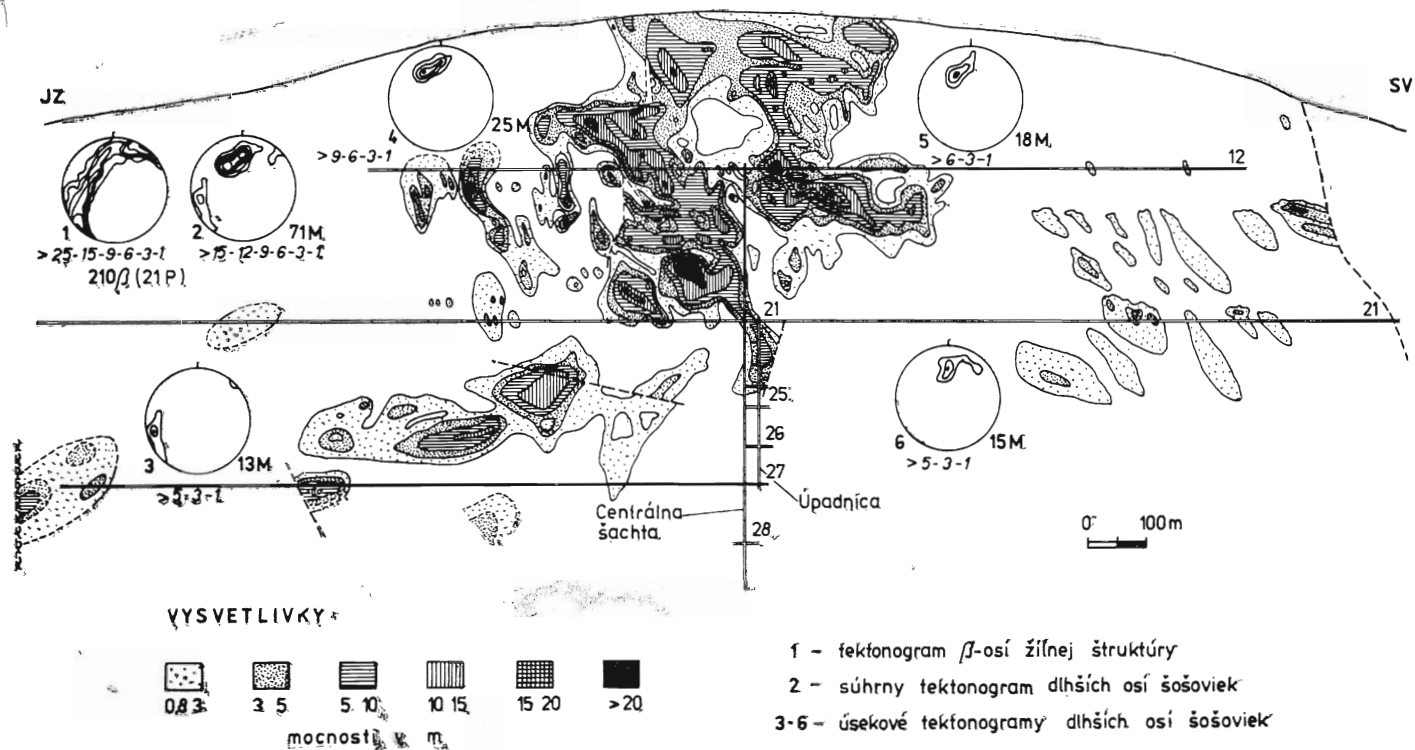
Na základe týchto poznatkov a výsledkov štruktúrnej analýzy celého rudného rajónu boli žilné štruktúry označené ako medzifoliačný alebo medziklivážový typ. Aj keď žily rožňavského rudného rajónu sú v zásade rovnakého medziklivážového typu, ich typickým predstaviteľom sú žily centrálnej časti rudného rajónu (žila Sadlovská, Štefan, Bernardi, 7. žila). Medziklivážové žilné štruktúry nie sú len jednoduchými medzifoliačnými roztvorenými a vyplnenými priestormi, ktoré vznikli odlepením — roztvorením foliačných plôch, ale štruktúrami využívajúcimi zdedenú anizotropiu horninových komplexov. Hodnota smeru a veľkosť sklonu na tomto type žilných štruktúr sa mení zákonite v závislosti od zmeny foliácie, t. j. plôch s_2 .

Isté odlišnosti od tohto typu žilných štruktúr možno pozorovať v západnej a východnej časti rudného rajónu, kde za čiastočne odlišných geologických a štruktúrnych podmienok vznikli tzv. podtypy medziklivážových štruktúr, a to kombinovaného „vrásovo-medzifoliačného“ (žila Terézia—Artúr) a „medzivrstvo-vo-klivážového“ podtypu (žila Mária).

Žila Terézia—Artúr je istou zvláštnosťou rudného rajónu. Štruktúrne sa viaže na úzku vrásovo-strižnú zónu v blízkosti tektonického styku mohutnejšie vyvinutého súvrstvia rožňavsko-železníckej série s gelnickou sériou a je priamym dôkazom vzťahu rudných štruktúr k vrásovým štruktúram, čo potvrdzuje význam vrásnenia ako rudolokalizujúceho činiteľa v celom rudnom rajóne. Na základe vzťahu drobnotektonických prvkov okolitých hornín k žilnej štruktúre a štúdia morfológie tejto žily možno žilu Terézia—Artúr charakterizovať ako zložitú žilnú štruktúru prebiehajúcu konformne s plochami s_2 v porfyroidoch gelnickej série a plochami $s_2 = s_1$ v zlepencoch rožňavsko-železníckej série, ktorá je smerne a čiastočne aj priečne zvrásnená, a možno ju označiť ako kombinovaný „vrásovo-medzifoliačný“ podtyp.

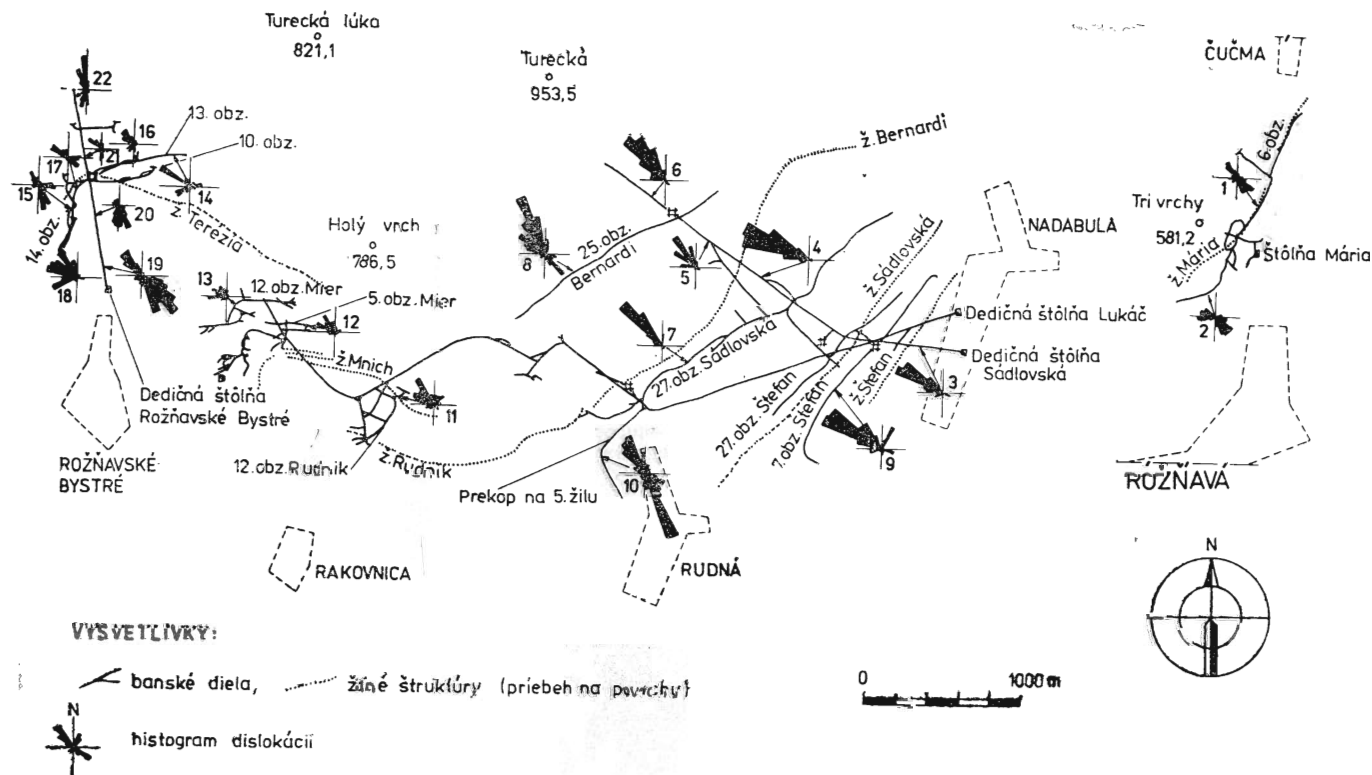
Vo východnej časti rudného rajónu má odlišný vývoj žila Mária, ktorá prebieha konformne s plochami s_2 v porfyroidoch a plochami $s_2 = s_1$ v kremitých fylitoch až laminovaných kvarcitoch drnavských vrstiev (J. Slavkovský 1976). Žila Mária vznikla v úseku výrazného tektonického obmedzenia, čo sa prejavilo pri vývoji plôch s_2 a hlavne pri ich priečnom vrásnení vo vrchnej časti až do vrtuľovitého tvaru. Na základe tvaru žilnej štruktúry rozloženia rudných stĺpov a vzťahu drobnotektonických prvkov okolitých hornín k žilnej štruktúre možno žilu Mária charakterizovať ako „medzovrstvovo-klivážový“ podtyp (J. Slavkovský 1976).

Pri porovnávaní vývoja žíl Terézia—Artúr a Mária s ostatnými žilami rožňavského rudného rajónu sme dospeli k poznaniu, že ich vývoj v čase a priestore prebiehal rovnako a zistené rozdielnosti v ich vývoji sú iba odrazom odlišnej geologickoštruktúrnej pozície.



Obr. 7. Mapa izolínií mocnosti žily Sadlovská

Fig. 7. Map of vein thicknesses of the Sadlovská vein.



Obr. 8. Mapa hlavných banských diel rožňavského rudného rajónu doplnená histogramami porudných dislokácií

Fig. Map of important mining works in the Rožňava ore district completed by histograms of post-ore dislocations.

Záver

Štúdium tektogenézy a žilných štruktúr v oblasti rožňavského rudného rájonu ukázalo, že štruktúrna analýza pri použití metodiky drobnotektonického výskumu môže významne pomôcť objasniť zákonitosti vývoja, priestorovú pozíciu, genézu a určiť typ ložiskových štruktúr, ktoré zapadajú do celkového vývoja geologickej stavby rájonu. Zistené poznatky majú nielen teoretický význam, ale aj dôležitý praktický dosah, ktorý možno využiť pri riešení problémov ďalšej perspektívnosti celého rudného rájonu, príp. jednotlivých žilných štruktúr, t. j. hlavne riešenia ich hĺbkového pokračovania.

Doručené 2. 2. 1978

Odporučil L. Rozložník

LITERATÚRA

- Maheľ, M. et al. 1967: Regionalni geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. Sv. 1. Praha, ČSAV.
- Máška, M. 1956: Některé problémy metalogenese a hledání rudních ložisek ve Spišsko-gemerskom rudohoří. Geol. práce, Spr. 8 (Bratislava).
- Máška, M. 1957: Zpráva o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří. Zpr. geol. výz. (Ústř. úst. geol.), s. 136—146.
- Máška, M. — Pták, J. 1958: Roční zpráva o stavu a vyhledávání nových ložisek Fe (sideritu) a o perspektívách slepých sideritových ložisek v celém Spišsko-gemerském rudohoří. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves.
- Mello, J. — Mock, R. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a Slovenského krasu. Mineralia slov., 7, s. 30—34.
- Metz, K. 1957: Lehrbuch der tektonischen Geologie. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag.
- Novák, F. 1960: Geochemicko-mineralogický výzkum ložiska Mária baňa a okolí. Manuskript — ÚNS Kutná Hora.
- Novák, F. 1962: Kritéria alpinských regeneračních procesů na hydrotermálních ložiskách gemerid. Geol. práce, Zoš. 61 (Bratislava), s. 113—126.
- Reichwalder, P. 1970: Náčrt vzniku ložiskových štruktúr v oblasti Jedľovca. Geol. práce, Spr. 51 (Bratislava).
- Rozložník, L. 1965: Analýza štruktúrne-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. SGV — Záp. Karpaty, 4 (Bratislava), s. 29—93.
- Slavkovský, J. 1975: Tektonické postavenie žilných štruktúr v oblasti rožňavského rudného rájonu. Zbor. ved. prác Vys. šk. techn. v Košiciach (Bratislava), 1, s. 207—217.
- Slavkovský, J. 1975: Vznik a vývoj žilnej štruktúry Mária. Zbor. ved. prác Vys. šk. techn. v Košiciach (Bratislava).
- Slavkovský, J. 1976: Štruktúrna pozícia, genéza a tvar žily Terézia—Artúr v oblasti rožňavského rudného rájonu. Zbor. ved. prác Vys. šk. techn. v Košiciach (Bratislava), v tlači.
- Snopko, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. Zbor. geol. vied rad ZK, 8 (Bratislava), s. 7—50.
- Snopko, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Zbor. geol. vied, rad ZK, 7, s. 103—151.
- Varček, C. 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohoří. [Kandidátska dizertačná práca.] PF UK Bratislava.
- Varček, C. 1965: Príspevok k petrografii magmatických hornín okolia Rožňavy. Zbor. geol. vied, rad ZK, 3, s. 7—42.

Structural analysis of the Rožňava ore district (SE Slovakia)

JOZEF SLAVKOVSKÝ

A complex investigation of geological structure and of deposits in the Rožňava ore district has been oriented toward solution of the tectonic inventory and yielded some new results that explain geological development of the area and mainly of mineralised vein structures of the siderite formation.

The Rožňava ore district occupies southern part of a complicated brachyanticlinorial structure of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., lying in immediate tectonic contact with downfaulted block of the Slovak karst Mesozoic (Fig. 1). The Gelnica series (Cambrian—Silurian) and the Rožňava-Železník series (Upper Carboniferous) take part on the geological edifice of the area. The Gelnica series forms central parts in southern limb of the anticlinorium. According to L. Snopko (1967) and M. Maheľ et al. (1967) the series is represented by Drnava, Betliar and Pača beds forming pronounced lithological belts. According to obtained results, porphyroide on the Turecká hill (Pača beds) occupies higher parts of the structure as regard phyllite of the Betliar beds. Therefore, the area is built not by an anticlinal structure as it was supposed formerly (L. Snopko 1967), but by a limb of a syncline (Fig. 1a). In southern parts of the ore district, the Rožňava-Železník series lies on the Gelnica one transgressively, only in some parts a tectonic contact has been revealed between them. The series is represented by oligomictic conglomerate passing both laterally and vertically into quartzite, sandstone and in highest parts into clayely-sandy slates. Occurrences of basic volcanite (diabase) have been found in this series (C. Varček 1965, J. Slavkovský 1975). Paleozoic units are limited tectonically from the south along the Rožňava line towards Mesozoic unit of the Slovak karst area.

A structural analysis of the area revealed differences between Gelnica and Rožňava-Železník series and contributed to the solution of spatial orientations of structures in both units. By this, contributions to chronological relations and to the genesis of structures have been obtained.

As the first step, differentiation and delimitation of structurally homogeneous rayons was necessary in the area. The ore district has been divided into 20 rayons. Using synoptic contour diagrams, areal distributions of s_2 planes, their β -axes and diacase orientation (Fig. 3, 4 and 5) were evaluated. Other structural elements were impossible to evaluate using similar contour diagrams, due to their small presentation. They were used by structural analysis and are presented on the structural map of the area, too (Fig. 6).

Tectonic inventory of both series is roughly identical reflecting common Alpine tectogenesis. It overprints Variscan structural elements of the Gelnica series, whereas it is newly formed and presented in changing intensity in the Rožňava-Železník series. This statement is valid mainly for dominating and most important structural element, represented by s_2 planes. These appear as kinematically very active forming a pronounced fan-like structure. The main axis of this structure having E—W direction in the area of the Turecká hill, turns to ENE northerly from Nadabula village. Dip values decrease on both sides of the fan farther from this axis. Therefore the Rožňava ore district

is bound to a shear zone with pronounced evolution of s_2 planes. However, mineralisation of the structure is not uniformly distributed. Dependence of vein structures on pronounced transversal folding and on appropriate lithological environment has been ascertained, too. The main swarm of vein structures is located in places, where s_2 planes and consequently also parallel hydrothermal veins suffered a transversal convex flexural folding. Due to this transversal Alpine folding, s_2 planes acquired geometry of lense-like forth-sliding, testified by isometrical grouping of s_2 plane poles or by zonal arrangement of β -axes in these s_2 planes as represented in tectonograms of the area (Fig. 3, 4). Ore veins bound to these structures have the typical lense-like development both strikewise and dipwise testified by their detailed morphology (Fig. 7). This vein development has been named as "interfoliation" and "interclivage" vein development. Most favourable vein developments have been ascertained in environments of highly foliated porphyroide in the Gelnica series. Towards Upper Palaeozoic together with gradual disappearance of s_2 planes, veins are rare. Morphology of vein structures is completed by post-ore tectonics, represented in a histogram of dip directions (Fig. 8). These dislocations manifested most intensively in the western part of the ore district.

Although veins in the ore district are represented basically by uniform character, typical representatives of them are veins in central parts (Bernardi, Sadlovská, Štefan, Augusta and 7th vein). Some differences may be observed in eastern and western parts of the district, where some partial types originated. These are represented by combined "interlayered clivage" type of the Mária vein and by "fold — interclivage" type of the Terézia—Artúr vein. Structural analysis ascertained Alpine age of s_2 planes and vein structures. At the same time, their tectonic position and geological properties of their development have been illuminated.

Practical application of results may serve as a guide for further prospectives of individual veins and of the whole ore district.

Preložil I. Varga

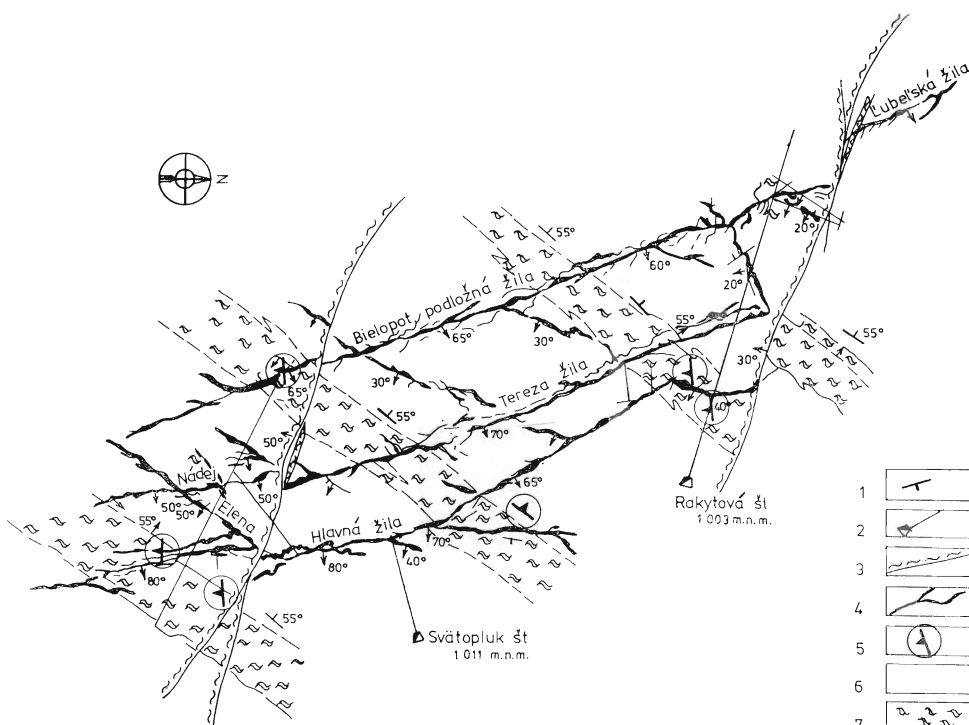


Scheelit v antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách

IVAN ČILLÍK — PAVOL HVOŽDARA — JOZEF MICHÁLEK

Cieľavedomé vyhľadávanie scheelitu v antimónovom ložisku Dúbrava, podnietené najmä prácami A. Mauchera (1965, 1972, 1976) o rudnej formácii Sb — W — Hg a nálezmi tejto asociácie v šliachoch, viedlo tu k nálezu kryštálov a agregátov scheelitu. Pritom sa zistila priestorová asociácia výskytov scheelitu a ložísk, ako aj výskytov antimónových rúd v kryštalinických komplexoch na území celého stredného Slovenska.

Scheelit v ložisku Dúbrava vystupuje v žilách mliečnobieleho kremeňa a spre-vádza ho pyrit. Doteraz bol známy len z paralelných pruhov migmatitov. Okrem pyritu sú v reakčnom leme kremeňových žíl chlority a na puklinách je okrem scheelitu aj hematit. V pyrite sú inklúzie chalkopyritu a bizmutínu a v kremeňovej



Štruktúrna schéma centrálnej časti ložiska antimónu v Dúbrave v Nízkych Tatrách.
M 1:10 000. J. Michálek — I. Čillík 1978

1 — štruktúrne prvky, foliácia migmatitov, 2 — štoly, 3 — výrazné priečne poruchy,
4 — rudné žily s antimonitom, 5 — žilky kremeňa so scheelitom, 6 — granitoidy,
7 — migmatity prevažne stromatitického typu

Pokračovanie na str. 538

Príspevok terénnej gamaspektrometrie k poznaniu niektorých granitoidov Západných Karpát

(1 obr. a 6 tab. v texte)

LUDOVÍT KUCHARIČ*

Применение полевой гамаспектрометрии для изучения некоторых гранитоидов Западных Карпат

В работе приведены основные статические данные по распределению радиоактивных элементов в некоторых гранитоидных телах Западных Карпат полученных региональными гамаспектрометрическими измерениями. Были сопоставлены результаты гранитоидов разных тектономагматических циклов. Особое внимание при этом уделялось взаимным соотношениям и корреляции данных концентраций радиоактивных элементов. На основании полученных результатов предложена классификация изучаемых гранитов в зависимости от их общей радиоактивности.

Contribution of field gammaspectrometry to the knowledge of some granitoid types of the Western Carpathians

The paper presents main statistical parameters of distribution of radioactive elements in some granitoid massifs of the Western Carpathians obtained during regional gamma-spectrometric measurements. Granitoids representing presumably individual tectono-magmatic cycles are compared. Attention is paid not only to average values of concentrations of radioactive elements but also to their mutual ratios and correlations. Results allowed to classify the investigated granitoid bodies according to their total radioactivity.

Hlbinné magmatické horniny granitoidného charakteru so zvýšeným obsahom uránu sú v súčasnosti veľkým, ale vo väčšine prípadov len potenciálnym zdrojom uránu. Pritom vysoký stredný obsah uránu v masíve nemusí byť zárukou vzniku ložiska priamo v masíve alebo na jeho periférii. Z literatúry sú známe ložiská v masívoch, v ktorých klarková hodnota U neprevyšuje priemer, a naopak, v masívoch s vysokým obsahom U sa nezistili významnejšie indície priemyselného významu (O. Pluskal — M. René 1977). Z toho vychodí, že klasifikovať granitoidné masívy z hľadiska výskytu U-zrudnenia na základe distribúcie rádioaktívnych prvkov je ťažké a ani súčasná literatúra neprináša dostatok podkladov na zovšeobecňujúce závery.

* RNDr. Ludovít Kucharič, Uránový prieskum, závod IX, 052 80 Spišská Nová Ves.

Rádioaktívite granitoidov západokarpatskej sústavy sa vo väčšej práci venoval M. Matolín (1972), laboratórnou gamaspektrometriou tieto horniny skúmal J. Bartošek — M. Chlupáčová — I. Kašparec (1972), meraním ich alfaaktivity sa zaoberal J. Repčok (1972) a rádiogeochemickú špecifikáciu niektorých gemeridných granitov skúmal M. Tréger (1972).

Predmetom nášho výskumu boli granitoidné masívy Suchého, Malej Magury, Žiaru, Malej Fatry, Veľkej Fatry, autometamorfované granity typu Prašivá z Nízkych Tatier, hrončocký granit, granitoidy širšieho okolia Kráľovej hole (oblasť kót Kráľova hoľa—Orlová) a masív Kohúta. Z gemeridných granitov sme bádali hnilecký granit (masív Suľová, Delava, Peklisko) a granit popročského a betliarskeho masívu.

Metodika merania a spracovania výsledkov

Prevažná časť meraní sa vykonala na prirodzených, resp. umelých odkryvoch v náhodnej sieti závisiacej od stupňa denudácie územia, morfológie terénu, mocnosti a charakteru pokryvných útvarov. Pri súboroch, v ktorých sa merania vykonali v jamkách (súbor Hnilec, Poproč), sa v súlade s teoretickými predpokladmi (S. Archangelskij et al. 1970) stanovil opravný koeficient na geometrické podmienky merania s priestorovým uhlom 2π .

Merania sme urobili sovietskym jednokanálovým gamaspektrometrom zn. SP-3M pri dostatočnej presnosti (stredná relatívna chyba pri všetkých troch meraných prvkoch nepresiahla 10 %). Základné štatistické charakteristiky sme spracovali podľa I. Drabanta (1967). Rovnako sme analyzovali aj vzájomné vzťahy medzi rádioaktívnymi prvkami formou tzv. združených závislostí. Pre jednoduchosť sme vybrali empirickú funkciu v tvare $X = a + bY$, t. j. rovnicu priamky. Tesnosť koeficienta korelácie sme posudzovali podľa t-Studentovho rozdelenia. Ďalej sme testovali rozdiel medzi dvoma disperziami podľa Fischerovho testu pre hladinu významnosti 0,05. Prepočtom stredných koncentrácií K, U, Th do integrálneho spektra rádioaktivity sme zistili hodnotu rádioaktivity jednotlivých súborov vyjadrenú v koncentracii Uekv. (ppmeU).

Výsledky meraní

Výsledky spracovania sú v tab. 1, 2, 3. Z porovnania zistených stredných hodnôt koncentrácií rádioaktívnych prvkov s klarkovými údajmi A. P. Vinogradova (1962) ($K = 3,34 \text{ ‰}$; $U = 3,5 \text{ ppm}$; $Th = 18 \text{ ppm}$) možno konštatovať nasledujúce:

Koncentráciou draslíka skúmané granitoidy Západných Karpát prevažne nedosahujú klarkovú hodnotu. Najbohatšie na draslík sú granitoidy hrončockého masívu (3,9 ‰) a popročského masívu (3,75 ‰). Obsah tesne pod klarkom vykazujú betliarske granitoidy (3,26 ‰) a granitoidy Iubochnianskeho masívu (3,18 ‰). Variačné rozpätie súborov je od 2,2 ‰ do 4,4 ‰. Disperzia a smerodajná odchýlka nedosahujú výrazné hodnoty, čo sa analogicky prejavuje aj v koeficiente variácie, ktorý varíruje od 16 do 34 %. Zaujímavé je, že tie granitoidy, ktoré postihla K-metasomatóza (Hrončok, Prašivá), majú nízky koeficient variácie draslíka. Prašivský granit sa okrem toho vyznačuje nízkou strednou hodnotou draslíka, čo je vzhľadom na jeho mineralogické zloženie prekvapujúce. Podobné zistenie uvádza aj J. Bartošek et al. (1972). Hodnoty miery šikmosti (strmosti) sa prezentujú rozličným znamienkom, ale prak-

P. č.	Granitoidy	K (‰)							
		N	M_e	R	σ^2	σ	v	A	E
1.	Suchý + Magura	22	3,38	3,00	0,56	0,75	30	0,4915	—0,5588
2.	Ziar	27	3,00	2,2	0,24	0,49	16	0,2416	—0,6654
3.	Malá Fatra	23	2,75	2,70	0,60	0,77	30	—0,5459	—0,6772
4.	Veľká Fatra	46	3,18	2,90	0,33	0,58	18	—0,1822	—0,2267
5.	N. Tatry, záp. časť								
	Prašivá	38	2,88	2,74	0,45	0,67	22	—0,0007	—0,7719
6.	Hrončok	54	3,91	4,40	0,94	0,97	20	—0,7271	—0,0846
7.	N. Tatry, vých. časť								
	Kráľova hoľa	52	2,50	4,10	0,74	0,86	34	0,3086	—0,8015
8.	Kohút	141	2,90	3,20	0,55	0,74	25	0,2586	—0,3130
9.	Hnilec	148	2,76	3,80	0,54	0,73	20	0,6579	0,6545
10.	Poproč	88	3,75	4,30	0,74	0,86	17	—0,1933	—0,7155
11.	Betliar	17	3,26	2,40	0,34	0,58	18	—0,4376	—0,5030

N — počet vzoriek, M_e — medián, R — variačné rozpätie, σ^2 — disperzia, σ — smerodajná odchýlka, v — koeficient variácie, A — miera šikmosti, E — miera špicatosti (strmosti) Explanations: N — sample size, M_e — median, R — variation span σ^2 — dispersion, σ — standard deviation, V — variation coefficient, A — skewness, E — kurtosis

Štatistické charakteristiky koncentrácie uránu — Statistical parameters of the uranium concentration.

Tab. 2

P. č.	Granitoidy	U (ppm)							
		N	M_e	R	σ^2	σ	v	A	E
1.	Suchý + M. Magura	22	3,09	4,20	0,89	0,95	30	2,6867	—3,5255
2.	Ziar	27	2,95	4,10	1,05	1,02	33	0,4676	—0,0400
3.	Malá Fatra	23	4,91	9,30	4,86	3,06	65	1,2895	0,2976
4.	Veľká Fatra	46	3,82	7,50	2,77	1,66	41	1,4320	1,8481
5.	N. Tatry, záp. časť	38	3,38	9,07	0,44	0,66	20	1,6132	2,8403
	Prašivá								
6.	Hrončok	54	3,35	6,30	1,54	1,24	29	0,8509	0,5560
7.	N. Tatry, vých. časť	52	3,87	9,30	3,05	1,75	43	0,9154	1,1234
	Kráľova hoľa								
8.	Kohút	141	3,48	9,40	2,22	1,49	43	1,4926	3,8989
9.	Hnilec	148	7,17	23,10	23,04	4,80	42	1,3019	1,6991
10.	Poproč	88	3,60	12,60	5,81	2,41	45	1,2025	1,5876
11.	Betliar	17	3,44	5,30	1,79	1,34	37	1,8125	2,4080

tický všetky sa pohybujú okolo nuly. Miera špicatosti (ekces) má pri všetkých skúmaných súboroch zápornú hodnotu (s výnimkou hnileckého granitu), čo predstavuje plochovrcholovú krivku rozdelenia.

Zo všetkých súborov majú najväčšiu koncentráciu uránu hnilecké granitoidy (7,17 ppm). Touto hodnotou sa blížila koncentrácii uránu v niektorých ryolitových telesách stredoslovenských neovulkanitov, ktoré sú „najrádioaktívnejším“ horninovým typom v Západných Karpatoch (J. Daniel — E. Kucharič 1977). Relatívne vysokú koncentráciu U sme zistili v malofatranskom masíve (4,91 ppm). Treba však poznamenať, že vzhľadom na plošnú rozsiahlosť masívu pestrosť jeho zloženia (najmä hybridné varianty) a malopočetný súbor treba brať všetky zistené výsledky z malofatranského masívu za veľmi málo hodnoverné. Napriek tomu je pozoruhodne vysoká hodnota disperzie (4,86 ppm) a najvyšší koeficient variácie — 65 %. Ostatné súbory varíujú okolo klarkovej hodnoty s pomerne malými odchýlkami. Najnižšiu koncentráciu uránu sme zaznamenali v granitoidoch Suchého, Malej Magury (3,09 ppm) a Žiaru (2,95 ppm). Tieto súbory ako jediné vykazujú zápornú hodnotu ekcesu. Ostatné súbory majú prevažne výrazné ostrovvrcholové rozdelenie lognormálneho charakteru. Koeficient variácie je pri uráne výrazne vyšší ako pri draslíku. Koľko od 20 % do 60 %, s priemernou hodnotou okolo 40 %.

Zaujímavé je porovnanie stredných hodnôt alpínskych a variských granitoidov. Okrem hnileckých granitoidov nevystupuje anomálne nijaký zo súborov alpínskych granitov voči variským granitoidom. To znamená, že všeobecné tvrdenie o vyššej koncentrácii uránu v granitoidoch mladšieho veku v tomto prípade neplatí.

Vysoký obsah U v hnileckom granite podľa M. Trégera (1972) spôsobuje prínos a obohatenie uránom v hydrotermálno-pneumatolytickom štádiu. Podľa C. Varčeka (1975) nemusí byť vysoký obsah uránu juvenilného pôvodu, ale môže ísť o dôsledok obohatenia sa magmy o U z bituminózných hornín (tmavé fylity, lydity), cez ktoré granity v hlbších častiach kôry prenikali a sčasti ich aj asimilačne prepracovali.

Podľa koncentrácie tória možno skúmané granitoidy Západných Karpát zaradiť v zmysle A. P. Vinogradova (1962) medzi granitoidy „chudobné“ na tórium. Hodnotu nad klarkom sme zistili len v granitoidoch masívu Kohúta (19,08 ppm). Stredná hodnota ostatných súborov varíuje od 12 do 15 ppm. Najmenší obsah bol v granitoidoch Suchého a Malej Magury (8,05 ppm), Veľkej Fatry (8,49 ppm), v hnileckom granite (8,98 ppm) a v granitoidoch masívu Žiar (9,02 ppm). Gemeridné granity netvorí jednoliaty súbor ani strednou hodnotou, ani ďalšími štatistickými charakteristikami. Napríklad koeficient variácie je v hnileckom granite len 18 %, kým v granite popročského masívu stúpa až na 44 %. Nízky obsah Th v hnileckom granite zdôvodňuje J. Bartošek et al. (1972) vysokým stupňom alterácií. Hodnota mier šikmosti a špicatosti je veľmi variabilná, a preto ťažko korelovateľná s ďalšími charakteristikami.

Pomer Th : U sa mení od 1,25 do 5,48 (tab. 4). Najnižšia hodnota (1,25) príslúcha hnileckému granitu a zapríčiňuje ju nielen vysoký obsah U, ale aj podklarkový obsah Th. Najvyššiu hodnotu (5,48) majú granitoidy masívu Kohúta. V priemere najvyššie hodnoty pomeru sú vo veporských granitoidoch, čo je v súlade s poznatkami J. Bartoška et al. (1972). Pre tatridné granitoidy je charakteristická hodnota 2,2—3,05 (s výnimkou granitu typu Prašivá). Ani

P. č.	Granitoidy	Th (ppm)							
		N	$\bar{M}_e$	R	σ^2	σ	v	A	E
1.	Suchý + M. Magura	22	8,05	14,50	14,83	3,85	45	1,4021	1,3700
2.	Ziar	27	9,02	13,90	6,89	2,62	28	2,0669	5,6412
3.	Malá Fatra	23	14,39	13,70	12,96	3,60	26	-0,0882	-0,7341
4.	Veľká Fatra	46	8,49	14,50	11,60	3,32	36	0,7645	-0,0927
5.	N. Tatry, záp. časť								
	Prašivá	38	14,12	13,87	8,46	2,90	20	0,0212	0,0969
6.	Hrončok	54	12,12	13,10	11,55	3,40	22	-0,0444	-0,7720
7.	N. Tatry, vých. časť								
	Kráľova hoľa	52	14,98	16,90	12,60	3,55	24	-0,0202	-0,7850
8.	Kohút	141	19,08	27,30	36,81	6,10	31	0,3203	-0,3475
9.	Hnilec	148	8,98	12,60	4,77	2,18	18	-0,1350	0,2178
10.	Poproč	88	14,82	20,80	95,06	9,75	44	0,8486	-0,0713
11.	Betliar	17	12,82	16,30	27,53	5,25	35	1,6835	0,7977

Stredné hodnoty pomerov rádioaktívnych prvkov a ich vzájomné korelácie.
Average values of radioactive element ratios and mutual correlation.

Tab. 4

Granitoidy	Stredné hodnoty pomerov			Korelácia medzi		
	U/K	Th/U	Th/K	Th-U	U-K	Th-K
Suchý + Malá Magura	2,61	1,30	3,38	+0	+1 _{0,05}	+0
Ziar	3,05	0,98	3,00	+0	+1 _{0,05; 0,01}	-0
Malá Fatra	2,93	1,79	5,23	+0	+1 _{0,05}	+0
Veľká Fatra	2,22	1,20	2,67	-0	+1 _{0,05}	-0
N Tatry, záp. časť, Prašivá	4,17	1,17	4,90	+0	+1 _{0,05; 0,01}	+0
Hrončok	3,62	0,86	3,10	+1 _{0,05}	-0	+0
N. Tatry, vých. časť, Kráľova hoľa	3,87	1,55	5,99	-0	+1 _{0,05; 0,01}	+1 _{0,05; 0,01}
Kohút	5,48	1,25	6,84	-0	-0	+1 _{0,05; 0,01}
Hnilec	1,25	2,60	3,25	+1 _{0,05; 0,01}	+1 _{0,05; 0,01}	-0
Poproč	4,23	0,96	4,06	-0	+1 _{0,05; 0,01}	+1 _{0,05; 0,01}
Betliar	3,72	1,05	3,93	+0	+0	+0

+ — kladná korelácia, — — záporná korelácia, 0 — nelineárny charakter korelácie, 1_{0,05} (0,01) — lineárny charakter korelácie pre hladinu významnosti 0,05 (0,01) Explanations: + — positive, — — negative correlation, 0 — nonlinear correlation, 1_{0,05} (0,01) — linear correlation for 0,05 (0,01) significance level

gemeridné granity nemožno zaradiť do jednotnej triedy. Problematikou pomeru $Th : U$ a z toho vychodiacou charakteristikou masívu z hľadiska možného výskytu uránovej mineralizácie sa zaoberali viacerí autori (V. Černyšev — V. Gečeva — V. Kotova 1965, A. Smyslov — E. Pluščev 1968, M. Tréger 1972), ale nedospeli k rovnakým výsledkom. Ani z našej práce nevyplývajú zovšeobecňujúce závery, podľa ktorých by bolo možno zostaviť aspoň približnú klasifikáciu masívov v závislosti od pomeru $Th : U$ a výskytu U-mineralizácie.

Pomer U/K vykazuje relatívne stálu hodnotu od 1 do 1,8. Hodnoty pod nižšou hranicou sme zistili v hrončockom a popročskom granite (0,86, resp. 0,96). Nad hornou hranicou anomálne vystupuje hnilecký granit (2,6). Z toho vidieť, že ani hodnotou pomeru U/K netvoría mladšie gemeridné granity jednotnú triedu. S výnimkou hnileckého granitu sa gemeridné granity zaraďujú k typu tatroveporidného intruzívneho komplexu.

Hodnota pomeru Th/K má najväčšie variačné rozpätie: 2,67—6,84. Najvyššiu hodnotu sme zaregistrovali pri granitoidoch veporského kryštalinika (s výnimkou masívu Hrončok). Tatridné granitoidy majú variabilné rozpätie hodnôt pomeru Th/K . Gemeridné granity nie sú v tomto prípade nijakou „anomálnosťou“.

Výpočet korelačných koeficientov a ich testovanie uvádza tab. 4.

Tatridné granitoidy

Pre túto skupinu súborov je charakteristická kladná korelácia medzi Th a U (s výnimkou Ľubochnianskeho masívu). Koeficienty korelácie však nedosahujú hodnoty, ktoré by nás oprávňovali uvažovať o lineárnej závislosti medzi týmito prvkami.

Najvýznamnejším znakom skupiny je lineárny charakter korelácie medzi uránom a draslíkom pre hladinu významnosti najmenej 0,05 (to potvrdzuje lineárnosť s pravdepodobnosťou 95 %). Táto tesná korelácia dovoľuje v miestach zvýšenej koncentrácie K predpokladať zvýšenú koncentráciu U a naopak.

Korelácia medzi Th a K nie je taká jednoznačná ako predchádzajúce. Má striedavo kladný i záporný zmysel, ale ani v jednom prípade nemožno uvažovať o jej lineárnosti.

Veporidné granitoidy

Z tohto komplexu máme k dispozícii iba výsledky z troch súborov, ale na prvý pohľad je jasná odlišná pozícia hrončockého granitu oproti ostatným súborom. Svojím kladným, lineárnym charakterom korelácie medzi Th a U poukazuje na príbuznosť s hnileckým granitom. Pretože sme takýto charakter korelácie zistili iba pri dvoch súboroch, bolo by možno uvažovať o istej podobnosti týchto granitov, čo by potvrdilo niektoré náhľady o alpínskom veku hrončockého granitu (J. Kantor 1959). Lenže ďalšia korelácia medzi uránom a draslíkom je anomálna nielen pri veporidnom kryštaliniku, ale aj pri všetkých skúmaných súboroch. Pomerne výrazná záporná korelácia nelineárneho charakteru zapríčiňuje osobitné postavenie tohto masívu medzi ostatnými granitoidmi. Zápornú koreláciu sme síce zaznamenali aj v masíve Kohúta, ale je

taká nevýrazná ($-r \rightarrow 0$), že v aproximácii možno hovoriť o nezávislosti U a K, resp. K od U (tento jav možno čiastočne pripísať zahrnutiu rozličných typov granitoidov do jedného súboru). Touto závislosťou sa granitoidy masívu Kohúta odlišujú od granitoidov širšieho okolia Kráľovej hole. Ostatnými koreláciami Th — U (záporná, nelineárna) a Th — K (kladná, lineárna) sú si podobné.

Gemeridné granity

Predpokladá sa, že gemeridné granity sú apikálnou časťou rozsiahlej intrúzie rozprestierajúcej sa pod gelnickou sériou. Poukazuje na to však len jeden spoločný znak, a to lineárna korelácia medzi U a K v hnileckom granite a v popročskom granite. V ostatných koreláciách sa diametrálne odlišujú. Napr. medzi Th a U je lineárna korelácia len v hnileckých granitoch, kým popročský a betliarsky masív takúto koreláciu nemajú a zistená korelácia má v oboch súboroch rozličný charakter. Podobný obraz poskytuje aj korelácia medzi Th a K. Lineárny charakter kladného zmyslu vyhovujúci hladine významnosti 0,01 má len popročský granit. Takáto korelácia sa zistila len pri súboroch z masívu Kohúta a širšieho okolia Kráľovej hole. Súборы Hnilec a Betliar sú bez lineárnej korelácie, navyše každý s opačným charakterom. Hodnoty súboru betliarskeho granitu čiastočne skresľuje to, že sme pri výpočte použili aj extrémne hodnoty, čím sme chceli zvýrazniť nehomogénnosť aj v rámci takého malého telesa, akým je betliarsky granit.

Ako vyplýva z predchádzajúcich výsledkov, rádiogeochemické charakteristiky poukazujú na variácie v chemickom zložení gemeridných granitov. Prikláňame sa preto k predpokladu I. Vargu (1973), že nie všetky telesá reprezentujú identickú úroveň vo vývoji diferenciácie magmy gemeridných žúl.

Na ďalšie zistenie vzájomných vzťahov medzi koncentraciami rádioaktívnych prvkov sme testovali rozdiel medzi dvoma disperziami (odhadmi disperzie) podľa R. N. Fischera (I. Drabant 1967) pre hladinu významnosti 0,05 (tab. 5).

Pri tatrídnych granitoidoch porovnanie disperzií draslíka medzi jednotlivými súbormi poukazuje prevažne na nepodstatný rozdiel. Štatisticky významný rozdiel je medzi disperziou draslíka z masívu Suchého a Malej Magury oproti Žiaru; Žiaru oproti Malej Fatre; Žiaru oproti Prašivej a Malej Fatry oproti Veľkej Fatre.

Zaujímavý výsledok vyplynul z porovnania disperzií uránu. S výnimkou nepodstatného rozdielu disperzií Suchého a Malej Magury oproti Žiaru sme pri všetkých kombináciách súborov zaznamenali medzi disperziami uránu štatisticky významný (podstatný) rozdiel.

Porovnanie disperzií Th poskytuje úplne opačný obraz: nepodstatný rozdiel medzi disperziami tória pri všetkých skúmaných tatrídnych masívoch s výnimkou podstatného rozdielu Suchého a Malej Magury oproti Žiaru.

Skupinu súborov granitoidov veporidného kryštalinika charakterizuje striedanie podstatných i nepodstatných rozdielov bez osobitných zvláštností.

Skupina gemeridných granitov je charakteristická štatisticky významnými rozdielmi pri všetkých prvkoch a kombináciách súborov okrem nepodstatného rozdielu v disperzii draslíka medzi popročským a betliarskym masívom. Domnievame sa, že aj tento poznatok do istej miery charakterizuje heterogénnosť skúmaných gemeridných granitov.

Testovanie rozdielu medzi dvoma disperziami
komponentov

Test of differences between two dispersions.

Tab. 5

Testovane súbory	K	U	Th
1—2	+	0	+
1—3	0	+	0
1—4	0	+	0
1—5	0	+	0
2—3	+	+	0
2—4	0	+	0
2—5	+	+	0
3—4	+	+	0
3—5	0	+	0
4—5	0	+	0
6—7	0	+	0
6—3	+	0	+
7—8	0	0	+
9—10	+	+	+
9—11	0	+	+
10—11	0	+	+

Čísla súborov sú totožné s číslami v tab. 1—3

0 — nepodstatný rozdiel, + — štatisticky významný rozdiel

Sample set numbers refer to sample site numbers in Tables 1—3.

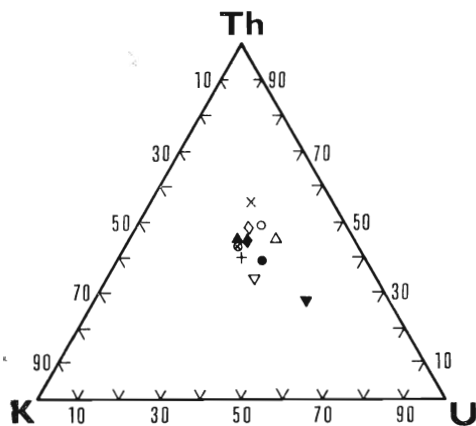
Vyjadrením úhrnnej rádioaktivity v koncentrácii Uekv. sme zistili nasledujúce hodnoty rádioaktivity a percentuálneho podielu jednotlivých komponentov do integrálneho spektra.

Z tab. 6 vychodí, že hranicu 12,5 ppmeU, charakterizujúcu rádioaktívnejšiu horninu, ktorú určil M. Matolín (1972), presahuje masív Kohúta, malofatranský masív, hnilecký a popročský granit a granitoidy zo širšieho okolia Kráľovej hole.

Najmenej rádioaktívnymi sa javia granitoidy Suchého a Malej Magury a granitoidy masívu Žiar.

Granitoidy z Veľkej Fatry, zo západnej časti Nízkyh Tatier a granity betliarskeho a hrončockého masívu tvoria prechod medzi uvedenými skupinami.

Grafickým zobrazením hodnôt z tab. 6 do trojuholníkového diagramu (obr. 1) zisťujeme, že sa od súborov granitoidov najviac odlišuje hnilecký granit. Jeho extrémnosť spočíva vo zvýšenej koncentrácii uránu pri podklarkovom tóriu. Čiastočnú anomálnosť sme registrovali aj pri granitoidoch masívu Kohúta. Spôsobuje ju najvyšší obsah tória, a tým apriori najväčší energetický príspevok do integrálneho spektra rádioaktivity. Z obr. 1 vyplýva, že rozptyl hodnôt v smere osi draslíka je oveľa menší ako pri ostatných dvoch komponentoch. Prejav granitoidov postihnutých K-metazomatózou nie je badateľný a v rámci skúmaných súborov ho registrujeme iba v priemernom „draslíkovom poli“ (súbory Nízke Tatry — Prašivá, Hrončok).



Obr. 1. Trojuholníkový diagram vyjadrujúci relatívne príspevky (%) gamažiarenia K, U, Th do integrálneho spektra granitoidov

● Suchý a M. Magura, + Žiar, △ Malá Fatra, ▽ Veľká Fatra, ◇ Prašivá, ◆ Hrončok, ○ N. Tatry (Kráľova hoľa), x — Kohút ▽ Hnilec, ▲ Poproč. ⊗ Betliar

Fig. 1. Relative contribution of gamma-radiations for potash, uranium and thorium into the integral radioactivity spectrum of granitoids in the Western Carpathians. Ternary diagram recalculated to 100 % of the total radioactivity. Symbols for single granitoid massifs: ● — Suchý — Malá Magura massif, + — Žiar massif, △ — Malá Fatra massif, ▽ — Veľká Fatra massif, ◇ — Prašivá massif, ◆ — Hrončok massif, ○ — Nízke Tatry massif (the Kráľova hoľa range), x — Kohút massif, ▽ — Hnilec massif, ▲ — Poproč massif, ⊗ — Betliar massif

Rádioaktivita skúmaných granitoidov vyjadrená v koncentrácii U_{ekv} (Q) s vyjadrením percentuálnych príspevkov jednotlivých komponentov

Total radioactivity of investigated granitoid bodies expressed in equivalent uranium concentrations $Q(eU)$ i np. p. m. Contribution of single elements is expressed in p. c. recalculated to 100 %

Tab. 6

Granitoidy	Q (ppm eU)	K (%)	U (%)	Th (%)
Suchý a M. Magura	8,91	26	35	39
Žiar	9,80	30	30	40
M. Fatra	13,82	19	36	45
V. Fatra	10,64	30	36	34
N. Tatry (Prašivá)	12,32	23	27	49
Hrončok	11,63	26	29	45
N. Tatry (Kráľ. h.)	12,79	20	30	50
Kohút	14,55	20	24	56
Hnilec	13,76	20	52	28
Poproč	13,68	27	26	47
Betliar	12,18	27	28	45

M. Matolín (1972) zaraďuje granitoidy Západných Karpát medzi horniny vyznačujúce sa podnormálnou rádioaktivitou. To potvrdzuje aj naša práca. Lebo aj keď niektoré granitoidy presahujú hranicu 12,5 ppmeU, nie je to v takej miere, ktorá by dovoľovala hovoriť o vysokorádioaktívnych granitoidoch. Napr. v Českom masíve nie sú zriedkavé granitoidy s rádioaktivitou presahujúcou 20 ppm Uekv. (říčanská žula, sedčiansky typ atď.).

Z porovnania koncentrácie U vo variských granitoidoch Západných Karpát s koncentráciou U granitoidov alpsko-mediteránnej oblasti opäť vychodí, že sú týmto prvkom nasýtené slabšie.

O. Pluskal — M. René (1977) napr. pre granitoidy Západných Álp udávajú koncentrácie U v intervale 6,6—14,1 ppm (napr. aarský masív, gotthardský masív, masív Mt. Blanc). Granitoidy panónskeho masívu dosahujú hodnotu 6,0—7,3 ppm.

Na porovnanie laramijských granitoidov máme k dispozícii len údaj z plaenského plutónu (balkanidy). Charakteristická pre ne je koncentrácia U 0,9—2,1 ppm. Tento údaj je v porovnaní s gemeridnými granitmi anomálne nízky.

Z uvedeného vyplýva, že aj keď sa problematike rádioaktívnych prvkov v acidných intruzívnych horninách venuje pomerne veľká pozornosť (v porovnaní s ostatnými horninami), veľa otázok prameniacych z nejednotnosti náhľadov na ich genézu zostáva nevyriešených. Potvrdzuje to aj naša práca.

Doručené 22. 5. 1978
Odporučil P. Grecula

LITERATÚRA

- Archangelskij, S. — Klevcov, P. — Vetrov, A. 1970: Metodické pokyny pre gamaspektrometrické určovanie K, U, Th v podmienkach zložitej geometrie. Manuskript — UP Sp. Nová Ves. 68 s.
- Bartošek, J. — Chlupáčová, M. — Kašparec, I. 1972: Výzkum prirodzené radioaktivity slabě aktivních hornin. Manuskript — Geofond Bratislava. 199 s.
- Daniel, J. — Kucharič, L. 1977: Radiogeochemická charakteristika niektorých ryolitov stredoslovenských neovulkanitov podľa výsledkov terénnej gamaspektrometrie. Mineralia slov., 9, s. 133—146.
- Drabant, I. 1967: Spracovanie výsledkov pozorovaní. (Skriptum.) Bratislava, SVTL. 455 s.
- Kantor, J. 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K⁴⁰ metódy. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 16, s. 5—9.
- Matolín, M. 1973: Interpretace aeroradiometrické mapy ČSSR 1 : 200 000 (II. etapa Západní Karpaty). Manuskript — archiv UP Sp. Nová Ves. 212 s.
- Pluskal, O. — René, M. 1977: Základní problémy metalogeneze uranu evropského Alpidika. Manuskript — ÚGV PŘFUK Praha. 241 s.
- Tréger, M. 1972: Radiogeochemická charakteristika niektorých gemeridných granitov. Mineralia slov., 4, s. 267—278.
- Varček, C. 1975: Mineralogický výskum žilnej uránovej mineralizácie v centrálnej časti SGR. Manuskript — UP Sp. Nová Ves. 215 s.
- Varga, I. 1973: Petrochémiá hornín a okolorudné premeny. GLŠ — SGR, kniha 8. Manuskript — UP Sp. Nová Ves. 298 s.
- Vinogradov, A. P. 1962: Sredneje soderžanije chimičeskich elementov v glavnyh tipach izveržennyh gornych porod zemnoj kory. Moskva, Geochemija. 555 s.

Contribution of field gammaspectrometry to the knowledge of some granitoid types in the Western Carpathians

LUDOVÍT KUCHARIČ

Several granitoid types of the Western Carpathians were measured using the method of field gammaspectrometry. Statistically treated results of these measurements are presented in the paper.

The average potash concentrations in West Carpathian granitoid bodies, except for two granite bodies do not exceed the world-wide average value for granite given by A. Vinogradov (1962), i. e. 3.34 %. Higher averages

have been ascertained solely for the Hrončok and Poproč granite body being 3.9 ‰ and 3.75 ‰ respectively.

The highest average uranium concentration in West Carpathian granitoid bodies has been ascertained for the Hnilec granite mass, here achieving 7.15 p. p. m. Average uranium contents for other granite varieties range between 2.95—4.91 p. p. m.

According to average thorium concentration, granitoid bodies in the West Carpathian crystalline may be enlisted to "thorium-poor" varieties. Values exceeding the world-wide average given by A. P. Vinogradov (1962) as 3.5 p. p. m. reveal solely granitoid samples of the Kohút massif in the Veporide unit (19.08 p. p. m.). The thorium/uranium ratio of granitoids generally varies between 1.25—5.48. Lowest values of this ratio have been found in the Hnilec granite body whereas highest values reach samples from the Kohút massif the latter solely exceeding world-wide value of this ratio (5.1 given by A. P. Vinogradov). Generally, highest values of the ratio have granitoid bodies located in the Veporide crystalline.

The uranium/potash ratio of granitoides varies in relatively narrow span between 0.86 and 1.8. The Hnilec granite body in the Gemeride unit reveals against anomalous value (2.6). Other granite bodies in the Gemeride unit do not differ according to this ratio from granitoid bodies in the Veporide or Tatride units.

The highest thorium/potash ratio have granitoid bodies in the Veporide crystalline (except for the Hrončok massif) i. e. between 5.99 and 6.84. Relatively high value of the ratio has been measured for the Malá Fatra massif as well (5.23). Values for remaining bodies vary between 3 and 4.

Mutual correlations of radioactive elements led to some interesting results.

Granitoid bodies of the Tatride crystalline are characterised by linear positive correlation between uranium and potash contents at the least for 0.05 significance level. Correlations between pairs U/Th and Th/K are unlinear. The Hrončok granitoid body differs from remaining bodies of the Veporide crystalline due its linear Th/U correlation. Granitoid bodies in wider vicinity of the Kráľová hoľa range and granitoids in the Veporide Kohút massif reveal certain similarity due to their resembling linear Th/K correlation.

The set of granite bodies in the Gemeride Paleozoic revealed only a sole common pattern. The sole resemblance is the unitarily linear U/K correlation ascertained only for the Hnilec and Poproč granite bodies. According to other characteristics of radioactive element distribution, granite bodies in the Gemeride unit differ mutually considerably. Therefore their recent erosion level probably does not represent the same magma differentiation level (I. Varga 1973).

Comparison of two dispersion levels ascertained an interesting pattern for granitoid bodies in the Tatride crystalline. Except for one case, statistically significant differences of uranium dispersion, characterise this group whereas differences are not significant for the thorium dispersion. In granitoid bodies of the Veporide crystalline, statistically significant dispersion values are replaced by insignificant ones without any regularity of distribution. For the granite bodies in the Gemeride unit, except for two cases where insignificant differences of dispersion values

appeared, statistically significant differences have been ascertained for all other combinations of radioactive elements.

Total radioactivity of granitoid bodies has been evaluated converting averages for potash, uranium and thorium content into equivalent uranium concentrations (eU). The highest average value of the total radioactivity has been ascertained for granitoids of the Kohút massif in the Veporide crystalline (14.55 p. p. m. eU), for the Malá Fatra massif in the Tatride crystalline (13.82 p. p. m. eU), for the Hnilec granite body (13.76 p. p. m. eU) and for the Poproč granite (13.68 p. p. m. eU) the latter two in the Gemeride Paleozoic. The lowest radioactivity reveal granitoid bodies of the Suchý — Malá Magura range (8.91 p. p. m. eU) as well as the Žiar massif (9.8 p. p. m. eU).

Preložil I. Varga

Pokračovanie zo str. 526

žilovine argentitu. Na ložisku Dúbrava sa pracovne vyčleňujú tieto minerálne asociácie viažúce sa na samostatné štruktúrne plány v rudnej zóne charakteristickej opakovanou tektonickou i mineralizačnou aktivitou: 1. kremeňovo-antimonitová (kremeň je biely až ružový), 2. kremeňovo-scheelitovo-pyritová (kremeň je biely), 3. kremeňovo-pyritovo-karbonátová (kremeň je sivý až tmavosivý), 4. barytovo-sulfidická.

Scheelit prevažne vytvára idiomorfne kryštály a agregáty a vyznačuje sa zvýšeným obsahom vzácnych zemín cériovej skupiny. Spektrálna analýza vykázala aj zvýšený obsah molybdénu a stroncia. Elektrónová mikrosonda tieto údaje nepotvrdila.

Pozícia kremeňovo-scheelitovo-pyritovej minerálnej asociácie na ložisku a geochemická charakteristika scheelitu sú v súlade so závermi výskumov geochemie scheelitov z ložísk rozličnej genézy M. A. Naučiteľa et al. (1977) a predstavami H. Rölla a A. Mauchera o genéze východoalpských ložísk scheelitu a dôvodom na predpoklad polygénneho pôvodu tejto asociácie ako termodynamicky stabilnejšieho člena pôvodne exhalačno-sedimentárnej rudnej formácie Sb—W—Hg. Formovanie kremeňových žiliek so scheelitom je pravdepodobne produktom regionálnych metamorfných procesov kryštalinika Nízkych Tatier.

Doručené 15. 9. 1978

*Geologický prieskum, geologická oblasť,
Banská Bystrica
Katedra mineralógie PFUK, Bratislava*

Organické minerály — sprievodná asociácia ortuťovej mineralizácie ložiska Dubník

(7 tab. v texte)

RUDOLF ĎUĎA — JURAJ TÖZSÉR*

Органические минералы — сопровождающая ассоциация ртутной минерализации на месторождении Дубник

При изучении ртутного месторождения Дубник в Северной части Сланских гор было установлено наличие органических минералов, которые до сих пор не были описаны. Результаты рентгенометрического и оптического изучений, подтверждающих физикальные особенности и химический состав органических минералов как :эвенкит, цуртисит (идриалин) и минерал, который до сих пор не был в литературе описан.



Organic minerals as accompanying association of the mercury mineralisation in the Dubník ore deposit (Eastern Slovakia)

The mercury mineralisation on the Dubník deposit (northern part of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia) is accompanied by an association of organic minerals. Using X-ray and chemical analysis, evenkite, curtisite and an until unknown and probably new organic mineral (X-mineral) have been determined.

Ortuťové ložisko Dubník leží v severnej časti Slanských vrchov a budujú ho miocénne vulkanické horniny prevažne andezitového zloženia. Pre lokalizáciu zrudnenia má hlavný význam stratovulkanický komplex Ošvárska (v zmysle J. Slávik a — J. Tözsér a 1973), ktorý tvoria nepravidelne sa striedajúce efuzívne a explozívne fácie intermediárneho vulkanizmu. Celý komplex postihli hydrotermálne premeny (argilitizácia, chloritizácia, markazitizácia, karbonatizácia, silicifikácia). Intenzita premien nie je rovnaká.

Ortuťová mineralizácia má žilnikovo-impregnačný charakter. Vytvára impregnačné zóny v primárne dobre priepustných horninách (tuf, tufobrekcie), v tektonicky drvených zónach alebo vystupuje po puklinách v sekundárne porušenom andezite. Intenzívne argilitizované horniny nie sú na akumuláciu rumelky vhodné. Mineralizáciu reprezentuje rumelka s veľmi sporadickým

* RNDr. Rudolf Ďuďa — RNDr. Juraj Tözsér, Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Stará Spišská cesta, p. p. A-21, 040 51 Košice.

výskytom metacinabaritu. Na ložisku sa doteraz identifikovalo vyše 40 minerálov (R. Ďuďa et al. 1977). Medzi bežne rozšírené patrí len rumelka, pyrit, markazit, chalcedón a karbonáty, sčasti aj antimonit a realgár. Túto asociáciu pomerne často sprevádzajú drobné akumulácie organických minerálov. Ich distribúcia na ložisku je veľmi nepravidelná. Našli sa v hĺbke 50—250 m od povrchu v celom priestore ložiska.

Staršia geologická literatúra zo Slovenska uvádza s rumelkou len výskyt hatchettínu a amorfného asfaltu z ložiska Merník (F. Slavík 1951). Nedávno bol z lokality Dubník opísaný výskyt hatchettínu, ozokeritu a kvapôčok nafty v asociácii s karbonátovo-chalcedónovými žilkami (R. Ďuďa et al. 1977). Organické minerály sa však na Slovensku doteraz sústredenejšie nebadali.

Oveľa viac údajov je vo svetovej literatúre. Sú poväčšine staršie a vychodí z nich, že sa organické minerály neidentifikujú vždy jednoznačne a rovnako ani pri tom istom mineráli. Doteraz bolo opísaných okolo 30 prírodných organických minerálov (V. G. Fekličev 1977), vyskytujúcich sa v rozličných podmienkach a v rozličnej paragenéze. Najčastejšie sa však vyskytujú spolu s ortuťovou mineralizáciou.

Organické minerály sú známe z ortuťových ložísk vystupujúcich v terciérnych vulkanitoch Zakarpatskej oblasti ZSSR. Viacej autorov opísalo rad minerálov, napr. curtisit, karpatit, hatchettín, antrochinon atď. (B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1955, G. L. Piotrovskij 1955, J. L. Giller 1955, V. A. Frank — V. A. Kameneckij — G. P. Malejeva 1953, G. P. Malejeva 1954 atď.). Evenkit prvýkrát opísal A. V. Skropyšev (1953) z oblasti Nižnej Tungusky v ZSSR. K. Tuček — J. Kouřimský (1953) identifikovali na lokalite Ordějov (okolie Uherského Brodu) idrialín a dokázali, že je totožný s curtisitom. Známy je výskyt idrialínu z ložiska Idria v Juhoslávii a novšie z ortuťového ložiska New Idria v Kalifornii nový minerál pendletonit (J. Murdoch — T. A. Geissman 1967). Optickú identifikáciu niektorých organických minerálov najlepšie zhŕňa práca A. N. Winchella — G. Winchella (1953) a ucelenú charakteristiku organických minerálov práca H. Strunza — B. Contaga (1965).

Aj napriek rozsiahlej literatúre o organických mineráloch je dosť problémov okolo ich identifikácie a údaje nie sú vždy jednotné. Možno povedať, že táto skupina minerálov je dosť málo známa a slabo preskúmaná.

Na ortuťovom ložisku Dubník sa organické minerály zistili vo viacerých vrtoch a banských prácach. Všetky prítomné variety sa po predchádzajúcej separácii podrobili podrobnejšiemu štúdiu, najmä chemickému a röntgenometrickému. Optické vlastnosti sa sledovali len orientačne. Na lepšiu orientáciu uvádzame v tab. 1 prehľad niektorých organických minerálov s údajmi štyroch hlavných difrakčných čiar.

Všetky vzorky chemicky analyzovala I. Hammerová na Katedre anorganickej chémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity P. J. Šafárika v Košiciach na CHN-analyzátore firmy Hewlett — Packhard. Röntgenometrické analýzy sa robili na prístroji Mikrometa II s rtg goniometrom metódou Bragg — Brentano. Pri vzorkách č. 1, 2, 3, 6, 7 a 9 sa použilo žiarenie $\text{CuK}\alpha$, lifter Ni, štrbiny 5' a 10', rýchlosť otáčania 2°/min., žeravenie 30 kV, 10 mA, citlivosť 3/1000. Pri vzorkách 4, 5 a 8 sa použilo žiarenie $\text{FeK}\alpha$, filter Mn, štrbiny 10' a 20', rýchlosť otáčania 2°/min., žeravenie 25 kV, 8 mA, citlivosť 3/1000. Všetky analýzy vyhotovilo Laboratórne stredisko Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Analýzy zhodnotila M. Kušnyerová.

Minerál	1		2		3		4	
	It	dt	It	dt	It	dt	It	dt
Evenkit*	100	4,18	90	3,74	80	2,25	70	2,52
Idrialín*	100	4,94	80	3,40	60	4,04	30	2,48
Idrialín****	10	4,79	9	3,31	8	3,93	4	2,84
Curtisit**	10	4,95	9	3,387	8	4,02	4	7,77
Reficit*	100	5,50	90	6,09	70	5,20	20	4,28
Flagstaffit*	100	4,88	80	8,72	80	7,16	60	4,36
Pendletonit***	10	9,44	10	7,57	6	3,497	4	3,956
				7,342				3,921
Ozokerit****	10	4,256	8	3,798	6	17,0	6	2,527

* Selected powder diffraction data for Minerals. Data book (1974)

** H. Strunz — B. Contag (1965)

*** J. Murdoch — T. A. Geissman (1967)

**** V. I. Michejev (1957)

***** K. Tuček — J. Kouřimský (1953)

Opis minerálov

Najrozšírenejší organický minerál ložiska je vzhľadom veľmi podobný karbonátom. Tvorí výplň dutín a puklín a vo väčších akumuláciách sa vyskytuje zriedka (maximálne 5×3 cm). Spravidla však tvorí nepravidelnú výplň žíliet hrubých 3—4 mm. Minerál je žltobiely až vínovožltý, pomerne matný, s masným leskom a charakteristicky zapácha ako parafín. Je veľmi mäkký (pod 1) a má biely vryp. Veľmi dobre sa štiepi na jemné platničky, ktoré sú ohybné a v jemných šupinkách aj priehľadné. Takéto platničky svietia v ultrafialovom svetle modrastým svetlom. Pri zvýšenej teplote (na slnku, resp. pri teplote okolo 50 °C) sa minerál rýchlo vyparuje a zanecháva masnú škvrnu. Je ľahko horľavý, plastický (dá sa modelovať) a má nižšiu mernú hmotnosť ako voda. Opticky je anizotropný, dvojosový⁺, má nižší index lomu ako zelenožltý až jasnožltý minerál organického pôvodu, s ktorým sa veľmi zriedka vyskytuje. Zvyčajne vytvára monominerálne hniezda alebo tvorí drobné žilky spolu s chalcédom a kalcitom, v ktorých vyplňa dutinky v strede žíliet a narastá na drobné kryštáliky kalcitu.

Chemické zloženie opisovaného minerálu je veľmi blízke zloženiu evenkitu (tab. 2). Pri röntgenometrickom štúdiu boli identifikované hlavné difrakčné čiar (tab. 3) s hodnotami d 16,365—18,386 (10), 4,107—4,167 (6—10), 3,732—3,833 (5—8) a 2,222—2,236 (4—2). Tieto röntgenometrické údaje sa zhodujú s analýzou evenkitu v práci Selected powder diffraction data for Minerals (1974). Treba však poznamenať, že nijaká analýza evenkitu v literatúre difrakčné čiar s hodnotami d nad 9,36 neuvádza.

Odchýlky môžu byť výsledkom niekoľkých faktorov. Predovšetkým treba brať do úvahy odlišnosť metodiky rtg záznamov pri rozličných analýzach, citlivosť použitých prístrojov a v neposlednom rade aj vplyv podmienok, za ktorých sa analýzy robili. Odchýlky môže spôsobovať aj prímes mikroinklúzií

pevných alebo kvapalných organických minerálov. Zaznamenané difrakčné čiary s hodnotami d okolo 16—18 (pri intenzite 10) by mohli indikovať prímes ozokeritu, ktorý má difrakčnú čiaru s hodnotou d okolo 16—17 (pri intenzite 6; V. I. Michejev 1957). To by sa však muselo odzrkadliť aj v chemickom zložení minerálu, ale to sa úplne zhoduje so zložením čistého evenkitu. Pri spomenutých odchýlkach mohla zohrať istú úlohu aj teplota prostredia. Bod topenia minerálu sa pohybuje okolo 50 °C a pri vyššej teplote sa mohla jeho mriežka deštruovať.

Ak sa spomenuté nevýrazné odchýlky nevezmú do úvahy, možno konštatovať, že zistené vlastnosti opisovaného minerálu ukazujú na to, že tu ide o evenkit.

Chemická analýza evenkitu
Chemical analysis of evenkite

Tab. 2

Prvok	Z1B-45/ 184,0	JS-P4/1	Evenkit*
C	83,77 %	84,85 %	85,43 %
H	14,57 %	14,75 %	14,99 %
Spolu	98,34 %	99,60 %	100,42 %

* H. Strunz — B. Contag, 1965

Röntgenometrická analýza evenkitu
X-ray analysis of evenkite

Tab. 3

1		2		3		4		5		Evenkit*	
Z1B-9 135,0 m		Z1B-45 184,0 m		Z1B-47 72,3 m		Z1B-85 210,0 m		št. Slávik P 4/1			
<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>It</i>	<i>dt</i>
—	—	5	20,45	—	—	—	—	—	—	—	—
10	17,673	10	16,365	10	17,395	10	16,930	10	18,386	—	—
—	—	6	13,810	—	—	3	14,616	9	13,789	—	—
6	11,882	4	10,476	4	11,511	5	11,433	8	12,346	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	3	9,267	10	9,36
2	8,845	2	8,346	2	8,605	2	8,609	—	—	—	—
1	7,184	—	—	—	—	1	6,874	5	6,758	—	—
—	—	—	—	1	4,927	1	4,475	1	4,510	—	—
10	4,152	10	4,167	7	4,144	6	4,107	6	4,137	100	4,18
8	3,738	5	3,833	5	3,738	—	—	—	3,732	90	3,74
—	—	—	—	1	3,321	2	3,324	—	—	10	3,35
1	2,978	9	3,058	2	3,164	1	3,005	1	3,165	50	3,02
1	2,355	—	—	1	2,358	—	—	—	—	—	—
4	2,236	3	2,236	3	2,228	2	2,222	2	2,233	80	2,25
3	2,139	2	2,139	3	2,133	—	—	1	2,127	60	2,12
2	1,925t	—	—	1	1,908	2	1,992	—	—	50	1,914
2	1,751	—	—	—	—	—	—	—	—	60	1,751

* Selected powder diffraction data for Minerals (1974)

Súčasne sa zdá, že je tento minerál totožný so skôr opísaným hatchettínom (R. Ďuďa et al. 1977), ktorý podľa A. N. Winchella — G. Winchella (1953) môže byť jednoosový aj dvojosový, pričom sa jeho optické vlastnosti od optických vlastností evenkitu odlišujú len veľmi slabo. Aj chemické zloženie obidvoch minerálov je rovnaké (B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja 1955, A. V. Skropyšev 1953).

Preskúmali sme aj drobné hniezdovité akumulácie sírovožltého až špinavožltého organického minerálu, ktoré sú len zriedka väčšie ako 5 mm. Vyskytuje sa v bezprostrednej asociácii s evenkitom, v ktorom tvorí „utopené“ zrnká. Je veľmi zriedkavý. Našli sme ho iba v 2—3 prípadoch.

Makroskopicky má minerál výrazný sklený lesk, je tvrdší ako evenkit, ale mäkší ako kalcit. Vryp je sírovožltý, svetlejší, ako je farba minerálu. V stereo-mikroskope sú zreteľné jemnotabulkovité koncentricky usporiadané kryštáliky. Štiepatelnosť možno pozorovať v jednom smere. Minerál je polopriehľadný, v jemných tabulkách priehľadný. Jeho merná hmotnosť je $1,223 \text{ g/cm}^3$, bod topenia nad 300°C . Pri pôsobení ultrafialových lúčov svetielkuje jasnozelenou farbou. Mikroskopicky sú jemné platničky anizotropné, opticky dvojosové⁺, indexy lomu sú oveľa vyššie, ako má evenkit. Mikroskopicky sme minerál podrobnejšie neskúmali.

Pre malé množstvo materiálu sa chemicky analyzovala len jedna vzorka. Obsah C a H je veľmi blízky zloženiu curtisitu, resp. idrialínu (uvádza ho G. L. Piotrovskij 1955 a E. K. Lazarenko et al. 1963; tab. 4).

Pri röntgenometrickej analýze vzoriek minerálu sa identifikovali difrakčné čiary, ktorých hodnota d sa pomerne dobre zhoduje s údajmi z literatúry (tab. 4). Zreteľné je to najmä pri hlavných difrakčných čiarach, ale pri nižšej intenzite nastáva istý rozptyl hodnôt d . Treba poznamenať, že ani literárne údaje o röntgenometrickej identifikácii curtisitu, resp. idrialínu, nie sú jednotné (pozri tab. 5).

Napriek istým odchýlkam od hodnôt z literatúry, ktoré mohla spôsobiť odlišná metodika analýz, rozličná citlivosť prístrojov, podmienky alebo aj prítomnosť malého množstva iných organických látok v podobe prímiesí, možno povedať, že podľa hodnôt d hlavných difrakčných čiar (4,801—4,811 (8—9), 3,495—3,501 (10) a 4,303 (5—6) je opisovaný minerál totožný s curtisitom (resp. idrialínom). Toto zistenie podporuje aj chemické zloženie minerálu a jeho orien-

Chemická analýza curtisitu *Chemical analysis of curtisite*

Tab. 4

Prvok	JS-P4/1	Curtisit*	Curtisit**
C	92,33 %	93,96 %	93,16 %
H	7,32 %	5,21 %	6,10 %
Spolu	99,65 %	99,17 %	99,26 %

* E. K. Lazarenko et al., 1963

** G. L. Piotrovskij, 1955

Tab. 5

6		7		Idrialín*		Curtisit**		Idrialín***	
Z1B-16/58,0		Z1B-16/61,0							
Im	dm	Im	dm	It	dt	It	dt	It	dt
2	6,034	3	6,066	20	7,08	2	5,20	—	5
9	4,801	8	4,811	100	4,94	10	4,95	10	4,79
5	4,303	6	4,303	20	4,43	—	—	—	—
2	4,114	2	4,159	60	4,04	8	4,022	—	—
2	3,941	2	3,975	—	—	2	3,877	8	3,93
3	3,769	3	3,776	5	3,72	2	3,565	—	—
10	3,495	10	3,501	80	3,40	9	3,387	9	3,31
2	2,891	1	2,877	5	2,98	—	—	4	2,84
2	2,676	3	2,679	—	—	1	2,657	—	—
2	2,609	1	2,560	30	2,48	5	2,466	—	—
1	2,298	1	2,300	—	—	—	—	2	2,30
3	2,019	1	2,014	20	2,06	3	2,055	3	2,18
4	1,873	2	1,873	10	1,92	—	—	4	1,99
2	1,782	—	—	—	—	—	—	2	1,79
2	1,666	—	—	10	1,71	2	1,704	2	1,68

* Selected powder diffraction data for Minerals (1974)

** Buđko — V. A. Frank-Kameneckij (in H. Strunz — B. Contag, 1965)

*** K. Tuček — J. Kouřimský (1953)

Chemická analýza minerálu X
Chemical analysis of the X-mineral

Tab. 6

Prvok	Z1B-47/72,3 m	Z1B-85/210,0 m
C	78,45 %	79,35 %
H	14,41 %	14,38 %
O	7,14 %	6,27 %
Spolu	100,00 %	100,00 %

tačné optické vlastnosti. V ultrafialovom svetle má však minerál zelenkavú fluorescenciu oproti modrozelenej pri idrialíne z Ordějova (K. Tuček — J. Kouřimský 1953).

Určenie ďalšieho organického minerálu, ktorý vonkajším vzhľadom veľmi pripomína curtisit, nie je jednoznačné. Minerál zriedkavo vyplňa drobné dutinky a puklinky v chalcedónovo-karbonátových žilkách, vzácné sa vyskytuje s evenkitom.

Makroskopicky je kanárikovožltý až zelenkavožltý, má výrazný sklený až diamantový lesk, v stereomikroskope vidieť jemné tabuľky až šupinky, v jemných agregátoch priesvitné. Má podobnú tvrdosť a vryp ako curtisit, ale na

vzduchu po niekoľkých dňoch stráca intenzívne sfarbenie a pomaly sa topí. Bod topenia sa pohybuje okolo 70 až 80 °C, nezapácha po parafíne a je málo plastický.

Mikroskopicky je anizotropný, dvojosový. Charakter zóny minerálu nebolo možno stanoviť. Indexy lomu sú blízke curtisitu. Jeho ďalšie mikroskopické vlastnosti nebolo možno skúmať.

Chemická analýza dvoch vzoriek tohto minerálu ukázala prítomnosť C a H. N sa nezistilo. Predpokladáme, že rozdiely do 100 % sa viažu na O₂ (tab. 6). Po prepočítaní analýz na kyslík dostávame orientačný vzorec C₁₅H₃₂O alebo C₃₀H₆₄O₂ alebo C₃₄H₇₄O₂ (2).

Röntgenometrická analýza minerálu X
X-ray analysis of the X-mineral

Tab. 7

8		9		Idrialín*		Evenkit*		Reficit*		Flagstaggit*	
Z1B-85 210,0 m		Z1B-47 72,3 m									
<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>Im</i>	<i>dm</i>	<i>It</i>	<i>dt</i>	<i>It</i>	<i>dt</i>	<i>It</i>	<i>dt</i>	<i>It</i>	<i>dt</i>
2	18,508	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	14,771	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	13,548	7	13,473	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	10	11,451	—	—	—	—	10	11,2	5	9,99
1	7,421	—	—	—	—	—	—	30	7,97	80	7,16
6	6,774	3	6,778	20	7,08	—	—	90	6,09	—	—
—	—	3	5,694	—	—	—	—	100	5,50	50	5,65
5	4,934	4	4,881	100	4,94	—	—	10	4,82	100	4,88
3	4,525	—	—	—	—	—	—	—	—	20	4,62
2	4,003	2	4,076	60	4,04	100	4,18	—	—	5	4,08
2	3,359	2	3,375	80	3,40	10	3,35	—	—	30	3,364
—	—	2	3,182	—	—	50	3,02	—	—	30	3,102
—	—	1	1,919	10	1,92	50	1,914	—	—	10	1,947
—	—	1	1,759	10	1,71	60	1,751	—	—	—	—

* Selected powder diffraction data for Minerals (1974)

Röntgenometrická analýza vzoriek zistila hlavné difrakčné čiary s hodnotami d 13,548—13,473 (7—10), 11,451 (10), 6,774—6,778 (3—6) a 4,934—4,881 (4—5), (tab. 7). Tieto hodnoty sa od hodnôt röntgenometrických analýz doteraz známych minerálov výrazne odlišujú (tab. 1). Niektoré čiary indikujú malú prímes curtisitu a možno aj evenkitu, ale nie je vylúčené, že tu ide o doteraz neopísaný organický minerál. K problematike tohto minerálu (nazveme ho pracovne minerál X) a k jeho detailnému štádiu sa vrátíme, ak sa nájde vo väčších koncentráciách.

Poznámky ku genéze organických minerálov

Organické minerály sú v akcesorickom množstve známe takmer zo všetkých ortuťových ložísk sveta, najmä z takých, ktoré sú geneticky či priestorovo

späté s vulkanickými komplexmi. Častá je ich bezprostredná asociácia s rumelkovou mineralizáciou, ale na ložisku Dubník sme takúto bezprostrednú asociáciu nezistili. Ich priestorová spätosť je však zreteľná, nevyskytujú sa vo väčších vzdialenostiach od akumulácií rumelky.

Ložisko patrí k jedným z mála, na ktorých sa identifikovalo viac organických minerálov (evenkit, curtisit, ozokerit, kvapôčky nafty, minerál X a možno aj už opísaný hatchettin). Vyskytujú sa ako výplň dutín a puklín v andezitoch, čo by mohlo sčasti poukazovať na ich hydrotermálne postvulkanický pôvod. Tento náhľad by mohla podporovať aj ich bezprostredná asociácia s agregátmi kalcitu, dolomitu, sčasti kremeňa a chalcedónu.

Podobná asociácia organických minerálov je známa z ortuťových ložísk Zakarpatskej oblasti ZSSR (E. K. Lazarenko et al. 1963). Ich genézou sa zaoberalo viac autorov. B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja (1955) ich vznik spájajú s konečnými fázami nízkotermálnej hydrotermálnej činnosti. K takejto genéze organických minerálov sa prikláňa mnoho sovietskych autorov. Spomenutí autori udávajú teplotu vzniku organických minerálov okolo 80—110 °C. Zistili ju na základe štúdia plynno-kvapalných uzavrenín v kremeň, baryte a kalcite, ktoré sú s nimi v bezprostrednej asociácii. Za zdroj uhlíkovodíkov pokladajú sedimenty v podloží vulkanitov.

Takéto vysvetlenie genézy organických minerálov, podľa nášho náhľadu, v prípade ložiska Dubník nie je celkom prijateľné a treba ho spresniť.

Teploty, za ktorých organické minerály vznikli, mohli byť len výnimočne vyššie, ako je bod ich topenia. Ten je vo väčšine prípadov (okrem curtisitu) veľmi nízky, nižší, ako sú tepelné hodnoty, ktoré uvádza B. V. Merlič — S. M. Spitkovskaja (1955) pre vznik týchto minerálov. Bod ich topenia ukazuje na to, že ich vznik nemožno spájať priamo s hydrotermálnymi procesmi. Naopak, vznik organických minerálov súvisí s vulkanickou aktivitou v tom zmysle, že sa jej pôsobením preteplili podložné neogénne sedimenty (v ktorých sa na periférii Slanských vrchov zistili indicie uhlíkovodíkov; pozri napr. J. Tözsér — R. Rudinec 1975), uvoľnili sa uhlíkovodíky a potom po vhodných komunikačných systémoch migrovali do vulkanického prostredia. Boli to výrazné zóny diskontinuity, ktoré segmentujú severnú časť Slanských vrchov na rad blokov hrasťovo-prepadlinového charakteru (J. Slávik — J. Tözsér 1973, M. Kaličiak 1977).

V prípade genézy curtisitu nie je takéto vysvetlenie jednoznačné. Aj keď vysoký bod jeho topenia nevylučuje, že vznikol opísaným spôsobom, predsa len signalizuje, že vznik curtisitu (resp. idrialínu) môže geneticky súvisieť s hydrotermálnymi procesmi, ktorých produktom je okrem iného rumelková mineralizácia. Touto otázkou sa bude treba bližšie zaoberať najmä v súvislosti s tým, že sa tomuto minerálu niekedy pripisuje veľký význam ako indikátoru ortuťovej mineralizácie.

Nízka teplota pri vzniku väčšiny organických minerálov známych z ložiska Dubník a charakter ich vystupovania svedčia o tom, že vznikli v časovom odstupe po ukončení hydrotermálnej aktivity v Slanských vrchoch, ktorej najmladším produktom podľa súčasného stavu našich poznatkov je opálová a nontronitovo-chlóropálová mineralizácia. Jej vek je najpravdepodobnejšie až pliocénny. Ich úzka priestorová spätosť s produktmi ortuťovej mineralizácie je (azda s výnimkou curtisitu) len odrazom vhodnosti štruktúrnych podmienok

z hľadiska ich migrácie a akumulácie. Sú však produktom geneticky odlišných procesov ako rumelka.

Na ložisku Dubník sa prvýkrát na Slovensku zistila prítomnosť širšej palety organických minerálov vystupujúcich spolu s produktmi ortuťovej mineralizácie. Ich význam nie je dnes z hľadiska indikácie ortuťovej mineralizácie jasný. Vo výskume sa pokračuje.

Doručené 15. V. 1978

Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Duda, R. — Tözsér, J. — Burda, P. — Kaličiak, M. 1977: Mineralogické pomery Hg ložiska Dubník. *Mineralia slov.*, 9, s. 463—478.
- Fekličev, V. G. 1977: Diagnostičeskije spektry mineralov. Moskva, Nedra. 286 s.
- Frank-Kameneckij, V. A. — Malejeva, T. P. 1953: Kertisit iz Zakarpatja. Dokl. Akad. Nauk SSSR, nov. ser., 38, No 1, s. 135.
- Giller, J. L. 1955: Rentgenovskaja charakteristika nekotorych organičeskich mineralov. Min. sbor. Lvov. geol. obšč., No 9, s. 296—300.
- Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. [Kandidátska dizertačná práca.] Košice. 114 s.
- Kuthan, M. 1941: Ortuťové ložiská Slovenska II (Merník). Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 4, 56 s.
- Lazarenko, E. K. — Lazarenko, E. A. — Baryšnikov, E. K. — Malygina, O. A. 1963: Mineralogija Zakarpatja. Lvov, Izd. Lvov. univer. 614 s.
- Malejeva, T. P. 1954: Zakarpatskij kertisit i sopustvujuščije jemu organičeskije sojedinenija. Miner. sbor. Lvov. geol. obšč., No 8, s. 85.
- Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1955: Gatčettit iz Zakarpatja. Miner. sbor. Lvov. geol. obšč., No 9, s. 326—330. Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva, Izd. Gos. nauč.-tech. izd. lit. po geol. i ochr. neдр. 867 s.
- Murdoch, J. — Geissman, T. A. 1967: Pendletonite, a new hydrocarbon mineral from California. Amer. Mineralogist, 52, No 5—6, p. 611—616.
- Piotrovskij, G. L. 1955: Karpatit — novyj organičeskij mineral iz Zakarpatja. Min. sbor. Lvov. geol. obšč., No 9, s. 118—127.
- Selected powder diffraction data for Minerals. Data book. 1. ed. Publication DBM-1—23. Joint committee on powder diffraction standards. 1974. 833 p.
- Selected powder diffraction data for Minerals. Search Manual, 1. ed. Publication M-1—23. Joint committee on powder diffraction standards. 1974. 262 p.
- Slavík, F. 1951: Nerastopis a ložiská úžitkových minerálov Slovenska. Martin, Matica slovenská. 78 s.
- Slavík, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpatians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, p. 23—49.
- Skropyšev, A. V. 1953: O parafine iz polymetaličeskoj žily. Dokl. Akad. Nauk SSSR, 88, No 4, s. 717—719.
- Strunz, H. — Contag, B. 1965: Evenkit, Flagstaffit, Idrialin und Refieit. Neu. Jb. Mineral., Mh., No 1, S. 19—25.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. Mineralia slov., s. 81—104.
- Tuček, K. — Kouřimský, J. 1953: Výskyt curtisitu v Československu a jeho identita s idrialínom. Rozpr. Čs. akad. věd, ř. 3, s. 1—18.
- Winchell, A. N. — Winchell, G. 1953: Optičeskaja mineralogija (ruský prekl.). Moskva, Izd. IL. 561 s.

Organic minerals as accompanying association of the mercury mineralisation in the Dubník ore deposit (Eastern Slovakia)

RUDOLF ĎUĎA — JURAJ TÖZSÉR

Organic minerals have been ascertained on the Dubník ore deposit in the Northern Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia). Volcanic rocks of Miocene age take part on the geological edifice of the deposit. Mercury mineralisation occurs in the hydrothermally altered rock suite of the Ošvárska stratovolcanic complex (J. Slávik — J. Tözsér 1973). Main types of alteration are represented by argillitisation, chloritisation, marcasitisation, silicification and carbonatisation. About 40 ore and gangue minerals have been described as far from the deposit (R. Ďuďa et al. 1977). Commonly wide-spreaded are cinnabar, pyrite, marcasite, chalcedony and carbonates, partly also antimonite and realgar.

Organic minerals occur as cavity and fissure filling associated with calcite, chalcedony and silica. Three mineral species have been distinguished in the course of chemical and X-ray investigations. Results were completed by determination of basic optical and physical properties of these minerals.

The most wide-spreaded organic mineral has yellow to whitish or wine-yellow colour and it smells after parafine. It is easily cleveable into thin plates and soft. Its luminiscence under ultraviolet light has characteristic blueish colour. The smelting point of the mineral lies at 50 °C. According to results of X-ray and chemical analysis (Table 2 and 3), the mineral is near to evenkite. In the course of X-ray analysis, diffraction lines having d-values about 16–18 and intensity of 10 have been determined being until unknown for this mineral. We presume that differences may be caused by different methodics used or even by different sensibility of the applied apparatus. Nevertheless, microscopic inclusions of some other minerals (e. g. ozokerite, Table 1) may cause such diffraction lines as well. On the other hand, greater amount of impurity is excluded due to high intensity of the diffraction line 10 since it would have been presented in chemical composition of the mineral as well, which corresponds to pure evenkite (Table 2).

Another organic mineral of sulphurish-yellow colour is widespreaded as well associating with evenkite. This mineral is harder and its smelting point lies higher (over 300 °C). It has tabular habit and it luminiscences under ultraviolet light in greenish colour. The mineral was determined by X-ray analysis as curtisite (Table 4 and 5).

Determination of the third mineral is until problematic. It is macroscopically very resembling to curtisite. It has a canary-yellow to yellow-greenish colour and adamantine luster. This mineral has also a characteristic scaliness and it is cleveable in thin plates. After some days, it losses the characteristical colour. Its smelting point lies about 70–80 °C. By chemical analysis, its approximative formula was determined as $C_{15}H_{32}O$, $C_{17}H_{37}O$, respectively (Table 6). It has an X-ray record very different from until known organic minerals, therefore the mineral in question is probably an until undescribed one. In case of its eventual new finding, it will be thoroughly studied.

An immediate association of organic minerals with the mercury mineralisation of the Dubník deposit has been not ascertained. However their evident spatial affinity is clear. A broader association of organic minerals occurs on the deposit (evenkite, curtisite, ozokerite, raw-oil drops, the X-mineral and probably also hatchettine). Development of organic minerals was conditioned by the volcanic activity, which mobilized hydrocarbons from the underlying Neogene sediments and caused their redeposition within volcanites. Frequently present fissures in volcanites might have served as migration channels. Organic minerals are younger than the opal or the nontronite — chloropal mineralisation in the area.

The origin of curtisite may be explained by hydrothermal activity as well.

Preložil I. Varga

AKTUALITY

Štvrtá terénna konferencia projektu IGCP Ofiolity na Polárnom Urale

DUŠAN HOVORKA

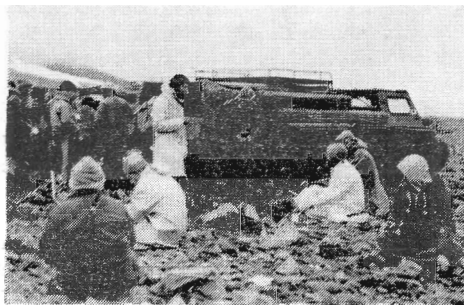
Na problematiku ofiolitových komplexov (ofiolitov) sa v ostatných rokoch zameriava veľa špecialistov rozličných geovedných disciplín. Úsilie po integrovanom štúdiu, ale najmä nevyhnutnosť doviest problematiku ofiolitov v celosvetovom meradle na vyššiu úroveň viedli k projektu Ofiolity v rámci Geologického korelačného programu (IGCP). Riadiacim pracoviskom je Akadémia vied ZSSR a vedúcim projektu N. A. Bogdanov. V súlade s náplňou projektu na Polárnom Urale sa 1.—15. 8. 1978 konala 4. terénna konferencia pracovnej skupiny. Na konferencii sa zúčastnili zástupcovia 18 štátov Ázie, Austrálie, Severnej Ameriky a Európy.

Polárny Ural je najsevernejším segmentom medionárodného vrásového pohoria zložitej, prevažne paleozoickej štruktúry. Ofiolity Polárneho Uralu tvoria dva pásy: chadatský na severe a vojgarsko-syninský na juhu. Do druhého patrí napr. aj známy masív Raj—Iz, ktorý opísal Zavarický, ale najmä Vojgarsko-syninský masív s veľmi komplikovanou stavbou (horninovou náplňou). Masív vystupuje na povrchu v dĺžke vyše 200 km a v šírke do 30 km. Obidva ofiolitové pásy väčšina autorov v minulosti viazala na štruktúrny globálny fenomén, na hlavný uralský hlbinný zlom. Zóna hlavného uralského hlbinného zlomu predstavuje súčasne lineament, ktorý oddeľuje miogeosynklinálne a eugeosynklinálne (v klasickom chápaní) komplexy uralíd. Pritom je charakteristické, že obidva ofiolitové pásy sú západnou okrajovou časťou eugeosynklinálnych komplexov. Podľa starších predstav eruptívne a metamorfované horniny (ultrabazity, gabrá, diority, plagiogranity, príp. ich metamorfné deriváty) tvorili dunitovo-gabrovo-plagiogranitovú formáciu Polárneho Uralu. Práce z posledných rokov však dokázali, že celá asociácia má základné znaky spoločné pre ofiolitové komplexy rozličných oblastí zemskeho povrchu.

Vojgarsko-syninský masív je nasunutý smerom na Z na imbrikovanú zónu paleozoických flyšoidných a pelagických sedimentov. Detritus ofiolitového komplexu sa po prvý raz objavuje v sedimentoch visénu v ofiolitovej zóne. Východné obmedzenie komplexu zastierajú intrúzie kremitých tonalitov a dioritov, ktoré intrudovali do komplexu paralelných dajok („sheeted complex“). Vysokotlakový metamorfizmus sa viaže na západný okraj ofiolitovej suity. Vulkanické horniny sú v samotnom Vojgarsko-syninskom masíve zastúpené len podradne, pillow lávy v asociácii s ofiolitmi sú známe len z východnej časti masívu.



Obr. 1. Ladovcový reliéf Polárneho Uralu v oblasti kóty Chordius (1071 m)



Obr. 2. „Vezdechody“ — jeden zo základných prostriedkov dopravy účastníkov konferencie v teréne



Obr. 3. Žily pyroxenitov v harzburgitovom masíve. Povodie rieky Lagorta, Polárny Ural

Ultramafické masívy (horniny) Polárneho Uralu majú základné znaky všetkých ostatných ofiolitových komplexov. Niektoré odlišnosti možno charakterizovať takto: Harzburgity majú prevažne vyšší podiel klinopyroxénov (lherzolitický trend zloženia) ako podobné horninové typy ofiolitových komplexov. Charakteristická je prítomnosť vysokého podielu websteritových, príp. aj dunitických žíl. Tie indikujú mnohofázový charakter vzniku daných minerálnych asociácií. Hojné segregácie enstatitu páskovanej textúry možno interpretovať ako textúry plastického tečenia. Typickým znakom masívu je prítomnosť olivinicko-antigoritických hornín („vojkarity“) a rekrystalizovaných harzburgitov. Prítomnosť olivín + antigorit (stabilná minerálna aso-

Pokračovanie na s. 556

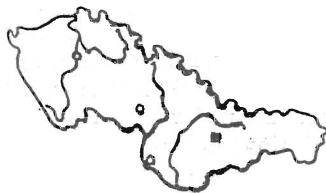
Výsledky regionálneho geochemického vyhľadávania v Kremnických vrchoch

(1 obr. v texte)

MILOSLAV BÖHMER — ERNEST MECHÁČEK*

Результаты региональных геохимических поисков в Кремницких горах

В неогеновых вулканических породах проводились геохимические поиски в масштабе 1:50 000. Установленные геохимические аномалии показывают на тесную связь вулканических центров с нарушениями С—Ю направления. Установленные участки геохимических аномалий представляют важные прогнозы золота, серебра, меди, свинца и цинка, вне знакомых частей кремницкого рудного поля.



Results of regional geochemical prospection in the Kremnické vrchy Mts. (Middle Slovakia)

A geochemical prospection of stream sediments has been realised in the neovolcanic area of the Kremnické vrchy Mts. Results were plotted in maps of 1:50 000 scale. Ascertained geochemical anomalies are closely bound to N—S oriented normal faults and to volcanic centers in the area. All anomalous regions are important prognostic ones for gold, silver and base-metal mineralisation, exceeding beyond until known limits of the Kremnica ore field.

Kremnické vrchy majú dlhú a slávnú tradíciu v ťažbe zlata a striebra v Kremnici a rumelky v Machalove. Nedávno sa ťažba zlatých a strieborných rúd v Kremnici zastavila a vo vrchoch sa už nijaké rudné suroviny neťažia. Úspešne pokračuje len ťažba nerúd, najmä kvalitného bentonitu a limnokvarcitu.

* Prof. Ing. Miloslav Böhm er, CSc., Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty UK, Žižkova 3, 801 00 Bratislava.

† Doc. RNDr. Ernest M ech á č ek, CSc., Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, Paulínyho Tótha 1, 801 00 Bratislava.

Úspešnou prácou Geologického prieskumu sa v malachovskom rudnom poli podarilo objaviť nové bilančné zásoby ortuti. Ložisko je v území postihnutom rozsiahlymi zosuvmi, čo bude využívanie bilančných rúd Hg komplikovať. Výskyt rumelky je známy aj na ďalších miestach. Päťnásobné zvýšenie svetových cien zlata i našich limitných cien umožňuje podľa našej mienky v Kremnici nestratovú povrchovú a podzemnú ťažbu zlatých a strieborných rúd. Kremnické ložisko zlata a striebra patrí medzi stredné ložiská (10—50 t Au). Do budúcnosti možno počítať s niekoľkonásobne vyššou ťažbou (podľa nášho náhľadu 300—500 kg Au za rok a trojnásobné až päťnásobné množstvo Ag). Náš výskum v ostatných rokoch objavil skoro nedotknuté zásoby zlatých a strieborných rúd severne od šachty Anna a naznačil, že množstvo polymetálov smerom do hĺbky rastie. Zistili sme dioritovú intrúziu bádenského veku, jej kontaktné premeny (skarny, sekundárne kvarcity) a vplyv na úložné pomery, lokalizáciu a paragenézu. Ako vidieť, geologické a ekonomické predpoklady na obnovenie efektívnej ťažby zlatých a strieborných rúd sú aj v doteraz známom rudnom kremnickom poli. Predpokladáme, že pre Kremnicu bude mať veľký význam aj výdatný termálny prameň, ktorý objavil náš podzemný vrt, aj keď s jeho využívaním je nemálo technických problémov (1560 l/min; pretlak 1,6 MPa; M. Böhmer 1976, 1977).

Naše regionálne geochemické práce overili geochemické anomálie rudných prvkov výrazne presahujúce doteraz známy rozsah kremnických žilných systémov. Použili sme metódu vzorkovania ílových sedimentov riečnej siete známu pod názvom „stream sediments“ v kombinácii so šlichovým výskumom. V ílových sedimentoch riečnej siete sme spektrochemickou kvantitatívnou analýzou sledovali tieto prvky: B, Hg, Pb, As, Sb, W, Mo, Sn, Cu, Ag, Zn. Výskum sme uskutočnili na celom liste Kremnica s mierkou 1 : 50 000.

Pri výskume metódou „stream sediments“ na liste Kremnica sme použili túto metódu: hustota vzorkovania riečnych tokov po 100 m, váha vzorky 150—200 g, materiál — súčasné sedimenty alúvia, ílovo-piesčitá frakcia, laboratórna príprava — sušenie (60—70 °C), sitovanie, príprava frakcie 0,25 mm na analýzu. V niektorých prípadoch sa zlučovali 2—3 vzorky, aby sa počet analýz zmenšil.

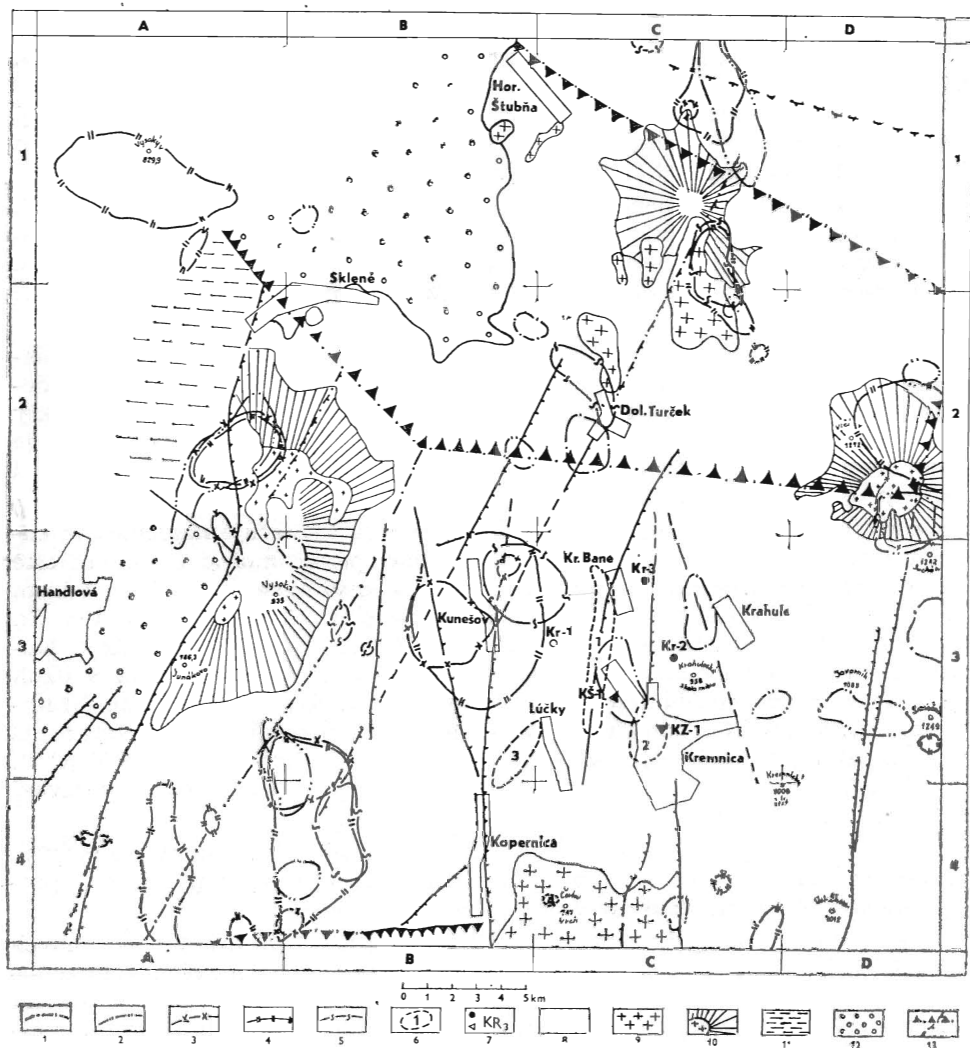
Obr. 1. M. Böhmer — E. Mecháček : Mapa anomálnych izokoncentrácií Hg, Ag, Mo, Sn, B na podklade štruktúrnej schémy Kremnických vrchov J. Lexu. 1 — Hg $\geq$ 50 ppm; 2 — Ag $\geq$ 1 ppm; 3 — Mo $\geq$ 10 ppm; 4 — Sn $\geq$ 10 ppm; 5—B $\geq$ 76 ppm; 6 — žilné systémy: 1 — kremnický I. žilný systém, 2 — kremnický II. žilný systém, 3 — kopernický žilný systém, 4 — výskyt rumelky na Čertovom vrchu, 7 — povrchové a podzemné štruktúrne vrty, 8 — andezity — bádén — spodný sarmat, 9 — rhyolity — vrchný sarmat, 10 — intrúzie dioritových porfýrov, vulkanický kužel okrajových vulkánov, 11 — mezozoikum, 12 — paleogén, neogén, 13 — zlomy.

Fig. 1. Map of anomalous isoconcentrations of mercury, silver, molybdenum, tin and boron, drawn by M. Böhmer — E. Mecháček. Structural background of the Kremnické vrchy Mts. according to J. Lexa. Explanations: 1 — mercury $\geq$ 50 p. p. m., 2 — silver $\geq$ 1 p. p. m., 3 — molybdenum $\geq$ 10 p. p. m., 4 — tin $\geq$ 10 p. p. m., 5 — boron $\geq$ 76 p. p. m., 6 — vein systems: 1 — the Kremnica 1st vein system, 2 — the Kremnica 2nd vein system, 3 — the Kopernica vein system, 4 — cinnabar occurrence on the Čertov vrch hill, 7 — surficial and underground drill-holes, 8 — andesite (Badenian — Lower Sarmatian), 9 — rhyolite (Upper Sarmatian), 10 — diorite-porphyrhyte intrusions, 11 — Mesozoic, 12 — Paleogene, 13 — faults.

Fónový obsah bol pre neovulkanity stanovený takto: B — 25 ppm, Cu — 25 ppm, Pb — 35 ppm, $+Zn$ — 100 ppm, $+Ag$ — 1 ppm, $+Sn$ — 10 ppm, $+Mo$ — 10 ppm, $+W$ — 150 ppm, $+Hg$ — 50 ppm. Pri označených prvkoch sa pre nízku citlivosť spektrálnej analýzy udáva hodnota fónovým obsahom a anomálnym obsahom.

Na náš účel sme vybrali len prvky B, Hg, Sn, Mo, Ag, ktoré v teréne vytvárajú dobre ohraničené anomálne úseky (obr. 1). Z každého údolia sme zostavili geochemický profil s vyznačením anomálnych úsekov, lineárne anomálne úseky sme s ohľadom na konfiguráciu terénu a znosovú oblasť prítoku interpretovali plošne.

Geochemická interpretácia sa robila celkom nezávisle od geologického pod-



kladu. Preto dosiahnuté dobré zákonitosti distribúcie prvkov sú dôkazom objektívnosti jednak geologického podkladu, ktorým je geologická schéma J. Lexu v mierke 1 : 50 000, jednak uskutočnených geochemických prác.

Na obr. 1, ktorý má charakter geologickoštruktúrnej schémy, na prvý pohľad vidieť veľmi dobrú koreláciu anomálnych zón s prvkami geologickej stavby:

- Anomálne úseky sa viažu na zlomy poklesového charakteru, ktoré vytvárajú stavbu hraste a piekopových prepadlín podložia neovulkanitov. Tieto zlomy boli v istých úsekoch a obdobiach geologického vývoja geochemicky aktívne. Výrazné anomálie sa viažu hlavne na križovanie a ohyby zlomov (okolie Kunešova).

- Anomálne úseky sa viažu na reliktu vulkanických kužeľov, ich centrálnu zónu a blízke okolie, a to bez ohľadu na vek vulkanizmu.

- Veľmi často sú anomálne úseky vytvárané anomáliami viacerých prvkov, čo spôsobila opakovaná migrácia v tých istých zónach alebo spoločná migrácia viacerých prvkov.

- V zastúpení niektorých prvkov sú rozdiely v priestore, najmä bóru, ktorý sa viaže na pásmo prebiehajúce z JZ na SV. Rumelka vytvára externú aureolu kremnického rudného poľa a inklinuje k východnému okraju listu.

V centrálnej časti rudného poľa sme odber geochemických vzoriek nerobili, lebo prírodné geochemické pole tu porušila banícka činnosť. Na vysokú geochemickú anomálnosť tohto územia poukazujú vyznačené žilné systémy (obr. 1).

Všeobecne možno geochemicko-tektonické pásma charakterizovať takto (obr. 1):

Východné pásmo (D 4 až D 2). Je to séria veľmi výrazných dislokácií priebehu S—J. V tektonickom uzle je menší stratovulkán bazaltoidných andezitov. Na tektonickú zónu sa viažu významné anomálie Ag a Hg, na reliktu vulkanického kužeľa, jeho centrálnu zónu, Ag, Mo, Sn. Ďalej na západ je niekoľko menších izolovaných anomálií. Z nich anomáliu Ag v štvorci C 4 môže podmieňovať externá zóna kremnických žíl (II. žilný systém).

Centrálna diagonálna pásmo priebehu JZ—SV sa vyznačuje najväčšou intenzitou a tým, že vedúcim prvkom je B. V rámci pásma možno pozorovať ešte užšiu väzbu na jednotlivé, väčšinou poklesové dislokácie. Na juhozápadnom okraji v štvorcach A 4, B 4 je to výrazná skupina anomálií B, Ag, Mo, Sn (územie severne od Jánovej Lehoty, Slaskej). Severovýchodnejšie v okolí Kunešova (B 3) sú anomálne úseky B, Sn, Mo, v ďalšom pokračovaní v okolí Turčeka v oblasti tektonického uzla je to Ag, Hg, B (štvorec B 2, C 2). Stratovulkán pyroxenických andezitov, severne od Turčeka (C 1), sa vyznačuje prvkami B, Ag, Sn, Mo. Významný je anomálny úsek Hg v okolí Krahúľ (C 3), ktorý dokresľuje priebeh prejavov nízkotermálnej mineralizácie v externej zóne kremnického rudného poľa.

Západné pásmo. Je charakteristické hlavne stratovulkánom pyroxenických andezitov južne od Rematy, s malými intrúziami dioritových porfýrov a propylitizáciou. To sa odzrkadľuje v anomáliách Ag, Mo, Sn.

Rozšírenie anomálnych úsekov prezrádza migráciu prvkov po oslabených zónach dislokácií a súčasne poukazuje na význam vulkanických centier — centrálnych zón, ktoré sú energetickým zdrojom, ktorý vždy vedie k vzniku geochemických anomálií. Tento fakt umožňuje usudzovať obrátene, že najanomálnejšie úseky, rudné polia, sú hlboko zrezanými centrami polygénnych

vulkánov. Podporuje to názor J. Lexu o centre stratovulkánu bádenských pyroxenických andezitov v okolí Kremnice.

Prvky, ktoré sme sledovali, sú bežnou súčasťou postvulkanických procesov v neovulkanitoch. Sn môže zdôrazňovať vplyvy kyslého vulkanizmu. Dôležitý je problém rozšírenia bóru, ktorý je vo zvýšenej koncentrácii typický jednak pre vulkanické i postvulkanické procesy (hromadí sa v bezodtokových jazerách vulkanických oblastí). Bór a jeho produkty sú bežné pre súčasné aj kvartérne vulkány. Bór je na druhej strane typický pre íl (illit) sedimentárnych panví, najmä morských sedimentov, a poukazuje na zvýšenú salinitu prostredia. Skutočnosť, že sa bór prednostne viaže len na isté pásmo, umožňuje vyjadriť predpoklad, že pochádza zo sedimentov podložia a do vulkanickej série ho preniesli ascendentné vodné roztoky. Jeho pôvod možno viazať na také sedimenty, ako je napríklad melafýrová séria. Dá sa predpokladať, že prítomnosť anomálií bóru signalizuje blízkosť sedimentárneho podložia špecifického zloženia.

Praktické dôsledky vychodiace zo štruktúrnogeochemickej mapy sú veľké. Všetky anomálne oblasti treba podrobiť rekognoskácii a najvýznamnejšie podrobnejšiemu geologickému, geochemickému a geofyzikálnemu bádaniu.

Všetky anomálne úseky Hg sú významné. Z ostatných anomálnych úsekov vyzdvihujeme hlavne úsek v okolí Kunešova (B, 3, C 3), severne od Slaskej—Jánovej Lehoty (A 4, B 4) a východný úsek v stĺpci D. Anomálne úseky Cu, Pb, Zn sú vo väčšine prípadov na tých istých miestach ako Ag, Mo, Sn, B, ale plošne sú rozsiahlejšie.

Použitá metóda regionálneho geochemického vyhľadávania pomocou vzorkovania jemnozrnej frakcie recentných sedimentov priečnej siete ukázala vysokú citlivosť. Veľmi dobre sa zhoduje s geologickou mapou i s výsledkami šlichového výskumu. Umožnila vymedziť anomálne úseky na podrobné vyhľadávanie drahokovových a polymetalických rúd. Tieto anomálne úseky presahujú rozmer doteraz známeho rudného poľa. Najnádejnejší z vymedzených anomálnych úsekov je v okolí Kunešova a severne od Jánovej Lehoty.

Doručené 15. 1. 1978

Odporučil J. Knés

LITERATÚRA

- Böhm er, M. et al. 1976: Riešenie základných problémov vyhľadávania, prieskumu a využívania nerastných surovín Západných Karpát, Kremnické vrchy. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Böhm er, M. et al. 1977: Hlbinný výskum štruktúr kremnického rudného poľa na základe štruktúrnych vrto KŠ-1, KZ-1 a Kr-3 a regionálny geochemický výskum na liste Kremnica 1 : 50 000. Manuskript — Geofond Bratislava.

Results of regional geochemical prospection in the Kremnické vrchy Mts. (Middle Slovakia)

MILOSLAV BÖHMER — ERNĚST MECHÁČEK

In the area of Kremnické vrchy Mts., outstanding gold and silver mines have been known long ago. The Kremnica town itself celebrates 650th anniversary

of its city-privileges donation in 1978. Deposits of mercury, mining of bentonite and limnoquartzite are significant in the highlands as well. Exploitation of gold and silver has been stopped since last years due to the low metal content of ores. Recent rise in price of gold favours, in opinion of authors, advantageous open cast and underground mining of gold-silver ores in the ore field. Perspectives increased by further indices of metallisation beyond until known extent of the ore field, proved by stream sediment survey in the course of a regional geochemical reconnaissance (Fig. 1).

Threshold contents of analysed elements have been found as follows (in p. p. m.): boron 25, copper 25, lead 35, zinc 100, silver 1, tin 10, molybdenium 10, tungsten 150, mercury 50. Due to low sensibility of spectral analyses, except of first three elements, these contents represent both threshold and anomalous values. Anomalies of boron, mercury, tin, molybdenium and silver are presented on the Fig. 1. Contrary to base-metal anomalies, these form areally less extensive ones and they better indicate the geological background of anomalous regions. Anomalies frequently occur upon normal faults that disturb volcanites of Badenian to Sarmatian age, especially in places of their crossings and bends. These normal faults have N—S to NNE—SSW course. Other anomalies occur upon relics of volcanic cones, central volcanic zones and in their surroundings.

All detected anomalies are important and will be submitted to detailed geochemical and geophysical investigation. Due to relatively slight denudation level of neovolcanites in the area, ascertained anomalies may be indicative for base-metal or precious ore mineralisation in deeper parts.

Preložil I. Varga

Pokračovanie zo s. 550

ciácia) uvedených hornín môžu byť produktom rekryštalizácie medzi pohyblivými blokmi harzburgitov.

V rámci ofiolitového komplexu sa skúmala séria magmaticky zvrstvených masívov. Vystupujú v podobe nemetamorfovaných hornín vo východnej časti ofiolitového komplexu, resp. ako metamorfované „flaser“ gabrá a rulovité horniny v západnej časti. Pritom východná „páskovaná“ séria má základné znaky charakteristické pre kumulátové asociácie. Západná séria metamorfítov s páskovanými textúrami má od predchádzajúcej odlišný litologicko-metamorfný vývoj. Podľa rozdielov v type a intenzite metamorfných procesov na západnom a východnom okraji Vojkarsko-syninského masívu možno celý masív pokladať za mozaiku blokov rozličnej horninovej náplne a rozdielnej magmaticko-metamorfnej histórie, pravdepodobne aj nejednotného veku.

Profily v študovaných odkryvoch svedčia o zložitej metamorfnej histórii gabier a diabázov východného i západného svahu Polárneho Uralu. V sérii metamorfítov tvoria rozličné typy retrográdne metamorfovaných granulitov, amfibolitov, zelených bridlíc, chloromelanitových eklogitov a modrých bridlíc planparalelné pásy predlžujúce ofiolitový komplex.

*Geologický ústav PFUK
Gottwaldovo nám. 1a
886 02 Bratislava*

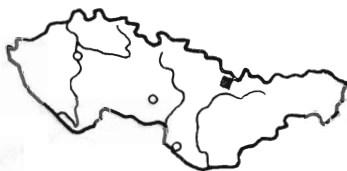
Príspevok ku geologickej stavbe spodného oddielu paleogénu antiklinálnych pásiem v oblasti Kysúc

(8 obr. v texte)

FRANTIŠEK BELEŠ*

Геологическое строение антиклинальных поясов нижнего отдела палеогена в районе Кисуц

На основании новых палеонтологических находок в районе Кисуц была установлена стратиграфия нижней части палеогена рачанской и быстрицкой единицах. Соланские слои включились до верхнего палеоцена даже нижнего эоцена; пёстрые слои таким образом принадлежат палеоцену и эоцену; беловежские слои нижнему эоцену. Детальное литологическое исследование позволило предложить новые данные о их литофациальном развитии.



Contribution to the geological structure of "Lower division" of the Paleogene in anticlinal zones of the Kysuca area

Some new results of investigation resulted from detailed geological maps of the area, completed for brick raw-material exploration purposes. Lithological and paleontological evaluation of anticlinal zones in the Kysuca area accuated until known stratigraphical and lithological relations of the area.

Pri geologickoprieskumných prácach v rámci úlohy Kysucké Nové Mesto — tehliarske suroviny v rokoch 1969—1974 sme sa zamerali hlavne na „spodný oddiel“ paleogénu antiklinálnych pásiem magurského flyša v oblasti Kysúc. Cieľom bolo prebádať niektoré antiklinálne pásma, najmä úseky s prevahou ílovca, ako aj možnosť ich využitia v tehliarskej výrobe.

Záujmová oblasť je súčasťou račianskej a súčasťou aj bystrickej jednotky magurského flyša. Lokality, na ktorých spodný oddiel paleogénu vystupuje, sme podľa litofaciálnej mapy V. Pesla (1963) zaradili do dvoch litofaciálnych

* P. g. František Beleš, Geologický prieskum, Geologická oblasť Žilina, ul. Marxa — Engelsa 43, 010 01 Žilina.

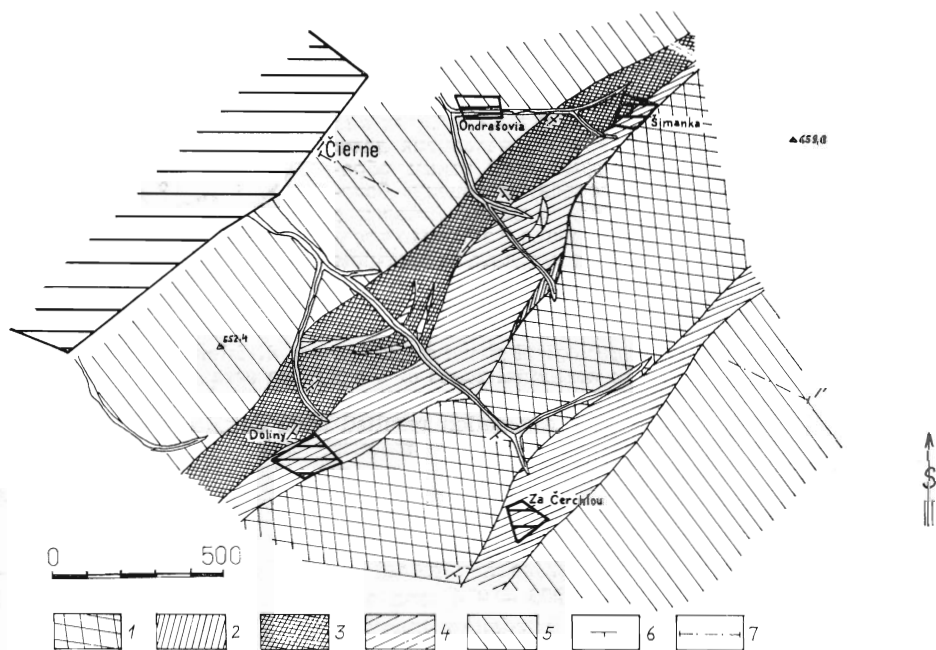
zón: do trnavsko-staškovej (lokality: Čierne pri Čadci, Milošová, Zborov nad Bystricou a Ochodnica) a do ošadnickej (lokalita: Ošadnica).

Lokality sú iba menšími úsekmi antiklinálnych pásiem, a to: Čierne pri Čadci a Milošová skalitského, Ošadnica ošadnického, Ochodnica marikovského a Zborov nad Bystricou šlapkovského antiklinálneho pásma.

Geologickú stavbu antiklinálnych pásiem sme interpretovali na základe geologického mapovania, geofyzikálnych a technickoprieskumných prác (rýh).

V priebehu geologickoprieskumných prác sme dospeli k niektorým novým poznatkom o vývoji a rozšírení súvrství a vrstiev „spodného oddielu“ paleogénu.

Solánske súvrstvie. Zistili sme ho v skalitskom a šlapkovskom pásme na lokalite Ochodnica, ktorá je pravdepodobne juhozápadným pokračovaním šlapkovského antiklinálneho pásma. Vo vývoji solánskeho súvrstvia je v jednotlivých antiklinálnych pásmach niekoľko odlišností. V skalitskom je pomerne ostrá hranica medzi pieskovcom a zlepencom, ktoré tvoria samostatné lavice. V antiklinálnom šlapkovskom pásme a na lokalite Ochodnica sme zistili prevažne gradačné zvrstvenie s pozvoľným prechodom od strednozrnného pieskovca až po zlepenec, ktorý je vždy na báze lavíc. Pieskovce je strednozrnný až



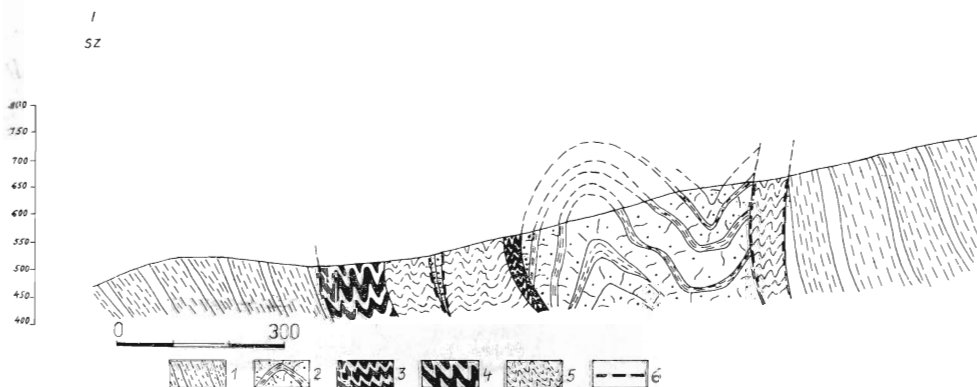
Obr. 1. Náčrt geologických pomerov lokality Čierne pri Čadci (F. Beleš 1975)
1 — solánske súvrstvie, 2 — pestré vrstvy (paleocénne), 3 — pestré vrstvy (eocénne),
4 — belovežské vrstvy, 5 — zlínske súvrstvie (vsetínske vrstvy), 6 — smer a sklon
vrstiev, 7 — línia rezu

Fig. 1. Sketch map of the Čierne pri Čadci locality (F. Beleš 1975). Explanations:
1 — the Solán member, 2 — Variegated beds (Paleocene), 3 — variegated beds
(Eocene), 4 — Beloveža beds, 5 — the Zlín member (Vsetín beds), 6 — strike and
dip of strata, 7 — section line

hrubozrnný, väčšinou arkózový. Tvoria ho zrná kremeňa, živca a ílových minerálov. Akcesoricky pristupuje glaukonit, rutil, granát, magnetit, slúda a sekundárne minerály (limonit, sericit). Zlepenec je zo zŕn kremeňa, živca a úlomkov fylitu veľkých 2 až 3 cm. Zlepenec lavice sú mocné až 1,5 m. Na spodnej ploche pieskovcových lavíc možno často pozorovať bioglyfy a mechanoglyfy. Pelitická zložka je redukovaná väčšinou na tenké polohy mocné 10–50 cm, v ojedinelých prípadoch aj viac. Ílovec je sivý, zelenosivý, sivohnedý a červenohnedý (pestré vrstvy).

Na základe mikropaleontologického hodnotenia vzoriek (D. Kušíková 1974) z ílovca solánskeho súvrstvia (lokalita Zborov nad Bystricou; obr. 8) zistené asociácie zaraďujeme do spodného až stredného eocénu. V jednej vzorke sa našiel rod *Recurvoides*. Vyskytuje sa vo vrchnej kriede až spodnom eocéne. Okrem toho sme v dvoch vzorkách našli aj schránky *Rotalipor* albsko-cenomanského veku. Pretože kriedový vek súvrstvia je dosť nepravdepodobný, je možné, že tieto formy boli preplavené z blízkeho okolia alebo z podložia solánskeho súvrstvia, kde môžu byť zavrásnené bloky hornín kriedového veku (svedčia o tom dobre zachované schránky). Okrem týchto foriem sme zistili aj tieto druhy: *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Glomospira charaoides* (Jones a Parker), *Haplophragmoides* aff. *walteri* (Grzyb). Podľa zistených foriem zaraďujeme súvrstvie do vrchného paleocénu až spodného eocénu.

Pestré vrstvy (paleocénné). Našli sme ich iba v skalitskom antiklinálnom pásme na lokalite Čierne pri Čadci a Milošová (obr. 1, 2, 3, 4). Litofaciálne sa zhodujú s pestrými eocénnymi vrstvami, ale odlišujú sa od nich stratigrafickým zaradením a mocnosťou vrstiev. Pestré paleocénné vrstvy vytvárajú iba menej mocné pruhy alebo šošovky. Výnimkou je len úsek antiklinálneho pásma z lokality Milošová, kde tieto vrstvy prevažujú nad pestrými eocénnymi vrstvami (obr. 3). Sú vyvinuté v typickej fácií červeného až červenohnedého ílovca s prí-

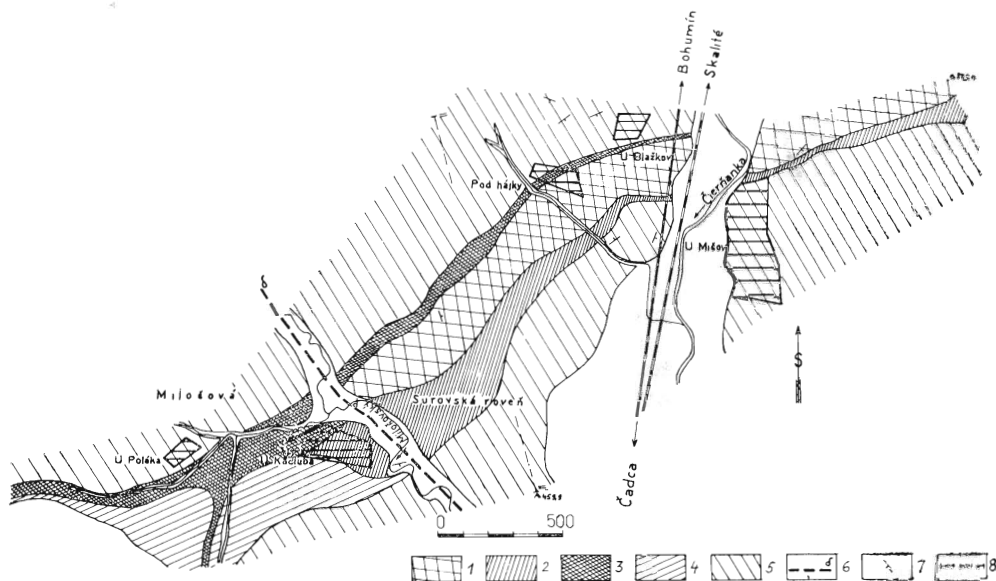


Obr. 2. Geologický rez lokalitou Čierne pri Čadci (F. Beleš 1975)

1 — zlínske súvrstvie (vsetínske vrstvy), 2 — solánske súvrstvie, 3 — pestré vrstvy (paleocénné), 4 — pestré vrstvy (eocénné), 5 — belovežské vrstvy, 6 — tektonické poruchy

Fig. 2. Geological profile of the Paleogene at Čierne pri Čadci locality (F. Beleš 1975). Explanations: 1 — the Zlín member (Vsetín beds), 2 — the Solán member, 3 — variegated beds (Paleogene), 4 — variegated beds (Eocene), 5 — Beloveža beds, 6 — dislocations

tomnosťou žltozeleného ílovca. Ílovce sú tenkodoštičkovite až čriepkovite rozpadavé a sprevádzané tenkými lavičkami kremeňového pieskovca mocného do



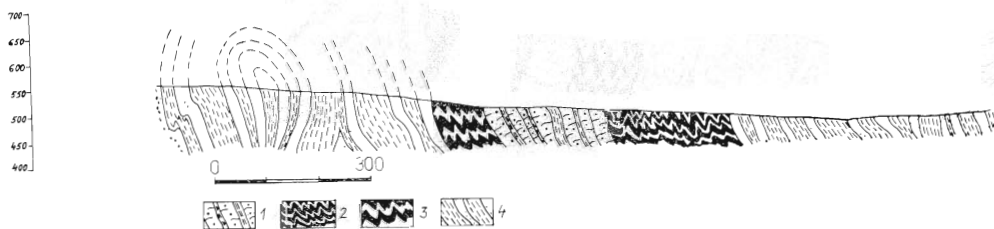
Obr. 3. Náčrt geologických pomerov lokality Milošová (F. Beleš 1975)

1 — solánske súvrstvie, 2 — pestré vrstvy (paleocénne), 3 — pestré vrstvy (eocénne), 4 — belovežské vrstvy, 5 — zlínske súvrstvie (vsetínske vrstvy), 6 — tektonická porucha, 7 — smer a sklon vrstiev, 8 — línia rezu

Fig. 3. Sketch map of the Milošová locality (F. Beleš 1975). Explanations: 1 — the Solán member, 2 — variegated beds (Paleocene), 3 — variegated beds (Eocene), 4 — Beloveža beds, 5 — the Zlín member (Vsetín beds), 6 — dislocation, 7 — strike and dip, 8 — profile line

II

552



Obr. 4. Geologický rez lokalitou Milošová (F. Beleš 1975)

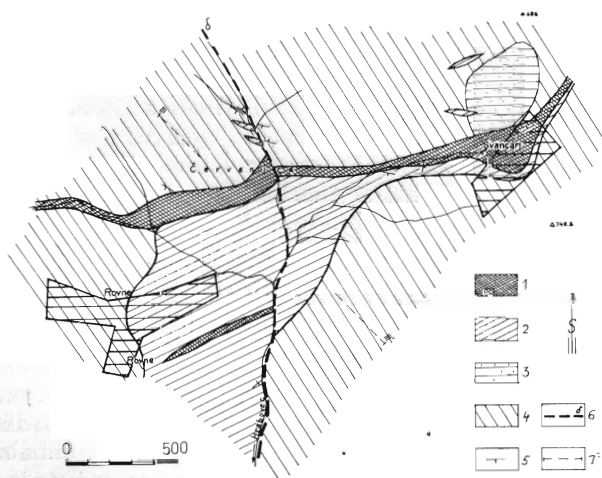
1 — solánske súvrstvie, 2 — pestré vrstvy (paleocénne), 3 — pestré vrstvy (eocénne), 4 — zlínske súvrstvie (vsetínske vrstvy)

Fig. 4. Geological profile of the Paleogene at the Milošová locality. Explanations: 1 — the Solán member, 2 — variegated beds (Paleocene), 3 — variegated belds (Eocene), 4 — the Zlín member (Vsetín beds)

15 cm. Na odlučných plochách je častý povlak až zhluky Fe a Mn. Pestré vrstvy sú pomerne silne prevrášnené a tektonicky podrvené.

Na základe mikropaleontologického hodnotenia vzoriek (D. Kušíková 1975) z oboch lokalít sme tieto vrstvy zaradili do vrchného paleocénu. Vo všetkých vzorkách sa našlo toto foraminiferové spoločenstvo: *Rhabdamina ex. gr. discreta* Brady, (vo vzorkách je najhojnejšia), *Dendrophrya robusta* Grzyb., *Trochaminoides ex. gr. subcoronatus* Grzyb., *Trochaminoides cf. dubius* Grzyb., *Saccamina placenta* Grzyb., *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Dendrophrya latissima* Grzyb. a *Hormosina ovulum* Grzyb.

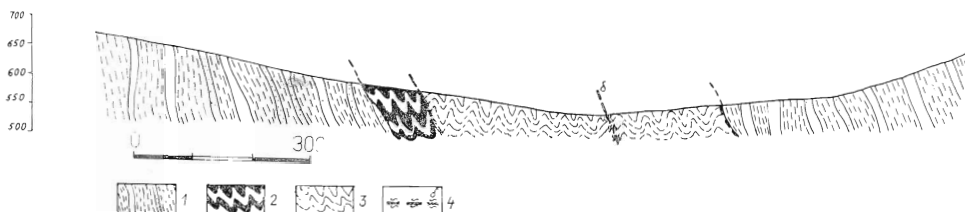
Pestré vrstvy (eocéne). Na stavbe skalitského a ošadnického antiklinálneho pásma sa zúčastňujú vo veľkej miere. Od paleocénnych vrstiev sa odlišujú mocnejším vývojom vrstiev. Ílovec je červený až červenohnedý, s ojedinelými tenkými polohami svetlozeleného až žltozeleného ílovca, tenkodoštičkovite až čriepkovite rozpadového. Ílovec sa strieda v nepravidelných polohách s tenkými lavičkami až preplástkami kremeňového glaukonitického pieskovca mocného 1—20 cm. Na odlučných plochách je častý povlak Fe a Mn. Podľa mineralogického hodnotenia sú v ťažkej frakcii ílovca zastúpené prevažne karbonáty a limonitizovaný materiál. V ľahkej frakcii limonitovo-ílovitý materiál nad karbonátmi výrazne prevláda. V jednej vzorke z lokality Čierne pri Čadci sa našiel sadrovec a anhydrit. Pomer ílovca k pieskovcu je v oboch antiklinálnych pásmach takmer rovnaký (v skalitskom 15 : 1 až 35 : 1, v ošadnickom 20 : 1). Z toho vychodí, že ílovec je v úplnej prevahe.



Obr. 5. Náčrt geologických pomerov lokality Ošadnica (F. Beleš 1975)

1 — pestré vrstvy (eocéne), 2 — belovežské vrstvy, 3 — pasierbiecky pieskovec, 4 — zlínske súvrstvie (kýčerské vrstvy), 5 — smer a sklon vrstiev, 6 — tektonická porucha, 7 — línia rezu

Fig. 5. Geological sketch map of the Ošadnica locality (F. Beleš 1975). Explanations: 1 — variegated beds (Eocene), 2 — Beloveža beds, 3 — Pasierbieck sandstone, 4 — the Zlín member (Kýčer beds), 5 — strike and dip, 6 — dislocation, 7 — section line



Obr. 6. Geologický rez lokalitou Oščadnica (F. Beleš 1975)

1 — zlínske súvrstvie, 2 — pestré vrstvy (eocénne), 3 — belovežské vrstvy, 4 — tektonická porucha (mylonitizovaná)

Fig. 6. Geological profile of the Paleogene at the Oščadnica locality (F. Beleš 1975). Explanations: 1 — the Zlín member, 2 — variegated beds (Eocene), 3 — Beloveža beds, 4 — dislocation

Mikropaleontologickým hodnotením vzoriek (D. Kušíková 1975) z oboch antiklinálnych pásiem sme zistili, že skalitské antiklinálne pásmo budujú pestré vrstvy spodného až stredného eocénu a oščadnické pestré vrstvy spodného eocénu. Vo vzorkách sme identifikovali toto foraminiferové spoločenstvo: *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Glomospira gordialis* (Jones a Parker), *Glomospira gorayski* Grzyb., *Ammodiscus hoernessi* Reuss., *Rhabdamina ex. gr. discreta* Brady, *Dendrophrya latissima* Grzyb. Spodnoeocénne asociácie sú charakteristické iba formou *Ammodiscus* a *Glomospira*.

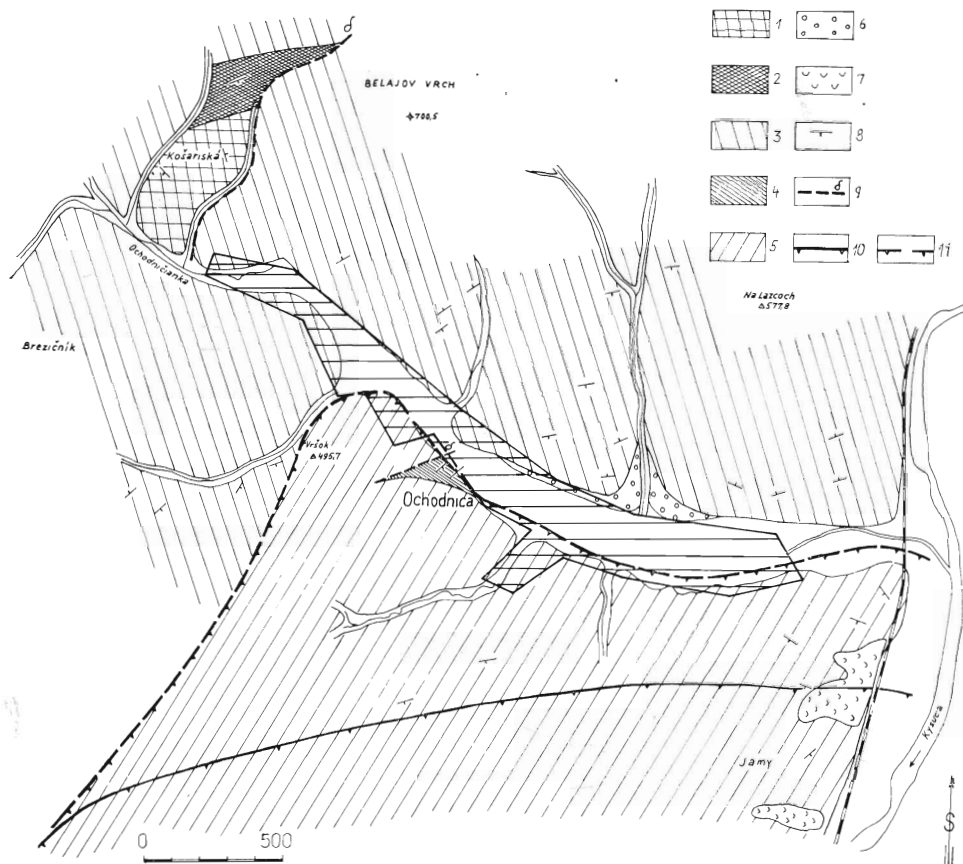
Do stredného eocénu sme na základe bohatého výskytu *Cyclammina aplectens* Grzyb. zaradili lokalitu Milošová a Čierne pri Čadci.

Počas mapovacích prác na lokalite Ochoďnica sme zistili pestré vrstvy severne od solánskeho súvrstvia na chrbte kóty Košariská v pokračovaní severne od kóty Belajov vrch (700 m n. m., obr. 7). Sú z polôh červeného, ojedinele aj sivého a hnedého doštičkovite až čriepkovite rozpadového ílovca mocnosti 20—100 cm. Ílovec sa strieda s pieskovcovými lavicami, pričom sa dá pozorovať gradačné zvrstvenie ílovec — pieskovec — zlepenec. Pestré vrstvy pozvoľne prechádzajú do solánskeho súvrstvia. Ide pravdepodobne o polohy pestrých vrstiev, ktoré sú do tohto súvrstvia zavrásnené. Na styku s pieskovcovými lavicami je ílovec silne tektonicky podrvený. Predpokladáme, že tieto vrstvy sú juhozápadným pokračovaním šlapkovského antiklinálneho pásma. Nevylučujeme, že ide o časť doteraz nezisteného a nepomenovaného antiklinálneho pásma.

Belovežské vrstvy. Zúčastňujú sa v rozhodujúcej miere na budovaní spodného oddielu paleogénu skalitského a oščadnického antiklinálneho pásma, kde sú vyvinuté v mocnejších polohách. Celkom odlišný vývoj majú belovežské vrstvy v šlapkovskom antiklinálnom pásme. Vyskytujú sa v ňom len ako menšie polohy zavrásnené v solánskom súvrství.

V skalitskom antiklinálnom pásme (lokalita Čierne pri Čadci a Milošová) sú vyvinuté v nepravidelne mocných prerušovaných pruhoch ako drobnorytmický flyš, reprezentovaný sivým, modrosivým a zelenosivým tenkodoštičkovitým až

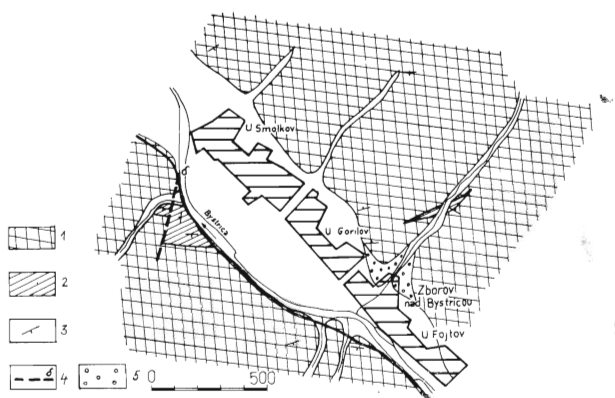
lastúrnate rozpadavým ílovcom prestúpeným nepravidelnou sieťou kalcitových žíliak mocných 1—2 mm. Ílovec sa v nepravidelnom poradí strieda s tenkými lavičkami modrosivého kremeňového pieskovca až piesčitého vápenca prestúpeného nepravidelnou sieťou kalcitových žíliak mocných 1—10 mm. Pieskovce



Obr. 7. Náčrt geologických pomerov na lokalite Ochodnica (F. Beleš 1975)

1 — solánske súvrstvie, 2 — pestré vrstvy (bez stratigrafického zadelenia), 3 — zlínske súvrstvie (kýčerské vrstvy), 4 — pestré vrstvy (marikovského antiklinálneho pásma), 5 — zlínske súvrstvie (bystrická zóna), 6 — štrk, 7 — zosuny, 8 — smer a sklon vrstiev, 9 — tektonická porucha, 10 — tektonická línia podľa A. Matějku — Z. Rotha (1948) oddelujúca bystrickú jednotku od račianskej, 11 — predpokladaný priebeh tektonickej línie oddelujúcej bystrickú jednotku od račianskej podľa F. Beleša (1977)

Fig. 7. Geological situation on the Ochodnica locality (F. Beleš 1975). Explanations: 1 — the Solán member, 2 — variegated beds (without stratigraphic division), 3 — the Zlín member (Kýčers beds), 4 — variegated beds of the Marikovská anticline zone, 5 — the Zlín member (Bystrica zone), 6 — gravel, 7 — landslide, 8 — strike and dip, 9 — dislocation, 10 — overthrust line between the Bystrica and Rača units according to A. Matějka — Z. Roth (1948), 11 — supposed course of the overthrust line according to the author



Obr. 8. Náčrt geologických pomerov lokality Zborov nad Bystricou (F. Beleš 1975)

1 — solánske súvrstvie, 2 — belovežské vrstvy, 3 — smer a sklon vrstiev, 4 — tektonická porucha, 5 — štrk

Fig. 8. Geological situation on the Zborov nad Bystricou locality (F. Beleš, 1975). Explanations: 1 — the Soláň member, 2 — Beloveža beds, 3 — strike and dip of strata, 4 — dislocation, 5 — gravel

miestami hojne impregnovali zrníčka pyritu veľké až 1 mm (lokalita Čierne pri Čadci).

Oščadnické antiklinálne pásmo na rozdiel od skalitského a šlapkovského antiklinálneho pásma budujú prevažne belovežské vrstvy, vyvinuté v pruhu širokom asi 700 m. Pruh je miestami zredukovaný do šírky 30—50 m (obr. 5, 6). Dobré sú odkryté v záreze potoka Hrabovec v dĺžke okolo 200 m. Belovežské vrstvy sú tam vyvinuté ako drobnorytmický flyš, s prevahou ílovca nad kremeňovým pieskovcom (1—10 cm, ojedinele až 40 cm). Celé súvrstvie je veľmi prevrášnené a má veľa drobných tektonických porúch.

V šlapkovskom antiklinálnom pásme belovežské vrstvy zastupuje zelený, olivovozelený a hnedý ílovec, vyskytujúci sa ako polohy mocné 10—600 cm. Ílovec sa strieda s pieskovcovými lavičkami mocnými 5—10 cm, ojedinele až 150 cm. V spodnej časti belovežských vrstiev sme zistili hnedočervený ílovec v dvoch polohách mocných 10 a 20 cm.

V skalitskom antiklinálnom pásme je pomer medzi ílovcom a pieskovcom 10 : 1, v oščadnickom 15 : 1 a v šlapkovskom 6 : 1. V oščadnickom pásme sme objavili aj úseky so zvýšeným výskytom pieskovcových lavičiek. V nich klesá pomer ílovca k pieskovcu až na 5 : 1.

Na základe mikropaleontologického hodnotenia vzoriek (D. Kušíková 1975) sme belovežské vrstvy antiklinálnych pásiem zaradili do spodného eocénu. Vo vzorkách sme našli takéto foraminiferové spoločenstvo: *Rhabdamina* sp., *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Dendrophrya latissima* Grzyb., *Glomospira charoides* (Jones a Parker), *Glomospira gordialis* (Jones a Parker), *Trochaminoides* sp., *Trochaminoides ex. gr. subcoronatus* Grzyb.

Okrem uvedených litologických, stratigrafických a faciálnych odlišností vo vývoji vrstiev v antiklinálnych pásmach „spodného oddielu“ paleogénu ra-

čianskej jednotky upozorňujeme aj na hranicu medzi bystrickou a račianskou jednotkou na lokalite Ochodnica. Na tektonickej mape magurského flyša A. Matějku — Z. Rotha (1948) sa interpretuje južne od obce. V záreze potoka Ochodničianka, asi 300 m severne od JRD, sme zistili tektonicky porušené súvrstvie, ktoré by mohlo byť zvyškom marikovského antiklinálneho pásma. To nás nabáda posunúť hranicu medzi račianskou a bystrickou jednotkou do údolia Ochodničianky, teda asi 0,5 km severnejšie, ako ju vedie A. Matějka a Z. Roth (obr. 7).

Podobne sme interpretovali v skalitskom antiklinálnom pásme (lokalita Milošová) zlom smeru SZ—JV (obr. 3). Tento zlom pravdepodobne súvisí s plochou nasunutia magurskej jednotky na sliezsku.

Záver

Doterajšie výskumné práce o západnej časti magurského flyša sú staršie. V príspevkoch sme uviedli niektoré nové poznatky o litologickom vývoji flyšových vrstiev „spodného oddielu“ paleogénu račianskej a bystrickej jednotky získané počas geologickoprieskumných prác v oblasti Kysúc. Vzhľadom na zameralie prieskumných prác sme položili dôraz nielen na kvalitatívne znaky, ale aj na kvantitatívne ukazovatele, a to na vzájomný pomer pelitickej a psamitickej zložky v antiklinálnych pásmach. Pozornosť sme venovali aj stratigrafickému zaradeniu súvrství a ich mineralogicko-petrografickému zhodnoteniu.

Solánske súvrstvie. Zistili sme niekoľko odlišností vo vývoji antiklinálnych pásiem. Súvrstvie je fáciou pieskovcovo-zlepencových vrstiev. Zatiaľ čo v skalitskom antiklinálnom pásme možno uviesť pomerne ostrú hranicu medzi pieskovcom a zlepencom, ktoré tvoria samostatné lavice alebo polohy, v šlapkovskom pásme ide o pozvoľný prechod s výrazným gradačným zvrstvením od strednozrnného pieskovca až do zlepenca. Ďalším výrazným znakom vo vývoji solánskeho súvrstvia je mocnosť. V skalitskom antiklinálnom pásme ide len o nesúvislé pruhy alebo šošovky, v šlapkovskom pásme je vyvinuté v širokom pruhu, pričom ostatné vrstvy sú zastúpené iba podradne.

Podľa mikrofauny z pelitickej časti sme ich začlenili do vrchného paleocénu až spodného eocénu.

Pestré vrstvy. Na základe mikrofauny sme odlišili a vymedzili paleocénne pestré vrstvy a eocénne pestré vrstvy, ktoré sa zo stránky litologického vývoja neodlišujú. Odlišili sme ich iba stratigrafickým zaradením podľa prevládajúcej formy pre paleocén *Hormosina ovulum* Grzyb. a mocnosti ich vývoja v jednotlivých antiklinálnych pásmach. Paleocénne pestré vrstvy sme zistili iba v skalitskom pásme, a to v podobe prerušovaných pruhov alebo menších šošoviek. Naopak eocénne pestré vrstvy zistené v skalitskom a oščadnickom antiklinálnom pásme sú vyvinuté v súvislejších a mocnejších pruhoch a majú v geologickej stavbe spodného oddielu paleogénu antiklinálnych pásiem výrazné postavenie.

Pestré vrstvy nájdené na lokalite Ochodnica sa litologicky od pestrých vrstiev skalitského a oščadnického antiklinálneho pásma neodlišujú. Stratigraficky sa nám ich nepodarilo presnejšie zhodnotiť.

Belovežské vrstvy. Sú vyvinuté ako drobnorytmický flyš, v ktorom pelitická zložka silne prevláda nad psamitickou. V rozhodujúcej miere sa zúčastňujú

na budovaní „spodného oddielu“ paleogénu skalitského a ošľadnického antiklinálneho pásma. Odlišný vývoj majú iba belovežské vrstvy v šlapkovskom pásme, v ktorom sa vyskytujú len ako šošovky zavrásnené v solánskom súvrství. Naproti tomu ošľadnické antiklinálne pásmo budujú prevažne belovežské vrstvy, ktoré tvoria okolo 700 m široký pruh, miestami sú však široké len 30—50 m. Belovežské vrstvy tam reprezentujú spodný eocén.

Hranicu medzi bystrickou a račianskou jednotkou sme sledovali na lokalite Ochodnica. V záreze potoka Ochodničianska sme zistili tektonicky porušené súvrstvie zložené zo strednozrnného až hrubozrnného pieskovca, zlepenca a ílovca, ktoré by mohlo byť zvyškom marikovského antiklinálneho pásma. Do tohto priestoru posúvame hranicu medzi račianskou a bystrickou jednotkou, teda asi 0,5 km severnejšie, ako ju interpretovali A. Matějka a Z. Roth (1948).

V skalitskom antiklinálnom pásme (lokalita Milošová) sme interpretovali tektonický zlom smeru SZ—JV. Predpokladáme, že súvisí s plochou nasunutia magurskej jednotky na sliezsku.

Doručené 18. 12. 1977

Odporučil B. Leško

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1965: Geológia Československých Karpát. Diel 3. Bratislava, Vyd. SAV, 286 s.
- Beleš, F. — Ivančenko, M. — Januš, J. 1975: Kysucké Nové Mesto — tehliarske suroviny. [Záverečná správa z 1. podetapy VP.] Manuskript — Geolog. prieskum Spišská Nová Ves. 89 s.
- Kušíková, D. 1975: Vyhodnotenie mikropaleontologických vzoriek z úlohy Kysucké Nové Mesto — tehliarske suroviny. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 43 s.
- Matějka, A. — Roth, Z. 1949: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce. Sv. 14.
- Menčík, E. 1969: O některých tektonických problémech v magurské skupině flyše. Geol. práce. Spr. (Bratislava), 47 s.
- Pesl, V. 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. Zbor. geol. vied, rad ZK, 3, s. 179—207.
- Pesl, V. 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. Zbor. geol. vied, rad ZK, 9, s. 71—108.
- Sandanus, M. 1975: Hodnotenie petrografických vzoriek z úlohy Kysucké Nové Mesto — tehliarske suroviny. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 59 s.

Contribution to the geological structure of “Lower division” of the Paleogene in anticlinal zones of the Kysuca area

FRANTIŠEK BELEŠ

Previous research in the western part of the Magura flysch belt is of older date. New knowledge on the lithological development of flysch sequences in the “Lower division” of the Paleogene in the Rača and Bystrica units has been obtained in the course of exploration in the Kysuca area. During the field workings, qualitative and quantitative relations of pelitic and psammitic

constituent in anticlinal zones were investigated. Besides mineralogical and petrographical description of rocks, stratigraphical evaluation of investigated sequences has been carried out as well.

The Soláň member. Some differences have been ascertained in the development of individual anticlinal zones. The typical facies is represented by sandstone — conglomerate lithology. A relatively sharp boundary occurs between sandstone and conglomerate in the area of the Skalitské anticlinal zone. On the contrary, continuous transitions have been ascertained in the Šlapkovice anticlinal zone, where graded bedding occurs in transitions from conglomerate to sandstone. Similarly, differences have been revealed in thicknesses. In the first case, the Soláň member is developed only discontinuously, in the second one a broad belt of the Soláň member outcrops whereas other beds of the Paleogene are only subordinated. According to ascertained and described microfaunal spectrum, the Soláň member belongs to the Upper Paleocene and Lower Eocene.

The Variegated beds. On the base of determined microfaunal remnants, Paleocene and Eocene age of variegated beds has been determined. Differences in lithological content do not occur, Paleocene has been delimited only according to prevailing form of *Hormosina ovulum* Grzyb. Thicknesses of variegated beds differ considerably in single anticlinal zones as well. Paleocene age of beds has been ascertained in the Skalitské anticlinal zone, where interrupted occurrences and small lenticules of variegated beds occur only. To the contrary, variegated beds of Eocene age occur as continuous and thick belts in the Skalitské and Oščadnica anticlinal zone where they form considerable part of the edifice.

Variegated beds of the Ochodnica locality do not differ by lithology from variegated beds in the Skalitské and Oščadnica anticlinal zones.

The Beloveža beds. The development of Beloveža beds occurs in the form of fine-bedded rhythmic flysch where pelitic constituent overweighs the psammitic development. Prepondary part of the Skalitské and Oščadnica anticlinal zone is built by the Beloveža beds. Another development of these beds occurs in the Šlapkov anticlinal zone. There the Beloveža beds form only lenticules in the folded edifice of the Soláň member. To the contrary, prepondary part of the Oščadnica anticlinal zone is built by the Beloveža beds. In the last case, the Beloveža beds outcrop in a 700 m broad belt and only locally, the breadth of the belt decreases to 30—50 m on the surface. Age of the Beloveža beds was there ascertained to be Lower Eocene.

A special mention should be paid to the boundary between the Bystrica and Rača unit on the Ochodnica locality. Between both units, a tectonically disturbed sequence of medium to coarse grained sandstone and conglomerate alternating with claystone development has been ascertained. Probably, the sequence may represent relics of the Marikovská anticlinal zone. In this case, the boundary between the Rača and Bystrica units should be about 500 m more northerly as previously delimited by A. Matějka — Z. Roth (1948).

A fault line has been delimited in the Skalitské anticlinal zone at the Milošová locality. The fault, according to results is connected with the thrust plane of the Magura unit over the Silesian unit of the Outer Carpathians.

Medzinárodné sympóziu o stredoeurópskom perme (Varšava 27.—29. 4. 1978)

JOZEF VOZÁR

Geologický ústav vo Varšave, jeho pracovisko v Kielci a Poľská geologická spoločnosť (PTG) zorganizovali v dňoch 27.—29. apríla 1978 medzinárodné sympóziu o stredoeurópskom perme (predsedom organizačného komitétu bol prof. dr. S. Depowski a tajomníkom dr. T. M. Peryt). Pred pracovným zasadáním sa uskutočnila exkurzia do Svätokrižských hôr, ktorú pripravilo pracovisko v Kielci. Na exkurzii a zasadaní sa zúčastnili vedeckí pracovníci zo ZSSR, NDR, MLR, BLR, NSR, Francúzska, Veľkej Británie, Švédska, Holandska, USA, Kanady, z usporiadajúcej PLR a štyria pracovníci z ČSSR. Aj keď hlavnou témou sympózia bol centrálneeurópsky perm, prevládali na ňom odborníci na perm varískej Paleoeurópy a len 3—4 účastníci boli špecializovaní na výskum permu alpsko-karpatsko-balkánskej časti Európy. Aj preto sa prevažná časť z takmer 50 referátov dotýkala varískych molasových bazénov Poľska, NDR, NSR a Britských ostrovov.

Tematicky možno práce sympózia rozdeliť do niekoľkých skupín:

1. Stratigrafia (biostratigrafia a litostratigrafia) permu, najmä so zameraním na vývoje v PLR, NDR a vzťahy k západouralskej oblasti.

2. Paleogeografia permu orientovaná na výsledky podrobného výskumu jednotlivých oblastí, ale aj oveľa širšie, na Britské ostrovy, západnú časť Škandinávkeho polostrova v nadväznosti na severoeurópske bazény (saarský, saalský, západopoľský, sudetský, severopoľský).

3. Vulkanizmus, jeho rozsah, celková charakteristika, magmatické trendy a spätosť s tektonikou. V súvislosti s efuzivami sa obrátila pozornosť aj na datovanie výlevov viacerými metódami izotopického rozpadu (Rb/Sr, K/Ar, Rb 86—87).

4. Nerastné suroviny v perme (najmä evapority, tzv. medené pieskovce a bridlice, barytová mineralizácia, ílové minerály, nafta a plyn).

5. Korelácia s inými oblasťami. Autori sa tu zaoberali takmer výlučne koreláciami v rámci dobre preskúmaných bazénov varískej Paleoeurópy. Okrajovo sa uviedli vzťahy k západouralským vývinom permu. Otázky vzťahu k permu alpínskej oblasti sa neriešili. Ak sa aj niektoré referáty dotýkali permu alpínskej sústavy, ani v diskusií sa z toho nerobili nijaké závery. Pracovné rokovanie sa nevenovalo ani vzťahu k východouralskému (západosibírske) permu. V budúcnosti sa bude treba stratografiou permu zapodievať podrobnejšie, a to v celoeurópskom meradle. V súlade s takouto požiadavkou predložil dr. H. Kozur (Meiningen) koreláciu doterajších členení perma na základe výskumu fauny, flóry, a to v súlade s litologickým vývojom.

Paleogeografia stredoeurópskeho permu je dnes spracovaná veľmi precízne najmä zásluhou geológov z PLR, NDR, NSR a Veľkej Británie. Bazény sú detailne prebádané, a tak materiál, ktorý predniesol prof. dr. G. Richter-Bernburg (Hannover), bol viac kompilačnou, ale zato ucelenou prácou opretou o výsledky mnohých bádateľov uvedených krajín. Hlavná oblasť kumulácie severoeurópskeho permu bola medzi západným okrajom Škandinávkeho polostrova a východnou časťou Britských ostrovov (vzhľadom na dnešnú svetovú orientáciu smerov S—J). V južnej časti sa táto oblasť rozvetvovala na niekoľko častí (v dnešnej orientácii SV—JZ, S—J, SZ—JV) — saarskú, saalskú, sudetskú, sliezsku. Všetky mali charakter mohutných trógových štruktúr s výrazným uplatnením synsedimentárnej tektoniky a vulkanizmu. Smerom na J trógové bazény postupne vyznievali. Osobitná skupina čiastkových a čiastočne izolovaných bazénov je v centrálnom a severovýchodnom Poľsku, s maximálnym

Pokračovanie na s. 575

KRONIKA

Na jubileum prof. Valentíny Andrusovovej



24. októbra 1978 sa dozíva významného životného jubilea prof. Valentína Andrusovová, verná členka Československej geologickej spoločnosti a Slovenskej geologickej spoločnosti od ich založenia. S menom jubilatky je úzko spätá prekladateľská činnosť vedeckej geologickej literatúry do ruštiny a francúzštiny, čím sa veľkou mierou zaslúžila o šírenie dobrého mena československej geológie, najmä problematiky týkajúcej sa Západných Karpát. Osobitne treba vyzdvihnúť, že jubilatka dodnes patrí medzi najfundovanejších odborných prekladateľov do spomenutých jazykov. Túto činnosť zvládla na vynikajúcej úrovni vďaka hlbokému poznaniu ruštiny a francúzštiny, ktoré získala na popredných európskych školách, ako aj širokému rozhľadu v geologickej problematike.

Prof. Valentína Andrusovová sa narodila 24. októbra 1898 v Leningrade. Základnú a strednú školu (5 tried gymnázia) absolvovala v Moskve a skúšku dospelosti vykonalala v Ženeve. Po úspešnom ukončení strednej školy sa zapísala na Prírodovedeckú fakultu v Lausanne. Už počas vysokoškolského štúdia ju zaujali prednášky z geológie, ktoré navštevovala u svetoznámeho profesora M. Lugeona, ako aj prednášky E. Gagnebena a N. Oulianova. V roku 1923 dostala diplom Licence ès sciences a pod vedením profesora N. Oulianova pokračovala v štúdiu pyroxénov metódou Fedorovho mikroskopu.

Záujem o filológiu sa u nej prejavil už počas štúdia vo Švajčiarsku, kde ako externistka navštevovala niektoré prednášky na filologickej fakulte.

V roku 1925 prišla do Prahy. Vedomosti z geológie si prehľbovala u profesora F. Slavíka a R. Ketnera. Súčasne pracovala v laboratóriu dr. V. Veselého a má zásluhu o zavedenie Fedorovej metódy u profesora A. Orlova.

Už v roku 1926 sa začala venovať odborným prekladom z geologických vied. Prekladateľské schopnosti si prehľbovala na Inštitúte E. Denisa. Získané vedomosti z geológie a filológie, ako aj vlastná precíznosť sa odzrkadlili v kvalite odborných prekladov v rozličných geologických časopisoch. Ťažisko jej prekladateľskej činnosti v rokoch 1926—1938 bolo v časopisoch Ústredného ústavu geologického v Prahe. Z tohto obdobia si osobitnú pozornosť zasluhujú preklady práce O. Pacáka Těšiny, J. Baštu *L'unité de la force...*, a hlavne syntetizujúca práca o stavbe Západných Karpát D. Andrusova — A. Matějku *Guide des excursions dans les Carpates occidentales*, ktorá vyšla pri príležitosti III. zjazdu KBGA v roku 1931 v Československu.

Po prechode do Bratislavy v roku 1939 sa jej odborná prekladateľská činnosť postupne sústredila na geologické časopisy, ktoré začal vydávať Geologický ústav D. Štúra (*Geologické práce — Zošity, Geologické práce — Správy, Západné Karpaty* atď.), ako aj na Geologický zborník SAV a *Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae*.

Jubilantka má aj veľkú zásluhu o preklady odborných geologických prác do ruštiny, ktoré sa začali zverejňovať od roku 1945. Osobitný význam má jej pedagogická činnosť na Vysokej škole ekonomickej v Bratislave, kde pôsobila od roku 1945 až do odchodu na dôchodok v roku 1965. Tu vyučovala ruštinu a istý čas viedla katedru cudzích jazykov a neskoršie katedru ruštiny, ako aj prípravu aspirantov. Viedla aj štúdium popri zamestnaní v Bratislave, Žiline, vo Zvolene a v Nitre. Na Vysokej škole ekonomickej v Bratislave napísala s kolektívom autorov učebnice z ruského jazyka (1960, 1962, 1964).

Treba ešte uviesť, že okrem geologických prekladov a spomenutých pedagogických prác prekladala aj odbornu-populárnu literatúru o slovenských jaskyniach (A. Droppa: Dobšinská ľadová jaskyňa, Važecká jaskyňa, Gombasecká jaskyňa, Domica atď.; R. Roubal: Tatranské doliny; I. Sutóris — M. Mahdalin: Slovensko a iné).

Jubilantka aj po odchode do dôchodku zostala verná prekladateľskej činnosti v geológii, má ustavičný záujem o činnosť Slovenskej geologickej spoločnosti, pravidelne sa zúčastňuje na všetkých jej podujatiach. Až dodnes je prof. Valentína Andrusovová veľmi aktívna a s veľkým oduševnením naďalej prekladá odborné práce, za čo jej Slovenská geologická spoločnosť, ako aj celá československá geologická pospolitosť ďakuje a do ďalšieho života želá mnoho zdravia a osobnej spokojnosti.

O. Fusán — O. Samuel

K R O N I K A

Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., päťdesiatročný



3. novembra 1978 sa v plnom zdraví, pracovnom nadšení a pri perspektívnych predsavzatiach do budúcnosti dožíva päťdesiatich rokov prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc. Pri významnom životnom výročí sa jubilant môže s potešením a hrdo pozerat aj na doterajšie výsledky svojej práce.

Milan Mišík na Katedru geológie Univerzity Komenského nastúpil po rigorózných skúškach roku 1952 ako asistent u prof. D. Andrusova. Kandidátsku dizertačnú prácu obhájil v roku 1956 a docentom sa stal v roku 1961. Vedúcim katedry bol až do jej zlúčenia s katedrou paleontológie (1966—1970). Za mimoriadneho profesora ho vymenovali v roku 1970 a v tom istom roku sa stal doktorom geologicko-mineralogických vied.

Zo sledovania odborného rastu prof. M. Mišíka je na prvý pohľad zrejmé jeho nadanie a príkladná usilovnosť. Veľmi skoro zvládol sedimentárnu geológiu a sústredil sa na vedeckovýskumnú prácu. Oblasťou jeho záujmu je najmä sedimentárna petrografia, analýza facií a mikrofacií, osobitne karbonátových hornín, diagenéza karbonátov, paleografia mezozoika a petroarcheológia.

Prvá desiatka jubilantových prác je orientovaná sedimentárno-petrograficky. Išlo o bádanie ťažkých minerálov neogénnych formácií východného Slovenska a Podunajskej nížiny uskutočnené v spätosti so základným uhoľným prieskumom. Ďalej skúmal petrografiú viateho piesku Záhorskej nížiny, ako aj zloženie ťažkých minerálov granitu Malých Karpát.

V ďalšej desiatke prác sa prof. M. Mišík postupne preorientoval na analýzu facií, ale najmä mikrofacií karbonátových sedimentov triasu, jury a kriedy Západných Karpát. Veľkú pozornosť venoval nielen stratigrafii a paleontológii, ale aj analýze sedimentárneho prostredia a genéze sedimentov. V tomto odbore dospel k novým poznatkom dôležitým pre základný aj aplikovaný výskum a stal sa výraznou vedeckou osobnosťou. Vo svojom základnom diele Litologický profil maňínskou sériou (1957) poukázal na širokú závislosť organizmov od sedimentárneho prostredia, ktoré ich obklopuje. V ďalších prácach, v ktorých je mnoho priekopníckych uzáverov, sa prejavilo úsilie nájsť oporné a korelovateľné mikrofacie jury a kriedy Západných Karpát. Jubilant dokázal, že pri karbonátových horninách pelagického a hlbokomorského pôvodu, v ktorých niet makrofauny, a také sú mnohé triasové jurské a spodnokriedové formácie Západných Karpát, je štúdium mikrofacií nevyhnutné. Čoskoro sa ukázalo, že význam mikrofacií presahuje rámec stratigrafie mezozoika, že sa dajú využiť aj pri osvetľovaní paleoklimatických, paleogeografických, ale aj paleotektonických (štúdium mikrofacií vo valúnoch zlepcov a exotik) pomerov karpatskej geosynklinály. V tomto ohľade je osobitne významná práca Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestone of the West Carpathians (1966). Autor v nej zhrnul poznatky z väčšiny známych vápencových facií a formácií Západných Karpát. V tom čase nemala také komplexné a rozsiahle dielo ani jedna susedná krajina. Túto skutočnosť akcentovali mnohí recenzenti a práca mala veľký ohlas v medzinárodnom meradle, a to nielen v Európe.

Prof. M. Mišík bol však uznávaným odborníkom v otázkach mikrofacií karbonátov už pred jej vydaním. Zasludou radu jeho výskumov (napr. koralovo-riasového vápenca v paleogéne Myjavskej pahorkatiny — s J. Zelmanom, liasových facií Veľkej Fatry, paleografie liasových súborov — s M. Rakúsom) sa niektoré facie stali lepšie prepracovaným modelom na porovnávanie ako facie z klasických alpských terénov.

V príspevku nemôžeme analyzovať všetky práce, ktoré jubilant publikoval doma a v zahraničí. Osobitnú pozornosť si však zasluhujú tie, v ktorých prepracoval dia-genézu karbonátov (1968), aspekty rekryštalizácie a opísal rad nových štruktúr a príznakov, ktoré sa doteraz vo svetovej literatúre neuvádzajú (pozri Bathurst 1972, Folk 1973). Jeho záujem o túto problematiku prezrádzajú aj práce významné z pedagogického aspektu. Vďaka jubilantovi je u nás terminológia a klasifikácia karbonátových hornín výstižná a pomerne jednotná.

V jubilantovej produkcii sú aj diela zo styčných odborov archeológie a paleontológie, ktoré sú, zdá sa, jeho naturelu mimoriadne blízke. Prezrádzajú výborný postreh, ktorý je pre prof. M. Mišíka príznačný. V ostatnom období zdôrazňuje význam bádania mikrofacií pri paleogeografických rekonštrukciách a pri štúdiu platňovej tektoniky.

Jubilant je dobrý a skúsený pedagóg. Prednáša všeobecnú geológiu, regionálnu geológiu ČSSR, regionálnu geológiu sveta, stratografiu a náuku o faciách. V týchto odboroch vyškoloil viacej vedeckých aspirantov. Prednášal na univerzite v Havane (1963—1966), v Segedíne (1971) a v Krakove (1975). V odbore analýzy karbonátových facií má žiakov aj v iných krajinách. Má dar prednášať a viesť študentov a ľahko si získava ich sympatie.

Pri význačnom životnom jubileu za všetkých našich geológov ďakujeme prof. RNDr. Milanovi Mišíkovi, DrSc., za jeho doterajšie dielo a do ďalších desaťročí mu úprimne želáme úspešné splnenie cieľov, ktorých má iste nemálo.

Róbert Marschalko

K R O N I K A

Prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., päťdesiatročný



Uprostred činnosti práce sa 26. novembra 1978 dožil päťdesiatich rokov prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., vedúci Katedry nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a významný predstaviteľ slovenskej ložiskovej geológie.

Jubilant sa narodil v Hornom Srní v okrese Trenčín. Po maturite na Štátnej učiteľskej akadémii v Bánovciach nad Bebravou začal v roku 1948 študovať na Prírodovedeckej fakulte UK prírodopis a zemepis. Od 3. ročníka sa špecializoval na geológiu. Vysokoškolské štúdiá dokončil na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe roku 1952 a tam hneď po ukončení získal titul RNDr. Po návrate na bratislavskú fakultu, kde bol asistentom na mineralogicko-petrografickom ústave už ako študent, absolvoval vedeckú aspirantúru na novozriadenej katedre nerastných surovín u doc. RNDr. B. Cambela. Tam zároveň začal prvýkrát na Slovensku systematicky prednášať ložiskovú geológiu. V roku 1959 obhájil dizertačnú prácu Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí, a získal vedeckú hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied. V roku 1961 sa habilitoval

prácou Postavenie sideritovej mineralizácie v Západných Karpatoch a jej vývoj v čase a priestore a začiatkom roku 1963 sa stal docentom ložiskovej geológie. Po odchode prof. Cambela do Slovenskej akadémie vied sa v roku 1963 stal prof. Varček vedúcim Katedry nerastných surovín a geochemie Prírodovedeckej fakulty UK. Memoriálnym profesorom ložiskovej geológie je od r. 1973.

Pri pohľade na 26-ročné pôsobenie jubilanta na fakulte i mimo nej treba vysoko hodnotiť jeho široký záber. Významne prispel k výchove niekoľko sto absolventov geológie. Z nich sa asi 150 zameralo priamo na ložiskovú geológiu a predstavujú už významnú časť geologických kádrov pracovísk základného i aplikovaného výskumu, prieskumu a ťažby nerastných surovín na Slovensku. Mnohých priamo viedol pri diplomových a neskôr pri rigorózných a aspirantských prácach, mnohých usmerňoval ako konzultant, recenzent či oponent ich výskumných správ a publikácií.

Významný je jubilantov prínos do rozvoja slovenskej vedy. Hoci je rodákom zo západného Slovenska, už od študentských rokov sa mu stala najbližšou naša najvýznamnejšia rudná oblasť — Spišsko-gemerské rudohorie — a z nej najmä Rožňava, Nižná Slaná, Čučma, Medzev, Drnava, Zlatá Idka, Hnilec. Svojou mravčou prácou výrazne rozšíril najmä poznatky o minerálnom zložení rúd, opísal mnohé minerály, ktoré boli dovtedy v tejto oblasti neznáme.

Najdôkladnejšie rozpracoval otázky sukcesie a regionálnej zonálnosti hydrotermálnej mineralizácie, ako aj problémy vzniku, zdroja a veku zrudnenia v celej oblasti. V neskoršom období sa zaoberal aj problémami metalogenetického vývoja celých Západných Karpát. Dôležitá bola jeho účasť v príprave komplexnej geologickoložiskovej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria. Vypracoval hlavné kapitoly jej ložiskovej časti a zostavil metalogenetickú mapu tejto oblasti v mierke 1 : 50 000.

Jubilant priekopnícky aplikoval niektoré moderné metódy pri výskume minerálov (napr. Ni — Co-minerálov, Bi-sulfosolí, uránovej mineralizácie a i.). Osobitne treba vyzdvihnúť aplikáciu termometrických metód pri bádani sfaleritov, karbonátov a ďalších minerálov.

Výskumnú prácu zameriaval prof. Varček na dôležité teoretické a praktické problémy, preto je už dlhé roky koordinátorom hlavnej úlohy štátneho programu základného výskumu ložísk nerastných surovín na Slovensku a v ostatnom období sa vo veľkej miere zúčastňuje aj na riešení metalogenézy celého alpinskeho pásma v rámci multilaterálnej spolupráce akadémií vied socialistických krajín.

Prof. Varček vykonal kus práce pri organizácii a vedení kongresov, konferencií, sympózií, zjazdov a exkurzií s medzinárodnou účasťou u nás a sám sa zúčastnil na podobných podujatiach v zahraničí. Navštívil rad vedeckých a vysokoškolských pracovísk a ložísk v ZSSR, Poľsku, Rumunsku, Bulharsku, Maďarsku, NDR, Rakúsku, NSR, Veľkej Británii a v Kanade, čo mu umožnilo získať široký prehľad o problematike rudných ložísk a metodike ich výskumu.

Presvedčivým dôkazom o rozsiahlej a plodnej činnosti jubilanta je aj jeho publikačná činnosť. Napísal do 60 odborných príspevkov v našich aj zahraničných odborných časopisoch a zborníkoch. Nezanedbával ani vedecko-popularizačnú a osvetovú činnosť. Publikoval niekoľko prác popularizačného charakteru, mal viaceré prednášky pre širšiu verejnosť, vypracoval scenár na inštaláciu ložiskového oddelenia Slovenského banského múzea D. Stúra v Banskej Štiavnici a dlhé roky pracuje v Socialistickej akadémii SSR.

Pri tejto príležitosti nemožno obísť ani rozsiahlu činnosť jubilanta v mnohých funkciách. Počas 20 rokov pracoval v rozličných funkciách v našej Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV, naposledy bol 8 rokov jej predsedom. Je členom IAGOD a členom jeho Čs. výboru, členom Čs. výboru COFFI, členom Čs. komisie KBGA pre mineralógiu a geochemiu, členom Čs. národného geologického komitétu, koordinačnej rady klúčovej úlohy pri ČSAV a radu ďalších odborných, pedagogických a kvalifikačných komisií, vedeckých rád a redakčných rád Geologického zbor-

níka SAV, časopisu Mineralia slovaca a Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae.

Popri rozsiahlej pedagogickej a vedeckej činnosti prof. C. Varček vykonával a aj v súčasnosti vykonáva funkcie v politických a spoločenských organizáciách na Prírodovedeckej fakulte UK.

Sústavné úsilie jubilanta a katedry, ktorú vedie, spolupracovať s ostatnými geologickými inštitúciami na Slovensku ocenili pamätnými medailami Vysoká škola technická v Košiciach, Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Železorzudné bane Rudňany, Technické múzeum Košice a Čs. uránový priemysel.

Päťdesiatročné jubileum prof. RNDr. Cyrila Varčeka, CSc., nie je medzníkom v jeho práci. Zastihuje ho v plnej sviežosti a pracovnom nadšení. Celá naša geologická a banícka verejnosť oceňuje jubilanta ako významného pedagóga, vedca, odborníka, ale aj ako priateľského, kolegiálneho a optimizmom prekypujúceho človeka. Na jeho významné životné jubileum mu blahoželáme a prajeme veľa ďalších životných a pracovných úspechov pri rozvíjaní slovenskej ložiskovej geológie.

M. Háber

Pokračovanie zo s. 568

rozšírením v thuringu. Smerom na V čiastočne pokračujú na území ZSSR. Samostatnú skupinu bazénov smeru S—J predstavuje západouralská oblasť.

Vo všetkých uvedených oblastiach možno smerom od podložia po nadložie (od autunu do saxónu a thuringu) pozorovať rozširovanie bazénov smerne, t. j. generálne od S na J v dnešnom ponímaní orientácie. Z ďalších prác bola zaujímavá litologická štúdia dr. H. Lütznera — dr. J. Ellenberga — dr. F. Falka (Jena) a dr. D. N. Clarka (Rijswijk), ako aj kolektívna práca o vzťahu paleogeografie permu a nálezísk nafty a plynu prof. dr. S. Depowského — dr. T. M. Peryta — dr. T. S. Piatkowského — dr. R. Wagnera (Varšava).

V elaboráte ani v diskusii nebola zmienka o vzťahu k bazénom alpídnej Európy, v ktorej je perm hlavne smeru V—Z, ani údaje o paleomagnetickom výskume, ktoré by pôvodné usmernenie vymedzených sedimentárnych oblastí mohli spresniť.

Problémami vulkanickej činnosti v perme sa zaoberalo mnoho referátov a ich kladom bola podrobná paleovulkanická analýza bazénov, charakteristika magmatických sérií a riešenie ich genézy. Prof. dr. W. Ryka (Varšava) analyzoval prejavý acidného a intermediárneho vulkanizmu v bazénoch na území PLR v stratigrafickom rozpätí vrchný vestfál — stefan — autun — saxón. Následnosť petrografických typov v uvedenom období bola lamprofýr — diabáz — porfýrit.

Dr. K. Schwab (Mainz) predložil paleovulkanickú analýzu južnej časti saarskej panvy s podrobným členením na bazické eruptíva alkalicko-vápenatej (CA) magmatickej série a bazické eruptíva s výrazným tholeitovým trendom (TH). V perme sliezskej panvy dr. R. Benek (Berlín) vyčlenil v thuringu tri vulkanické formácie od podložia po nadložie: 1. bazalt — ryolit — andezit ± ignimbrity, 2. ryolit — andezit ± ignimbrity, 3. bazalt.

Z prác o vulkanoklastických horninách zaujal referát dr. A. Maliszewskej (Varšava) obsahujúci nové klasifikácie pyroklastík autunu v západnom Poľsku.

Z ostatných referentov zaujal dr. S. N. Janev (Sofia) litologicko-tektonickou analýzou permu severnej časti Balkánu a dr. B. L. Čuvašov (Sverdlovsk) litologicko-stratigrafickou prácou zo západouralskej oblasti.

Z nerastných surovín bol hlavný dôraz na Cu-rudách uvedených bazénov. Dr. G. Dreyer (Mainz) predložil materiály zo saarského trógu, dr. A. Rydzewski (Varšava) nové výsledky o polymetalickom zrudení v zechsteine vystupujúcom v podloží mladších útvarov. Diagenetickou remobilizáciou v medených pieskovcoch predsudetskej monoklíny sa zaoberal dr. M. Banas — dr. W. Salamon — dr. W. Mayer (Krakov).

Osobitným prínosom z hľadiska nerastných surovín bol príspevok prof. dr. F. F. Gurariho et al. (Novosibirsk) o problémoch nafty a plynu vzhľadom na geológiu permu a experimentálne podložená práca dr. H. J. Lippolta — dr. I. Raczeka (Heidelberg) o viacerých metódach izotopického výskumu permských vulkanitov v saarskej panve a korelácii vekov aj vzhľadom na výsledky biostratigrafie a litostratigrafie.

Medzinárodné sympóziu o stredoeurópskom perme vo Varšave bolo úspešným krokom v bádani tohto útvaru, a to aj v nadväznosti na vrchný karbón a perm. Pracovná aktivita všetkých účastníkov bola vysoká, referáty, ale aj diskusia priniesli rad nových vedeckých poznatkov veľkého praktického významu. Je nevyhnutné, aby sa geológovia zaoberajúci sa permom stretali pravidelne, lebo tento útvar je dôležitým pre komplexné riešenie vzťahu variscíd a alpíd a treba ho riešiť aj so zreteľom na výskyt nerastných surovín.

Josef Vozár

Prehľad korelácie stratigrafických stupňov permu

Kritériá	Flóra	Fauna	+Fauna +Konodonty	Doterajšie členenie	
Autori	Stepanov 1975	Leven 1975	Kozur 1978	str. Európa	záp. Ural
	P ₃ dzulf	P ₃ changhsing	P ₃ dzhulf abadeh	P ₃ thuring	P ₃ tatar kazaň
	P ₂ punjab	P ₂ dzhulf capitan murgab	P ₂ capitan word kubergand	P ₂ saxon	P ₂ kungur
	P ₁ kubergand artinsk sakmar assel	P ₁ kubergand chish artinsk sakmar assel	P ₁ chish leonard artinsk sakmar	P ₁ autun	P ₁ artinsk sakmar assel
			C ₃ assel gzhel		

MINERALIA SLOVACA roč. 10, č. 6 (48)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 3314 41—6
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie pod registračným číslom 9/11
Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

KRONIKA — CHRONICLE

<i>O. Fusán — O. Samuel:</i> Na jubileum prof. Valentíny Andrusovovej	569
<i>R. Marschalko:</i> Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., päťdesiatročný	571
<i>M. Háber:</i> Prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., päťdesiatročný	573

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

