

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 10 • ČÍSLO 3

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: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, CSc., RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, DrSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan ŠARIK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA

OBSAH — CONTENTS

<i>Peter Muška — Jozef Vozár: Paleomagnetizmus mladšieho paleozoika chočského prikrovu v Západných Karpatoch — Paleomagnetism of Upper Paleozoic from the Choč nappe (West Carpathians Mts.)</i>	193
<i>Jozef Čverčko — Gejza Mikita — Ján Očovský: Geologická stavba náleziska zemného plynu Bánovce — Geological structure of the Bánovce gas-pool (Eastern Slovakia)</i>	201
<i>Milan Mořkovský — Regina Lukášová: Geologický vývoj plynonosné štruktúry Stretava — východní části východoslovenské neogenní pánve — Geological development of the Stretava gas-pool in the eastern part of the East-Slovakian Neogene basin</i>	213
<i>Ján Hurný — Jozef Krištín: Niektoré Ni—Co-minerály z ložiska Rudňany (žila Zlatník) — Some Ni—Co minerals from the Rudňany deposit (Zlatník vein — Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)</i>	221
<i>Ivan Horváth: Dehydroxylácia monoiónových foriem montmorillonitu — Dehydroxylation of monoionic forms of montmorillonite</i>	239
<i>Ján Jetel — Lýdia Rybářová: Asociačná analýza vzťahu medzi chemizmom vôd 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</i>	247

SPRÁVY — REPORTS

<i>Milan Ďuriančík — Dušan Lamoš: Charakteristika hydrogeologických pomerov pliocenu Lučeneckej kotliny — Hydrogeological conditions of the Pliocene in the Lučenecká kotlina basin (SE Slovakia)</i>	253
---	-----

REFERÁT — GENERAL REPORTS

<i>Dušan Hovorka: Čadiče (bazalty) — ich typy a geotektonické postavenie</i>	261
--	-----

Paleomagnetizmus mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Západných Karpatoch

(1 tab. a obr. v texte)

PETER MUŠKA — JOZEF VOZÁR*

Палеомagnetизм верхнего палеозоя хочского покрова в Западных Карпатах

Новые сведения о палеомagnetической ориентировке верхнего палеозоя хочского покрова были получены исследованием средних и основных магматических пород пермского возраста серии ТН и СА-ТН. Была установлена ротация хочского покрова с первоначального положения в нынешнее положение приблизительно о $65^\circ \pm 3^\circ$ по направлению часовой стрелки. Данные можно использовать при составлении палиноспастических схем для определения возможной ориентации этого положения.

Paleomagnetism of Upper Paleozoic rocks from the Choč nappe (West Carpathians Mts.)

New investigations of Permian intermediate to basic volcanic rock samples yielded new data on paleomagnetic orientation of the Late Paleozoic in the Choč nappe. It was ascertained, that the Choč nappe underwent a clockwise rotation by $65 \pm 3^\circ$. Obtained results may serve as a base for further palinospastic restorations.

Mladšie paleozoikum chočského príkrovu je rozšírené v Nízkych Tatrách, v pohorí Tríbeč a v priľahlom podloží neogénu, v Malých Karpatoch a v Považskom Inovci. V týchto oblastiach možno potvrdiť jednotnú stratigrafiu (J. Vozár 1974) vypracovanú na základe palinologických výskumov (Ž. Ilavská 1964; E. Planderová 1973) a výskumov zvyškov makroflóry (V. Sitár — J. Vozár 1973). Mladšie paleozoikum chočského príkrovu — stephan, spodný a vrchný perm — má z hľadiska horninovej náplne charakter vulkanogénno-sedimentárnej formácie. Sedimenty vrchného karbónu sa geneticky viažu na prechodné prostredie. V perme sa sedimenty prechodného prostredia striedajú už s plytkým subakválnym prostredím so stabilným vodným režimom (E. Drnčík, 1969, V. Ďurovič 1971, A. Vozárová — J. Vozár 1975, 1977). Magmatická aktivita sa v perme chočského príkrovu sústredila do dvoch vulkanických fáz, ktoré sú svojou stavbou výrazne líniového charakteru.

* RNDr. Peter Muška, Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, Geologická ul. 13, 834 37 Bratislava.

RNDr. Jozef Vozár, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Okrem efuzívnych hornín v perme sa vo vrchnom karbóne, ale aj v spodnom perme vymedzili a charakterizovali medzivrstvové žilné intrúzie (V. Šťastný 1929, S. Vrána — J. Vozár 1969). Efuzívne horniny prvej a druhej vulkanickej fázy, ako aj horniny žilných telies vykazujú stabilný tholeitický trend, a preto sa zaradili do TH-série a čiastočne do prechodnej CA — TH-série magmatických hornín (J. Vozár 1977). V perme chočského príkrovu možno jednoznačne potvrdiť komagmatický charakter všetkých eruptívnych hornín. Sú to bázičné až intermediárne horniny a v zmysle novších výsledkov sme ich v samostanej práci nazvali TH-melafýr (synonymum TH-paleobazalt) a TH-porfýrit (islandit podľa práce S. R. Taylora — A. J. R. Whitta 1965).

Doterajšia analýza paleogeografických pomerov poukazuje na trógový charakter pôvodného bazénu chočského príkrovu, pričom jeho nadväznosť na blízky severogemerský a juhoveporský vývin sa dá preukázať z hľadiska litofaciálneho aj magmatického vývoja (A. Vozárová — J. Vozár 1975, 1977, J. Vozár 1977). Otvorenou je otázka orientácie primárnych sedimentačných bazénov, a tým aj celej strednej sedimentačnej oblasti, t. j. domovskej oblasti vyšších príkrovov (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973).

Mladšie paleozoikum chočského príkrovu je veľmi vďačným objektom paleomagnetického výskumu z hľadiska eruptívnych i sedimentárnych hornín. Hodnoty rotácie získané v dosť vzdialených pohoriach — Malé Karpaty, Tribeč, Nízke Tatry — dávajú prvú ucelenú predstavu o usmernení pôvodného bazénu, a to vo veľkých dĺžkových hodnotách (300—350 km). Ak berieme do úvahy získané hodnoty rotácie a bazálnu časť chočského príkrovu ako celok premietneme, v zmysle týchto hodnôt ($D_s = 258\text{--}265^\circ$) dostaneme usmernenie pôvodnej panvy v permskom období. Treba uviesť hodnoty, ktoré získal M. Krs (1969) z permu severnej časti gemerika (severogemerský vývin permu — $D_s = 209^\circ$). To znamená, že hodnota rotácie gemerika bola menšia ako pri chočskom príkrove, ale smer rotácie bol pri oboch jednotkách totožný. Rozdiely v hodnotách možno vysvetliť primárnym paleogeografickým obrazom, ako aj zložitými procesmi rotácie pri vzniku príkrovovej stavby.

Paleomagnetické údaje

Prvé informácie o paleomagnetickom výskume mladšieho paleozoika chočského príkrovu Nízkych Tatier a permu severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria boli známe už v roku 1965 (J. Kotásek — M. Krs in lit.). Znamenalo to nový pohľad na usmernenie pôvodných sedimentačných bazénov a dôležitý údaj na riešenie celého radu paleotektonických otázok (M. Krs 1967, 1969).

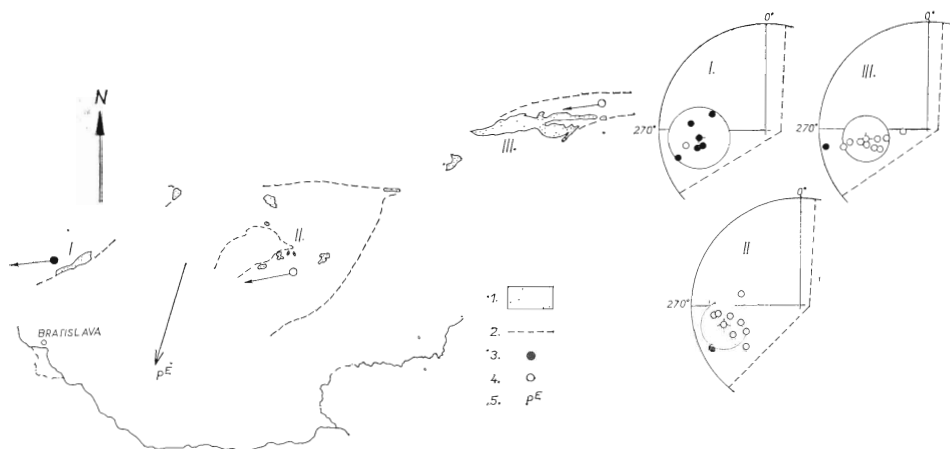
V súčasnej etape výskumu sme sústredili pozornosť na štúdium magnetických vlastností hornín permu a karbónu chočského príkrovu v oblasti Malých Karpát, Nízkych Tatier a Tribeča. Spracovali sme 900 vzoriek rozličných petrografických typov. Po zhodnotení testov stability v striedavom a tepelnom demagnetizačnom poli sa na ďalšie štúdium a spracovanie ukázali ako najvhodnejšie vulkanické horniny permu (P. Muška 1975, 1976, 1977). Tie boli podrobené demagnetizácii (t. j. čisteniu od sekundárnych zložiek), aby sa zistil generálny stredný paleosmer remanentnej magnetickej polarizácie (ďalej RMP).

V tab. I a na obr. 1 sú výsledky z výskumu vulkanitov permu chočského príkrovu v jednotlivých pohoriach Západných Karpát.

Tab. 1

Pohorie		n	φ_s°	λ_s°	D_s°	I_s°	K	α	Stratigrafické zaradenie
1.	Malé Karpaty (P. Muška 1975)	57	48,47°	17,30°	264,78°	27,17°	3,10°	15,90°	vulkanity — perm chočská jednotka
2.	Nízke Tatry (P. Muška 1976)	140	48,97°	19,70°	261,24°	—28,74°	15,93°	11,80°	vulkanity — perm chočská jednotka
3.	Tribeč (P. Muška 1977)	29	48,48°	18,53°	258,32°	—20,69°	7,68°	10,34°	vulkanity — perm chočská jednotka
4.	južne od Sp. Novej Vsi a SZ od Košíc (M. Krs 1969)	195	48,83°	20,50°	209,20°	—16,90°	4,61°	5,33°	sedimenty permo-triasu sev. časti Spišsko-gem. rud.
5.	Euroázia	38	50,00°	15,00°	196,68°	—13,63°	32,37°	4,14°	štatisť. odvod. perm

- n — počet vzoriek
 φ — zemepisná šírka
 λ — zemepisná dĺžka
 D_s — stredný smer deklinácie
 I_s — stredný smer inklinácie
 K — koeficient zomknutosti
 α = vrcholový uhol kužela spoľahlivosti pri 95 % pravdepodobnosti



Obr. 1. Rozšírenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky v Západných Karpatoch. 1 — mladšie paleozoikum chočskej jednotky na povrchu 2 — mladšie paleozoikum v podloží mladších útvarov, 3 — kladná polarita RMP, 4 — záporná polarita RMP, 5 — smer RMP v období permu pre Euroáziu. I — Malé Karpaty, II — Tríbeč, III — Nízke Tatry.

Fig. 1. Extension of the Late Paleozoic of the Choč nappe in the West Carpathians Mts. Explanations: 1 — Late Paleozoic units on the surface, 2 — the same, covered by younger formations, 3 — positive RMP polarity, 4 — negative RMP polarity, 5 — RMP direction for the Permian of Eurasia, I — Malé Karpaty Mts., II — Tríbeč Mts., III — Nízke Tatry Mts.

Malé Karpaty. Po tepelnej, striedavej alebo v niektorých prípadoch aj kombinovanej demagnetizácii vzoriek sme získali ucelenú skupinu smerov remanentnej magnetickej polarizácie so strednou hodnotou $D_s = 264,78^\circ$ a $I_s = 27,17^\circ$. Vrcholový uhol kužeľa spoľahlivosti $\alpha_{0,05} = 15,90^\circ$. Stredný smer nezodpovedá štatisticky zistenému smeru pre perm Euroázie, ktorý je $D_E = 196,68^\circ$ a $I_E = -13,63^\circ$. Údaje D_E , I_E prevzaté z literatúry (M. Krs 1969) sú štatisticky získané hodnoty a priradené k súradniciam $\varphi = 50^\circ\text{N}$, $\lambda = 15^\circ\text{E}$. Kladnú polaritu RMP pravdepodobne spôsobila mobilita chočskej jednotky pri jej nasunutí. Odklon deklinácie Malých Karpát D_s od smeru deklinácie pre Euroáziu je $\Delta D = 68,10^\circ$.

Nízke Tatry. Izolovaním nestabilných lokalít z oblasti Nízkych Tatier a po výbere lokalít vhodných na paleomagnetické štatistické spracovanie dostávame skupinu smerov, ktoré možno charakterizovať stredným smerom $D_s = 261,24^\circ$ a $I_s = -28,74^\circ$. Vrcholový uhol kužeľa spoľahlivosti pre $\alpha_{0,05} = 11,80^\circ$. Tento smer je totožný s generálnym smerom paleodeklinácie permských vulkanických hornín Malých Karpát. Oproti smeru pre Euroáziu je rozdiel $\Delta D = 64,56^\circ$.

Tríbeč. Výsledky získaním paleomagnetických charakteristík vulkanitov chočskej jednotky Tríbeča sa približujú výsledkom predchádzajúcich pohorí. Stredný smer deklinácie je $D_s = 258,32^\circ$ a $I_s = -20,96^\circ$. Rozdiel oproti smeru pre Euroáziu je $D = 61,64^\circ$. Vrcholový uhol kužeľa spoľahlivosti paleosmeru Tríbeča pre perm je $\alpha_{0,05} = 10,34^\circ$.

Testy stability vzoriek v striedanom tepelnom demagnetizačnom poli jednoznačne potvrdili, že nejde o sekundárnu, lež o primárnu remanentnú magnetickú polarizáciu. Prítomnosť stabilných magneticky tvrdých komponentov (hematit, magnetit, titanomagnetit) zistených meraním závislosti magnetickej polarizácie od teploty tento fakt potvrdzuje (P. Muška 1975).

Výsledky M. Krsa (1969) zo štúdia permotriasových sedimentárnych hornín

v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria pomerne dobre korelujú so štatisticky zistenými údajmi smeru pre Euroáziu. Zhodná polarita a približne zhodný smer deklinácie spadajúci do intervalu spoľahlivosti $\alpha_{0,05}$ potvrdzujú objektivnosť získaných teoretických hodnôt paleosmeru pre perm Euroázie.

Z našich výskumov vychodí, že hodnota deviácie, získaná rozdielom hodnoty deklinácie permských vulkanitov chočskej jednotky a hodnoty deklinácie pre perm Euroázie, je pomerne konštantná (Malé Karpaty = $68,10^\circ$; Nízke Tatry = $64,55^\circ$; Tríbeč = $61,64^\circ$). Z uvedeného možno usudzovať o priebehu transportu chočského príkrovu, a to jeho rotáciou v smere hodinových ručičiek o uhol $65^\circ \pm 3^\circ$ vzhľadom na smer permu Euroázie. To znamená, že ak dnešné výskyty mladšieho paleozoika chočského príkrovu pootočíme späť o $65^\circ \pm 3^\circ$ (t. j. proti smeru hodinových ručičiek), dostaneme ich pôvodnú orientáciu v období permu.

Takto získané údaje o usmernení chočského sedimentačného priestoru (ktorý mal v mladšom paleozoiku charakter trógu značných dĺžkových rozmerov) sú vhodným materiálom na vytvorenie palinspastických schém, najmä po doplnení údajov z permu gemerika a veporika.

Pri štúdiu a porovnávaní hodnôt paleomagnetickkej inklinácie jednotlivých stredných smerov RMP sme zistili pomerne veľký rozdiel medzi hodnotou strednej inklinácie vulkanitov Malých Karpát ($I_s = 27,17^\circ$) oproti inklinácii ostatných pohorí včítane štatisticky zistenej strednej inklinácie permu Euroázie ($I_s = -13,63^\circ$). Tento jav možno označiť za sekundárny, a to v dôsledku mladších vertikálnych pohybů jednotlivých blokov vplyvom priečnej zlomovej tektoniky.

Zhrnutie hlavných výsledkov

1. Chočský príkrov, ktorého bazálnu časť budovalo mladšie paleozoikum pri tektonickom transporte z pôvodného sedimentačného priestoru, sa v dôsledku nerovnomerného pôsobenia tangenciálnych síl otočil o uhol $65^\circ \pm 3^\circ$. Rozptyl hodnôt paleoinklinácie v jednotlivých pohoriach zapríčinili vertikálne pohyby blokov ako dôsledok priečnej zlomovej tektoniky.

2. Výsledky dosiahnuté už na tomto stupni poznania sú veľmi závažné pre rekonštrukciu palinspastického obrazu útvarov mladšieho paleozoika Západných Karpát. Mladšie paleozoikum chočskej jednotky bolo podľa doterajších výsledkov litostratigrafických výskumov späté s internou (osovou) časťou strednej sedimentačnej oblasti medzi pôvodne obnaženými oblasťami budovanými starším paleozoikom (gemerikom a veporikom). To znamená, že sedimentačný priestor chočského príkrovu pravdepodobne nadväzoval na okrajové výviný uvedenej oblasti, t. j. severogemerský a juhoveporský (pozri A. Vozárová — J. Vozár 1975, 1977). Výskum paleomagnetizmu z permu severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (M. Krs 1969) a chočského príkrovu v Nízkych Tatrách, Tríbeči a Malých Karpatoch (P. Muška 1976, 1977) túto možnosť koexistencie uvedených vývinov v pôvodnej strednej sedimentačnej oblasti potvrdzuje.

3. Úvahu o trógovom charaktere sedimentačného priestoru chočského príkrovu s dominantným líniovým typom vulkanizmu v období mladšieho paleozoika potvrdzujú aj výsledky štúdia paleomagnetizmu.

4. Porovnanie erupčných hornín prvej a druhej vulkanickej fázy (J. Vo-

z á r 1971) vykazuje nepatrné odchýlky v paleomagnetických hodnotách hornín oboch vulkanických fáz, pretože vznikli v rozličnom časovom období (spodný a vrchný perm).

5. Pri zostavovaní palinspastických modelov a schém mladšieho paleozoika a mezozoika v Západných Karpatoch je stále otvorená otázka orientácie pôvodných sedimentačných priestorov, a tým aj otázka primárneho alebo sekundárneho vyklenutia karpatského oblúka. Z dnešného rozšírenia mladšieho paleozoika chočského príkrovu (prevažne smeru V—Z) sa odvodzovala aj pôvodná orientácia sedimentačného bazénu. Bolo by to logické aj vo vzťahu k iným jednotkám Západných Karpát, príp. aj v relácii k štruktúrnym jednotkám Východných Álp, avšak novšie výsledky z výskumu paleomagnetizmu (J. K o t á s e k — M. K r s 1965, M. K r s 1969, P. M u š k a 1975) sú podkladom pre nové interpretácie.

Problém pôvodnej orientácie sedimentačného priestoru je podstatne zložitejší, najmä ak sa berú do úvahy údaje z paleontologického výskumu, na základe ktorých možno uvažovať o rotácii chočskej jednotky v hodnote $65 \pm 3^\circ$ oproti orientácii deklinácií permu Euroázie (t. j. rotácia vo smere hodinových ručičiek). To znamená, že pôvodný smer osovej časti sedimentačného priestoru chočského príkrovu získame spätným pootočením dnešnej orientácie výskytov o $65^\circ \pm 3^\circ$ proti smeru hodinových ručičiek. V relácii k dnešnej orientácii mal sedimentačný priestor chočského príkrovu v perme generálne usmernenie SV—JZ až SSV—JJZ. To znamená, že aj pôvodnú orientáciu mladopaleozoických, hlavne permských bazénov v palinspastickom obraze treba korigovať v tomto smere. Podľa údajov M. K r s a (1969) aj usmernenie sedimentačného priestoru severogemerského permu treba v zmysle výsledkov paleomagnetických meraní poopraviť. Tým získavame konkrétne údaje o orientácii strednej sedimentačnej oblasti s dominantnými vývinmi mladšieho chočského a severogemerského paleozoika. Doplnkom k celkovému obrazu tejto oblasti budú hodnoty rotácie z juhoveporského vývinu vrchného karbónu a permu.

Doručené 3. 10. 1977

Odporučil A. Biely, M. Krs

LITERATÚRA

- Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guidebook for Geol. ex. X. Congr. of Carpathian — Balkan geol. assoc. Geol. úst. D. Štúra (Bratislava), 44 p.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De lápartenance des nappes des Karpates occidentales internes. XXIII. Inter. Geol. Congr. 3 (Praha), p. 87—92.
- Drnzík, E. 1969: O zrudnení typu mednatých pieskovcov v perme melafýrovej série na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. Mineralia slov., 1, č. 1. s. 7—38.
- Iľavská, Z. 1964: Sporen und Hystrichosphaeritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. zbor. Geologica carpath., (Bratislava), 15, s. 227—232.
- Kotásek, J. — Krs, M. 1965: Paleomagnetic investigations of the West Carpathians of Czechoslovakia, Geofyz. zbor., 13, s. 483—510.
- Krs, M. 1969: Paleomagnetizmus. Praha, Academia.
- Mahel, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathians-Balkan regions Bratislava, Geol. inšt. D. Štúra, 453 s.
- Muška, P. 1975: Paleomagnetický výskum mladopaleozoických hornín chočskej jednotky v oblasti Malých Karpát. Manuskript — Kat. geofyz. PF UK. 70 s.
- Muška, P. 1976: Paleomagnetizmus v Západných Karpatoch — paleomagnetický výskum predterciárnych hornín. Manuskript — Geofyzika Bratislava. 40 s.

- Planderová, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. Geol. práce, Spr. 60 (Bratislava).
- Sitár, V. — Vozár, J. 1973: Die ersten Makroflora-Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, s. 441—448.
- Šťastný, V. 1927: Studie o tzv. melafýrech v Nízkych Tatrách na Slovensku. Rozpr. II. tř., Česká akad. věd, 36, č. 29 (Praha), s. 1—32.
- Soffel, H. 1975: The paleomagnetism of the Permian effusives near St. Anton (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps through 60°. Neues Jahrb. f. Geol. n. Pal. 6. (Stuttgart) pp. 375—383.
- Taylor, S. R. — White, A. J. R. 1965: Geochemistry of andesites and the growth of continents. Nature, 208.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 81—96.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1977: The upper carboniferous of the West Carpathians. Geol. práce, Spr. 67 (Bratislava), s.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1977: Paleogeography of the permian of the West Carpathians. Proceed. of the XI. sj. KBGA (Kyjev).
- Vozár, J. 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. práce. Spr. 55 (Bratislava), s. 131—137.
- Vozár, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier. Západné Karpaty, séria min., petr., geoch., ložiská, 1 (Bratislava), s. 7—49.
- Vozár, J. 1976: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tribeč. Západné Karpaty, séria min., petr., geoch., ložiská, 2 (Bratislava), s. 151—187.
- Vozár, J. 1977: Magmatické horniny tholeitickéj série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Mineralia slov., 9.

Paleomagnetism of Upper Paleozoic rocks from the Choč nappe (West Carpathians Mts.)

PETER MUŠKA — JOZEF VOZÁR

First information on paleomagnetic properties of Upper Paleozoic of the Choč nappe in the Nízke Tatry Mts. and from Permian rocks of the northern Spišsko-gemerského rudohoria Mts. has been obtained in 1965 (J. Kotásek — M. Krs 1965). Paleomagnetic investigations were recommenced by authors on Permian and Carboniferous rock samples from the Choč nappe in the Malé Karpaty, Tribeč and Nízke Tatry Mts. 900 samples of eruptives as well as sediments having different petrographical composition were treated. After evaluation of stability tests in both alternating and thermal demagnetisation field, Permian volcanites appeared the most suitable for further treatment (P. Muška 1975).

Malé Karpaty Mts. area: After thermal and alternating demagnetisation, or in some cases also after combined demagnetisation of samples, a compact set of directions of residual magnetic polarisation has been obtained around a mean value of $D_s = 264.78^\circ$; $I_s = 27.17^\circ$. The apex angle of reliability α 0.05 is as equal to 15.90° . Obtained average direction of the residual polarisation does not correspond to statistically evaluated Permian one for Eurasia which appears to be $D_E = 196.68^\circ$; $I_E = -13.63^\circ$. Values of D_E ; I_E were taken from literature (M. Krs 1964, 1978) and as statistical means they were arranged

to coordinates $\varphi = 50^\circ\text{N}$; $\lambda = 15^\circ\text{E}$. The deflection between D_s value obtained for the Malé Karpaty Mts. area and the mean direction of declination for Eurasia was evaluated as to be $\Delta_D = 68.10^\circ$. A positive residual magnetisation polarity is probably due to the mobility of the Choč nappe during its overthrusting.

Nízke Tatry Mts. area: Having isolated unstable samples, a set of reliable ones for statistical evaluation has been obtained from this area, suitable for statistical evaluation. Mean directions are: $D_E = 261.24^\circ$; $I_s = -28.74^\circ$. Obtained apex angle of reliability was $\alpha_{0.05} = 11.80^\circ$. Deflection in declination as regard to the mean value for Eurasia is $\Delta_D = 64.56^\circ$. The obtained value of declination corresponds to average Permian paleodeclination of volcanites from the Malé Karpaty Mts. area.

Tribeč Mts. area: Mean direction of declination is $D_s = 258.32^\circ$; $I_s = -20.96^\circ$, apex angle of reliability was $\alpha_{0.05} = 10.34^\circ$. The deflection as regard to Eurasian direction is $\Delta_D = 61.64^\circ$. Obtained results are near to values from former areas.

Stability tests in alternating as well as thermal demagnetisation field clearly proved that obtained results represent primary residual magnetic polarisation. This statement has been ascertained by presence of stable, magnetically hard components (P. Muška 1975).

Paleomagnetic results achieved by M. Krs (1969) from Permotriassic sedimentary rock samples of the northern Spišsko-gemerské rudohorie Mts. area show good correlation with statistical direction values for Eurasia. Identical polarity and roughly identical declination directions fall inbetween reliability angle of $\alpha_{0.05}$, and so prove different alpine tectonic history of the gemeride Permian and that of the Choč nappe.

Results proved relatively constant deviations between declination values of Permian volcanites from the Choč nappe and Permian declination of stable Eurasia (Malé Karpaty Mts. = 68.10° ; Nízke Tatry Mts. = 64.55° ; Tribeč Mts. = 61.64°). These values point to tectonic transport of the Choč nappe from its primary sedimentation area by clockwise rotation amounting $65 \pm 3^\circ$ relative to Permian of stable Eurasia. Original Permian disposition of investigated samples may be so projected by their anticlockwise rotation by 65° .

Achieved results on samples belonging to the Choč sedimentation area (which had to have the shape of an elongated through, according to sedimentological and paleovolcanological investigations of A. Vozárová — J. Vozár, 1975, 1977) are suitable matter for palinspastic scheme design, after additional results will be obtained from Permian rock samples from both veporide and gemeride area. Comparising mean values of residual paleomagnetic inclination, considerable difference has been ascertained between mean value from Permian volcanites of the Malé Karpaty Mts. area ($I_s = 27.17^\circ$) and other studied areas including statistical mean Permian inclination of stable Eurasia ($I_s = -13.63^\circ$). This phenomenon is a secondary one and may be explained by subsequent vertical mobility of individual blocks during younger transversal faulting.

Preložil I. Varga

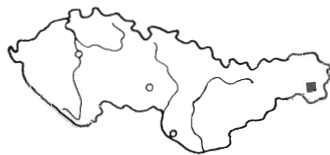
Geologická stavba náleziska zemného plynu Bánovce

(6 obr. a tab. v texte)

JOZEF ČVERČKO — GEJZA MIKITA — JÁN OČOVSKÝ*

Геологическое строение месторождения природного газа Бановце (Восточная Словакия)

С точки зрения структурного развития территория бановецкой элевации восточнословацкого неогена принадлежит к очень сложной геологической области. В работе описывается геологическое строение района на основании интерпретации новых данных буровых и геофизикальных работ.



Geological structure of the Bánovce gas-pool (Eastern Slovakia)

The area of the Bánovce elevation belongs structurally among most complicated ones in the East Slovakian Neogene basin. Newest interpretation of the edifice is given, according to up to-date results of geophysical investigations and drilling.

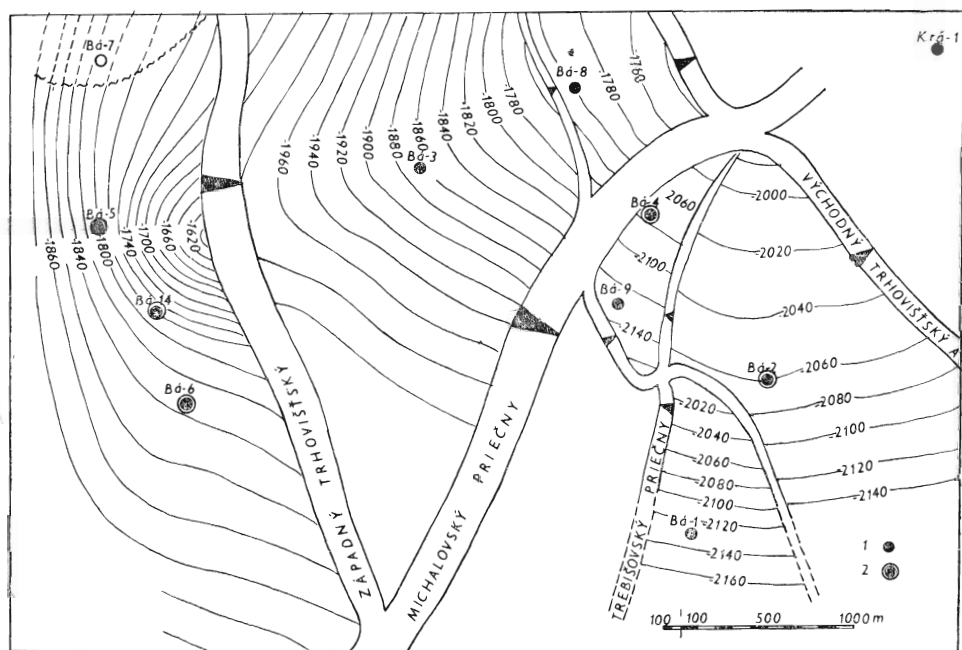
Úvod a história vývoja náhľadov na geologickú stavbu

Prieskum bánovskej elevácie sa začal pomerne dávno. Prvý vrt tu bol vyhlbený už v roku 1962. Pretože významnejšie akumulácie bitúmenov nezistil, v prieskume sa pokračovalo až v roku 1965 vrtom Bánovce-2. V najvrhnejšej časti badenu (v klčovskom súvrství) overil prítok plynu s hospodárskym významom. Vrt Bánovce-3 z roku 1967 však bol negatívny. Práce sa takmer na päť rokov z viacerých príčin zastavili.

Hlavným dôvodom bol nedostatok vrtnej kapacity (tá bola sústredená v perspektívnejšej oblasti — Stretava, Ptrukša). Podkladom na obnovenie prieskumu v roku 1972 bolo komplexné spracovanie vrtných a geofyzikálnych podkladov R. Rudinca (1967). Na vysokej kryhe západného trhovištského zlomu bol vyhlbený vrt Bánovce-5, ktorý zistil niekoľko plynových ložísk v najvrhnejšom badene. To dalo podnet zintenzívniť prieskum. Ďalšiu ucelenú interpretáciu geologickej stavby náleziska zemného plynu Bánovce obsahoval orientačný výpočet zásob k 1. 12. 1975 (E. Palšová — R. Rudinec — C. Tereska

* RNDr. Jozef Čverčko, CSc., p. g. Gejza Mikita, Ján Očovský, Nafta, n. p., 071 01 Michalovce.

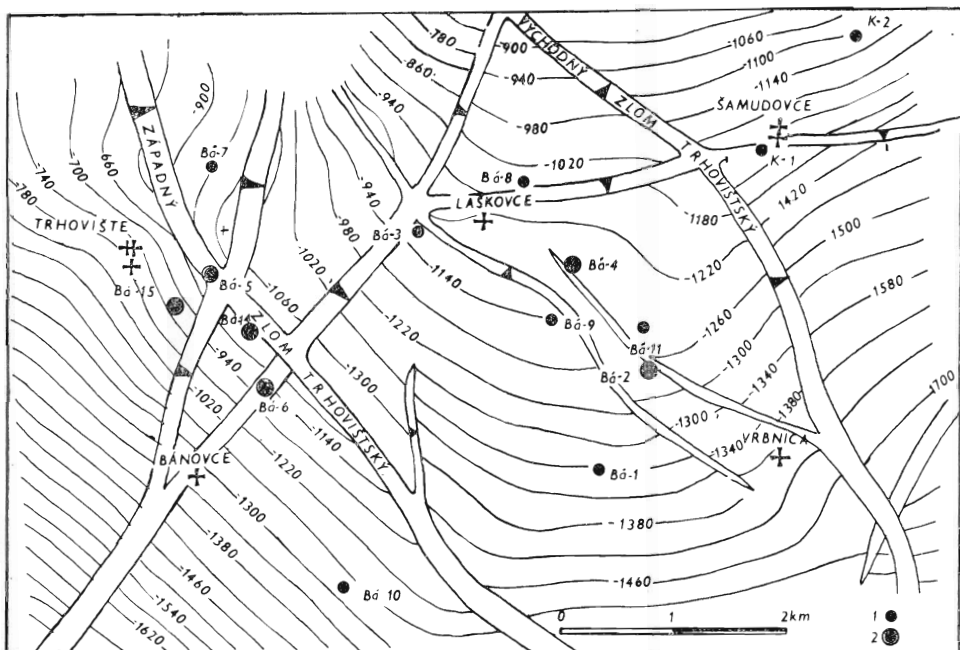
1975). Odhad zásob zemného plynu bányvskej oblasti obsahuje aj práca K. Bílka (1975). V rámci intenzívneho prieskumu sa pomerne rýchlo odvrátil perspektívny priestor (obr. 1), ale bez želaného efektu (6 vrtov bolo negatívnych), a preto sa výsledky prehodnotili. Prvým krokom bola reinterpretácia reflexno-seizmického merania (R. Lukášová — M. Mořkovský — C. Tereska 1976; obr. 2). Pri spracúvaní sa použili všetky kvalitné reflexno-seizmické merania profilov. Základným materiálom na spracovanie boli časové rezy odmerané v rokoch 1972—1974 metodikou spoločného reflexného bodu (SRB). Stratigrafické údaje použité v spomenutom, ako aj v našom spracovaní sú z najnovších mikrobiostratigrafických analýz a podrobných korelácií EK diagramov R. Jiříčka (1976). Pretože preukaznej fauny je v bányvskej oblasti pomerne málo, niektoré hranice, ktoré udáva R. Jiříček (1976) v úsekoch bez fauny, sme museli upraviť odlišnou koreláciou EK diagramov, seizmických materiálov a využitím naftovo-geologických výsledkov. Znovu spracovať a prehodnotiť skúmanú oblasť nás prinútila skutočnosť, že alternatívne spracovanie



Obr. 1. Štruktúrna mapa vrchnej hranice bolivínovo-bulimínového pásma (C. Tereska — G. Mikita 1975)

1 — vrty, 2 — vrty s prítokom plynu, mp — michalovský priečný zlom, pb — protiklonný bányvský zlom, tv — východný trhovišský zlom, tz₁ — západný trhovišský zlom (prvý), tz₂ — západný trhovišský zlom (druhý), ts — trhovišský zlomový systém

Fig. 1. Structural map on the upper boundary of Bolivina-Bulimina zone (C. Tereska — G. Mikita 1975). Explanations: 1 — realized drill-holes, 2 — drill-hole with flow of gas, mp — Michalovce transversal fault, tv — Trhovište eastern fault, pb — Bánovce antithetic fault, tz₁ — first Trhovište western fault, tz₂ — second Trhovište western fault, ts — Trhovište fault system



Obr. 2. Štruktúrna mapa rozhrania sarmat — baden (R. Lukášová, M. Mořkovský 1976)

Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 2. Structural map on the Sarmatian—Badenian boundary (R. Lukášová — M. Mořkovský 1976). Explanations as in Fig. 1.

R. Lukašovej a M. Mořkovského (obr. 2) neumožňovalo robiť ďalší prieskum najmä v okolí vrtu Bánovce-2 a nevysvetľovalo negatívnosť niektorých vrtov vo „vyšších“ štruktúrnych polohách (Bán-9, 11). Ďalej výsledky predložené vo výpočte zásob (E. Palšová — R. Rudinec — C. Tereska 1976; obr. 1) sa dosť podstatne odlišovali od výsledkov získaných pri vrtoch Bán-11, 14 a 15. Aj nové spracovanie je alternatívne a bude sa spresňovať v priebehu ďalšieho prieskumu. Doplná ho orientačný výpočet zásob zemného plynu (ten nepublikujeme) a návrh na dopĺňajúci pioniersky a sledný prieskum.

Stručný prehľad litológie a stratigrafie

Litologický opis stratigrafických stupňov uvádzame iba prehľadne.

Najstarším neogénnym stupňom známym z trhovištsko-bánovskej oblasti je karpát. Zistili ho vrty Trhovište-1 a Trhovište-26 a dosahuje takmer 1500 m mocnosť. V bánovskej štruktúre jeho prítomnosť iba predpokladáme. Soľonosné súvrstvie rozdeľuje karpát na spodnú a vrchnú časť. V spodnej časti prevládajú sivé až tmavosivé vápenaté ilovce s tenkými preplástkami svetlosivých vápenatých pieskovcov, vo vrchnej fialovohnedé škvrnité vápenaté ilovce s podradným zastúpením svetlosivých vápenatých pieskovcov.

Spodný baden sa priamo v bánovskej štruktúre nezistil. V širšom okolí toto súvrstvie budujú tmavosivé vápenaté ílovce, svetlosivé vápenaté pieskovce, premenené ryolitové tufy a tufity. Vek súvrstvia je preukázaný mikropaleontologicky.

Bez zreteľného prerušenia pokračuje sedimentácia do nadložného stredného badenu — pásma aglutinancií. Litologický charakter súvrstvia je podobný ako v spodnom badene. Ku koncu tohto pásma vznikajú v lagunárnom prostredí evaporitické sedimenty, predovšetkým kamenná soľ. Splytčovanie a postupné zanášanie sedimentačného priestoru možno pozorovať v bolívínovo-bulimínovom pásme (spodné bulimíny), ktoré sa zaraďuje do spodnej časti vrchného badenu. Na konci je pásmo úplne zanesené, sedimentačný priestor degradovaný a transgresia klčovského súvrstvia (vrchná časť vrchného badenu v doterajšom poňatí) vniká do úplne nových priestorov. Klčovské súvrstvie možno rozdeliť na spodnú (detriticko-piesčitú) a vrchnú (pelitickú) časť. Medzi bánovskou a blízkou lastomirskou eleváciou sa klčovské súvrstvie podstatne biostratigraficky mení. Prechádza z brackickej fácie do morskej — do vrchných bulimín. V lastomírskej oblasti sa klčovské súvrstvie zamieňalo s bolívínovo-bulimínovou zónou (spodné bulimíny), a preto sa tu chybné interpretovala tektonika, ale najmä aktivita falkušovského zlomu.

Sarmat. Hranica medzi sarmatom a badenom nie je ostrá a možno pozorovať skôr postupný prechod. Podľa mikropaleontologických spoločenstiev sa súvrstvie sarmatu rozdeľuje na cibicídové pásmo (netypický spodný sarmat), pásmo veľkých elfidií, hauerinové a porosoniové pásmo. Prvé dve pásma patria do spodného sarmatu. Hauerinové pásmo, ktoré reprezentuje stredný sarmat, a porosoniové pásmo, reprezentujúce vrchný sarmat, sú v bánovskej štruk-

Stratigrafia realizovaných vrtov

Tab. 1

Vrt	Pliocén	Sarmat		Baden		
		vyšší	spodný	vrchný		stredný
				klčovské súvrstvie	bolívínovo-bulimínová zóna	
Bánovce-1	208,00	555,00	1410,00	2173,00	2501,00	—
Bánovce-2	225,00	538,00	1380,00	2060,00	3100,00	—
Bánovce-3	190,00	560,00	1248,00	1960,00	2076,00	—
Bánovce-4	227,00	639,00	1370,00	2195,00	—	—
Bánovce-5	214,00	502,00	911,00	1860,00	2203,00	—
Bánovce-6	146,00	491,00	1188,00	1950,00	2105,00	—
Bánovce-7	132,00	509,00	1011,00	1765,00	2089,00	—
Bánovce-8	120,00	514,00	1146,00	1915,00	2095,00	—
Bánovce-9	193,00	567,00	1245,00	2300,00	2400,00	—
Bánovce-10	285,00	765,00	1395,00	2055,00	2300,00	—
Bánovce-11	223,00	565,00	1342,00	2300,00	—	—
Bánovce-14	121,00	485,00	1008,00	2110,00	2685,00	2916,00
Krásnovce-1	250,00	554,00	1425,00	2310,00	2501,00	—
Krásnovce-2	260,00	483,00	1222,00	1950,00	2468,00	—

túre vyvinuté v sladkovodnej fácií, a to ako spodné sivé vrstvy tufiticko-lignitickej série J. Janáčka (1958, 1959).

Pliocén (vrchný panón?) tu zastupuje pozdišovská štrková formácia, ktorú buduje štrk, piesok, pestrý, prevažne červenoškvrnitý íl a v menšej miere žltohnedoškvrnitý íl.

Stratigrafia realizovaných vrtovej je v tab. 1.

Tektonika a štruktúrne pomery širšieho okolia bánovskej elevácie

Na geologickej stavbe skúmaného územia sa zúčastňujú zlomy priečného a pozdĺžneho smeru. Trhovištský zlomový systém, ktorý rozdeľuje územie na východnú a západnú časť, v priestore vrtovej Bánovce-7 a Bánovce-6 tvoria dva zlomy (tz_1 , tz_2), ktoré sa asi 1100 m južne od vrtu Bánovce-6 spájajú, a trhovištský zlomový systém sa stáča zo severojužného do severozápadného smeru. Smer sklonu zlomov je 60—70° na východ, resp. severovýchod.

Západný trhovištný zlom (tz_1) redukuje vrty Bán-6 v hĺbke 340 m, Bán-14 v hĺbke 1000 m a Bán-6 v hĺbke 1300 m. Výška skoku na hranici sarmat — klčovské súvrstvie kolíše od 150 do 520 m a na hranici klčovské súvrstvie — bolivínovo-bulimínová zóna od 270 do 590 m.

Západný trhovištný zlom 2 (tz_2) redukuje vrty Bán-15 v hĺbke 1250 m, Bán-7 v hĺbke 630 m a Bán-6 v hĺbke 1950 m. Výška skoku na hranici sarmat—baden kolíše od 130 do 210 m a na hranici klčovské súvrstvie — bolivínovo-bulimínová zóna od 160 do 210 m.

Trhovištný zlomový systém (ts). Ako sme uviedli, zlomy tz_1 a tz_2 sa južne od vrtu Bán-6 spájajú a vytvárajú mohutný zlom ts , ktorý redukuje vrt Bánovce-10 v hĺbke 990 m. Na hranici sarmat—baden dosahuje výška skoku 330 m a na hranici klčovské súvrstvie—bolivínovo-bulimínová zóna 490 m.

Východný trhovištný zlom (tv) s odštiepnym zlomom severne od vrtu Bánovce-11 má smer SZ—JV a je uklonený 60° na SV. Porušuje súvrstvie sarmatu a vrchnú časť vrchného badenu. V bazálnej časti badenu sa nedá jednoznačne interpretovať. Na hranici sarmat—baden dosahuje výška skoku okolo 150—175 m. Redukuje vrt Bánovce-3 v hĺbke 580 m, vrt Bán-11 v hĺbke 800 m a vrt Bán-9 v hĺbke 1030 m.

Priečny michalovský zlom (mp) a *protiklonný bánovský zlom (pb)* patria do tzv. priečného systému zlomov, ktorý je prakticky kolmý na trhovištný zlomový systém. V priestore bánovskej štruktúry majú zlomy smer V—Z, pričom v západnej časti elevácie sa stáčajú do smeru ZSZ—VJV. Protiklonný bánovský zlom, ako aj michalovský priečny zlom sa v tomto poňatí v štruktúre interpretujú po prvýkrát.

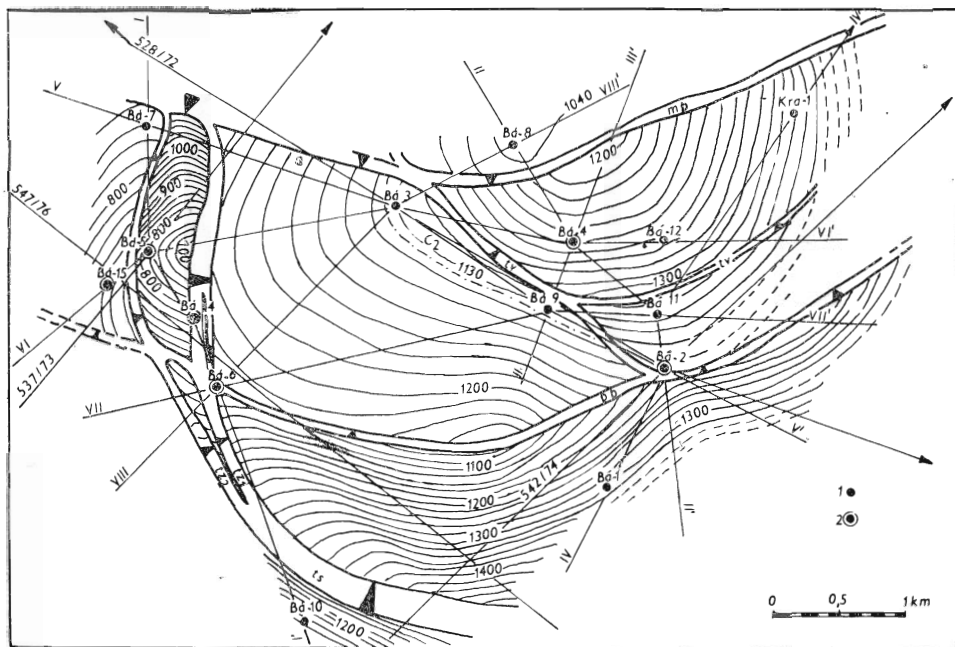
Michalovský priečny zlom sa doteraz interpretoval tak, že sa v priestore vrtu Bánovce-3 prudko stáčal na juhozápad (obr. 1). Podľa doterajších vrtných výsledkov sa nedá sledovať medzi vrtmi Bánovce-14 a Bánovce-6 a ani medzi vrtmi Bánovce-6 a Bánovce-10. Jeho priebeh sa dá zistiť iba medzi vrtmi Bánovce-5 a Bánovce-7, pričom porušuje vrt Bánovce-7 v hĺbke 1220 m. Tento zlom ďalej porušuje vrty Bán-3 v hĺbke 1380 m, Bán-8 v hĺbke 100 m a v priestore vrtu Krásnovce-1 prechádza v hĺbke 2550 m. Výška skoku na hranici sarmat—baden kolíše v rozmedzí 130—170 m a na hranici klčovské súvrstvie—bolivínovo-bulimínová zóna v rozmedzí 370—395 m. Smer sklonu je 65° na J.

Protiklonný bánovský zlom redukuje vrty Bán-2 v hĺbke 1520 m, Bán-14 v hĺbke 2300 m a Bán-6 v hĺbke 1190 m. Na hranici sarmat—baden dosahuje výška skoku 60—120 m a na hranici klčovské súvrstvie—bolivínovo-bulimínová zóna 210—260 m. Smer sklonu je 67° na S.

O *genéze* a *funkcii* opísaných zlomov si možno utvoriť predstavu z predložených štruktúrnych máp a geologických rezov. Klasifikácia týchto zlomov sa zhoduje s klasifikáciou zlomov v iných častiach panvy (J. Čverčko 1974, 1975).

Trhovišťský zlomový systém (zlomy tz_1 , tz_2 , ts) vznikol hneď v zárodku formovania východoslovenskej neogénnej panvy, teda v najvrchnejšom badene — v klčovskom súvrství. Syngenéza zlomu je dokázaná v najvrchnejšom badene a v sarmate. Smerovo je súbežný s močariansko-toplianskym zlomovým systémom a je k tomuto systému protiklonný. Možno ho pokladať za vyrovnávací zlom k močariansko-toplianskemu. Prudký ohyb zlomu južne od vrtu Bánovce-6 zodpovedá prudkému ohýbu močariansko-toplianskeho zlomového systému pri Michalovciach.

Michalovský priečný zlom (mp) je výraznou syngenetickou poruchou v najvrchnejšom badene (klčovskom súvrství) a v sarmate. Zmenšovanie výšky skoku smerom k mladším vrstvám naznačuje menšiu mobilnosť poklesnutej kryhy v sarmate a v pliocéne. Aj tento zlom vznikol v klčovskom súvrství, ale

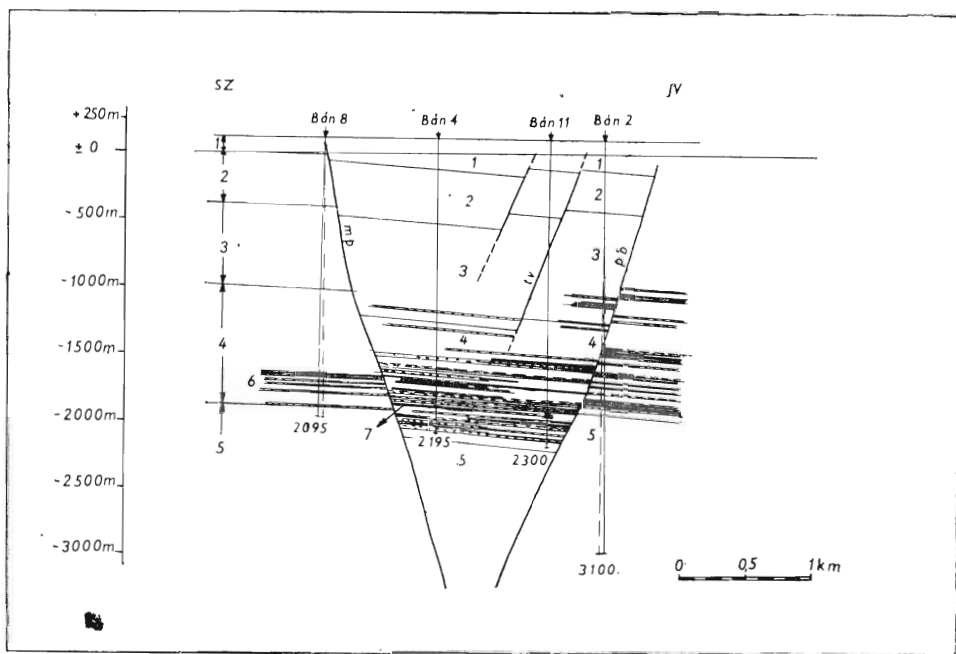


Obr. 3. Štruktúrna mapa rozhrania sarmat—baden (J. Čverčko — G. Mikita — J. Očovský 1977)
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 3. Structural map on the Sarmatian—Badenian boundary (J. Čverčko — G. Mikita — J. Očovský 1977). Explanations as in Fig. 1

Protiklonný bányový zlom vznikol v kľčovskom súvrství a bol aktívny cez sarmat až do pliocénu, pričom jeho aktivita vo vrchných sarmatských a pliocénnych vrstvách bola menšia, až napokon v najvrchnejšom pliocéne zlom zanikol.

Vysvetlivky ako pri obr. 1



Obr. 5. Geologický rez II—II' (J. Čverčko — G. Mikita — J. Očovský 1977)
 1 — pliocén, 2 — vyšší sarmat, 3 — spodný sarmat. 4 — vrchný baden—klčovské súvrstvie, 5 — vrchný baden bolivínovo-bulimínovej zóny, 6 — piesčité obzory (kollektorské horniny), 7 — obzory s prítokom plynu, mp — michalovský priečný zlom, pb — protiklonný bánovský zlom, tv — východný trhovištský zlom, tz₁ — západný trhovištský zlom (prvý), tz₂ — západný trhovištský zlom (druhý)

Fig. 5. Geological profile II—II' (J. Čverčko — G. Mikita — J. Očovský 1977). Explanations: 1 — Pliocene, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — Upper Badenian (Kolčovo beds), 5 — Upper Badenian (Bolivina-Bulimina zone), 6 — sandy horizons (collector rocks), 7 — horizons with gas flow-off. Faults: mp — Michalovce transversal fault, pb — Bánovce antithetic fault, tv — Trhovište eastern fault, tz₁ — 1st Trhovište western fault, tz₂ — 2nd Trhovište western fault.

Vrstvy sú uklonené od 2 do 29°. Sklony vrstiev spôsobilo nerovnomerné poklesávanie oblasti podľa zlomov. Deformácie vrstiev spôsobené vrásnením sú málo pravdepodobné.

Navýraznejšími štruktúrnymi prvkami z naftovo-geologického pohľadu sú poloklenby pri jednotlivých zlomoch, príp. monoklinály utesnené zlomami. Nás najviac zaujímajú štruktúrne tvary vrstiev v klčovskom súvrství, ktoré je v tejto oblasti najperspektívnejšie.

V západnej časti skúmanej oblasti je na vysokej kryhe západného trhovištského zlomu (tz₂) veľmi výraznou štruktúra na kryhe vrtu Bán-5. Ide o kombináciu monoklinály s poloklenbou. Vrstvy stúpajú od západu, resp. juhozápadu na východ, príp. na severovýchod a sú poloklenbovite uzavreté pri západnom trhovištskom zlome (tz₂). Prudký sklon vrstiev (až 29°) zapríčiňuje, že sa táto poloklenba nasycuje plynom iba v najvyšších štruktúrnych častiach pri zlome tz₂.

Kryha vrtu Bánovce-10 sa vyznačuje monoklinálnym uložením vrstiev, ktoré utesňuje trhovištský zlomový systém (ts). Vrstvy majú generálny smer SZ—JV a sú uklonené 13—15° na JZ. Veľká rozloha monoklinály ju zaraďuje medzi perspektívne úseky skúmanej oblasti.

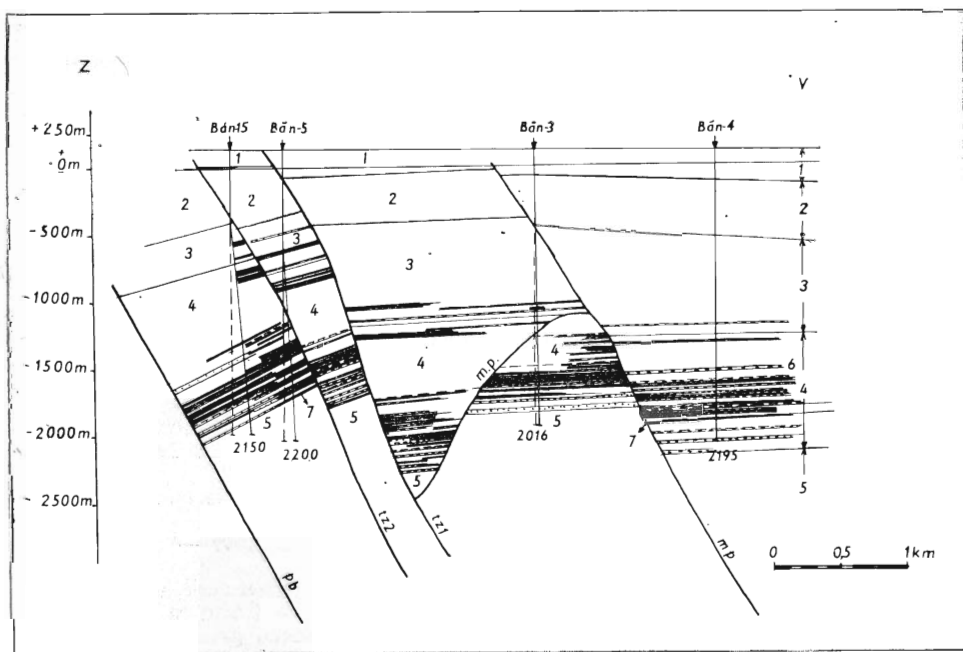
Monoklinálnu stavbu má aj medzikryha trhovištských zlomov (tz_1 , tz_2) východne od vrtu Bán-6. Smer vrstiev je tu ZSZ—VJV a vrstvy sú uklonené na J, resp. JJZ. Malá rozloha medzikryhy limituje perspektívnosť tejto štruktúry.

Poloklenbovú štruktúrnú stavbu má aj medzikryha východne od vrtu Bán-14. Vrstvy stúpajú od JZ na SV a sú poloklenbovite uzavreté pri trhovištskom západnom zlome (tz_1). Poloklenba má pomerne malý perspektívny význam. Veľké sklony vrstiev sú príčinou, že sa poloklenba nasycuje iba v najvyšších štruktúrnych polohách.

Východná časť skúmanej oblasti na poklesnutých kryhách trhovištského zlomového systému má pomerne jednoduchšiu stavbu. Sklony vrstiev sú tu miernejšie, od 2 do 7°.

Zo štruktúrneho hľadiska sa na stavbe územia zúčastňujú dve poloklenby.

Poloklenbová štruktúra na vysokej kryhe protiklonného bánovského zlomu (kryha vrtu Bán-2) patrí medzi najperspektívnejšie úseky skúmanej oblasti. Vrstvy generálne stúpajú od juhu na sever a pri protiklonnom bánov-



Obr. 6. Geologický rez VI—VI' (J. Čverčko — G. Mikita — J. Očovský 1977) Vysvetlivky ako pri obr. 5

Fig. 6. Geological profile VI—VI' (J. Čverčko — G. Mikita — J. Očovský 1977). Explanations as in Fig. 5.

skom zlome sa poloklenbovite uzatvárajú. Štruktúrne uzavretá dlhšia os poloklenby má pri zlome 2800 m a kratšia 800 m.

Na kryhe vrtu Bánovce-4 pri michalovskom priečnom zlome je ďalšia poloklenbová štruktúra. Plošný rozsah tejto poloklenby je menší. Dlhšia os má pri zlome 2000 m a kratšia 700 m. Generálny smer vrstiev je V—Z a sklon 5—6° na juh. Uzáver štruktúry je poloklenbový pri michalovskom priečnom zlome.

Perspektívna je aj vysoká kryha michalovského priečného zlomu, najmä úsek medzi vrtmi Bán-8 a Krás-2. Štruktúrne pomery tejto časti sa neinterpretujú jednoznačne, a preto vrcholovú časť poloklenby na tejto kryhe vyznačujeme iba čiarkovane.

Orientácia ďalšieho prieskumu

Nová interpretácia geologickej stavby náleziska zemného plynu Bánovce ukázala, že jej hlavnou produkčnou oblasťou nebude jej západná, ale východná časť.

Na realizáciu zamýšľaného projektu výsavby ťažobného strediska už v tejto päťročnici navrhujeme pokračovať v prieskume štruktúry odvrátaním ďalších pionierskych a sledných vrtov na vysokej kryhe protiklonného bánovského zlomu (p. b.; kryha vrtu Bánovce-2), na poklesnutej kryhe michalovského priečného zlomu (m. p.; kryha vrtu Bánovce-4) a v oblasti vysokej kryhy a medzikryhy trhovištského západného zlomu tz_1 a tz_2 na kryhách vrtov Bánovce-5 a Bánovce-14.

Samostatnou úlohou bude prieskum oblasti vysokej kryhy trhovištského zlomového systému (tz) na kryhe vrtov Bánovce-10, kde predpokladáme overenie plynového ložiska pozdĺž uvedeného zlomového systému.

Doručené 9. I. 1978

Odporučil I. Pagáč

LITERATÚRA

- Bílek, K. 1975: Výsledky hlbinného prieskumu na štruktúre Bánovce. Manuskript — Nafta Gbely.
- Čverčko, J. 1973: Klasifikácia zlomov vo VSN. Manuskript — Nafta Michalovce.
- Čverčko, J. 1974: Poznámky k dobe vzniku, aktivite, ako aj k niektorým ďalším klasifikačným znakom zlomov vo VSN. Zemní plyn — Nafta, 19, č. 2, s. 97—111.
- Janáček, J. 1958: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogénu na východním Slovensku se zřetelem k problémům průzkumu živíc. Manuskript — ČND Hodonín.
- Janáček, J. 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52 (Bratislava), s. 73—182.
- Jiříček, 1976: Stratigram neogénu oblasti Bánovce—Krásnovce—Lastomír. Manuskript — Nafta Gbely.
- Palšová, E. — Rudinec, R. — Tereska, C. 1975: Orientačný výpočet zásob plynového náleziska Bánovce k 1. 12. 1975. Manuskript — Nafta Michalovce.
- Rudinec, R. 1967: Výročná správa za rok 1967 pionierskeho prieskumu na štruktúre Bánovce. Manuskript — ČND Hodonín.
- Rudinec, R. 1976: Ložiská uhľovodíkov vo východoslovenskom neogéne. Mineralia slov., 8, s. 289—384.
- Tereska, C. 1970: Výročná geologická správa za rok 1969. Pioniersky prieskum oblasti Bánovce. Manuskript — Nafta Gbely.
- Tereska, C. 1974: Projekt geologických prác na rok 1974. Pioniersky a sledný prieskum oblasti Bánovce. Manuskript — Nafta Gbely.

Geological structure of the Bánovce gas-pool (East Slovakian Lowland)

JOZEF ČVERČKO — GEJZA MIKITA — JÁN OČOVSKÝ

The paper deals with results of hydrocarbon exploration which has been launched already in 1962. Complexity of the geological structure, not unambiguous correlation of some stratigraphical and/or lithological horizons resulted in proposition of several alternative solutions of the geological structure in the Bánovce gas-pool (Fig. 1 and 2). A new treatment of the area in question is again an alternative one and will be accurated in the course of forthcoming exploration (Fig. 3 to 6).

Lithological content of individual stratigraphical stages is presented only in outlines for the purposes of this paper. Following stratigraphical stages have been ascertained in the wider area of the Bánovce elevation: Karpatian, Badenian (Lower, Middle and Upper), Lower and Upper Sarmatian and Pliocene. Stratigraphy of realised drill-holes is presented in the Table 1.

Geological structure of the investigated area is influenced by longitudinal and transversal faults. The longitudinal Trhovište fault system delimiting the western and eastern part of the area is represented by two western Trhovište faults (tz_1 and tz_2), in the sites of Bánovce 6 and Bánovce 7 drill-holes, respectively. These faults join in a single huge fault (ts) southernly from the B-6 drill-hole site. Another fault of the same system is represented by the Trhovište eastern fault.

The Michalovce transversal fault and the Bánovce antithetic fault (pb) belong to the transversal fault system running practically in oblique directions to formers. These transversal faults have E—W strike in the Bánovce elevation area, while in its westernmost parts they turn in a WNW—ESE direction. The share of antithetic Bánovce fault and the Michalovce transversal fault on the structure has been interpreted for the first time in this manner.

Presented structural maps and profiles (Fig. 3—6) may furnish idea on the genesis and function of mentioned faults. The Trhovište fault system (faults tz_1 , tz_2 and ts) originated as from the very beginning of the East Slovakian basin formation, that is in the time of the Kolčovo beds sedimentation, during the Uppermost Badenian. Syngensis of the fault system is proved in the Uppermost Badenian and Sarmatian beds. The Michalovce transversal fault (mp) represented an outstanding syngenetic dislocation in Uppermost Badenian to Sarmatian, too. Its generation may be searched as early as the Kolčovo formation deposited, but it is relatively later to the Trhovište fault system or even to the similarly longitudinal Močariansko-Topľa fault system. The Michalovce transversal fault interconnects both these fault systems. The Bánovce antithetic fault originated in the Kolčovo beds acting from this time in Sarmatian and up to the Pliocene. The eastern Trhovište fault (tv) is the youngest one as far its generation is concerned. It originated probably during the Lower Sarmatian and acted in Sarmatian and in the Pliocene. Its role is like to an interconnecting and smoothing fault between the Michalovce transversal and the Bánovce antithetic ones.

Bedding tectonics of the investigated area is composed and it is one amongst

the most complicated structures of the East Slovakian Neogene. Plotted structural maps on two horizons and geological profiles (Fig. 3—6) may serve best idea on the bedding tectonics. Ascertained strata dips change between 2 and 29 degrees. Dips are caused by uneven subsidence of the area along single faults. Folding deformations of strata are less probable. Most pronounced structures from the viewpoint of the hydrocarbon preservation represent semi-domes along single faults or monoclines sealed by faults.

New interpretation of geological structures of the Bánovce gas-pool area manifested, that contrary to former views not the western part, but the eastern one will be the main producing region of natural gas. Pioneering and further exploration will be continued on the Bánovce upthrown block alongst the Bánovce antithetic fault (block of the Bán-2 drill-hole), on downthrown block of the Michalovce transversal fault (block of the Bán-4 drill-hole) as well as in the area of central blocks inbetween tz_1 and tz_2 faults (blocks of Bán-5 and Bán-14 drill-holes, respectively).

An independent exploration probleme will be investigation of the upthrown block area along the Trhovište fault system (ts) where gas occurence is supposed to exist alongst the mentioned fault system (block of the Bán-10 drill-hole).

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Petr Jakeš: **Geochemický vývoj Země**

(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 26. 10. 1977)

Vytvoření jednotlivých vrstev slupkovité stavby (jádro, plášť, kůra) terestrických planet následuje pravděpodobně záhy po sobě akreci (nabalování) již kondenzovaného (primitivního) materiálu. Jde pravděpodobně o jednorázový proces v horkém stavu — na hranici tavení — avšak původní kůra planet není právě pro dohasínající nabalování (akreci) zachována. Protože nejstarší datované horniny zemské kůry ($3,5 \times 10^9$ let) mají mnoho společných rysů s recentními horninami mobilních oblastí (středoocéánské hřbety, ostrovní oblouky, kontinentální okraje), je pro přirůstání kontinentální kůry vhodné použít aktualistického modelu.

Geochemický model přirůstání (a nabalování) kontinentální kůry na stará kratonická jádra předpokládá několikaetapový vývoj kontinentálních množství prvků. Od primitivního pláště to jsou:

I. vznik hornin druhé a třetí vrstvy oceánického dna v oblastech středoocéánských hřbetů (ultrabazické reziduum klesá zpět do pláště);

II. vznik geochemicky vyspělejší a zralejší asociace hornin ostrovních oblouků nad subdukčními zónami;

III. vytvoření hornin kontinentální provenience (andská asociace vyvřelých hornin s plutonickými ekvivalenty), vedoucí k množství a poměrům chemických prvků podobných vyzrálým kontinentálním oblastem;

IV. „zrání“ kontinentální kůry metamorfními a hydrotermálními procesy a sedimentární diferenciací.

Geologický vývoj plynonosné struktury Stretava ve východní části východoslovenské neogenní pánve

(3 obr. v textu)

MILAN MOŘKOVSKÝ — REGINA LUKÁŠOVÁ*

Геологическое строение газоносной структуры Стретава в неогене Восточной Словакии

Анализу были подвержены результаты буровых разведочных скважин а также новые рефлекссейсмические измерения методом общей рефлексной точки (СРБ) в восточной части восточнословацкой низменности. Обсуждены были вопросы возраста отмеченных разломов и их деятельность.



Geological development of the Stretava gas-pool in the eastern part of the East-Slovakian Neogene basin

Results of exploration drilling as well as recent results obtained by seismic reflection measurements using the method of common reflection point in the eastern part of the East-Slovakian Neogene basin are analysed. Problems concerning the geological structure and the Stretava gas-pool genesis as well as age relations of main faults are discussed.

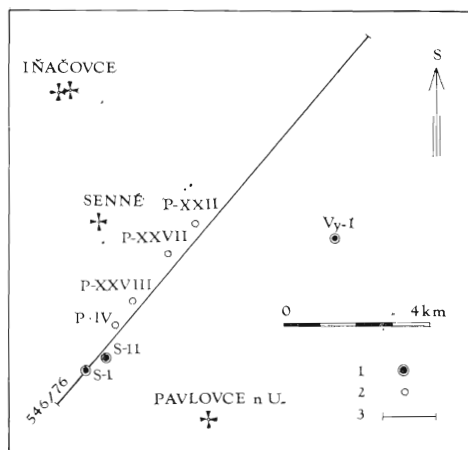
Elevační zóna sz.-jv. směru při v. okraji východoslovenské neogenní pánve, na které byly později hlubinnými vrty zjištěny průmyslové akumulace plyných živců, je známa od r. 1960. Byla zjištěna jak geofyzikálně (A. K o c á k — M. M o ř k o v s k ý 1965), tak i strukturními vrty do hloubek 600 m (J. Č v e r č k o — D. Ď u r i c a 1961).

Reflexně seizmickým měřením metodou společného reflexního bodu (SRB), provedeným v posledních letech, byly získány údaje, které dosavadní názory značně pozměňují.

Na vznik tohoto významného prvku — délka stretavsko-bánoveckého hřbetu (A. K o c á k — M. M o ř k o v s k ý 1968) činí asi 25 km — nejsou jednotné názory.

Již A. K o c á k (1962) zjišťuje, že v neogenní stavbě nejde pravděpodobně

* RNDr. Milan M o ř k o v s k ý, CSc., RNDr. Regina L u k á š o v á, Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 621 00 Brno.



Obr. 1. Přehledné situační schéma oblasti
1 — hluboké vrtý (Stretava, Vysoká), 2 —
strukturní vrtý (Pavlovce n. Uhom), 3 —
průběh seizmického profilu

Fig. 1. Situation scheme of the area.
Explanations: 1 — deep boreholes (Stre-
tava, Vysoká), 2 — structural boreholes,
3 — seismic profile.

o jednoduché kopírování podložního
hřbetu, poněvadž ten se v odvozených
tíhových mapách neprojevuje. Oproti
tomu J. J a n á ě k (1962) tam předpo-
kládá existenci úzkého hřbetu neogen-
ního podkladu, probíhajícího v karpats-

ském, t. j. sz.-jv. směru. Obdobný názor na genezi elevace zastávají i J. Č v e r ě -
k o — D. Ď u r i c a (1961) a D. Ď u r i c a (1964). Jejich dalším důležitým poznat-
kem je, že močaranský zlom, zjištěný geofyzikálně, nenarušuje pliocén a ukon-
čení funkce kladou do souvrství, která v současném pojetí stratigrafie odpoví-
dají spodnímu sarmatu.

V obsírnější práci, týkající se oblasti Stretavy, uvažují A. K o c á k —
M. M o ř k o v s k ý (1965) o založení struktury již v předneogenním pod-
kladu. K jejímu zvýrazňování docházelo hlavně za pohybů podél močaran-
ského zlomového pásma ve vyšším miocénu.

R. R u d i n e c — J. S l á v i k (1973) uvažují o významnější roli plikativních
struktur (kam řadí i Stretavu), i ve svrchním miocénu a pliocénu. Pozname-
návají však, že ne všechny plikativní struktury ve východoslovenském neogénu
vznikly tangenciálními tlaky.

K obecné problematice vzniku stretavské struktury je třeba rovněž uvést, že
v regionálním měřítku nelze prokázat významnější litologické změny mezi
vrcholovými částmi a křídly struktury.

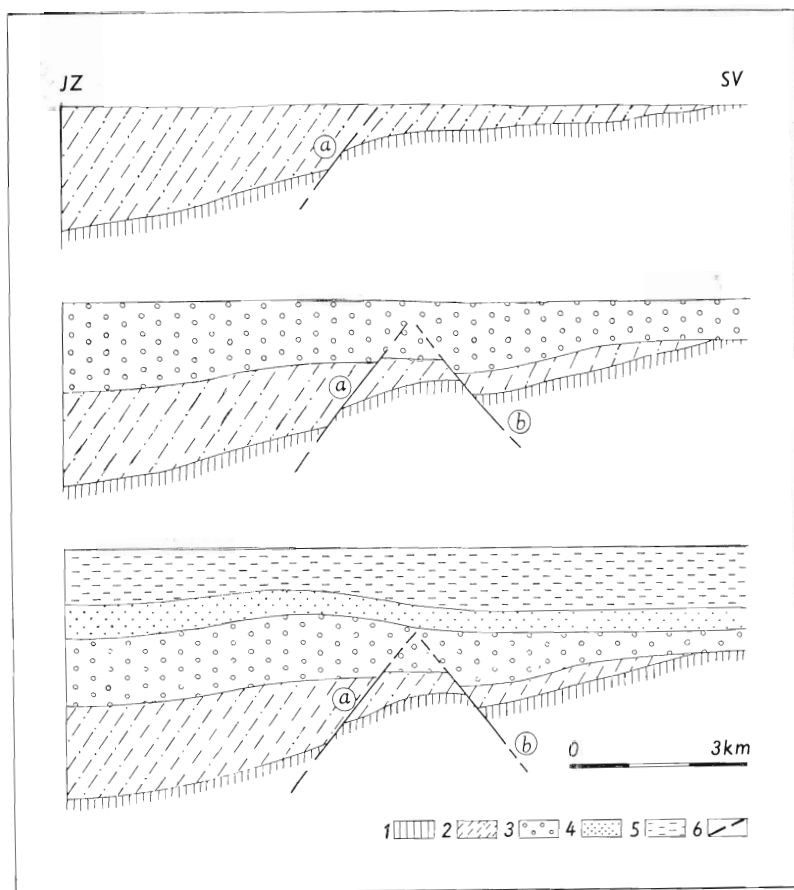
Vznik struktury tedy asi nebyl podmíněn diferenční kompakcí litologicky
odlišných sedimentů.

Ve světle výsledků nových seizmických měření, které poskytly úplnější údaje,
se geneze plynosné struktury Stretava jeví následovně:

Celá oblast stretavsko-bánoveckého hřbetu se nachází na úbočí výrazného
prohybu podkladu neogenních souvrství a jeho zaklesávání do ústřední pro-
hlubně pánve. Elevační charakter oblasti, nejspíše úplné vynoření během spod-
ního miocénu a pravděpodobně jen značně redukováná sedimentace během
karpatu, přetrvává i později. Obdobné poměry očekáváme i ve spodním ba-
denu.

O vývoji od vyššího badenu výše, odkud již máme jak přímé, vrtní údaje, tak
i podstatně větší množství geofyzikálních dat, podává názorný obraz předlo-
žené schéma paleogeografického vývoje (obr. 2).

Zmíněný svah předneogenního podkladu, budovaný pravděpodobně fylity
(R. R u d i n e c 1973), stává se okrajovou částí sedimentačního prostoru svrch-
ního badenu. Souvrství zapadají monoklinálně k JZ, úklon je zvýrazňován



Obr. 2. Paleogeografický vývoj stretavsko-bánoveckého hřbetu

1 — střední a spodní baden, 2 — svrchní baden, 3 — spodní sarmat, 4 — vyšší sarmat, 5 — pliocén, 6 — zlomy: a — močaranský; b — Senného

Fig. 2. Paleogeographical development of the Stretava-Bánovce elevation. Explanation: 1 — Middle and Lower Badenian, 2 — Upper Badenian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — Upper Sarmatian, 5 — Pliocene, 6 — faults: a — Močarany fault, b — Senné fault.

syndementárním močaranským zlomem. Zlom funguje se snižující se intenzitou rovněž během ukládání spodního sarmatu, kdy se však zaplavovaná oblast v důsledku zvýšené subsidence rozšiřuje dále k SV. Současně dochází k poklesu podél směrově souhlasného, avšak protiklonného zlomu Senného se zaklesáváním k SV. Tento zlom podmínil narůstání mocnosti spodního sarmatu na pokleslé kře a spolu s močaranským zlomem vznik hrástové struktury. Praviděpodobně ve vyšší části spodního sarmatu pohyby podél zlomů zanikají.

Vyšší sarmat je vyvinut celkem v konstantních mocnostech a překrývá vrstvy spodního sarmatu a i badenu, které stále ještě zaklesávají monoklinálně směrem k JZ.

Poté transgreduje i do v. části Potiské nížiny pliocén. Při podrobné korelaci časového řezu zjistíme, že ve srovnání s vrcholovou částí v depresi podél sv. křídla elevace narůstají pouze mocnosti bazálních částí pliocénu. Ve vyšším pliocénu se již mocnosti výrazněji nemění. Z uvedeného vyplývá, že k hlavnímu vyklenutí struktury dochází v období mezi sarmatem a pliocénem. Dnešní převýšení vrcholu elevace vůči depresi na této hranici činí asi 250 m. Ve vyšším pliocénu (viz korelační obzor na obr. 3) dosahuje tato amplituda pouze 140 m.

Ze seizmogeologického řezu je dále patrné, že maximum zaklesávání pliocénu podél sv. křídla elevace se nachází v prostoru zlomu Senného. Tato depresní zóna, regionálně vysledovaná i mělkým vrtním průzkumem, tedy nejspíše odpovídá bezzlomovému oživení pohybů v prostoru podél staršího zlomu. Již z dřívějších prací je známo, že směrem k J, t. j. do prostoru Pavlovců n. Uhom, výraznost strukturních prvků zaniká. Zmenšuje se jak převýšení stretavsko-bánoveckého hřbetu, tak i amplituda močaranského zlomu. Analýzou seizmického materiálu tam zjistíme rovněž zanikání deprese podél sv. křídla hřbetu v hlubším pliocénu. Obdobné poměry, t. j. zmenšení převýšení vrcholu elevace vůči pliocenní depresi, pozorujeme i v území s. od vrtu Stretava-1. Tento jev spojujeme s vyzněním zlomu Senného, a tedy i menší mírou subsidence v pliocénu jak v s., tak i v j. části elevace. Potvrzují to i vlastní seizmické materiály, kde přímé příznaky zlomu obdobného směru a funkce nebyly zjištěny.

Poznání paleogeografie struktury Stretava má přímé praktické důsledky. Vyplývají z něho poznatky o době migrace živice ve vztahu k dalšímu vývoji struktury a možnosti akumulace a zachování živice.

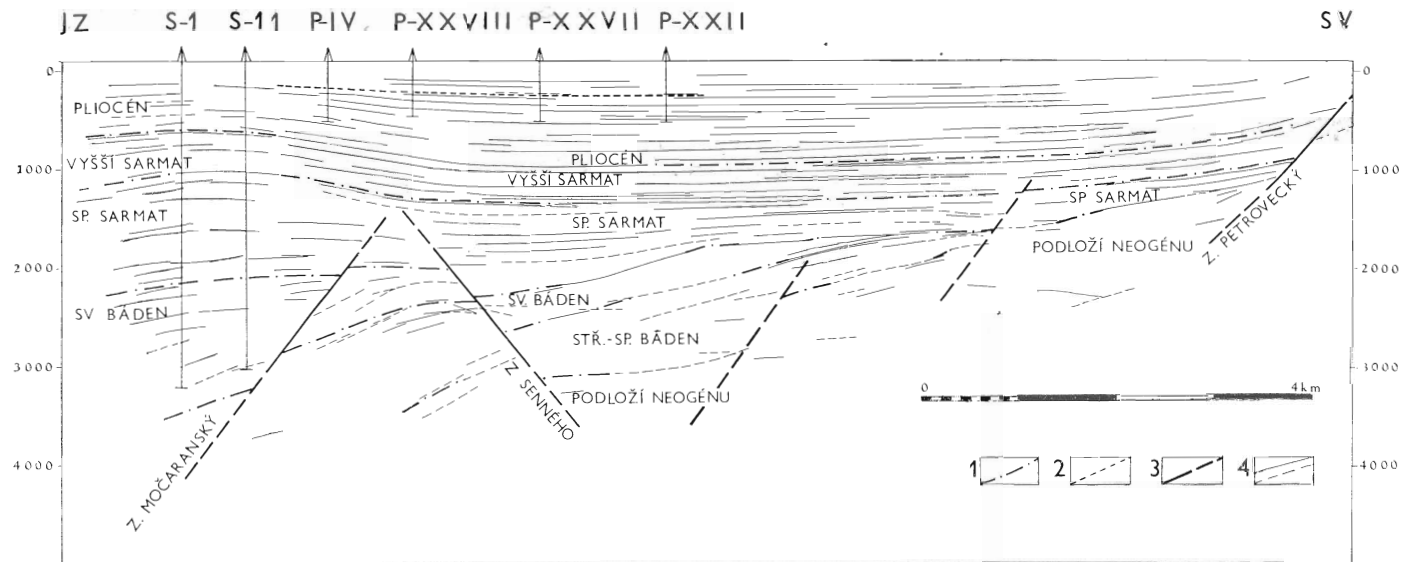
Z výše uvedeného rozboru vyplývá, že během svrchního badenu a zejména spodního sarmatu, t. j. v údobích sedimentace hornin relativně nejvíce obohacených organickou hmotou (V. Šimánek 1963), struktura jako past neexistovala a migrace živice nerušeně směřovala k sv. okraji neogenní pánve. Při hojném vývoji pískových poloh jak ve svrchním badenu, tak i spodním sarmatu, dochází ke komunikaci i migraci živice přes močaranský zlom a zlom Senného. Dokazuje to výměna původních vrstevních vod spodního sarmatu za solanky (původem svrchnobadenské) ve vrtu Vysoká-1. Obdobné poměry očekáváme i během vyššího sarmatu. Až po jeho uložení dochází ke zvýšené subsidenci v prostoru mezi Vysokou n. Uhom a Senným. Ke komunikaci hlubokých a strukturně vysokých částí přes zlomy dochází i v pliocénu, kde byly vrtem Vysoká-1 zjištěny rovněž silně slané vody.

V tomto světle je pak vlastní elevační struktura Stretava jako součást regionálního stretavsko-bánoveckého hřbetu velmi mladá — vznikla až v pliocénu. Z toho vyplývá, že i k vlastní akumulaci uhlovodíků v pasti dochází až od pliocénu. Hlavní fáze migrace živice z nejdůležitějších ropomatečných hornin svrchního badenu a spodního sarmatu proběhla již před vznikem pasti, takže akumulované živice představují prakticky reziduum migrace ze souvrství svrchního badenu a spodního sarmatu. Tím lze vysvětlit relativně malý počet a i nízký stupeň uhlovodíky syčených propustných horizontů.

Z tohoto hlediska se pak jeví tím nadějněji původní příbřežní zóny a zóny vyklíňování propustných pískových poloh sv. odtud.

Dosavadní výsledky průzkumu plynonosné struktury Stretava je možno shrnout takto:

Oblast stretavsko-bánoveckého hřbetu se nachází na úbočí výrazného pro-



Obr. 3. Seizmogeologický řez profilu 546/76

1 — stratigrafické horizonty, 2 — pomocný korelační horizont v pliocénu, 3 — zlomy, 4 — reflexní horizonty

Fig. 3. Seismological section of the profile No. 546/76. Explantations: 1 — stratigraphical horizons, 2 — auxilliary correlation horizon in the Pliocene, 3 — faults, 4 — reflection horizon

hybu předneogenního podkladu, který zaklesává do ústřední prohlubně pánve. Úklon monoklinálního zapadání svrchnobadenských a spodnosarmatských souvrství k JZ je zvýrazňován synsedimentárním močaranským zlomem.

Zlom Senného způsobil narůstání mocnosti spodního sarmatu na pokleslé kře a spolu s močaranským zlomem podmiňuje vznik hrástové struktury. Ve vyšší části spodního sarmatu pravděpodobně pohyby podél zlomů zanikají.

K hlavnímu vyklenutí struktury dochází v období mezi sarmatem a pliocénem. Hlavní fáze migrace živíc proběhla během svrchního badenu a spodního sarmatu, a to před vznikem struktury jako pasti. K vlastní akumulaci prakticky zbytkových uhlovodíků dochází až od pliocénu.

Doručené 13. 12. 1977

Odpověděl B. Leško

LITERATURA

- Čverčko, J. — Ďurica, D. 1961: Správa o štruktúrnem prieskume v oblasti Stretava — Pavlovce. MS archív Moravské naftové doly, Hodonín.
- Ďurica, D. 1964: Výsledky hlbinného prieskumu v oblasti Stretava — Pavlovce. Zpr. geol. výzk. (Ústř. úst. geol.) v r. 1963. Manuskript archív GÚDŠ, Bratislava.
- Janáček, J. 1962: Posouzení „Předběžné zprávy k dílčím štruktúrním schémátům z oblasti VSN“ (autoři: Kocák, A. — Pavlíčková, L. — Horová, M.). Manuskript Geofond, Praha.
- Kocák, A. — Mořkovský, M. 1965: Zhodnocení geofyzikálních a geologických podkladů ze severovýchodní části Poliské nížiny a návrh na průzkum živíc. Manuskript Geofond, Bratislava.
- Kocák, A. — Mořkovský, M. 1968: Geologický vývoj severovýchodní části Po-tiské nížiny. Geol. práce, Spr., 46. Bratislava.
- Rudinec, R. 1973: Neogénna vyplň a predneogénne podložie juhovýchodnej časti podvihoriatskej oblasti (vrť Vysoká-1). Geol. práce, Spr., 61. Bratislava.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neo-génu východného Slovenska. Geol. práce, Správy 60. Bratislava.
- Šimánek, V. 1963: Geochemický výzkum organické hmoty sedimentů východo-slovenského neogénu. Dílčí zpráva ČND, VÚ Brno. Manuskript Geofond, Praha.

Geological development of the Stretava gas-pool in the eastern part of the East-Slovakian Neogene basin

MILAN MOŘKOVSKÝ — REGINA LUKÁŠOVÁ

An important elevation structure, the Stretava-Bánovce range running in NW—SE direction occurs along the eastern border of the East-Slovakian Neogene basin. In the course of exploration drilling, industrial hydrocarbon gas accumulations have been ascertained in this structure. Views are ambiguous as far on origin and development of a partial structure in this regional elevation, the Stretava gas-pool. New principal contribution to its knowledge yielded seismic reflection measurements using CDP method.

The Stretava-Bánovce elevation occurs on the slope of a pronounced bend in the Neogene basement, where it sinks toward the central depression of the basin. Elevational character of the area survives further on in the Neogene. The Neogene basement slope becomes marginal part of Upper Badenian sedimentation area. During Lower Sarmatian, the flooded area widens further

due the higher subsidence rate. Dip values of monoclinally SW-dipping strata were pronounced by the synsedimentary Močarany fault. Simultaneously, a downfaulting toward NW occurred along likewise oriented but antithetic Senné fault. Movements along fault planes ceased during higher parts of the Lower Sarmatian. Therefore Upper Sarmatian and Upper Pliocene developed in constant thicknesses. Only thicknesses of Pliocene basal portions increase along the NE limb of the elevation, whereas maximal entrenching occurs in the area of Senné antithetic fault.

Maximal uparching of the structure occurred between Sarmatian and Pliocene. During Upper Badenian and mainly Lower Sarmatian, the structure did not functioned as trap and hydrocarbon migration occurred toward the NE margin of the Neogene basin, across Močarany and Senné faults. Hydrocarbon accumulated but since the Pliocene and its concentrations represent migration residue from Upper Badenian and Lower Sarmatian strata. More perspective are wedging-out zones of permeable sandy horizons northeasternly from the structure.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Zdeněk Pouba: **Globální tektonika a metalogeneze**

(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava

7. 12. 1977)

Metalogeneze v zemské kůře je výsledkem redistribuce kovů, která je podmíněna souborem geologických faktorů, z nichž některé mají globální charakter. Vznik rudních ložisek je závislý na energii, která uvolní z hornin kovy, na možnosti jejich transportu a na koncentraci. Působení energie, transport i koncentraci umožňují globální tektonické systémy. Hobbs (1911) zjistil, že kontinenty jsou postiženy jednotnou sítí zlomů, podmíněnou jednotným napětím a deformací celého zemského tělesa. Příčiny deformace studovali Hilgenberg 1933, Creer 1935, Sonder 1938, a nověji Vening Meinesz 1947, Katterfeld 1959, Čebaněnko 1963 a další. Sovětští geologové upozornili na význam planetárních zlomů při metalogenezi. Rozpory mezi teorií kontinentálního driftu a zjištěním jednotné globální sítě zlomů překlenuje „nová tektonika spodní stavby“ (new basement tectonics), podle níž příčiny vzniku globální sítě jsou pod zemskou kůrou, do níž se zlomy zesponu promítají.

Novou koncepci metalogeneze ovlivňují poznatky „nové globální tektoniky“, která na základě poznatků geofyziků (Heirtzler et al. 1968, Isacks et al. 1968, Le Pichon 1968, etc.) počítá s rozpináním mořského dna, se subdukcí těžší oceánické kůry pod lehčí kůrou kontinentální a s dalšími fenomény v oceánických oblastech. Jsou to zvláště ostrovní oblouky a je provázající hlubokomořské příkopy (trenče), melanže bazik a ultrabazik podél subdukčních zón, vznik termálních sloupců (hot spots), tripletů, transformních zlomů (Wilson 1965) etc. Tyto feno-

mény jsou vyvolány nebo ovlivňovány tepelnými proudy a obecně teplotní heterogenitou ve svrchních zónách Země. Parciálním natavováním hornin oceánické a kontinentální kůry podél subdukčních zón se vytváří polarita magmatitů v peripacifických oblastech (Dickinson, Hatherton 1967), polarita stopových prvků v nich (Jakeš, Gill 1970, Jakeš, White 1971, 1972) a polární distribuce rudních ložisek na kontinentě (Sillitoe 1970, 1972 etc., Atwater 1970, Guilbert 1971, Pereira, Dixon 1971, Mitchell, Garson 1972 etc., Zonenšajn 1973, Rundkvist 1973 a další) Polarita (regionální zonálnost) ložisek je podmíněna přibývajícím alkalinitou magmatických frakcí uvolňovaných z oblasti subdukce od oceánických tholeiitů, přes alkalicko-vápenaté magmatity k draselným shoshonitům. V oceánické oblasti k tomu přistupují ultrabazika a bazika melanží a ofiolitů, s typickými podiformními ložisky Cr, Ni nebo s ložisky Cu typu kyperského, typu Kuroko nebo Besshi. Byla prokázána závislost také rudních ložisek typu porfyrových Cu-rud na subdukačních zónách a byly učiněny pokusy s rekonstrukcí paleosubdukčních zón a jejich rudních doprovodů i na kontinentech. Bylo zjištěno, že embryonálními stadii vzniku nového oceánu nebo geosynklinály jsou rifty, jejichž vývoj může být ukončen v různých stadiích, z nichž každé se vyznačuje vznikem specifických rudních ložisek.

Petr Jakeš: Svrchní plášť Země a petrologie bazaltických hornin

(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 2. 11. 1977)

Horniny, které studujeme na zemském povrchu, i ložiska nerostných surovin jsou výsledkem geochemické diferenciace zpočátku homogenní planety Země. U hornin zemské kůry (kontinentální i oceánické) lze často sledovat vztah ke svrchnímu plášti. Pro geochemii endogenních procesů má znalost složení a fyzikálního stavu svrchního pláště zásadní význam.

O chemickém složení svrchního pláště podávají základní informace:

a) honinové komplexy (obyčejně bazických a ultrabazických hornin, jež pocházejí ze svrchního pláště),

b) uzavřeniny v bazaltických horninách (lherzolity, granátické peridotity atd.),

c) množství prvků v kosmu (meteoritech).

Tak například byl odvozen Ringwoodův pyrolit (modelové chemické složení svrchního pláště), který je složen ze $\frac{3}{4}$ ultrabazických hornin a $\frac{1}{4}$ bazaltu.

O fyzikálním stavu svrchního pláště podávají základní informace údaje geofyzikální, například studium rychlosti šíření seizmických vln, studium tepelného toku.

Korelace experimentálně petrologických údajů o modelovém složení pláště s údaji geofyzikálními vede k interpretaci jednotlivých diskontinuit ve svrchní plášti jako „fázových“ přechodů: do 150 km se vyskytuje spinel obsahující peridotit (do hloubky 100 km může být stabilní amfibol). V hloubkách 150–350 km je svrchní plášť tvořen granátickým peridotitem; ve větších hloubkách přecházejí pyroxeny do granátových struktur; ještě hlubší horizonty (kolem 600 km) jsou charakteristické silikátovými minerály se strukturou ilmenitu, perovskitu a stronciumplumbitu.

Magmatické procesy probíhají ve svrchní části pláště; jsou charakteristické parciálním tavením hornin obsahujících vodu v adiabaticky vystupujících gravitačně nestabilních diapirech. Ačkoliv je koncentrace nekompatibilních prvků (jako je Rb, Ba, Pb, Cs, Th, U, Nb, Zr a další) charakteristickým rysem magmatického procesu v plášti, je jejich nízký obsah a nízký poměr stronciových izotopů ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) základním kritériem pro posouzení jejich geneze. Rozsah parciálního tavení (od 1 % do 30 %) geotermický gradient a hloubka, ve které parciální probíhá, jsou hlavními faktory, které kontrolují složení magmatu.

Niektoré Ni—Co-minerály z ložiska Rudňany (žila Zlatník)

(3 tab., 9 obr. v texte)

JÁN HURNÝ — JOZEF KRISTÍN*

Некоторые никель-кобальтовые минералы на месторождении Рудняны (Спишско-гемерске рудогорье)

Никель-кобальтовые минералы относятся к очень редким минералам в сидерит-кварц-баритовых жилах с медистыми сульфидами. Изучением шлифов в отражающих лучах вместе с методом электронного микроанализа были определены следующие минералы: герсдорффит мышьяковистый, железистый, кобальт-железистый, мышьяк-кобальтистый, кобалтин никель-железистый, мышьяк-никель-железистый, арсенопирит никелевый, уллманнит и брайтгаиптит. В заключении работы приведены условия и последовательность образования этих минералов.



Some Ni—Co minerals from the Rudňany deposit (Zlatník vein — Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

Nickeliferous as well as cobalt containing minerals belong amongst rare ones on veins of the siderite — quartz — barite formation with copper sulfides. By microscopic investigations of polished sections using local electron microprobe analysis, the following minerals have been revealed: As-gersdorffite, (Co, Fe)-gersdorffite, (As, Co)-gersdorffite, (Ni, Fe)-cobaltite, (As, Ni, Fe)-cobaltite, Ni-arsenopyrite, ullmannite and breithauptite. Finally, succession and conditions of origin of these minerals are discussed.

Ložisko Rudňany leží v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a v tejto oblasti patrí medzi najvýznamnejšie mineralizované žilné systémy.

Výskyt Ni—Co-minerálov je tu známy už dávnejšie. J. H. Bernard (1954, 1961) opísal gersdorffit z kryštallických agregátov a idiomorfných zŕn Hrubej žily. Úzke lemy na okraji gersdorffitu bez bližšieho určenia pokladá za skutte-
rudit—chloantit. Neskoršie sa v súvislosti s intenzívnym rozšírením geologicko-

* RNDr. Ján Hurný, Geologický prieskum, 051 80 Spišská Nová Ves,
RNDr. Jozef Kristín, Fakultné pracovisko rtg mikroanalýzy pri ChTF SVTŠ,
Jánska 1, 801 00 Bratislava.

prieskumných prác urobili aj nové mineralogické objavy. Opísaný je kobaltín (L. Drnzíková 1964, 1972, 1973, L. Drnzíková — K. Mandáková 1968), gersdorffit (L. Drnzíková 1973, L. Drnzíková — K. Mandáková 1970), Ni-minerál (?) bez presnejšej identifikácie (L. Drnzíková 1964, 1973, L. Drnzíková — K. Mandáková 1970) a problematický korynit (L. Drnzíková 1973). Údaje, okrem gersdorffitu, ktorý identifikovala rtg analýza, sú určené opticky a nie sú charakterizované detailnejšie.

Výskyt Ni—Co-minerálov sa okrem toho zaznamenal aj v mladších kalciticko-sulfidických žilách. Tie neboli predmetom nášho štúdia.

Skúmanú časť žily Zlatník možno zaradiť medzi žily sideritovo-kremeňovej formácie s Cu-sulfidmi až medzi žily sideritovo-barytovo-kremeňovej formácie s Cu-sulfidmi. Hlavnými minerálmi sú siderit, kremeň a baryt. Vedľajšími minerálmi sú Fe-dolomit, pyrit, chalkopyrit, hematit, magnetit a tetraedrit. V akcesorických množstvách sa vyskytuje cinabarit, arzenopyrit, gersdorffit, (Pb, Cu, Bi, Sb)-sulfosol, turmalín, chlorit, rutil, fuchsit, sericit, kobaltín, ullmannit, breithauptit, sfalerit, galenit, bizmutín, rýdze Au, rýdzi Bi.

Minerály charakterizujeme na základe štúdia nábrusov v odrazenom svetle, rtg analýz, lokálnej elektrónovej mikroanalýzy a merania mikrotvrdosti.

Rtg analýzy sa vykonali na Mikromete II s rtg goniometrom metódou Bragg—Brentano za týchto podmienok: žiarenie Cu $K\alpha$; filter Ni; štrbiny 5,10, rýchlosť $1^\circ/1'$; napätie 30 kV; intenzita 10 mA. Vzorky exponoval B. Zamiška.

Mikrotvrdosť sme merali mikrotvrdomerom mhp 160 osadenom na mikroskope NU-2. Použili sme 100 g závažie. Meranie predstavuje priemer 12—15 odtlačkov Vickersovej pyramídy.

Použití pri štúdiu Ni—Co-minerálov metódu elektrónovej mikroanalýzy sme pokladali za nevyhnutné na stanovenie chemického zloženia v mikrometrových oblastiach a v rozlične poprerastaných agregátoch. Nevyhnutnosť použiť túto metódu zvýraznilo aj to, že Ni-minerály často vystupovali ako chemicky nehomogénne. Prípadné chyby pri stanovovaní chemického zloženia bolo treba eliminovať maximálnou fokusáciou elektrónového lúča a čo možno najnižšou intenzitou prúdu tak, aby rtg žiarenie nepreniklo do okolitých minerálnych fáz. Meranie na jednom zrne sme robili na 3—10 bodoch. V miestach, kde sa zistilo výrazne nehomogénne zloženie, vychádzal výpočet z jedného meraného bodu. Kvantitatívnu analýzu Ni—Co-minerálov sme urobili na prístroji JXA-5 A, Jeol. V programe SONDA 03 sa na výpočet hmotnostných obsahov zobrali do ohľadu korekcie na absorpciu podľa R. Theisena (1965), atómové číslo podľa P. Duncumb a S. J. B. Reeda (1968) a na fluorescenciu charakteristickým žiarením podľa B. D. Wittryho (1962). Na výpočet sa použil počítač Siemens. Porovnávacími etalónmi boli:

Sb—Sb₂S₃

Ni—čistý Ni

Fe—FeS₂

As—čisté As, resp. FeAsS

Co—čistý Co

S—FeS₂

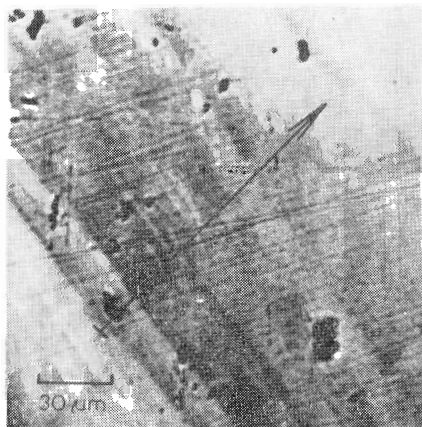
Sulfoarzenidy

Sulfoarzenidy Ni—Co, ktoré sme zaznamenali, zahŕňajú minerály zo skupiny gersdorffitu, kobaltínu a arzenopyritu. Relatívne najviac sú zastúpené rozličné

variety gersdorffitu, pri ktorých sa oproti ideálnemu zloženiu NiAsS výrazne uplatnilo izomorfné zastúpenie niklu železom a kobaltom a síry arzénom. Kobaltín je prechodným členom trinárneho systému CoAsS—NiAsS—FeAsS. Arzenopyrit zastupuje netypická varieta so zvýšeným obsahom Ni.

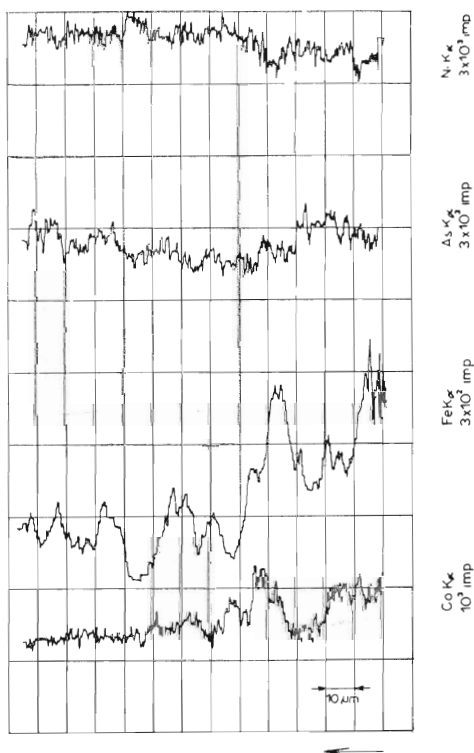
Sledovaním chemického zloženia sulfoarzenidov (tab. 1) sme zistili nasledujúce variety, ktoré okrem toho patria do troch časovo odlišných generácií minerálov.

As-gersdorffit je najrozšírenejším minerálom skupiny. Vytvára kryštalické agregáty s výraznými účinkami kataklázy. Patrí do najstaršej generácie gersdorffitu (I) a jeho vznik je spätý so vznikom hlavnej masy sideritu, resp. ešte predtým. Väčšinou ho možno pozorovať makroskopicky, keď vytvára zrná a závalky veľké až niekoľko centimetrov. Je bielej farby, má vysokú odrazivosť a je izotropný. Má výraznú zonálnu stavbu (obr. 1), čo sa prejavuje striedaním svetlejších a tmavších pásikov nerovnakej hrúbky (tmavšie pásiky obsahujú vyššiu koncentráciu Fe). Zonálna stavba gersdorffitu sa pokladá za jeho charakteristickú črtu a zaznamenal ju rad autorov (P. Ramdohr 1962, C. Varčec 1963, H. Gies 1971, G. Halahyová—Andrusovová 1972, M. Háber 1976). Dokázalo sa, že to spôsobil premenlivý obsah Fe, Co, ktoré izomorfne



Obr. 1. Obráz kompozície (odrazené elektróny) zonálnej stavby As-gersdorffitu z miesta, kde sa robila líniová analýza pomocou zapisovača (obr. 2). Foto J. Krištín

Fig. 1. Back-scattered electron image (composition) of zonality of As-gersdorffite in area of stepscan analysis (Fig. 2). Foto J. Krištín



Obr. 2. Líniová analýza Ni K_{α} , Co K_{α} , As K_{α} pomocou zapisovača znázorňujúca nehomogénnosť gersdorffitu a variabilnosť zloženia v rámci jednotlivých zón

Fig. 2. Electron microprobe stepscan analysis of Ni, Co, Fe, As. It shows inhomogeneity and variable composition in the individual zones.

P. č.	Hmotnostné %						Minerál
	As	Ni	Co	Fe	S	Suma	
1	47,02	20,85	1,04	10,58	19,07	98,56	Fe-gersdorffit
2	45,80	19,56	1,69	10,75	18,71	96,51	Fe-gersdorffit
3	45,85	20,75	0,65	13,58	18,32	99,15	Fe-gersdorffit
4	47,79	24,14	st.	11,33	20,18	103,44	Fe-gersdorffit
5	47,08	23,72	1,62	10,12	20,67	103,21	Fe-gersdorffit
6	46,84	23,64	1,50	10,04	20,61	102,63	Fe-gersdorffit
7	46,91	23,67	1,60	10,08	20,51	102,77	Fe-gersdorffit
8	46,77	23,67	1,67	10,28	20,48	102,87	Fe-gersdorffit
9	42,85	15,79	12,14	10,47	18,81	100,06	(Co, Fe)-gersdorffit
10	50,41	17,46	13,13	2,98	15,43	99,41	(As, Co)-gersdorffit
11	50,36	13,45	17,11	3,62	16,09	100,63	(As, Ni, Fe)-kobaltín
12	45,18	10,50	16,31	6,88	18,96	97,83	(Ni, Fe)-kobaltín
13	43,56	11,04	16,92	8,06	19,58	99,16	(Ni, Fe)-kobaltín
14	43,92	11,42	14,08	7,60	19,44	96,46	(Ni, Fe)-kobaltín
15	62,23	28,21	1,42	1,84	8,45	102,15	As-gersdorffit
16	61,64	27,99	1,44	1,83	8,39	101,29	As-gersdorffit
17	62,90	27,65	1,40	1,86	8,76	102,57	As-gersdorffit
18	62,12	28,05	1,42	1,86	8,16	101,39	As-gersdorffit
19	60,53	27,25	1,49	1,28	6,56	97,11	As-gersdorffit
20	60,77	27,35	1,50	1,32	6,66	97,60	As-gersdorffit
21	60,69	27,59	1,49	1,35	7,45	98,57	As-gersdorffit
22	46,58	5,95	st.	27,20	21,66	101,39	Ni-arzenopyrit
23	46,89	6,33	st.	26,47	21,22	100,91	Ni-arzenopyrit
24	46,19	6,82	st.	25,94	21,43	100,38	Ni-arzenopyrit
25	49,08	29,91	0,99	0,30	13,44	93,72	As-gersdorffit
26	48,93	30,65	0,98	0,36	13,36	94,28	As-gersdorffit
27	48,53	28,62	1,91	0,92	13,98	93,96	As-gersdorffit
28	48,00	31,10	0,98	0,29	14,42	94,79	As-gersdorffit

zastupujú Ni (D. D. Klemm 1965, H. Gies 1971). Koncentračné krivky Fe, Co, Ni, As (obr. 2), merané naprieč zonálnej stavby gersdorffitu, dokumentujú túto závislosť aj v našom prípade. Gersdorffit sa okrem toho vyznačuje aj výraznou nehomogénnosťou, ktorá do istej miery ovplyvňovala presnosť merania. V okrajových častiach možno na styku s chalkopyritom a tetraedritom zaznamenať štruktúry prerastania (obr. 3) zložené z As-gersdorffitu a Fe-gersdorffitu. As-gersdorffit je rekryštalizovaný, čo spôsobilo zánik zonálnej stavby, jeho prečistenie, čím sa stal homogénnym.

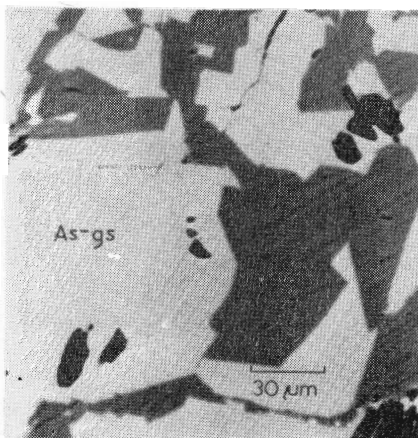
Chemické zloženie As-gersdorffitu sa vyznačuje vysokým obsahom As (48,00—62,90 %). Arzén izomorfne zastupuje síru, čo sa prejavuje znížením jej obsahu na 6,59—13,36 %. V trojuholníkovom diagrame (Ni, Co, Fe)—As—S je to viditeľné na výraznom posune od vrcholu S (obr. 9). Miesivost arzénu so sírou sa v meraných vzorkách pohybuje v rozmedzí $\text{NiAs}_{1,17}\text{S}_{0,82}$ — $\text{NiAs}_{1,58}\text{S}_{0,40}$. Obsah Fe a Co je v As-gersdorffitoch vcelku veľmi nízky.

Parametre elementárnej mriežky As-gersdorffitu vypočítané z rtg difrakčných čiar sú $a_0 = 0,5694\text{—}0,5699 \pm 0,0001\text{—}0,0013$ nm. Je zaujímavé, že ide o zníženú hodnotu a_0 , hoci podľa experimentálnych údajov (R. A. Yund 1962, D. D. Klemm 1965) je pre As-gersdorffit a_0 vyššie (do 0,57318 nm). J. H. Bernard (1954) vypočítal pre gersdorffit z Rudnian $a_0 = 0,5696$ nm, čo je v zhode s našim údajom. Keďže chemizmus doložila len spektrálna analýza, ťažko po-

Kryštalochemický vzorec	Ni + Co As + S	Mikrotvrdosť VMH ₁₀₀	
		rozsah	priemer
(Ni _{0,60} Co _{0,03} Fe _{0,32}) 0,95As _{1,05} S _{1,00}	0,46	493—560	514,7
(Ni _{0,57} Co _{0,05} Fe _{0,33}) 0,95As _{1,05} S _{1,00}	0,46		
(Ni _{0,59} Co _{0,02} Fe _{0,41}) 1,02As _{1,03} S _{0,96}	0,51		
(Ni _{0,65} Co _{0,00} Fe _{0,32}) 0,97As _{1,01} S _{1,00}	0,48		
(Ni _{0,64} Co _{0,04} Fe _{0,29}) 0,97As _{1,00} S _{1,03}	0,47	493—525	516,4
(Ni _{0,64} Co _{0,04} Fe _{0,29}) 0,97As _{1,00} S _{1,03}	0,47		
(Ni _{0,64} Co _{0,04} Fe _{0,29}) 0,97As _{1,00} S _{1,03}	0,47		
(Ni _{0,64} Co _{0,05} Fe _{0,29}) 0,98As _{1,00} S _{1,02}	0,48		
(Ni _{0,44} Co _{0,34} Fe _{0,31}) 1,09As _{0,94} S _{0,97}	0,57	—	—
(Ni _{0,51} Co _{0,38} Fe _{0,09}) 0,98As _{1,16} S _{0,83}	0,49	548—612	588,2
(Ni _{0,39} Co _{0,49} Fe _{0,11}) 0,99As _{1,14} S _{0,85}	0,49		
(Ni _{0,30} Co _{0,47} Fe _{0,21}) 0,98As _{1,02} S _{1,00}	0,48	—	—
(Ni _{0,31} Co _{0,47} Fe _{0,24}) 1,02As _{0,96} S _{1,01}	0,51	—	—
(Ni _{0,33} Co _{0,41} Fe _{0,23}) 0,97As _{1,00} S _{1,03}	0,47	—	—
(Ni _{0,88} Co _{0,04} Fe _{0,06}) 0,98As _{1,53} S _{0,48}	0,48	673—724	699,4
(Ni _{0,88} Co _{0,04} Fe _{0,06}) 0,98As _{1,52} S _{0,48}	0,49		
(Ni _{0,86} Co _{0,04} Fe _{0,06}) 0,96As _{1,52} S _{0,49}	0,47		
(Ni _{0,88} Co _{0,04} Fe _{0,06}) 0,98As _{1,53} S _{0,47}	0,49		
(Ni _{0,91} Co _{0,04} Fe _{0,04}) 0,99As _{1,58} S _{0,40}	0,50	642—707	671,9
(Ni _{0,91} Co _{0,05} Fe _{0,04}) 1,00As _{1,58} S _{0,40}	0,50		
(Ni _{0,90} Co _{0,04} Fe _{0,04}) 0,98As _{1,55} S _{0,44}	0,49	920—1033	956,4
(Ni _{0,16} Co _{0,00} Fe _{0,77}) 0,93As _{0,98} S _{1,07}	0,45		
(Ni _{0,17} Co _{0,00} Fe _{0,76}) 0,93As _{1,00} S _{1,06}	0,45	673—707	690,8
(Ni _{0,18} Co _{0,00} Fe _{0,74}) 0,92As _{0,99} S _{1,07}	0,44		
(Ni _{0,95} Co _{0,03} Fe _{0,01}) 0,99As _{1,22} S _{0,78}	0,49		
(Ni _{0,97} Co _{0,03} Fe _{0,01}) 1,01As _{1,21} S _{0,77}	0,51		
(Ni _{0,90} Co _{0,06} Fe _{0,03}) 0,99As _{1,20} S _{0,80}	0,50		
Ni _{0,97} Co _{0,03} Fe _{0,01}) 1,01As _{1,17} S _{0,82}	0,51		

vedat', či ide o gersdorffit alebo As-gersdorffit. Podľa analýzy štruktúr možno usudzovať, že ide podobne ako v našom prípade o As-gersdorffit.

Namerané hodnoty mikrotvrдости VMH₁₀₀ sa pohybujú od 67,9—699,4 kg/mm². Sú to najvyššie hodnoty mikrotvrдости gersdorffitov, ktoré sme skúmali.



Fe-gersdorffit je druhou najzastúpenejšou varietou gersdorffitu. Tvorí alebo idiomorfne jedince mnohouholníkového obmedzenia, alebo skeletové agregáty. Časté sú polyminerálne zrasť s (Ni, Fe)-kobaltínom (obr. 4). Ojedinele možno zaznamenať aj štruktúry prerastania vo forme zrasť (As-gers-

Obr. 3. Obráz kompozície (odrazené elektróny) zrasť As-gersdorffitu a Fe-gersdorffitu. Foto J. Krištín

Fig. 3. Back-scattered electron image (composition) of As-gersdorffite and Fe-gersdorffite intergrowth. Foto J. Krištín

dorffitu s Fe-gersdorffitom (obr. 3) na okraji veľkých agregátov As-gersdorffitu a chalkopyritu, resp. tetraedritu. Najčastejšie sa vyskytuje v chalkopyrite a tetraedrite, ojedinele v kremeň. Časovo aj priestorovo asociuje s arzenopyritom, Ni-arzenopyritom a (Ni, Fe)-kobaltínom. Zodpovedá strednej generácii gersdorffitu (II). Jeho vznik súvisí so vznikom chalkopyritu a tetraedritu a ich pôsobením na As-gersdorffit.

Výraznejšiu variáciu chemického zloženia sme pri ňom nezaznamenali. Jednotlivé zrná sú homogénne. Výrazné je zvýšenie obsahu Fe (10,04—13,58 ‰). Obsah Co je vcelku nízky (0,65—1,69 ‰). Je prechodným členom medzi gersdorffitom a arzenopyritom, čo sa v diagrame prejavuje posunom vynesenej bodov smerom k arzenopyritu (obr. 8).

Pri sledovaní v odrazenom svetle pri skrížených nikoloch možno pozorovať slabú optickú anizotropiu, ktorá je zreteľnejšia na hranici zŕn. Javy anizotropie sa v kubických mineráloch zaznamenali už skôr (P. Ramdohr 1962, D. D. Klemm 1962) a vysvetľovali sa znížením symetrie kryštálovej štruktúry (P. Bayliss — N. C. Stephenson 1968, P. Bayliss 1969).

Namerané hodnoty mikrotvrdosti VMH_{100} sú najnižšie z meraných gersdorffitov a pohybujú sa od 514,7—516,4 kg/mm². Podľa zvýšeného obsahu Fe by sa skôr očakávalo ich zvýšenie.

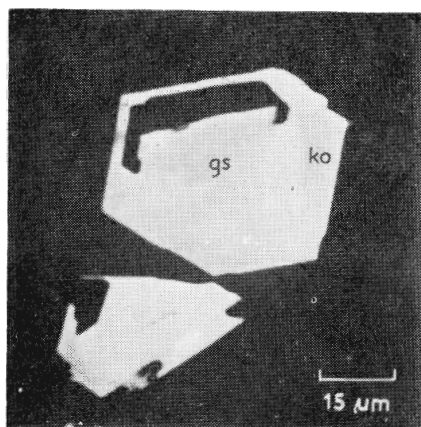
(Co, Fe)-gersdorffit, (As, Co)-gersdorffit a gersdorffit vytvárajú drobné žilky (obr. 5) v As-gersdorffite a Fe-gersdorffite. Sú zastúpené nepatrne a tvoria medzi sebou pozvoľný prechod až do (As, Ni, Fe)-kobaltínu. Tvoria aj nepravidelne obmedzené agregáty obkolesujúce (Fe, Co)-gersdorffit (obr. 6) v siderite. Z plošnej distribúcie a líniových profilov je zreteľná výrazná nehomogénnosť zŕn a žiliiek, a tým aj premenlivosť chemizmu. Uvádzame ich spolu, pretože ide o pozvoľný prechod medzi fázami. V diagrame Ni—Co—Fe (obr. 8) sú vynesené v centrálnej časti. Prechodné typy gersdorffitu sú zriedkavé a sú o nich len ojedinelé zmienky (D. D. Klemm — T. Weiser 1965, I. S. Oen et al. 1971, J. Minčeva — Stefanova 1975). Mnohí autori ich v zmysle experimentálnych údajov D. D. Klemma (1965) pokladajú za vysokoteplotné. Gersdorffity podobného zloženia a štruktúrnej pozície zo sideritových žíl Siegerlandu opísal H. Gies (1971) ako „neskorú fázu“. Opticky sú bielej farby, s nižšou odrazivosťou, ako má As-gersdorffit, pričom možno pozorovať slabú anizotropiu. Zodpovedajú najmladšej generácii gersdorffitu (III). Namerané hodnoty mikrotvrdosti VMH_{100} sú v priemere 588,2 kg/mm². Predstavujú stredné hodnoty meraných gersdorffitov.

(Ni, Fe)-kobaltín je pomerne zriedkavý minerál a vyskytuje sa v asociácii s Fe-gersdorffitom. Tvoria zrná a lemy (obr. 4) okolo Fe-gersdorffitu, príp. skeletové agregáty. Široká izomorfia Co, Ni, Fe sa prejavuje zvýšeným obsahom Ni (10,50—11,42 ‰) a Fe (6,88—8,06 ‰). V diagrame Ni—Co—Fe (obr. 8) sú vynesené v centrálnej časti.

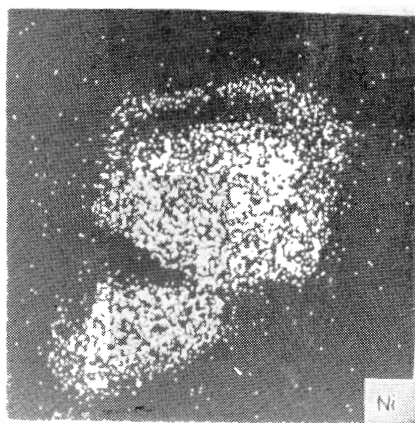
Oproti gersdorffitu sa vyznačuje bielou farbou s krémovým odtieňom. Pri

Obr. 4. Polyminerálne zrasty Fe-gersdorffitu a (Ni, Fe)-kobaltínu v chalkopyrite. a — Kompozícia, b — Ni K_{α} , c — Co K_{α} , d — Fe K_{α} , e — As K_{α} , f — S K_{α} . Foto J. Krištín

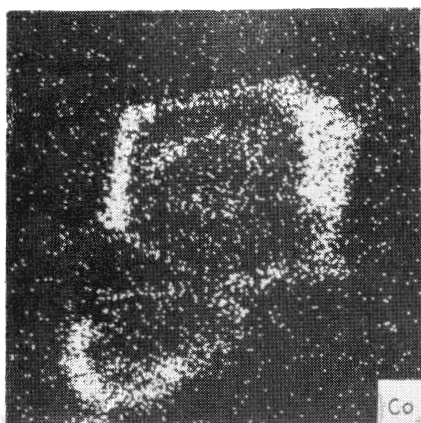
Fig. 4. Fe-gersdorffite and (Ni, Fe)-cobaltite polymineral intergrowth in chalkopyrite. a) Composition, b) Distribution Ni K_{α} , c) Distribution Co K_{α} , d) Distribution Fe K_{α} , e) Distribution As K_{α} , f) Distribution S K_{α} . Foto J. Krištín



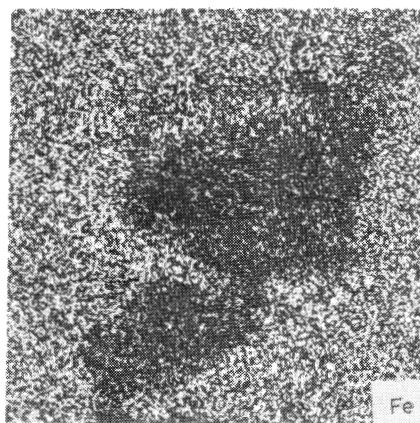
a



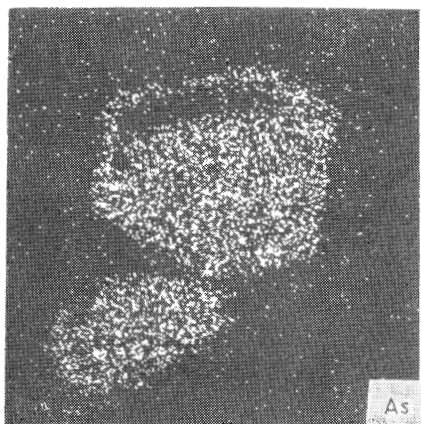
b



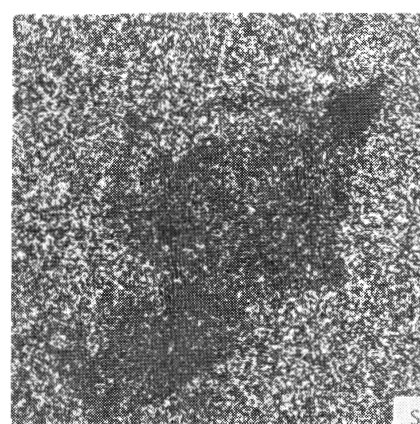
c



d



e



f

skrížených nikoloch vidieť slabú anizotropiu. Podľa štruktúrnej pozície sa zdá, že ide o minerál, ktorý J. H. Bernard (1954, 1961) bez bližšieho určenia opísal ako skutterudit—chloantit.

(As, Ni, Fe)-kobaltín úzko asocíuje s treťou generáciou gersdorffitu a vytvára len niektoré prechodné úseky v drobných žilkách. Optická charakteristika, ako aj hodnoty mikrotvrдости sú zhodné s údajmi pre (Co, Fe)-gersdorffit, (As, Co)-gersdorffit a gersdorffit.

Ni-arzenopyrit sme zaznamenali v asociácii s arzenopyritom a Fe-gersdorffitom v tetraedrite a chalkopyrite. Väčšinou ide o zrná idiomorfného obmedzenia, veľkosti 20—80 μm . Mikroskopicky sa odlišuje ťažko, len podľa morfológie zŕn (kosoštvorcové a obdĺžnikové prierezy). V odrazenom svetle je biely so zelenkavým odtieňom a má vysokú odrazivosť. Pri skrížených nikoloch je slabó anizotropný. Zaznamenali sme ho pri sledovaní chemizmu vo vybratých zrnách. Oproti arzenopyritu má nepatrne zvýšený obsah Co (0,68—1,39 %) a anomálne zvýšený obsah Ni (5,95—6,82 %). Aj keď ide len o ojedinelé zrná, je to zaujímavý údaj, pretože takéto zvýšenie obsahu Ni v arzenopyrite sa doteraz nezistilo. Na možnosť takého vysokého izomorfného zastúpenia poukazuje zistenie Ni-löllingitu (I. S. Oen et al. 1971). Hodnoty mikrotvrдости VMH₁₀₀ zŕn Ni-arzenopyritu dosahujú v priemere 956,4 kg/mm². Oproti hodnotám mikrotvrдости pre arzenopyrit pozorovať mierne zníženie.

Sulfoantimonidy a antimonidy

Ullmannit (NiSbS) sme zistili mikroskopicky v agregátoch s breithauptitom v chalkopyrite a tetraedrite. Obkolesuje idiomorfné zrná gersdorffitu. Ojedinele možno pozorovať drobné zrnká ullmannitu aj v (Pb, Cu, Bi, Sb)-sulfosoli a bizmutine. Obsahuje drobné inklúzie rýdzeho Au. Vo väčších nahromadeninách vidieť myrmekitické prerastanie s breithauptitom. Tieto štruktúry poukazujú na možný výsledok rozpadu pevných roztokov.

V odrazenom svetle je biely a má vysokú odrazivosť. Je izotropný a oproti breithauptitu a gersdorffitom má klesajúci reliéf. Obmedzenie zŕn je nepravidielné a na ich plochách možno pozorovať trojuholníkové vyštiepeniny. Zrná dosahujú veľkosť 50—150 μm , ojedinele aj viac.

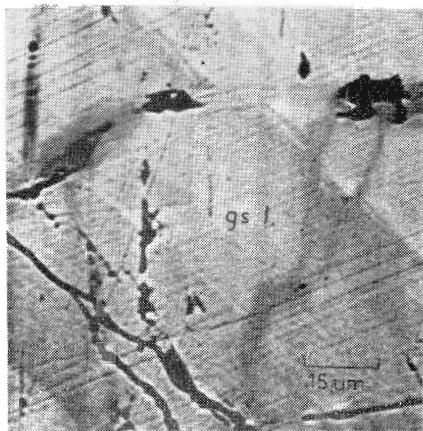
Zloženie ullmannitu sme určili pomocou elektrónovej mikrosondy (tab. 2). Aj keď výsledky majú len orientačný charakter, je to prvé potvrdenie jeho prítomnosti v rudnianskych žilách. Plošné rozmiestnenie Ni, Sb, S ullmannitovo-breithauptitového agregátu v tetraedrite je na obr. 7.

Breithauptit (NiSb) bol zaznamenaný mikroskopicky vo forme nepravidelných zrníček uprostred ullmannitu alebo v jeho tesnej blízkosti. Tvorí zrná veľkosti 3—6 μm . V miestach väčšieho nahromadenia tvorí myrmekitické zrasty s ullmannitom.

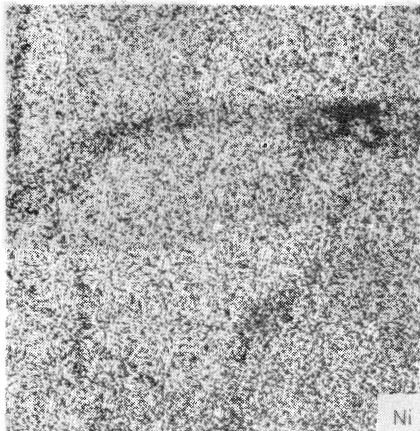
Obr. 5. Žilky (Co, Fe)-gersdorffitu a (Ni, Fe)-kobaltínu v As-gersdorffite. Viditeľná je zonálna stavba As-gersdorffitu.

a — Kompozícia, b — Ni K_{α} , c — Co K_{α} , d — Fe K_{α} , e — As K_{α} , f — S K_{α} . Foto J. Krištín

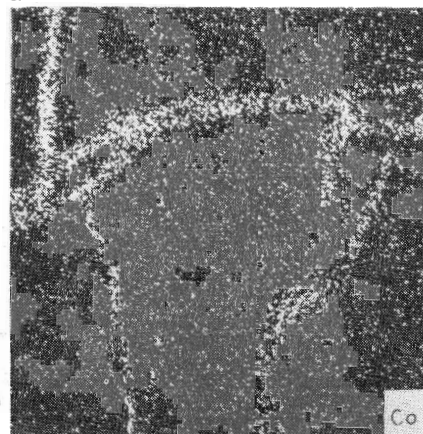
Fig. 5. (Co, Fe)-gersdorffite and (Ni, Fe)-cobaltite veinlets in As-gersdorffite. Zonality of As-gersdorffite is evident. a) Composition, b) Distribution Ni K_{α} , c) Distribution Co K_{α} , d) Distribution Fe K_{α} , e) Distribution As K_{α} , f) Distribution S K_{α} . Foto J. Krištín



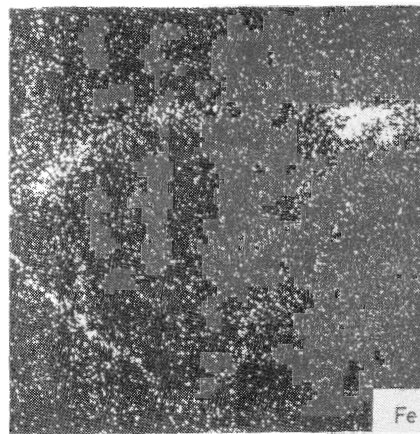
a



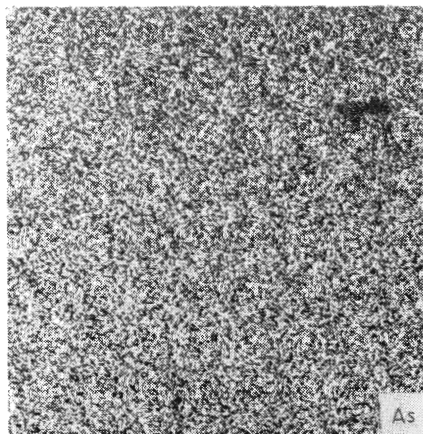
b



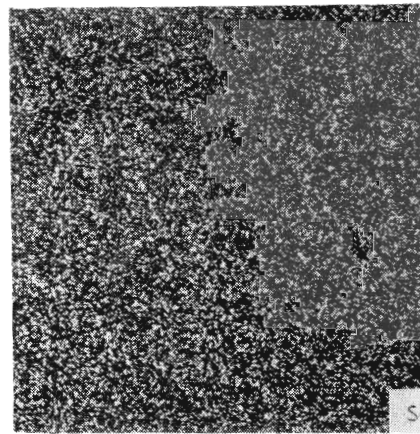
c



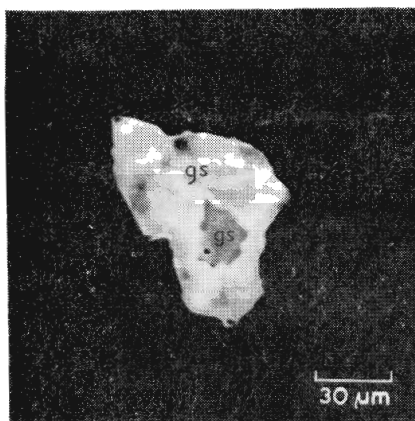
d



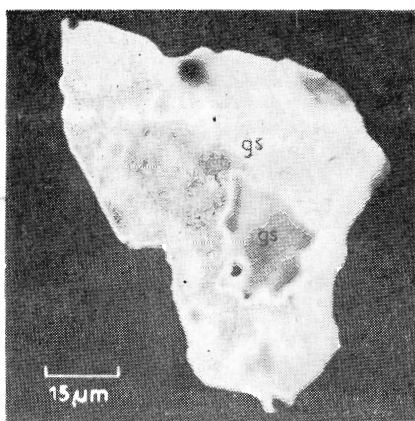
e



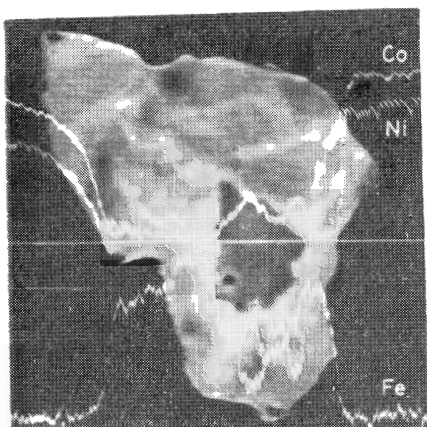
f



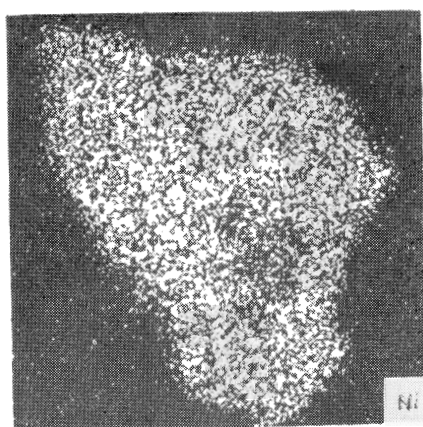
a



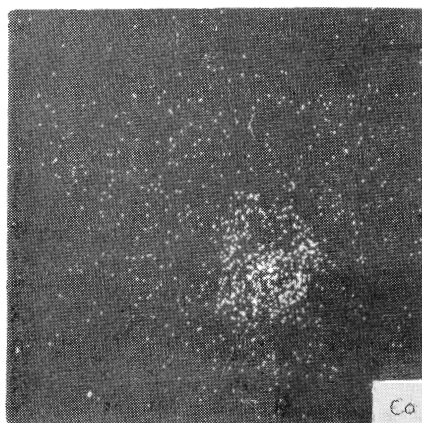
a



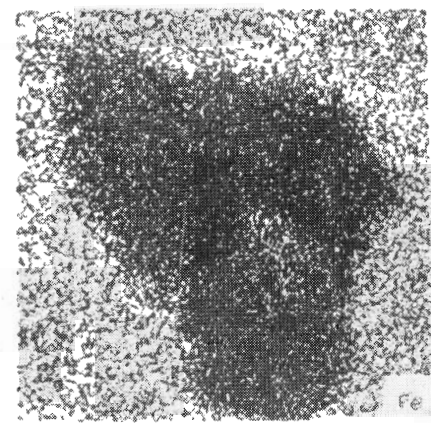
b



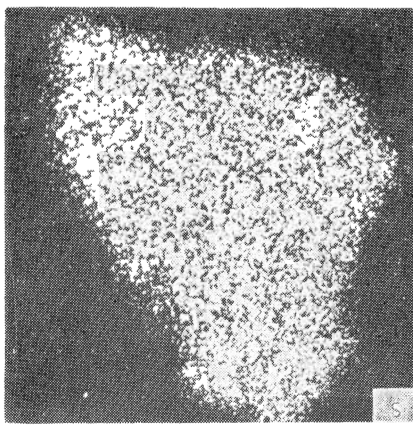
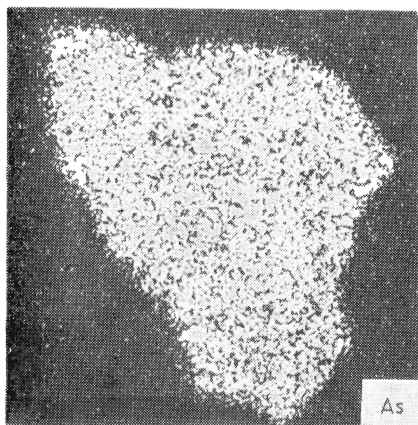
c



d



e



f

g

Obr. 6. Zrno (Fe, Co)-gersdorffitu je korodované a obkolesené gersdorffitom (III). Výrazná je nehomogénnosť zŕn, čo je viditeľné najmä na líniových profiloch.

a — Kompozícia, b — líniové profile Ni, Co, Fe, c — Ni K_{α} , d — Co K_{α} , e — Fe K_{α} , f — As K_{α} , g — S K_{α} . Foto J. Krištín

Fig. 6. (Fe, Co)-gersdorffite grain is corroded and rimmed by gersdorffite (III). Inhomogeneity of grains is distinct, that shows line profiles of Ni, Co, Fe. a) Composition, b) Line profiles of Ni, Co, Fe, c) Distribution Ni K_{α} , d) Distribution Co K_{α} , e) Distribution Fe K_{α} , f) Distribution As L_{α} , g) Distribution S K_{α} . Foto J. Krištín

V odrazenom svetle je svetloružový a má výrazný dvojodraz. Má vysokú odrazivosť a pri skrížených nikoloch je anizotropný. V imerznom oleji je zvýraznená ružová farba s fialovým odtieňom a dvojodraz je oranžový.

Zloženie breithauptitu sme určili pomocou elektrónovej mikrosondy. V tab. 3

Chemické zloženie ullmannitu

Tab. 2

P. č.	Hmotnostné %				
	Sb	As	Ni	S	Suma
1.	51,10	0,96	28,21	14,56	94,83
2.	53,88	1,01	29,75	15,36	93,75
3.	51,17	1,38	28,89	13,23	94,67

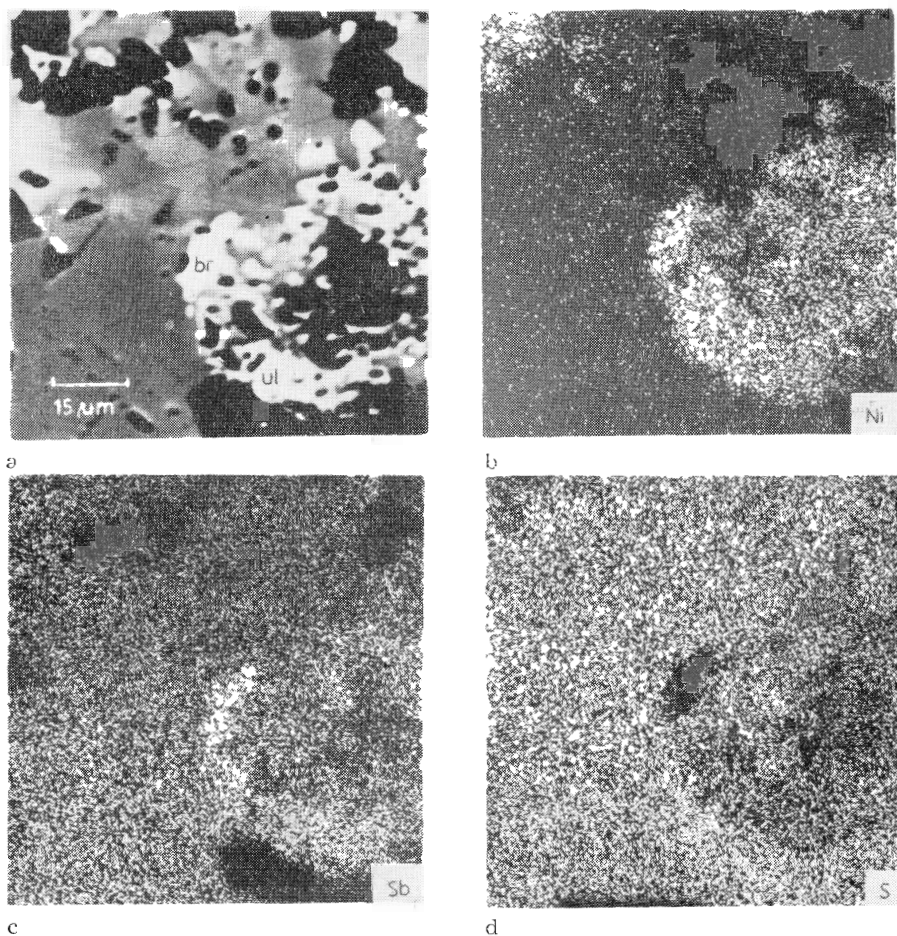
Chemické zloženie breithauptitu

Tab. 3

P. č.	Hmotnostné %			Kryštalochemický vzorec
	Sb	Ni	Suma	
1.	65,44	32,42	97,86	Ni _{1,01} Sb _{0,99}
2.	65,75	32,81	98,56	Ni _{1,01} Sb _{0,99}
3.	67,25	32,80	100,05	Ni _{1,00} Sb _{1,00}
4.	65,31	32,09	97,40	Ni _{1,00} Sb _{1,00}
5.	65,95	31,16	97,11	Ni _{1,01} Sb _{0,99}

sú výsledky bodových mikroanalýz s vypočítanými kryštalochemickými vzorcami. Okrem hlavných zložiek Ni, Sb sme prímеси iných prvkov vo výraznejších množstvách nezistili. Plošné rozmiestnenie Ni, Sb, S ullmannitovo-breithauptitového agregátu v tetraedrite je na obr. 7.

Minerál sa zistil na ložisku Rudňany a súčasne je prvým nálezom v ČSSR.



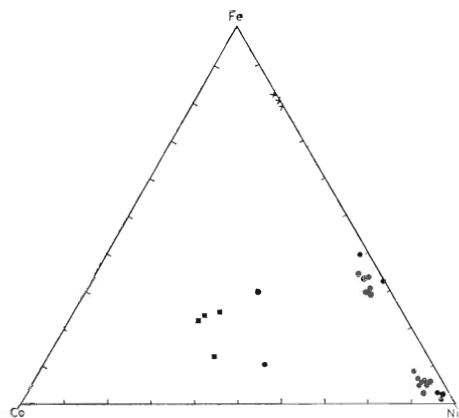
Obr. 7. Breithauptit spolu s ullmannitom v tetraedrite.

a — Kompozícia, b — Ni K_{α} , c — Sb L_{α} , d — S K_{α} . Foto J. Krištín

Fig. 7. Breithauptite and ullmannite in tetrahedrite. a) Composition, b) Distribution Ni K_{α} , c) Distribution Sb K_{α} , d) Distribution S K_{α} . Foto J. Krištín

Niektoré poznámky k chemizmu a vzniku Ni—Co-minerálov

Ako vidieť z tab. 1, zloženie sulfoarzenidov Ni—Co kolíše medzi jednotlivými varietami, ako aj medzi ich generáciami. Najvýraznejšie sú rozdiely v obsahu As a S. Vzájomnú miesivost' arzénu a síry možno vysvetliť na prí-



Obr. 8. Chemické zloženie sulfoarzenidov vyjadrené v trojuholníkovom diagrame Ni—Co—Fe. Pozn.: krúžok — gersdorffit, štvorec — kobaltín, krížik — Ni-arzenopyrit

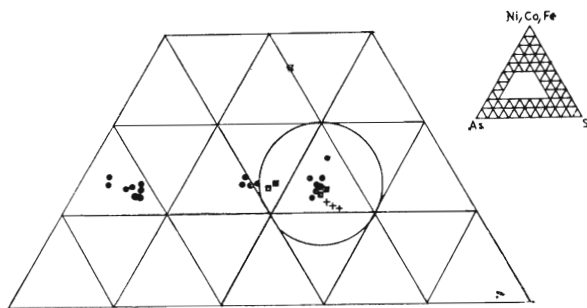
Fig. 8. Chemical composition of sulphoarsenides plotted in an triangle Ni—Co—Fe plot. Explanations of symbols: circles — gersdorffite, squares — cobaltite, crosses — Ni-arsenopyrite

klade systému Ni—As—S (R. A. Y u n d 1962). Experimenty dokázali vysokú miesivosť v rozsahu od $\text{NiAs}_{1,77}\text{S}_{0,23}$ do $\text{NiAs}_{0,77}\text{S}_{1,23}$.

As-gersdorffity z Rudnianskej majú miesivosť v rozsahu $\text{NiAs}_{1,17}\text{S}_{0,82}$ až $\text{NiAs}_{1,58}\text{S}_{0,40}$, čo je zrejmé aj z diagramu (Ni, Co, Fe)—As—S (obr. 9). Preukázalo sa to na rade prírodných gersdorffitov (D. D. Klemm 1965, W. Petruk et al. 1971, I. Rojko 1971, P. A. Vinogradova et al. 1974).

Veľká premenlivosť a kolísanie obsahu sa prejavuje v zastúpení Ni, Co, Fe. As-gersdorffit má v podstate stechiometrické zastúpenie Ni a obsah Co, Fe je nízky. Viditeľné zmeny sú v prípade Fe-gersdorffit, (Co, Fe)-gersdorffit, (As, Co)-gersdorffit, (As, Co)-gersdorffit, (Ni, Fe)-kobaltínu a Ni-arzenopyritu, ktoré sú prechodnými členmi trinárneho systému NiAsS—CoAsS—FeAsS . Teploty vzniku v tomto systéme experimentálne sledoval D. D. Klemm (1965), ktorý v závislosti od chemického zloženia stanovil teplotu vzniku minerálnych fáz. Pri korelácii meraných Ni—Co-sulfoarzenidov s týmito údajmi sa napr. javí vznik As-gersdorffit pri teplote 300 °C, Fe-gersdorffit, (As, Co)-gersdorffit pri teplote 400—500 °C, (Co, Fe)-gersdorffit, (Ni, Fe)-kobaltínu pri teplote 500—600 °C a Ni-arzenopyritu dokonca nad 650 °C. Porovnaním teplôt vzniku jednotlivých variet s ich časovou pozíciou sú evidentné veľmi výrazné rozdiely pre minerálne fázy vznikajúce v tom istom časovom intervale. Prechodné typy Ni—Co-sulfoarzenidov sa podľa uvedených experimentálnych údajov pokladajú za vysokoteplotné, vznikajúce za vyššej teploty, ako je pri hydrotermálnych procesoch. Po zhodnotení týchto údajov sme dospeli k náhľadu, že teploty vzniku v syntetických systémoch majú len obmedzené použitie a v našom prípade nie sú aplikovateľné. Prírodné systémy totiž nevytvárajú izolovane, ale sú súčasťou minerálnych paragéz a ich tvorbu ovplyvňuje podstatne viac faktorov.

Ni—Co-minerály vznikali počas dlhého intervalu tvorby a vývoja žíl. Podľa sledovania ich distribúcie v priestore možno konštatovať, že ich výskyt je podmienený prítomnosťou hornín bazického charakteru v blízkom okolí žily. Najväčšia časť gersdorffit (As-gersdorffit) patrí medzi najstaršie žilné minerály. Podľa štruktúrnej pozície sa dá usudzovať, že vznikol pred sideritom, resp. spolu s ním počas sideritovej etapy mineralizácie. Za zdroj Ni, Co možno pokladať horniny bazického charakteru. Vysoký obsah As v gersdorffite I svedčí o vysokom parciálnom tlaku As pri jeho vzniku. Jeho zonálny charakter a nehomogénnosť je odrazom premenlivosti podmienok pri vzniku (v hlavnej miere zloženie roztokov, rýchlosť a teplota kryštalizácie). Po jeho vzniku sa uplat-



Obr. 9. Chemické zloženie sulfoarzenidov vyjadrené v trojuholníkovom diagrame (Ni, Co, Fe)—As—S. Pozn.: krúžok — gersdorffit, štvorec — kobaltín, krížik — Ni-arzenopyrit

Fig. 9. Chemical composition of sulphoarsenides plotted in a triangle (Ni, Co, Fe) — As — S plot. Explanations of symbols: circles — gersdorffite, squares — cobaltite, crosses — Ni-arsenopyrite

ňuje intermineralizačná tektonika a vzniknuté kataklastické pukliny vyhojuje siderit, kremeň, príp. aj Cu-sulfidy.

Druhý časový interval vzniku Ni—Co-minerálov prebiehal počas kremeňovo-sulfidickej etapy mineralizácie, pri vzniku Cu-sulfidov. Ich pôsobením nastala v okrajových častiach rekryštalizácia As-gersdorffitu, čím sa stratila jeho zonálna stavba a stal sa homogénnym. Spolu s novovzniknutým Fe-gersdorffitom vytvára štruktúry prerastania. Okrem rekryštalizácie nastáva tu zatlačanie, a tým aj mobilizácia časti prvkov (Ni, Co), ktoré spolu s novoprinesenými prvkami viedli k vzniku Fe-gersdorffitu, (Ni, Co)-kobaltínu a Ni-arzenopyritu. Pomer As/S v týchto mineráloch je blízky, čo svedčí o zvýšenom partiálnom tlaku S pri ich vzniku. Pôsobiacie roztoky boli obohatené aj o Sb, a tak v niektorých prípadoch vznikol následne po vzniku idiomorfných zŕn gersdorffitu, kobaltínu a arzenopyritu aj ullmannit a breithauptit.

Záverečný interval vzniku Ni—Co-minerálov prebiehal po tektonickom pôsobení za vzniku mikrotŕhliniek v predchádzajúcich generáciách minerálov. Jeho bližšie časové postavenie sa nám nepodarilo objasniť. Predstavujú neskorú fázu vzniku, kde mala široké uplatnenie mobilizácia starších zložiek, lebo len tak možno vysvetliť nehomogénnosť a variabilnosť zloženia v rámci jednotlivých úsekov žíl. Ide pravdepodobne o osobitné podmienky kryštalizácie zlúčenín premenlivého zloženia.

Záver

Ni—Co-minerály, ktoré sme pri našom štúdiu sledovali, sú súčasťou hydrotermálnych žíl sideritovo-kremeňovej a sideritovo-kremeňovo-barytovej formácie s Cu-sulfidmi. Kvantitatívne nepredstavujú výraznejšie koncentrácie. Vďaka zvolenej metodike sa nám podarilo sledovať javy zonálnosti minerálov, variabilnosť chemizmu a zistiť tu doteraz neznáme minerály. Podobne sme

sledovali javy izomorfie v trinárnom systéme NiAsS—CoAsS—FeAsS. Takto sme odlišili As-gersdorffit, Fe-gersdorffit, (Co, Fe)-gersdorffit, (As, Co)-gersdorffit, (Ni, Fe) — kobaltín a Ni-arzenopyrit. Identifikovaný ullmannit bol prvýkrát potvrdený v ložisku Rudňany a breithauptit je prvým nálezom v ČSSR. Na základe analýzy štruktúr a premenlivého chemického zloženia Ni—Co-minerálov sme uviedli predstavu o ich možnom vzniku a vývoji v žilách.

Doručené 20. 7. 1977.

Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Bayliss, P. 1969: X-ray data, optical anisotropism, and thermal stability of cobaltite, gersdorffite, and ullmannite. *Mineral. Mag.* (London), vol. 37, pp. 26—33.
- Bayliss, P. — Stephenson, N. C. 1968: The crystal structure of gersdorffite (III), a distorted and disordered pyrite structure. *Mineral. Mag.* (London), vol. 36, pp. 940—947.
- Bernard, J. H. 1954: Gersdorffit z Rudňan. *Sbor. Ústř. úst. geol., odd. geol., sv. 21, 2. díl, s. 805—812.*
- Bernard, J. H. 1961: Mineralogie und Geochemie der Siderit—Schwerspat—Gänge mit Sulfiden im Gebiet von Rudňany (Tschchoslowakei). *Geol. práce, Zoš. 58* (Bratislava), 222 s.
- Drnžíková, L. 1964: Predbežné mineralogické štúdium rudnej výplne žíl západného pokračovania ložiska Rudňany. In: J. Popreňak — J. Kotras 1964: Správa a výpočet zásob z okolia šachty Rudňany-západ, Fe, so stavom 1. XI. 1964. Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 70 s.
- Drnžíková, L. 1972: Mineralogické, paragenetické a geochemické pomery na západnom krídle rudnianskeho rajónu. In: V. Závíš — J. Hudáček — P. Valko 1972: Záverečná správa a výpočet zásob Rudňany-západ II, PP (Fe, Hg), stav k 1. V. 1972. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves. 115 s.
- Drnžíková, L. 1973: Mineralogicko-paragenetické a geochemické pomery na východnom krídle rudnianskeho rudného rajónu. In: J. Hudáček — L. Drnžíková — V. Závíš — P. Valko 1973: Záverečná správa a výpočet zásob Rudňany-sever VP, komplexné Fe (Cu, Hg, BaSO₄) rudy, stav k 1. 1. 1973. Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 114 s.
- Drnžíková, L. — Mandáková, K. 1968: Predbežná mineralogicko-petrografická správa z lokality Rudňany-západ. In: V. Závíš — P. Valko 1968: Správa a výpočet zásob Rudňany-západ, Fe, Hg, so stavom 1. VII. 1968. Manuskript — GP, Spišská Nová Ves. 67 s.
- Drnžíková, L. — Mandáková, K. 1970: Mineralogicko-petrografické štúdium Zlatníckej žily. In: J. Hudáček — P. Valko 1970: Záverečná správa a výpočet zásob Zlatník PP (Fe, BaSO₄), so stavom 1. II. 1970. Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 150 s.
- Duncumb, P. — Reed, S. J. B. 1968: Proceedings of seminar on quantitative electron probe microanalysis. *Nat. Bur. Spec. Publ.* 298, 133 p.
- Gies, H. 1971: Speziele Untersuchung einiger Ni—Co-Mineralen mit der Elektronenstrahlmikrosonde. In: *Zbor. Sympózium o metódach stanovenia nízkych koncentrácií prvkov v nerastných surovinách. Smolenice 1969. Bratislava, Univerzita Komenského, s. 323—344.*
- Háber, M. 1976: „Zonaler“ Gersdorffit aus Gelnická Huta, *Geol. zbor. Geologica carpath.* (Bratislava), 27, 1, pp. 193—201.
- Halachyová-Andrusovová, G. 1972: Reflectivity of gersdorffite from Dobšiná. *Geol. zbor. Geologica carpath.* (Bratislava), 1, 23, pp. 55—61.
- Klemm, D. D. 1962: Anisotropieeffekte bei kubischen Erzmineralien. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Bd. 97, 3, s. 337—356.*

- Klemm, D. D. 1965: Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS—CoAsS—NiAsS und FeS₂—CoS₂. Neu. Jb. Mineral., Abh., Bd. 103, 3, s. 205—255.
- Klemm, D. D. — Weiser, T. 1965: Hochtemperierte Glanzkobalt — Gersdorffit (Mischkristalle von Outokumpu) Finland. Neu. Jb. Mineral., Mh., Bd. 8, s. 236—241.
- Minčeva-Stefanova, J. 1975: Nikelov kobaltin, kuprozigenit, nikelov karolit i kobaltov gersdorffit ot stratifirmntne polimetalni nachodišča v Zapadna Stara planina. Geochim. mineral. i petrolog. (Sofia), 4, s. 31—52.
- Oen, I. S. — Burke, E. A. J. — Kieft, C. — Westerhof, A. B. 1971: Ni-arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe, Co) rich gersdorffite in Cr—Ni-ores from Malaga Province, Spain. Neu. Jb. Mineral., Abh., Bd. 115, 2, s. 123—139.
- Petruk, W. — Harris, D. C. — Stewart, J. M. 1971: Characteristics of the arsenides, sulphoarsenides and antimonides. Canad. Mineralogist, 11, pp. 150—186.
- Ramdohr, P. 1962: Rudnyje mineraly i ich srastanija. Moskva, Izd. Inostr. literature, 1132 s.
- Rojković, I. 1971: Cobalt—Nickel arsenides and sulphoarsenides of some U—Co—Ni—Bi—Ag veins at Great Bear Lake, Canada. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 22, 1, pp. 79—96.
- Theisen, R. 1965: Quantitative electron microprobe analysis. Berlin, Springer—Verlag, pop. 7.
- Varček, C. 1963: Ni-minerály v Nižnej Slanej. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 8, s. 39—60.
- Vinogradova, P. A. — Jeremin, N. I. — Krutov, G. A. 1974: Gersdorffit iz mestoroždenija rajona Bu—Azzer (Maroko). Vest. Mosk. Univ., ser. Geol., No. 5, s. 73—79.
- Wittry, B. D. 1962: Quantitative electron microprobe. Univ. South California eng. Centre Rep. pp. 84—204.
- Yund, R. A. 1962: The system Ni—As—S: Phase relations and mineralogical significance. Amer. J. Sci. 260, 10, pp. 761—782.

Some Ni-Co minerals from the Rudňany deposit (Zlatník vein)

JÁN HURNÝ — JOZEF KRISTÍN

Rudňany deposit lies in the northern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mountains (Eastern Slovakia) and belongs to the most important mineralised vein system. The area of the Rudňany is built by the Rakovec Group (sericite—chlorite and chlorite phyllites alternating with diabases, diabase tuffs and tuffites), Carboniferous rocks (Bind — Rudňany conglomerates, passing into sandstones and sandy shales and graphitic shales with layers of effusive diabases and their tuffs), Permian rocks (sandstones, sandy shales and variegated shales) and Triassic rocks (Werfenian shales and sandstones and Middle Triassic limestone — dolomite formation). The ore veins are developed on fault lines, striking roughly E—W. The most known veins are Droždiak vein, Hrubá vein and Zlatník vein respectively.

Occurrence of Ni—Co minerals in the Rudňany deposit was first reported by J. H. Bernard (1954, 1961). He has been described gersdorffite in the

Hrubá vein. Later cobaltite, gersdorffite, some Ni-mineral (?) and problematic corynrite (?) by L. Drnžíková (1964, 1972, 1973) and L. Drnžíková — K. Mandáková (1970) have been described in this area.

The Zlatník vein belongs to the veins of the siderite — quartz and siderite — quartz — barite formation with Cu sulphides. The main vein minerals are siderite, quartz and barite. Fe-dolomite, pyrite, chalcopyrite, hematite, magnetite and tetrahedrite are present as secondary minerals. In accessory amounts cinnabar, arsenopyrite, gersdorffite, (Pb, Cu, Bi, Sb)-sulphosalts, tourmaline, chlorite, rutile, fuchsite, sericite, cobaltite, ullmannite, breithauptite, sphalerite, galenite, bismutite, native Au and native Bi occur.

In the Zlatník vein, Ni—Co minerals are present as accessory ones. They are grouped as sulphoarsenides and antimonides. Characteristic of these minerals were described by studying polished sections. The methods of study included ore microscopy, electron microprobe analyses, X-ray diffraction and microhardness determination.

Sulphoarsenides

As-gersdorffite is the most abundant Ni-Co mineral and forms massive aggregates and irregular grains (several centimeters). These are very intensively cataclased. This mineral appears to be white and distinctly zonal. Zonality is shown by alteration of thin bands of various width differing in colour shade (Fig. 1). The results of step scan analyses for Fe, Co, Ni, As (Fig. 2) have compositional variations. On the periphery of grains along contact with chalcopyrite and tetrahedrite is intergrown with Fe-gersdorffite (Fig. 3). As-gersdorffite is recrystallized and hence its composition and zonality has been homogenized. Electron microprobe analyses show that As-gersdorffite contains large amounts of arsenic apparently substituting for sulphur (Table 1). The compositional data are presented in an (Ni, Co, Fe) — As — S plot (Fig. 9). The cell parameter of As-gersdorffite on the basis of diffraction data is $a_0 = 0,5694 - 0,5699 \pm 0,0001 - 0,0013$ nm.

Fe-gersdorffite generally forms euhedral and skeletal crystals. It occurs in chalcopyrite, tetrahedrite and quartz and is associated with arsenopyrite, Ni-arsenopyrite and (Ni, Fe)-cobaltite. In some cases is rimmed by (Ni, Fe)-cobaltite and forms intergrowth with As-gersdorffite (Fig. 3). Electron microprobe analyses indicate higher Fe contents (10,04—13,58 %). Fe-gersdorffite has weak optical anisotropy.

(Co, Fe)-gersdorffite, (As, Co)-gersdorffite and gersdorffite form thin veinlets (Fig. 5) and grains (Fig. 6) and are present only in minute amounts. They show high compositional variations, inhomogeneity and weak optical anisotropy.

(Ni, Fe)-cobaltite is rare mineral and forms grains and rims around Fe-gersdorffite. Electron microprobe analyses show higher Ni (10,50—11,42 %) and Fe (6,88—8,06 %) contents.

(As, Ni, Fe)-cobaltite forms thin veinlets and is continuously passing into (Co, Fe)-gersdorffite, (As, Co)-gersdorffite and gersdorffite.

Ni-arsenopyrite is associated with arsenopyrite, Fe-gersdorffite and (Ni, Fe)-cobaltite in chalcopyrite and tetrahedrite. It forms euhedral crystals. Electron microprobe analyses indicate higher Ni contents (5,95—6,82 %).

Ullmannite was identified by electron microprobe analyses (Table 2) combined with ore microscopy. It is intimately associated with breithauptite (Fig. 7).

Breithauptite is associated with ullmannite as some irregular grains (3–6 μm), or intimately intergrowth (Fig. 7). Electron microprobe analyses (Table 3) confirm its identification. It is the first finding of this mineral in the CSSR.

Ni—Co sulphoarsenides have variable composition and textural features within individual phases that reflect the conditions of generation and changes in composition of hydrothermal fluids. In the first time interval As-gersdorffite was formed together with siderite, or sometimes before it. The basic rocks occurring around the vein are considered to be probably the source of these Ni—Co compounds. In the second time interval (during quartz-sulphide stage of mineralization) As-gersdorffite was recrystallized together with Fe-gersdorffite, (Ni, Fe)-cobaltite, Ni-arsenopyrite formation from mobilised elements. In this time interval ullmannite and breithauptite were also formed. During the final time interval, after tectonic activity (Co, Fe)-gersdorffite, (As, Co)-gersdorffite, gersdorffite and (As, Ni, Fe)-cobaltite were formed as irregular veinlets and cracks in the older sulphoarsenides.

The identified Ni—Co minerals occur in a minor amounts in hydrothermal veins. Thanks to the methods of study we observed zonal phenomena of minerals, compositional variations and new minerals. The substitution of S by As was confirmed with reference to the system Ni—As—S (R. A. Yund 1962). Cobalt and iron readily substitute for nickel (D. D. Klemm 1965) in mixed crystals of the system of NiAsS—CoAsS—FeAsS. Experimentally determined temperatures of system (D. D. Klemm 1965) in our case have only restricted application.

Preložil J. Hurný

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Marie Palivcová: **Význam petrografických struktur krystalických hornin pro geochemii**
(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 30. 11. 1977)

Byl zdůrazněn význam horninových struktur jako klasifikačního a petrogenetického kritéria. Na stručném přehledu historie strukturního výzkumu krystalických hornin byla prokázána nerovnoměrnost vývoje strukturního a látkového výzkumu a prodiskutovány její příčiny. Na příkladě Sanderovy klasifikace struktur byly ukázány rozdíly mezi dvěma velkými skupinami struktur krystalických hornin (statické a kinetické struktury); dosavadní výzkum se soustředil především na výzkum kinetických struktur. Je pokládáno za účelné rozlišovat pojmy strukturně-petrografický a petro-tektonický výzkum hornin.

Podrobněji bylo projednáno o reakčních (a reakčním podobných) strukturách v užším a širším slova smyslu, o jejich členění a genetických interpretacích. Na vybraných příkladech byla zdůrazněna nutnost strukturně-petrografického výzkumu při geochemickém studiu minerálů a hornin.

Dehydroxylácia monoiónových foriem montmorillonitu

(2 obr. a tab. v texte)

IVAN HORVÁTH*

Дегидроксикация монойонных форм монтмориллонита

Дегидроксикацию монтмориллонита как разкладную в твёрдой фазе обсуждают, кроме других факторов, также части заменяемых междуслоевых катионов. На основании результатов полученных при этой работе было установлено, что литий и магний, радиусы йонов у которых близки радиусу йона алюминия ускоряют процесс дегидраксикации. Предполагается их миграция в свободные октаэдрические места уже при дегидратации монтмориллонита. Этим вероятно приходит к нарушению равновесия исходной структуры.

Dehydroxylation of monoionic forms of the montmorillonite

Montmorillonite dehydroxylation as breakdown reaction is influenced among other factors, by the kind of interlayered cations. It has been ascertained, that according to results Li and Mg as they have related ionic radius to that of aluminium, may accelerate dehydroxylation process. Migration of these cations is supposed to occur towards free octahedric positions already by the dehydration of the montmorillonite. The process leads to a breakdown of the original structural stability.

V mineralogickej praxi má pri výskume prírodných hydrosilikátov okrem röntgenovej analýzy veľmi dôležitú úlohu stanovenie obsahu a spôsobu väzby vody v štruktúre minerálu metódami termickej analýzy. Azda najťažšie sa interpretujú výsledky termickej analýzy montmorillonitu. Týka sa to najmä hmotnostnej straty pri VTA alebo endotermických efektov pri DTA pri teplote 200—700 °C, pri ktorej nastáva hlavne dehydroxylácia montmorillonitu. Často sú nevýrazné, zdvojené, ich lokalizácia na teplotnej osi je variabilná, doznievanie dehydratácie (odstránenie zvyškov molekulovej vody z medzivrstvového priestoru) kontinuálne nadväzujú na začiatky dehydroxylácie a pod. Modifikovať proces dehydroxylácie montmorillonitu môžu aj medzivrstvové kationy.

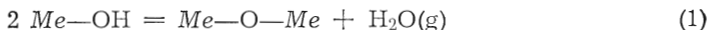
Ideálny kryštalochemický vzorec základnej bunky anhydridu montmorillonitu odvodili C. S. Ross — S. B. Hendricks (1945) na základe štruktúry, ktorú navrhli U. Hofmann — K. Endell — D. Wilm (1933) vo forme



kde M^{+} je jednomocný kation v medzivrstvovom priestore vyrovnávajúci zá-

* Ing. Ivan Horváth, CSc., Ústav anorganickej chémie SAV, 809 34 Bratislava.

porný náboj oktaedrickej vrstvy vzniknutej izomorfnou substitúciou Mg^{2+} za Al^{3+} . Ideálna štruktúra základnej bunky teda obsahuje 4 hydroxylové skupiny situované v oktaedrickej vrstve prejavujúce sa napr. absorpciou infračerveného žiarenia v oblasti vlnočtu $3500\text{--}3750\text{ cm}^{-1}$. Pri tepelnom rozklade sa uvoľňujú podľa schémy



kde *Me* je centrálny atóm oktaedrickej vrstvy.

Rovnica (1) charakterizuje vlastne rozkladnú reakciu v tuhej fáze typu



Pri ideálnom zložení základnej bunky montmorillonitu, vyjadrenom kryštalochemickým vzorcom (a) s Na^+ ako kompenzujúcim kationóm (M^+), bude jej molekulová váha 729,97 g. Na procese dehydroxylácie sa zúčastňujú iba 2 atómy kyslíka za tvorby 2 molekúl H_2O , čo predstavuje 36 hmotnostných jednotiek, resp. 4,94 % z hmotnosti základnej bunky minerálu. Množstvo takto uvoľnenej vody je teda približne 3-krát menšie ako pri dehydroxylácii dvojvrstvových ílových minerálov skupiny kaolinitu.

Reakcia (2) patrí medzi topochemické reakcie, pri ktorých okrem teploty a koncentrácie reagujúcej zložky hrá významnú úlohu veľkosť, a najmä charakter povrchu tuhej fázy so zreteľom na výskyt porúch v štruktúre minerálu. V prípade montmorillonitu možno predpokladať, že sa vo zvýšenej miere budú uplatňovať tieto faktory: a) druh a stupeň substitúcie centrálnych atómov v oktaedrickej a tetraedrickej vrstve; b) druh a množstvo vymeniteľných, kompenzačných kationóv nachádzajúcich sa v medzivrství štruktúry montmorillonitu.

V prvom prípade (a) je významná najmä energia väzby *Me—OH*, kde *Me* je centrálny atóm v oktaédroch, na ktorého mieste okrem Al najčastejšie vystupujú Mg a Fe. Markantné je najmä znižovanie teploty dehydroxylácie v prípade zvýšenej substitúcie Fe za Al (R. E. Grim 1968).

Vymeniteľné kationy môžu ovplyvňovať proces dehydroxylácie viacerými spôsobmi. Okrem kompenzačnej funkcie sa zúčastňujú na budovaní medzivrstvového priestoru v štruktúre montmorillonitu. Vďaka svojej hydratačnej schopnosti sa už pri nízkych hodnotách relatívnej vlhkosti obaľujú molekulami H_2O , vzniká hydrát montmorillonitu so svojimi charakteristickými vlastnosťami, z ktorých najtypickejšia je napučovanie, resp. expanzia štruktúry montmorillonitu v smere kryštalografickej osi „c“. Vzťahy medzi hydratačným procesom, vymeniteľnými kationmi a povrchom silikátových vrstiev montmorillonitu opísal najmä K. Norrish (1954), R. C. Mackenzie (1964) a R. Calvet (1972).

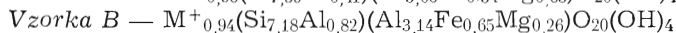
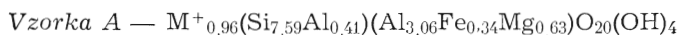
Teplo vyvoláva opačný proces: voda z medzivrstvových priestorov uniká, postupne vzniká anhydrid montmorillonitu, ktorý v konečnej fáze dehydroxyluje. Posledné zvyšky molekulovej vody viažúcej sa na vymeniteľné kationy sú veľmi intenzívne disociované, vznikajú Brönstedtove kyslé centrá (M. M. Mortland 1968), ktoré môžu proces dehydroxylácie katalyzovať. Významný môže byť aj vplyv reorganizácie štruktúry sprevádzajúcej dehydratačný proces,

na ktorom sa zúčastňujú vymeniteľné katióny, na čo upozornili W. F. Bradley — R. E. Grim (1951).

Východiskové materiály a experimentálna časť

Na meranie sme použili vzorky slovenských montmorillonitov vyseparované z bentonitov Jelšovský potok (vzorka A) a Hrochof (vzorka B), pri ktorých sme v predchádzajúcej práci (I. Horváth — B. Nikolová 1973) zistili vplyv vymeniteľných katiónov na hodnoty aktivačných energií dehydroxylácie.

Kryštalochemické vzorce študovaných monmorillonitov:



Príslušné monoiónové formy boli pripravené nasycovaním Ca foriem 1 N roztokmi chloridov Li, Na, K, Rb, Cs, Mg a Ba. Takto pripravené preparáty sa po premytí alkoholom (do vymiznutia reakcie na Cl^-) a po vysušení na 60 °C použili na termogravimetrické merania na termováhach Du Pont 990.

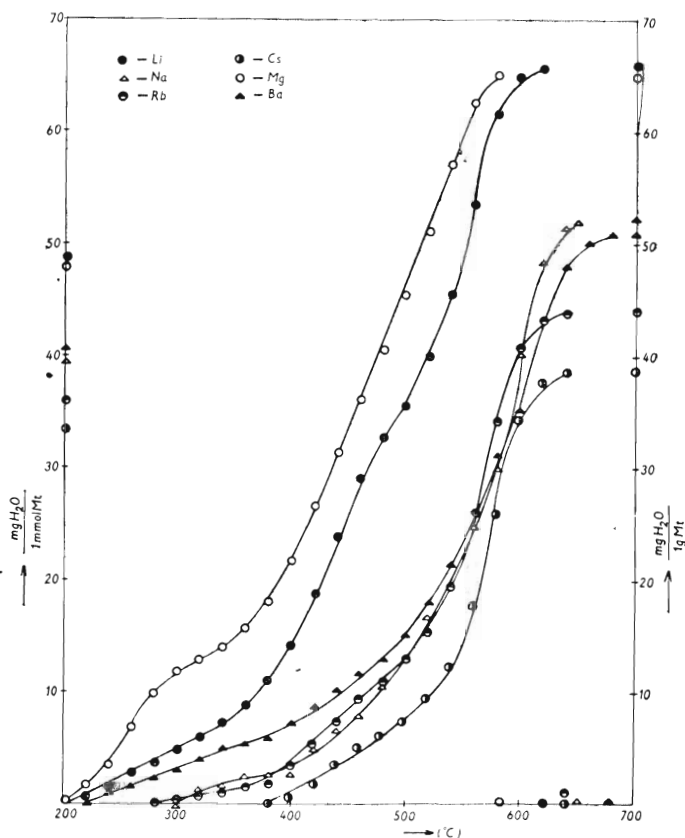
Aby hlavný podiel medzivrstvovej vody neovplyvňoval TG merania, uviedli sme vzorky pred každým meraním do rovnovážneho stavu priamo v termováhach pri 200 °C v prúde N_2 . Po ustálení konštantnej hmotnosti vzorky sa sledoval úbytok hmotnosti v závislosti od teploty pri zahreve 2 °C/min v atmosfére N_2 pri konštantnom prietoku. Hmotnosť vzoriek sa pohybovala medzi 19—22 mg.

Výsledky a diskusia

Na obr. 1 a 2 sú závislosti $\Delta g = f(T)$, kde T je teplota v °C pre monoiónové formy obidvoch študovaných vzoriek. Hmotnostná strata Δg pri jednotlivých teplotách v teplotnom intervale 200—700 °C sa uvádza v mg na 1 g príslušného montmorillonitu, konečné hodnoty Δg v mg po prepočítaní na 1 mmól monoiónovej formy sú vyznačené v ľavej časti grafu.

Diferenciácia zmien hmotnosti monoiónových foriem vzorky A sa prejavuje už medzi 200—300 °C. Najvýraznejšie zmeny prekonáva Mg forma, v ktorej je strata hmotnosti pri teplote 300 °C okolo 12 mg/g vzorky. Stratu 3—5 mg pri tejto teplote prekonalí formy Li, Ca, Ba, kým hmotnosť Na, Rb, Cs foriem zostáva konštantná. Pri Cs forme nastávajú prvé zmeny hmotnosti až pri teplote okolo 380 °C. Oblasť teploty 380 °C je kritická najmä pre Li formu, pri ktorej sa prudko zväčšuje strmosť funkcie $\Delta g = f(T)$, takže sa svojím správaním stále viac približuje Mg forme. Rozdiely medzi zostávajúcimi monoiónovými formami sa pri takejto a vyššej teplote skôr vyrovnávajú.

Najdôležitejšie údaje z obr. 1 sú v tab. 1. Strata hmotnosti v teplotnom intervale 200—700 °C v mg/mmól monoiónovej formy montmorillonitu A výrazne klesá v rade Li, Na, K, Rb, Cs pri jednomocných katiónoch, resp. Mg, Ca, Ba pri dvojmocných katiónoch, v súlade s usporiadaním uvedených prvkov v Mendeleevej periodickej tabuľke. Z absolútnych hodnôt vychodí, že sa iba v prípade katiónov s najväčšími iónovými polomerami (K, Cs, Rb) približujú k teoretickej hodnote 36 mg/mmól montmorillonitu, zodpovedajúcej 2 molekulám H_2O , ktoré vznikajú dehydroxyláciou 1 mmólu montmorillonitu. V ostat-



Obr. 1. Priebeh strát hmotnosti monoiónových foriem montmorillonitu Jelšovský Potok v závislosti od teploty. V ľavej časti diagramu na osi y sú vyznačené celkové hodnoty hmotnostných strát v teplotnom intervale 200—700 °C po prepočítaní na molekulovú váhu montmorillonitu.

Fig. 1. Weight loss in monoionic forms of the montmorillonite depending on the temperature. Jelšovský Potok locality. Total values of weight loss in temperature range 200—700 °C are plotted on the left side of the graph.

ných prípadoch sa na celkovej hodnote strát hmotnosti nevyhnutne zúčastňuje voda, ktorú do štruktúry montmorillonitu vniesli medzivrstvové kationy.

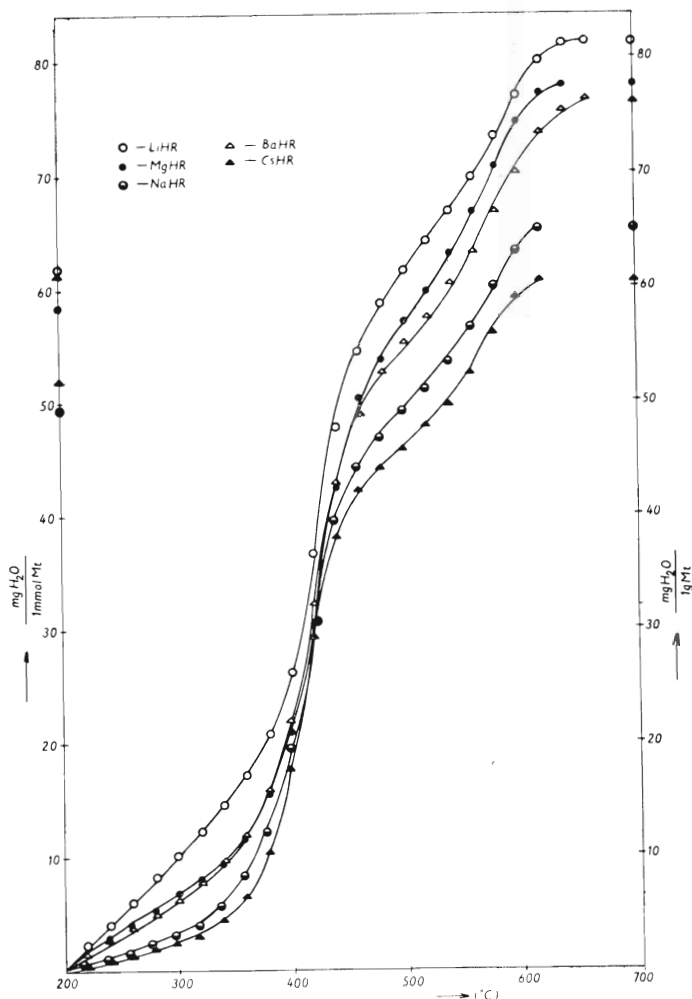
Z teplotných hodnôt v tabuľke vidieť, že sa dehydroxylácia (pri použitých experimentálnych podmienkach) skončila najskôr pri Mg a Li formách (590, resp. 600 °C), kým napr. Ca forma vyžadovala zohrev takmer o 100 °C vyšší. Údaje o teplote, pri ktorej sa uvoľnilo 50 % z celkovej straty hmotnosti v teplotnom intervale 200—700 °C, sú monotónne, opäť s výnimkou Mg a Li foriem, ktoré na tento parameter potrebovali podstatne nižšiu teplotu.

Do akej miery možno údaje o správani sa monoiónových foriem montmorillonitu A v procese dehydroxylácie aspoň zhruba zovšeobecniť, ukázali výsledky rovnakých pokusov s monoiónovými formami železitého montmorillonitu

Hrochoť (vzorka B). Anomálny charakter tohto montmorillonitu z termochémického hľadiska preukázali už výsledky DTA, pri ktorej montmorillonit Hrochoť vykazuje 2 výrazné dehydroxylačné efekty (I. Horváth 1969).

Priebeh strát hmotnosti monoiónových foriem montmorillonitu Hrochoť pri záhreve v teplotnom intervale 200—700 °C znázorňuje obr. 2. Na krivkách možno rozlíšiť 3 výrazné oblasti:

a) indukčnú časť kriviek v oblasti teploty 200—380 °C znázorňujúcu ukončovanie dehydratácie medzivrstvového priestoru a počiatky dehydroxylácie; v tejto oblasti sa monoiónové formy správajú podobne ako v prípade vzorky A (azda s výnimkou Mg formy);



Obr. 2. Priebeh strát hmotnosti monoiónových foriem montmorillonitu Hrochoť v závislosti od teploty

Fig. 2. Weight loss in monoionic forms of montmorillonite depending on the temperature. Hrochoť locality.

b) strmá akceleračná časť krivky v oblasti teploty 380—460 °C, pri ktorej sa v rozpätí okolo 80 °C uvoľňuje 50—60 % z celkovej straty hmotnosti; v tejto etape tepelného rozkladu, azda s výnimkou Li formy, sa výraznejšie jednotlivé monoiónové formy nediferencujú;

c) oblasť doznievania dehydroxylácie v širokom teplotnom intervale (460—640 °C), v ktorej sa opäť markantne prejavuje diferenciácia skúmaných monoiónových foriem.

Z tabuľkovo spracovaných výsledkov termického rozkladu vzorky montmorillonitu Hrochoť (kolónky B v tab. 1) je zrejmé, že najviac vody v teplotnom intervale 200—700 °C obsahovala podobne ako v prípade vzorky A Li forma. Prekvapuje však relatívne vysoká hodnota strát hmotnosti pri K, Ba, ale najmä pri Cs forme (52 mg. mmól⁻¹), čo môže svedčiť o tom, že Cs forma aj pri teplote nad 200 °C obsahuje min 16 mg. mmól⁻¹ molekulovej vody.

*Hodnotenie zmien hmotnosti študovaných vzoriek „A“ a „B“
v teplotnom intervale 200—700 °C*

Tab. 1

Monoiónová forma		Li	Na	K	Rb	Cs	Mg	Ca	Ba
Celková hmot. strata v mg/g	„A“	65,8	51,8	48,7	43,9	38,6	65,0	58,3	50,8
	„B“	82,0	65,1	71,0	nest.	60,3	77,8	74,0	76,4
Dtto v mag ¹ mmól mont.	„A“	48,4	39,2	37,3	35,7	33,3	48,0	44,4	40,4
	„B“	61,9	49,6	55,1	nest.	52,0	58,4	55,4	61,5
Teplota prvých hmot. zmien (°C)	„A“	210	300	300	280	380	210	210	210
	„B“	210	210	210	210	210	210	210	210
Teplota ukončenia dehydroxylácie (°C)	„A“	600	650	650	630	630	590	680	660
	„B“	650	620	630	nest.	610	620	660	650
Teplota 50 % hmot. zmeny z celkovej hodnoty (°C)	„A“	480	560	550	550	550	450	550	560
	„B“	430	420	420	nest.	420	420	420	420

Z teplotného hľadiska sa neprejavili rozdiely pri teplotách prvých zmien hmotnosti (nad 200 °C) a aj rozdiely medzi teplotami ukončenia dehydroxylácie jednotlivých foriem vzorky B sú minimálne. V dôsledku strmej akceleračnej periódy sa uvoľnilo 50 % vody prítomnej vo vzorkách vysušených na 200 °C už pri 420—430 °C, teda pri podstatne nižšej teplote ako pri vzorke A.

Dokumentované výsledky výskumu monoiónových foriem obidvoch vzoriek montmorillonitov preukázali vplyv medzivrstvových katiónov na proces dehydroxylácie. Najmä katióny s malým iónovým polomerom Li⁺ a Mg²⁺ sa od ostatných odlišujú výrazne. Ich podobnosť pri skúmanom probléme je prekvapujúca najmä pre rozdielne mocenstvo, a tým rozdielny ionizačný potenciál, hydratačnú energiu a pod. O obidvoch katiónoch je však známe, že práve vďaka svojim iónovým polomerom môžu vstupovať do oktaedrických pozícií, v prípade dioktaedrického montmorillonitu z 1/3 voľných (polomery Li⁺ — 0,06 nm a Mg²⁺ — 0,065 nm sú veľmi blízke iónovému polomeru Al — 0,05 nm). Tak

vlastne narúšajú stabilitu pôvodnej štruktúry, a tak môžu urýchľovať proces dehydroxylácie.

K podobným úvahám najmä v prípade Li^+ dospel R. Green-Kelly (1952, 1953). Hypotézu o možnosti migrácie Li a Mg do oktaedrických pozícií v priebehu dehydratácie montmorillonitu podporujú aj výsledky tejto práce. Vplyv Li a Mg na zrýchlenie procesu dehydroxylácie (najmä z teplotného hľadiska) sa markatnejšie prejavil pri vzorke A. Vzorke B (železitý montmorillonit Hrochot), obsahujúca vysoký podiel Fe^{3+} a možno aj Fe^{2+} (iónové polomery 0,064, resp. 0,076 nm) v oktaedrických vrstvách, teda vysoký podiel väčších atómov v porovnaní s Al (0,05 nm) nevytvára na migráciu Li a Mg také priaznivé podmienky.

Katióny Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+ , Ca^{2+} , Ba^{2+} , ktorých monoiónové formy sme bádali, sa do oktaedrických pozícií nemôžu včleniť zo sterických dôvodov. Rozdielnosť ich vplyvu na prvé fázy sledovania zmien hmotnosti, ktorými je poznačený aj dehydroxylačný proces, je v súlade s rozdielnosťou hydratačných energií týchto katiónov (R. C. Mackenzie 1964).

Záver

Výsledky termickej analýzy minerálov skupiny montmorillonitu, najmä výsledky váhovej termickej analýzy, sa interpretujú ťažko. Na rozdiel od väčšiny ostatných prírodných hydrosilikátov nemožno hranicu medzi únikom jednotlivých foriem prítomnej vody definovať presne. Dehydratácia prechádza kontinuálne do dehydroxylácie. Prítomné medzivrstvové katióny, vytvárajúce hydratačné obaly v závislosti od svojich hydratačných energií, ovplyvňujú proces dehydroxylácie. Zvyšky ich hydratačných obalov rezistentné aj pri teplote nad 300°C znemožňujú presne stanoviť obsah $(\text{OH})^-$ skupín v štruktúre minerálu metódou VTA. Pokiaľ sú v medzivrství Li a Mg, možno predpokladať, že tie už v procese dehydratácie migrujú do voľných oktaedrických polôh v štruktúre, narúšajú jej stabilitu a urýchľujú proces dehydroxylácie najmä z hľadiska posunu reakčnej teploty k nižším hodnotám. Tento jav sa menej výrazne prejavuje pri montmorillonite obsahujúcom v oktaédroch zvýšený podiel Fe-atómov.

Doručené 15. 9. 1977

Odporučil V. Radzo, I. Kraus

LITERATÚRA

- Bradley, W. F. — Grim, R. E. 1951: High temperature thermal effects of clay and related materials. Amer. Min., 36, pp. 182—201.
Calvet, R. 1972: Hydration de la montmorillonite et diffusion des cations compensateurs. Ph. D. Thesis. Institut National de la Recherche Agronomique. Paris, 217 p.
Green-Kelly, R. 1952: Irreversible dehydration in montmorillonite I. Clay Min. Bull., 1, pp. 221—227.
Green-Kelly, R. 1953: Irreversible dehydration in montmorillonite II. Clay Min. Bull., 2, pp. 52—56.
Grim, R. E. 1968: Clay Mineralogy. 2. ed. London, Mac Graw-Hill. 315 p.
Hofmann, U. — Endell, K. — Wilm, D. 1933: Struktur und Quellung von Montmorillonit. Z. Kristallog., 86, S. 340—348.

- Horváth, I. 1969: Nové ložisko kvalitného bentonitu na strednom Slovensku. Zbor. z konf. o využití bentonitov v stavebníctve a geol. inžinierstve. Bratislava.
- Horváth, I. — Nikolová, B. 1973: Aktivačné energie dehydroxylácie monoiónových foriem montmorillonitov z TG meraní. Zbor. TERMANAL 73. S-3/7. Vysoké Tatry.
- Norrish, K. 1954: The swelling of montmorillonite. Disc. Far. Soc., 18, pp. 120—134.
- Mackenzie, R. C. 1964: Hydratationseigenschaften von Montmorillonit. Ber. d. Deutsh. Ker. Ges., 41, Nr. 12, S. 696—708.
- Mortland, M. M. 1968: Protonation of compounds at clay mineral surfaces. Trans. 9th Int. Congres Soil Sci., 1, pp. 691—699. Adelaide.
- Ross, C. S. — Hendricks, S. B. 1945: Minerals of the montmorillonite group. Proc. Pap. U. S. Geol. Surv. No 205 B, pp. 23—79.

Dehydroxylation of monoionic forms of the montmorillonite

IVAN HORVÁTH

Monoionic forms of separated montmorillonites from Jelšový Potok and Hrochof localities in Slovakia have been studied using gravimetric thermal analysis with controlled atmosphere in temperature intervals of 200—700° C. Results have manifested that release of water bound by mineral structure in the form of hydroxyl groups is influenced by the kind of exchangeable ions occupying interlayer positions of the montmorillonite structure. Decisive factor is ionic radius of the cation in question. Cations having ionic radia related to that of aluminium which appears to be basic central atom in the montmorillonite structure layer, accelerate hydroxyl water breakdown by shifting of reaction temperature to lower values.

This relation has been ascertained namely in the case of Li- and Mg-montmorillonite. These samples were dehydroxylated more quickly than studied Na, K, Rb, Ca and Ba modifications.

Obtained results led to the view that ions of Li and Mg enter free octahedric positions of the mineral already in the dehydration phase, during the breakdown of the interlayer water (montmorillonite as dioctahedric mineral has about 33 p. c. of free octahedric positions). By this process, structure of originating anhydrous montmorillonite will be defected and the dehydroxylation process will be accelerated.

The mentioned feature has been ascertained to occur in pronounced manner in the montmorillonite from the Jelšový Potok locality. Interlayered cation migration into free octahedric positions appear to be influenced by less favourable steric conditions (probably due to a higher amount of larger iron atoms in octahedres) of the montmorillonite from the Hrochof locality.

Preložil I. Varga

Asociačná analýza vzťahu medzi chemizmom vôd prameňov v karpatskom flyši a morfológickou pozíciou

(3 tab. v texte)

JÁN JETEL — LÝDIA RYBÁŘOVÁ*

Зависимость между химизмом источников вод в карпатском флише и морфологическими условиями на основании ассоциационного анализа

Ассоциационный анализ гидрохимических данных из 61-го источника в годульских слоях (песчаники и сланцы) Моравско-слизских Бескид с использованием критерия χ^2 подтвердила статистическую зависимость химизма источников от морфологических условий.

Воды источников расположенных вблизи вершин — сульфатные, воды источников расположенных в долинах и на пологих склонах — бикарбонатные. Эта зависимость объясняется различными длинами путей циркуляции вод и можно предполагать её и в других флишевых районах.

Association analysis of the relation between the chemistry of spring waters in the Carpathian flysch and the morphologic position

An association analysis of hydrochemical data from 61 water springs in Godula beds (sandstones and shales) of the Moravsko-sliezské Beskydy Mts. using criterion of chi-square distribution ascertained statistical dependence upon morphological disposition. Sulphates predominate in springs located on ridges whereas bicarbonates occur mainly in springs situated in valleys with moderate slopes. Ascertained dependence probably reflects different circulation length and it may occur in other flysch areas, too.

Jedným z poznatkov získaných pri postupnom spracúvaní údajov o chemizme podzemnej vody zóny intenzívneho obehu v karpatskom flyši v úseku Moravsko-sliezskych Beskyd a priľahlej časti Slovenských Beskyd bol záver o istej závislosti chemizmu vody od morfolologickej pozície v teréne. Táto závislosť sa prejavuje prevahou prameňov so sulfátovou vodou v hrebeňových a vrcholových úsekoch terénu oproti prevahe prameňov s bikarbonátovou vodou v nižšie položených úsekoch terénu. Uvedená štatistická závislosť zrejme odráža rozdiely v dĺžke a rýchlosti obehu od infiltrácie k výveru a konštatovala sa už pri spracovaní menších území (J. Jetel — L. Rybářová 1972, L. Rybářová 1973, 1975a, b). Pre časté výnimky však pri malej hustote dokumentovaných bodov miestami chýbali presvedčivé a jednoznačné dôkazy o jej všeobecnej

* RNDr. Ján Jetel, CSc., Lýdia Rybářová, Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1.

platnosti. Pri súhrnnom hodnotení širšej oblasti (J. J e t e l — L. R y b á ě r o v á 1975) sme preto pokladali za potrebné overiť objektívnu platnosť naznačenej zákonitosti asociačnou analýzou (pozri J. J e t e l — S. G a z d a — J. C h r o b o k 1975), t. j. aplikáciou testovania štatistických hypotéz o závislosti kvalitatívnych (nominálnych) znakov.

Výsledky regionálneho zhodnotenia ukázali, že sa uvedená zákonitosť najvýraznejšie prejavuje pri prameňoch v godulských vrstvách (nevápnité alebo slabo vápnité pieskovce striedajúce sa s nevápnitými ílovcami), ktoré sú v Moravskosliezskych Beskydách najpodrobnejšie dokumentované a súčasne sú natoľko geochemicky sterilné, aby sa skúmaná zákonitosť mohla výrazne prejať. Na overenie objektívnej existencie naznačenej zákonitosti sme preto použili výsledky chemických rozborov vody zo 61 prameňov viažúcich sa na godulské vrstvy sliezskej jednotky flyšu.

Väčšina vód skúmaných prameňov patrí jednak do rozličných typov kalciovo-bikarbonátovej skupiny (najčastejšie typu C_{II}^{Ca} Alekinovej klasifikácie), jednak do typov kalciovo-sulfátovej skupiny (typ S_{II}^{Ca} a i.). V klasifikácii podľa S. G a z d u (1971) ide o vody čistého kalciovo-bikarbonátového typu (celková mineralizácia 0,05—0,33 g/l, medián celkovej mineralizácie 0,10 g/l), čistého kalciovo-sulfátového typu (0,03—0,11 g/l, medián 0,08 g/l) a ďalej prechodného alebo zmiešaného typu (0,04—0,16 g/l).

Postup a výsledky asociačnej analýzy

Skúmané pramene sme rozdelili podľa morfolologickej pozície na:

1. pramene vrcholových a hrebeňových partií (súbor *h*),
2. pramene v stredných úsekoch miernejších svahov (súbor *m*),

Kontingenčná tabuľka vzťahu chemizmu vody prameňov v godulských vrstvách a morfolologickej pozície

Tab. 1

Pozícia prameňa	Súbor	Prevažujúci anión		Súčet početností
		SO_4^{2-} 4	HCO_3^- 3	
		<i>S</i>	<i>C</i>	
Vrcholové a hrebeňové partie	<i>h</i>	9	3	12
Stredné úseky miernejších svahov	<i>m</i>	3	9	12
Úpätia strmých úbočí	<i>s</i>	10	8	18
Údolia a úpätia miernych svahov	<i>u</i>	2	17	19
Súčet početností		24	37	61

3. pramene na úpätiach strmých úbočí (súbor s),

4. pramene v dolinách a na úpätiach miernych svahov (súbor u).

Z hydrochemického hľadiska sme vydělili vody s prevahou sulfátov (súbor S) a vody s prevahou bikarbonátov (súbor C), pričom sme vychádzali z pomeru obsahov vyjadrených v ekvivalentných množstvách. Početnosť výskytov jednotlivých kombinácií vymedzených kvalitatívnych znakov uvádza tab. 1.

Pri overení štatistickej významnosti predpokladaného vzťahu sme postupovali spôsobom bežným pri testovaní nulovej hypotézy pomocou Pearsonovho kritéria χ^2 (pozri napr. W. C. Krumbein — F. A. Graybill 1965, R. Reisenauer 1970, W. Sadowski 1975 a i.) pre kontingenčnú tabuľku 2×2 . Prvý rozbor sme vykonali pri rozčlenení prameňov na pramene vrcholových a hrebeňových partií (súbor h) a na ostatné pramene (súbor $m + s + u$). Početnosť jednotlivých kombinácií uvažovaných znakov uvádza tab. 2. Pre štvorpoľnú kontingenčnú tabuľku sme teda zistili početnosť $a = 15$, $b = 34$, $c = 9$ a $d = 3$.

*Kontingenčná tabuľka vzťahu medzi chemizmom vôd
prameňov v godulských vrstvách a ich pozíciou
na hrebeňoch alebo v dolinách a na úbočiach*

Tab. 2

Súbor	S	C	Súčet početností
$m + s + u$	15 ($= a$)	34 ($= b$)	49 ($= a + b$)
h	9 ($= c$)	3 ($= d$)	12 ($= c + d$)
Súčet početností	24 ($= a + c$)	37 ($= b + d$)	61 ($= a + b + c + d$)

Ak by platil predpoklad náhodného rozdelenia početností jednotlivých kombinácií, t. j. ak by nejestvovala nijaká závislosť medzi morfológickou pozíciou a chemizmom, mali by jednotlivé kombinácie uvažovaných znakov očakávanú početnosť a_0 , b_0 , c_0 a d_0 , danú iba okrajovými súčtami početností v jednotlivých riadkoch a stĺpcoch:

$$\begin{aligned} a_0 &= (a + b) (a + c) / n & b_0 &= (a + b) (b + d) / n \\ c_0 &= (a + c) (c + d) / n & d_0 &= (b + d) (c + d) / n \end{aligned} \quad (1)$$

($n = a + b + c + d$, t. j. počet skúmaných výskytov).

Ako testovacie kritérium slúži veličina

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(n_{zj} - n_{0j})^2}{n_{0j}} \quad (2)$$

kde n_{zj} je zistená početnosť v j -tom poličku tabuľky, n_{0j} — očakávaná náhodná početnosť v j -tom poličku, k — počet poličkov (počet možných kombinácií uvažovaných znakov). Pre $k = 4$ možno určiť χ^2 podľa vzťahu

$$\chi^2 = \left(\frac{ad - bc}{n} \right)^2 \left[\frac{1}{a_0} + \frac{1}{b_0} + \frac{1}{c_0} + \frac{1}{d_0} \right] \quad (3)$$

V danom prípade má očakávaná náhodná početnosť jednotlivých kombinácií podľa vzťahov (1) hodnoty

$$a_0 = 19,3, \quad b_0 = 29,7, \quad c_0 = 4,7, \quad d_0 = 7,3$$

takže podľa rovnice (3) $\chi^2 = 7,96$. Podľa štatistických tabuliek (napr. W. S a d o w s k i 1975) má kritérium χ^2 pre hladinu významnosti $\alpha = 0,05$ (t. j. pre 95 %-nú istotu) a pre tabuľku 2×2 (t. j. pre jeden stupeň voľnosti) hodnotu 3,84. Keďže je zistená hodnota kritéria 7,96 vyššia ako kritická hodnota (3,84), možno so zvolenou istotou 95 % zamietnuť nulovú hypotézu, podľa ktorej by nejestvovala závislosť medzi morfológickou pozíciou prameňa a skúmanými znakmi chemizmu vody. Test ukázal, že predpokladaný vzťah je štatisticky významný a že teda objektívne platí zákonitosť početnejšieho výskytu sulfátových vôd v hrebeňových a vrcholových úsekoch terénu.

Obdobné výsledky malo štatistické testovanie aj po vylúčení prameňov zo stredných úsekov miernych svahov (t. j. pri porovnaní súborov h a $s + u$) a po rozčlenení na pramene vrcholových a hrebeňových partií spolu s prameňmi pod strmými úbočiami (súbor $h + s$) na jednej strane a na pramene v dolinách a pod miernymi svahmi na druhej strane (súbor u). V ostatnom variante sa porovnávali iba morfológicky celkom protikladné pramene súborov h a u ; v tomo prípade bola skúmaná závislosť najvýraznejšia.

Pre pomerne malý počet údajov v ostatnom variante triedenia sa tieto údaje navyše podrobili aj Fisherovmu testu pre tabuľku 2×2 s malou početnosťou (pozri napr. J. J e t e l 1965, R. R e i s e n a u e r 1970). Test ukázal, že zistené rozdelenie početností jednotlivých kombinácií znakov „ h “ alebo „ u “ so znakmi „ S “ alebo „ C “ by sa v prípade nezávislosti chemizmu od morfológickej pozície mohlo náhodne vyskytnúť iba s pravdepodobnosťou 0,0004, t. j. 0,04 %, čo potvrdzuje jestvovanie uvažovanej závislosti celkom jednoznačne.

Na porovnanie tesnosti zistených asociačných vzťahov jednotlivých variantov triedenia prameňov sme použili Yulov koeficient asociácie Q (pozri G. U. Y u l e — M. G. K e n d a l l 1950 alebo M. K o v a č k a — O. K o n t š e k o v á 1969)

$$Q = (ad - bc)/(ad + bc) \quad (4)$$

(pri úplnej nezávislosti je $Q = 0$, pri maximálnej tesnosti $Q = +1$ alebo $Q = -1$). Štandardná odchýlka výberového rozdelenia koeficienta asociácie (V. L a m s e r — L. R ů ž i č k a 1970) je

$$s_Q = \frac{1 - Q^2}{2} \sqrt{\frac{1}{a} + \frac{1}{b} + \frac{1}{c} + \frac{1}{d}} \quad (5)$$

Hodnoty Q a s_Q uvádza tab. 3. Tesnosť závislosti vyjadrená pomocou Q sa zvyšuje s výslednými hodnotami χ^2 . Ako však vychodí z porovnania vypočítaných štandardných odchýlok s_Q , rozdiely v tesnosti závislosti pri jednotlivých variantoch nie sú štatisticky významné, čo možno exaktnejšie potvrdiť aj testom významnosti pomocou kritéria z (pozri napr. V. L a m s e r — L. R ů ž i č k a 1970).

Roztriedenie prameňov (porovnávané súbory alebo skupiny súborov)	χ^2	Q	sQ
$m + s + u$; h	7,96	-0,74	0,165
$s + u$; h	6,71	-0,59	0,249
u ; $h + s$	12,7	-0,87	0,101
u ; h	13,4	-0,92	0,075

Kritická hodnota χ^2 pre hladinu významnosti $\alpha = 0,05$ je 3,84 a bola prekročená vo všetkých variantoch roztriedenia.

Príčiny zistenej závislosti

Ako sme už naznačili, za hlavnú príčinu diferenciácie chemizmu skúmaných prameňov v závislosti od morfológickej pozície pokladáme rozdiely v dĺžke a rýchlosti obehu vody v hornine, t. j. v rozdielnom trvaní vzájomného pôsobenia vody a horniny (v danom prípade najmä rozpúšťania karbonátovej zložky pieskovcov — pozri S. G a z d a 1964). Prevalha sulfátov vo vyššie položených prameňoch by sa síce mohla vysvetľovať aj väčšou rýchlosťou oxidácie rozptýlených sulfidov v porovnaní s rýchlosťou rozpúšťania karbonátov, ale ak berieme do úvahy výsledky štúdia chemizmu vody v širšej oblasti, pokladáme za rozhodujúci prínos sulfátov zrážkovými vodami. V prospech takéhoto záveru svedčí jednak zistené rozdelenie absolútneho obsahu sulfátov vo vodách skúmanej oblasti (obsah SO_4^{2-} tu v podstate nerastie s rastom celkovej mineralizácie — J. J e t e l — L. R y b á ř o v á 1975), jednak aj výsledky štúdia chemizmu zrážkovej vody (V. J i ř e l e 1975), ktoré ukazujú na prevalhu a pomerne vysoký absolútny obsah sulfátov v zrážkovej vode na území ČSR. Prínos sulfátov z atmosferických zrážok môže byť mimoriadne významný práve v Moravskosliezskych Beskydách a v priľahlých úsekoch Slovenských Beskyd a Javorníkov, kam väčšina zrážok prichádza z oblasti intenzívnych priemyselných exhalácií Ostravy a okolia. V hrebeňových a vrcholových úsekoch terénu vyvierajú teda vody, v ktorých prevažuje mineralizácia prinesená zrážkovou vodou, zatiaľ čo pri dlhšom kontakte s horninou sa voda obohacuje predovšetkým rozpúšťaním karbonátovej zložky, takže v nižšie položených prameňoch potom začínajú prevažovať bikarbonáty.

Záver

1. Asociačná analýza výsledkov chemických rozborov vody zo 61 prameňov vyvierajúcich z godulských vrstiev v Moravskosliezskych Beskydách potvrdila na základe testovania štatistických hypotéz s použitím kritéria χ^2 platnosť predpokladu o existencii štatistickej závislosti medzi chemizmom vôd prameňov a ich morfológickou pozíciou.

2. Zistená závislosť, t. j. prevalha sulfátov vo vodách prameňov vyvierajúcich

v hrebeňových a vrcholových partiách a na úpätiach strmých svahov na jednej strane a prevaha bikarbonátov vo vodách prameňov na úpätiach a stredných častiach miernych svahov na druhej strane, pravdepodobne odráža rozdiely v dĺžke obehu a kontaktu s horninou. Relatívny podiel sulfátov, ktoré sú zväčša pravdepodobne zrážkového pôvodu, pri dlhšom kontakte s horninou klesá v súvislosti s rozpúšťaním karbonátovej zložky hornín.

3. Existencia skúmaného vzťahu sa mohla zatiaľ štatisticky overiť iba v guldských vrstvách, ktoré sú doteraz najpodrobnejšie hydrochemicky dokumentované a kde sa môže výrazne prejavovať vzhľadom na ich pomerne nízku vápnitosť. S rastúcou hydrochemickou preskúmanosťou karpatského flyšu by bolo vhodné preveriť platnosť tejto závislosti aj v iných častiach flyšu. Pritom nie je vylúčené, že zistený vzťah bude mať aj všeobecnejšiu platnosť, najmä v horskom teréne.

4. Z metodického hľadiska sa názorne ukázala možnosť široko uplatňovať asociačnú analýzu vzájomných vzťahov kvalitatívnych znakov pri riešení hydrogeologickej a hydrogeologickej problematiky. Použité metódy napriek svojej jednoduchosti a výpočtovej nenáročnosti umožňujú objektívne potvrdiť závery vyslovované intuitívne pri spracovaní empirických poznatkov.

Doručené 1. 6. 1976

Odporučil S. Gazda, P. Bujalka

LITERATÚRA

- Gazda, S. 1964: Odras horninového prostredia v chemizme podzemných vôd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 32, s. 263—279.
- Gazda, S. 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. Hydrogeol. Ročenka (Praha—Brno) 1969—1970, s. 122—126.
- Jetel, J. 1965: O použitelnosti některých statistických metod v hydrogeologii. Hydrogeol. ročen. (Praha—Žilina) 1965, s. 80—94.
- Jetel, J. — Gazda, S. — Chrobok, J. 1975: Použitie štatistických metód pri hydrogeochemickom štúdiu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 62, s. 145—159.
- Jetel, J. — Rybářová, L. 1972: Hydrogeologické poměry. In: V. Pesl et al.: Vysvětlivky k listu základní geologické mapy 1:25 000 M-34-85-C-b Rožnov pod Radhoštěm. Manuskript — Geofond Praha, s. 48—61.
- Jetel, J. — Rybářová, L. 1975: Hydrogeologie a hydrogeochemie Moravsko-slezských Beskyd. Manuskript — Geofond Praha.
- Jiřele, V. 1975: Vliv kontaminovaných srážkových vod na kvalitu podzemní vody. In: M. Kněžek et al.: Ochrana podzemních vod, jejich využití a rozmnožování. Závěrečná zpráva. Manuskript — Výzk. ústav vodohospodář. Praha, s. 42—55.
- Kovačka, M. — Kontšeková, O. 1969: Štatistické metódy. 3. vyd. Bratislava, Alfa. 266 s.
- Krumbein, W. C. — Graybill, F. A. 1965: An introduction to statistical models in geology. New York, McGraw-Hill Books Co. (ruský preklad: Statističeskije modeli v geologii. Moskva, Mir. 398 s.).
- Lamser, V. — Růžická, L. 1970: Základy statistiky pro sociology. Praha, Svoboda. 430 s.
- Reisenauer, R. 1970: Metody matematické statistiky a jejich aplikace v technice. 2. vyd. Praha, SNTL — Nakl. techn. lit. 239 s.
- Rybářová, L. 1973: Hydrogeologické poměry území listu Bystřice nad Olší (M-34-86-A-b). Manuskript — Geofond Praha 18 s.
- Rybářová, L. 1975a: Hydrogeologické poměry území listu Komorní Lhotka. In: E. Menčík et al.: Základní geologická mapa 1:25 000, list M-34-86-A-a Komorní Lhotka. Manuskript — Geofond Praha.

- Rybářová, L. 1975b: Hydrogeologické poměry území listu Morávka. In: E. Menčík et al.: Základní geologická mapa, list M-34-86-A-c Morávka. Manuskript — Geofond Praha.
- Sadowski, W. 1975: Matematická statistika. Bratislava, Alfa, 403 s.
- Yule, G. U. — Kendall, M. G. 1950: An introduction to the theory of statistics. 14th ed. London, Griffin and Co. 701 p.

Association analysis of the relation between the chemistry of spring waters in the Carpathian Flysch and the morphologic position

JÁN JETEL — LÝDIA RYBÁŘOVÁ

Association analysis of hydrochemical data on 61 springs issuing from the Godula Beds (sandstones and shales) in the Moravian—Silesian Beskydy Mts. verified a statistical dependance between the water chemical composition and the morphologic position of the springs by testing statistical hypotheses with the use of the criterion χ^2 . The sulfates predominate on the ridges, near the peaks and on the feet of sheer slopes, the bicarbonates prevailing in the springs situated in the valleys and on moderate slopes. This regularity reflects evidently differences in the length of the ways of underground circulation. The sulfates are brought, in the main, probably by rainwater. The percentage of sulfates in the groundwater decreases in the course of the interaction with rocks as a consequence of the dissolution of rock carbonates.

For now, it has been possible to verify statistically the above-described dependance only in the Godula Beds from where the most detailed information is available and where this dependance may manifest itself most distinctly thanks to comparatively low calcium carbonate contents in the rocks. In the future, it will be useful to examine from this point of view the spring waters in other Flysch regions as well. The described relation might even prove to be of a more general validity, especially in mountainous regions.

The analysis of association of qualitative attributes may have more extensive applications in solving various hydrogeologic and hydrogeochemical problems. Although the used methods are very simple and do not require laborious computations at all, they make possible to verify objectively the conclusions often drawn only by intuition from empirical data.

Preložil J. Jettel

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Jan Kalvoda: **Kvartérní orogenní rysy reliéfu Himálaje**

(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 30. 3. 1977)

Recentní modelace reliéfu Himálaje svědčí o vrásném dotváření horské klenby v pleistocénu. Postmiocenní orogenetické změny objemu a tvaru horstva byly spolu s planetárními klimatickými oscilacemi hlavními příčinami variability klimamorfogenetických procesů. Průběh těchto procesů je stále podporován a ožíván pokrač

čujícím zdvihem himálajských pásem, který tak vytváří podmínky k zachování extrémní potenciální energie reliéfu. Geologicky velmi krátké období, dělicí současnost od miocenní, resp. středně pliocenní až středně pleistocenní fáze orogeneze, umožňuje nazvat problém vývoje himálajského reliéfu výjimečnou možností přímého studia průběhu vrásnění jako nejrevolučnějšího ze známých geologických jevů. Himálaj je pravděpodobně jediným horstvem planety, kde lze geomorfologickými metodami studovat genezi a destrukci vrásněné horské klenby. Mimořádný zájem přírodovědců o vývoj nejmladší horské klenby planety, který je motivován pozorovanými unikátními geologickými a biologickými jevy, vede k syntetickému prohlubování poznatků o přírodě Himálaje a k jejich zobecnění porovnáním s ostatními mobilními pásmy zemské kůry.

Nejmladší fázi himálajského vrásnění, jejíž projevy můžeme sledovat při studiu geologických a geomorfologických procesů mobilního prostoru i v současné době, lze ztotožnit zejména se vznikem výrazného stupňového uspořádání horských reliéfů. Na pozadí celkového zdvihu horstva o několik tisíc metrů byla ve čtvrtohorách vyklenuta vrásová pohoří Tibetského Himálaje a vytvořeny hlavní rysy jeho říční sítě. V příkrovové stavbě Vysokého Himálaje byl oživen hlavní himálajský přesun a vznikly dílčí reliéfové příkrovy uvnitř hmot vysokohimálajského příkrovu. Byla tak zároveň vyvolána bouřlivá destrukce nových reliéfových celků, doprovázená akumulací a následným zrůdněním úlomkovitých suchozemských sedimentů Síváliku v j. předpolí horstva. V Nízkem Himálaji byly diferencovány mezihorské tektonické kotliny, v čele pohoří pak pásmo hlavního hraničního zlomu.

Vznik reliéfových příkrovů pleistocenního stáří byl vyvrcholením svérázného stavebního stylu Vysokého Himálaje. Reliéfové příkrovy nesou ve hřbetních partiích starší horské reliéfy a přesunují se po poměrně členitém reliéfu nižších tektonických celků. Jejich relativní geologické mládí a ponásunová fáze modelace povrchových částí v chladném vysokohorském podnebí podmiňují vysoký stupeň zachování původního tvaru a výškových amplitud příkrovů. Ve východním Nepálu je tento styl (vysokohimálajských příkrovů) nejzetelnější u horských masívů Makalu, Čamlangu a zejména Čomolongmy.

Z geomorfologické a strukturněgeologické analýzy horského masívu Čomolongmy vyplývá, že jeho hmoty byly ve středním až mladém pleistocénu nasunuty na reliéf stropu vysokohimálajského příkrovu v oblasti Khumbu a Horní Barun. Nižší reliéfová úroveň krystalinika vysokohimálajského příkrovu Khumbu je v pokročilém stadiu alpinské modelace, s hladinou nejvyšších vrcholů mezi 6000 až 7000 m a ledovcových údolí mezi 4600—6000 m. Jejím charakteristickým rysem je vysoký stupeň mrazového rozpadu hřebenů oddělujících poměrně široká a plochá údolí. Naproti tomu vyšší reliéfová úroveň masívu Čomolongma je extrémně mladou skupinou štítů, s vertikální členitostí blízkou hranici gravitační stability a s nápadným nedostatkem úpatních svahových a ledovcových sedimentů. Výsledkem posledních fází přesunu masívu Čomolongma na reliéf staršího himálajského hřbetu je jeho vnitřní tektonické rozčlenění na dílčí reliéfové šupiny Ságarmathy a Lhotse-Nuptse.

Porovnání vývoje čtvrtohorních reliéfových příkrovů Čomolongmy a Makalu s geologickou a geomorfologickou stavbou dalších dominantních horských skupin Himálaje a Karakóram není dosud možné provést, neboť nejsou dosud dostatečně prozkoumány. Jde zejména o horské masívy v oblasti ledovce Baltoro (Čhogori — K2, Gašerbrum a další), Nangáparvatu a Nandá Dévi v Západním, Shaulágiri, Annapúrny, Manaslu a Kančandžangy v Centrálním a Namče Barva ve Východním Himálaji. Převratné změny ve stavbě a reliéfu himálajského prostoru svědčí o tom, že kvalitativně srovnatelné jevy mohou být vůdčími událostmi čtvrtohorní etapy geologické historie mobilních zón zemské kůry.

Charakteristika hydrogeologických pomerov pliocénu Lučeneckej kotliny

(1 obr. v texte)

MILAN ĎURIANČÍK — DUŠAN LAMOŠ*

Гидрогеологические условия плиоцена Луценецкой котловины

Авторы статьи на основании известных результатов гидрогеологических разведок, которые проводились в основном с целью решения водоснабжения питьевой и технической водой малых потребителей, приводят описание водоносности и качественных особенностей подземных вод плиоценовых осадков северной части Луценецкой котловины между Лученцом и Полтаром.

Результаты разведочных работ показывают на большое значение этого района, в отличие, как бы предполагалось раньше, и одновременно полученные результаты позволяют предложить этот район региональной гидрогеологической разведке.



Hydrogeological conditions of the Pliocene in the Lučenecká kotlina basin (SE Slovakia)

Based on results of hydrogeological exploration executed for purposes of local drink- and industrial-water consumption, hydrogeological conditions, water discharge and qualitative characteristics of groundwater in Pliocene sediments are given. Exploration data from the northern part of the Lučenecká kotlina basin show to a greater hydrogeological significance of this area, contrary to previous views. Further hydrogeological exploration is suggested.

Záujmové územie je z vodohospodárskeho hľadiska deficitné na zdroje pitnej a úžitkovej vody. Predpokladalo sa, že Lučeneckú kotlinu bude zásobovať hri-

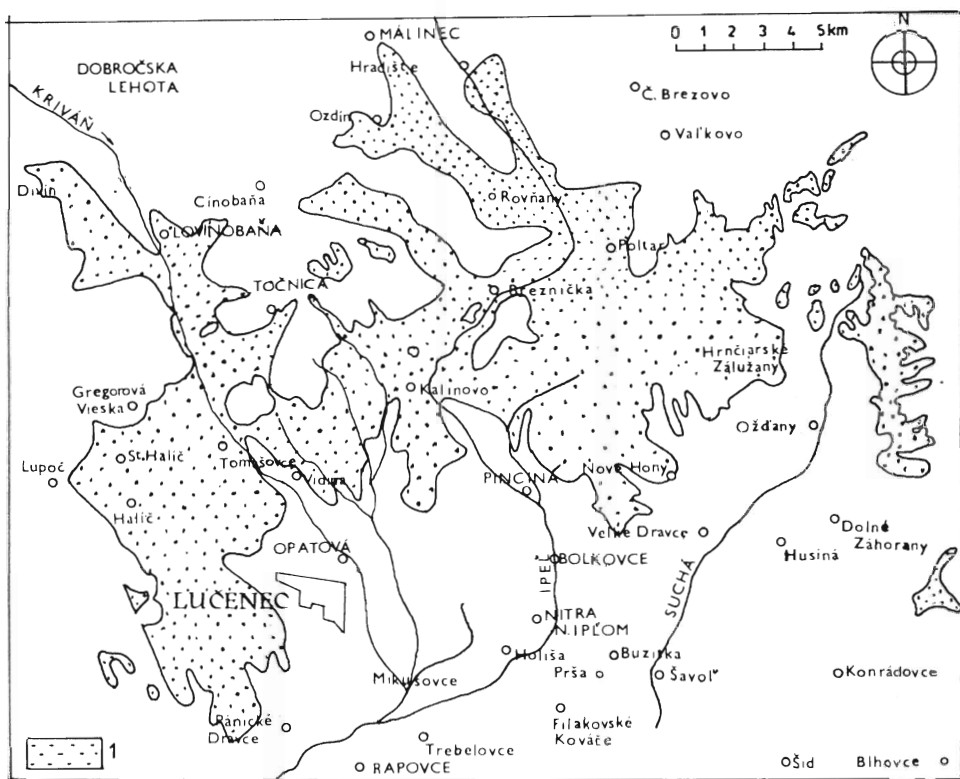
* P. g. Milan Ďuriančík, Pôdohospodársky projektový ústav, Kollárova ul. 40 974 65 Banská Bystrica,

RNDr. Dušan Lamoš, Pôdohospodársky projektový ústav, Vajnorská 21, 899 21 Bratislava.

ňovský skupinový vodovod. Pre niektoré technické chyby na hriňovskej vodnej nádrži a zvýšenú spotrebu vody do roku 1980 treba na zásobovanie obcí, priemyselných podnikov a poľnohospodárskych závodov pitnou vodou využiť všetky miestne zdroje. Čiastkové výsledky hydrogeologického prieskumu z posledného obdobia v oblasti pliocénnej formácie medzi Lučencom a Poltárom svedčia o tom, že na zásobovanie malých spotrebisk pitnou a úžitkovou vodou možno počítať s využívaním zdrojov podzemnej vody tejto oblasti.

Hydrologicky patrí Lučenecká kotlina do povodia Ipľa, ktorý svojimi prítokmi odvodňuje severnú a severovýchodnú časť kotliny. Medzi najvýznamnejšie pravostranné prитоky patrí Cinobanský, Krivánsky a Tuhársky potok.

Na geologickej stavbe Lučeneckej kotliny a okrajových orografických celkov sa zúčastňujú horniny kryštalinika, paleozoika až kvartéru.



Obr. 1. Schematická mapa rozšírenia poltárskej formácie v Lučeneckej kotline (zostavená z podkladov GÚDS Bratislava) 1 — poltárska štrková formácia, celkové rozšírenie

Fig. 1. Sketch-map of the Pliocene Poltár formation in the Lučenecká kotlina basin (based on materials of D. Štúr's Geological Institute, Bratislava). 1 — the Poltár gravel formation in the whole.

Hydrogeologické pomery

Hydrogeologické pomery pliocénnych sedimentov Lučeneckej kotliny sú odrazom zložitých geomorfologických, hydrologických, klimatických a štruktúrogeologických pomerov nielen Lučeneckej kotliny, ale aj jej okrajových orografických celkov. Možno povedať, že hydrogeologické pomery pliocénu Lučeneckej kotliny sa doteraz nezhodnotili komplexne, ale len v súvislosti s podrobným hydrogeologickým prieskumom náplavov Ipľa a jeho prítokov (I. Orvan 1957, 1961, 1972).

Podzemná voda štrkových kvartérnych sedimentov a sedimentov pliocénu je rozličného pôvodu: je infiltrovaná z povrchových recipientov, zo zrážok a miestami prestupuje zo susedných území, ktoré sú z hornín kryštalinika a paleozoika.

Výsledky hydrogeologických prieskumov uskutočnených v pliocénnych sedimentoch Lučeneckej kotliny v uplynulých rokoch ukazujú, že najpriaznivejšie zvodnenie je v podloží aluviálnych a proluviálnych štrkových sedimentov (J. Orvan 1972). Lokálny význam majú aj väčšie depresie pri priaznivom uložení nepriepustného podložia.

V severnej časti kotliny zrážky miestami infiltrujú priamo do pliocénnych sedimentov v miestach ich výstupu na povrch, alebo nepriamo, t. j. prostredníctvom tektonicky porušených a zvetraných hornín kryštalinika a paleozoika. Príkladom takejto čiastkovej štruktúry je Hrnčiarska Ves, kde sa pramennými zárezmi zachytilo 4—7 l. s⁻¹ vody, ktorá sa ešte nevyužíva ani na zásobovanie miestneho JRD ani obce.

Predpokladáme, že sa zásoba podzemnej vody panvovito uložených pliocénnych sedimentov v niektorých častiach Lučeneckej kotliny dopĺňa infiltráciou zrážok do štrkopiesčitých sedimentov, ktoré tvoria výplň hlbkových erózných rýh v nepriepustných horninách vrchného oligocénu a pritom drénujú vodu zo širšieho okolia.

Napriek tomu, že vykonané hydrogeologické prieskumné práce boli jednoúčelové, krátkodobé a situovanie vrtov sa muselo prispôbiť požiadavkám investora, bolo možno zistiť isté zákonitosti výskytu miest lepšie zvodnených pliocénnych sedimentov.

Najväčšie zvodnenie hornín sa doteraz zistilo:

a) v podloží aluviálnych a proluviálnych sedimentov (napr. Tomášovce, z jedného vrtu $Q = 1$ až 3 l. s^{-1} , lokalita Poltár, z jedného vrtu $Q = 2,5 \text{ l. s}^{-1}$, lokalita Lučenec, z jedného vrtu $Q = 1,7 \text{ l. s}^{-1}$),

b) vo vyššie položených prieskumných územiach, v erózných ryhách a čiastkových štruktúrach (napr. lokalita Hrnčiarska Ves, 4—7 l. s⁻¹),

c) na styku sedimentárnych hornín pliocénu s predterciárnymi horninami kryštalinika, horninami paleozoika a mezozoika (napr. lokalita Uhorské, z jedného vrtu $Q = 0,6 \text{ l. s}^{-1}$, lokalita Bystrička, z jedného vrtu $Q = 1,4 \text{ l. s}^{-1}$).

Hydrochemická charakteristika podzemnej vody

Formovanie chemizmu podzemnej vody Lučeneckej kotliny má svoje špecifiká. Spôsobuje to skutočnosť, že hlavným zdrojom je infiltrujúca voda povrchových tokov, ktorá je v úzkej hydraulikej spätosti s podzemnou vodou náplavov. Nemožno zanedbať ani vplyv zrážkovej vody, najmä za dlhodobých

extrémnych jarných, letných a jesenných dažďov. Chemizmus v podstatnej miere ovplyvňuje aj podzemná voda pritekajúca z okrajových pohorí v oblasti rozšírenia kryštalinika kohútskeho pásma.

Podzemnú vodu kvartérnych sedimentov v oblasti rozšírenia kryštalinika kohútskeho pásma charakterizuje nízka mineralizácia, nízka tvrdosť a vysoký obsah voľného CO_2 (45—50 mg/l), ktorý je agresívny na betón. Celková mineralizácia dosahuje 83 až 254 mg/l anorganických látok. Celkovú tvrdosť tvorí prechodná tvrdosť predstavovaná hydrouhličitanmi vápnika a horčíka. Prevláda nevýrazný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový chemický typ vody. Podzemná voda zodpovedá požiadavkám na pitnú a úžitkovú vodu.

Podľa chemického zloženia možno podzemnú vodu kvartérnych sedimentov Lučeneckej kotliny charakterizovať ako stredne mineralizovanú (2,63 až 7,99 mval. l^{-1} , resp. 7,4 až 22,4 °nem) s obsahom 17,6—30,8 mg/l voľného CO_2 . Prevláda kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový typ vody s prechodom do kalciovo-magnéziovo-sulfátového a bikarbonátového typu s lokálne zvýšeným obsahom sodíka.

Na pitie a úžitkové účely je vhodná podzemná voda severnej a severovýchodnej časti územia s mierne vyšším obsahom železa a mangánu. V južnej a juhozápadnej časti územia má voda zvýšený obsah železa, mangánu, amoniaku, dusitanov a fosforečnanov.

Podzemná voda pliocénu Lučeneckej kotliny vykazuje pri hodnotení chemického zloženia výraznú jednotnosť a analyzované vzorky patria približne do jedného hydrochemického typu.

Pri väčšine druhov podzemnej vody prevažuje kalciovo-magnéziovo-karbonátový typ so zvýšeným obsahom sodíka, s pomerne nízkou mineralizáciou (116—320 mg/l) a s nízkou tvrdosťou (do 5,4 mval. l^{-1} , resp. 15 °nem). Koncentrácia vodíkových iónov sa v prevažnej časti vplyvom CO_2 pohybuje v kyslej oblasti. Podzemná voda zodpovedá pitnej a úžitkovej vode. Miestami má zvýšený obsah železa, ktorého príčinou je miešanie vody s podzemnou vodou kvartérnych sedimentov.

Pri využívaní zdrojov pitnej vody treba mať na zreteli možnosť jej sekundárneho znečistenia, ktoré úzko súvisí s priemyselnou a poľnohospodárskou výrobou. To môže nepriaznivo ovplyvniť chemizmus vody (zvýšený obsah dusičnanov, síranov, chloridov, fosforečnanov, železa, pesticídov ap.).

Záver

V súčasnosti, keď sa voda stáva vzácnou surovinou najmä v oblastiach deficitných na jej zdroje, treba maximálne využiť lokálne zdroje podzemnej vody na zásobovanie obyvateľstva, priemyslu a poľnohospodárstva pitnou a úžitkovou vodou.

Medzi oblasti s nedostatkom zdrojov podzemnej vody patrí i Lučenecká kotlina. Najnovšie výsledky hydrogeologických prieskumných prác v pliocénnych sedimentoch severnej časti Lučeneckej kotliny ukazujú, že je tu reálny predpoklad získať z jedného hydrogeologického vrtu 0,5 až 2,5 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody. Uvedené skutočnosti ukazujú na to, že táto oblasť má väčší význam, ako sa pôvodne predpokladalo, ako aj na účelnosť vykonať regionálny hydrogeologický prieskum.

Lokálnym využitím zdrojov podzemnej vody pliocénu severnej časti Lučeneckej kotliny sa podstatne zlepši súčasný nepriaznivý stav v zásobovaní obyvateľstva, poľnohospodárstva a priemyslu pitnou a úžitkovou vodou.

Doručené 2. 7. 1977

Odporučil A. Porubský

LITERATÚRA

- Orvan, J. 1957: Poltár — hydrogeologický výskum územia Z a JZ od Poltára pre výstavbu vodovodu. Manuskript — Stredoslov. vod. a kanalizácie Banská Bystrica, s. 5—18.
- Orvan, J. 1961: Hydrogeologický prieskum riečnych náplavov a poltárskej formácie údolia Ipla od prameništia po Muľu. Manuskript — Stredoslov. vod. a kanalizácie B. Bystrica. 41 s.
- Orvan, J. 1972: Lučenec — hydrogeologická štúdia okresu. Vyhľadávací prieskum pre SVaK Banská Bystrica. Manuskript — Stredoslov. vod. a kanalizácie Banská Bystrica, 10—23 s.

Hydrogeological conditions of the Pliocene in the Lučenecká kotlina basin (SE Slovakia)

MILAN ĎURIANČÍK — DUŠAN LAMOŠ

The Lučenecká kotlina basin is situated between Krupinská vrchovina hills, Veporské rudohorie Mts. and Fiľakovská vrchovina hills. The area has defficient subsurface water sources.

As presently water gradually turns to be a valuable and irreplaceable raw material, limited sources of it necessitate fully exploit local sources that may serve for drink- and industrialwater supply for population, industry and agriculture.

Results of hydrogeological exploration during last years of Pliocene sediments of northern part of the Lučenecká kotlina basin yielded most favourable results from subjacent beds to alluvial gravel ones, between Poltár and Lučenec towns. Local significance have also larger depressions, in case if impermeable bed occurs in favorable depth or on boundaries of basement rocks (crystalline, Paleozoic and Mesozoic) with the overlying Pliocene.

The possibility to achieve water discharge from a single hydrogeological drill-hole in amount of $0.5\text{--}2.5\text{ l s}^{-1}$ is regarded as to be real.

Subsurface water chemistry of the Pliocene manifests pronounced unity in the whole area. Analysed water belongs to the calcium-magnesium-bicarbonate type and has relatively low mineralisation in amounts of $0.1\text{--}0.3\text{ g l}^{-1}$. Therefore it may serve without processing for drink-water supply in preponderant part of the area.

Rational management of accessible groundwater sources in the area may substantially benefit present unsatisfactory situation in water supply.

Preložil I. Varga

Jozef Kľomínský: Výzkum formací granitoidů a jejich metalogeneze
(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 16. 11. 1977)

Historie úvah o genezi granitů je dobře dokumentována a sumarizovaná zejména v pracích Holmese, Reada a Marma. V současné době se zdá, že většina petrologů podporuje názor, že existují granity vzniklé tím, či jiným způsobem. V převaze jsou však více než jindy názory o magmatickém původu granitoidů.

Základními otázkami soudobého výzkumu granitoidů jsou jejich strukturní pozice, geneze a vnitřní stavba. Všechny tyto otázky jsou řešeny pomocí formační analýzy. Metoda formační analýzy magmatických hornin je základní korelační metodou. Předpokladem je výzkum horninových asociací v nejrůznějších souvislostech a vztazích. Sovětská badatelé právem přičítají formační analýze magmatických hornin základní význam pro rozvoj geologie a petrologie granitoidů. Cílem formační analýzy je stanovit formace, t. j. zákonité asociace hornin, které jsou spjaty úzkými vzájemnými vztahy v čase i prostoru a přísluší určité tektonické struktuře. Hlavní spor je o náplň pojmu, mají-li být jako kritérium vzaty genetické, či paragenetické vztahy mezi horninami v rámci asociace. Hlavními představiteli nauky o magmatických formacích jsou Kuzněcov a jeho škola, Ustiev, Afanasjev a jeho škola, Šurkin a řada dalších.

S problémem magmatických formací úzce souvisí problematika petrometalogenetických řad. Obecná koncepce petrometalogenetických řad je založena na Niggliho principu existence těsného vztahu mezi petrogenézí vyvřelin a magmatogenní metalizací. Klíč k vysvětlení rozmanitosti magmatogenních rudních asociací a jejich umístění v prostoru a čase je v existenci různých evolučních řad magmatitů, které jsou zdrojem mineralizace. Dnes je obecně akceptována hypotéza asociace určitých typů mineralizace s vyvřelinami. Stále existujícím problémem však zůstává způsob separace rudních prvků z mateřských magmat, jejich transport, migrace a koncentrace.

V současné době získal výzkum vztahu magmatizmu a metalogeneze značnou mezinárodní podporu, zejména z důvodu praktického využití jeho výsledků pro rudní prospekci a prognózu. Jedním z výsledků zájmu o tento problém je vznik mezinárodního korelačního programu MAWAM. Díky tomuto programu a dalším studiím bylo v posledních letech získáno značné množství kvantitativních dat pro diskriminaci rudonosných a nerudonosných magmatitů. Zatímco výzkum problému vztahu endogenních ložisek zlata k určitému typu magmatitů nedoznal výraznějšího pokroku, při řešení vztahu cínového zrudnění ke specifickým magmatitům bylo dosaženo zřetelného progresu. Dnes již málokdo pochybuje o těsném genetickém vztahu cínové mineralizace k určitým geochemicky specializovaným magmatitům. Stanovení kritérií pro cínonosné a necínonosné plutonity má značný praktický význam pro účely vědeckých prognóz. I když otázka petrometalogenetických řad není dosud dostatečně propracována a trpí stále značnými nedostatky, zejména za současného kvantitativního přístupu řešení vztahu magmatizmu a metalogeneze, je to metoda, která může přispět k odhadu pravděpodobností zjištění určitého typu mineralizace v určitém území na základě studia magmatických asociací. Tato metoda je zvláště použitelná při plánování strategie výzkumu v málo geologicky prozkoumaných terénech, může být však použita i u nás, zejména v územích zakrytých mladšími formacemi, kde podloží je zkoumáno vrty.

S Ů B O R N Ý R E F E R Á T

Čadiče (bazalty) — ich typy a geotektonické postavenie

(9 obr. a 1 tab. v texte)

DUŠAN HOVORKA*

Čadiče (bazalty) sa v ostatných rokoch stali predmetom sústredenej pozornosti nielen petrografov, ale aj geofyzikov, geochemikov a tektonikov. Záujem o ich výskum je opodstatnený, lebo spolu s peridotitmi, eklogitmi a i. predstavujú horniny, ktorých vznik je spätý s vrchným plášťom Zeme. Ich všestranné poznanie súčasne poskytuje informácie nielen o pravdepodobnom zložení vrchného plášťa, ale aj o petrogenetických procesoch pod diskontinuitou Moho, resp. informácie o spôsobe preniku bazického a ultrabazického vrchnoplášťového materiálu smerom na zemský povrch.

V minulosti sa problematike spájania geneticky, resp. tektonicky podobných hornín do väčších petrogenetických radov (sérií) venovala spravidla len malá pozornosť. V tomto smere bolo vo výskume eruptívnych komplexov výrazným medzníkom ich rozčlenenie na väčšie celky — na magmatické, resp. vulkanické formácie. Formačná analýza, rozpracovala ju najmä sovietska petrogenetická škola (E. K. Ustiev 1963, J. A. Kuznecov 1964, G. M. Zaridze 1970), vniesla do výskumu vulkanitov, a teda aj čadičov, nový prvok. Najmä v súvislosti so štúdiom vulkanitov ostrovných oblúkov a aktívnych okrajov kontinentov boli v ostatných rokoch detailne definované série efuzívnych hornín. Táto koncepcia členenia efuzív sa dá aplikovať aj v ďalších tektonických jednotkách zemského povrchu.

V ostatných desaťročiach najmä A. Ritmann (1953), J. C. Green — D. H. Ringwood (1967), J. F. G. Wilkinson (1967), I. Kushiro — H. Kuno (1963), M. J. O'Hara (1965), P. Jakeš — A. J. R. White (1972), A. Miyashiro (1975), H. Kuno (1960, 1969), F. Shido et al. (1971), V. A. Kutoilin (1972) a ďalší autori získali základné údaje dokumentujúce heterogénnosť čadičov ako horninového typu, ako aj údaje o ich variabilnej genéze a variabilnom geotektonickom postavení.

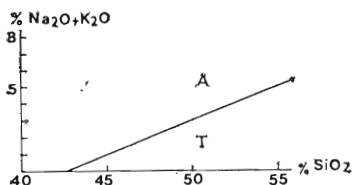
Výrazné zmeny v názoroch na genézu horninových sérií, a teda aj bazických efuzív, podmienili nové geotektonické interpretácie vývoja veľkých častí (blokov) litosféry, resp. všeobecne akceptované zistenie nejednotnej mocnosti a nejednotnej horninovej náplne zemskej kôry v oblasti kontinentov, oceánov,

* Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Geol. ústav PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

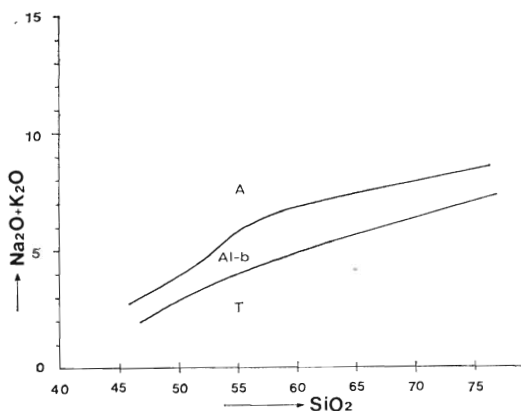
resp. v prechodných oblastiach. Pritom sa hromadí stále viac dôkazov v prospech náhľadov o podmienenosti vzniku rozličných asociácií eruptív tektonickými procesmi globálneho rozsahu.

Vedúcim aspektom výskumu bázičných vulkanitov stredooceanických chrbtov, ostrovných oblúkov, aktívnych okrajov a riftových zón kontinentov, ale aj vulkanitov štítov a mladých vnútrokontinentálnych pohorí je princíp členenia vulkanických komplexov do petrogenetických radov (tholeiitický rad*, alkalický, alkalicko-vápenatý, šošonitový, komatiitový a i.). V zmysle tejto koncepcie sa do jedného radu (série) dostávajú horniny vzniknulé frakčnou kryštalizáciou z jedného typu magmy, ktorých vznik je teda podmienený jedným petrogenetickým procesom. Z toho logicky vychodí, že horniny jedného radu (série) sa vyznačujú variabilným obsahom hlavných kyslíčnikov (najmä SiO_2), príp. aj variabilným obsahom stopových prvkov. Pritom rozsah frakčnej kryštalizácie v jednotlivých sériách efuzív sa môže orientačne zhodnotiť podľa hodnoty FeO/MgO .

Myšlienka rozčleniť bazalty na sériu tholeiitických a alkalických bazaltov je od W. Q. Kennedyho (1933). Tieto základné typy bázičných efuzív podľa pomeru sumy alkalických kovov ku SiO_2 definovali a v Harkerovom diagrame graficky zobrazili G. A. Macdonald — T. Katsura (1964), pričom vychádzali zo štúdia chemického zloženia lávy havajských sopiek. Na obr. 1 sú vyčlenené polia tholeiitických a alkalických čadičov v zmysle uvedených autorov. Neskôr sa okrem týchto dvoch typov bazaltov začali vyčleňovať alkalicko-vápenaté bazalty, resp. bazalty s vysokým obsahom hliníka („high Al-basalts” — N. A. Powers 1932, C. D. Tilley 1950, H. Kuno 1960 a i.). H. Kuno (1960) na rozčlenenie a grafické zobrazenie sérií bázičných efuzív použil vzájomný pomer štyroch kyslíčnikov: $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Charakterizoval tri typy bázičných efuzív: tholeiitické, alkalické olivinické a „vysokohliníkové“ bazalty (obr. 2). Polia týchto typov čadičov sa diferencujú podľa obsahu SiO_2 (obr. 3). Diagram, ktorý použili G. A. Macdonald — T. Katsura

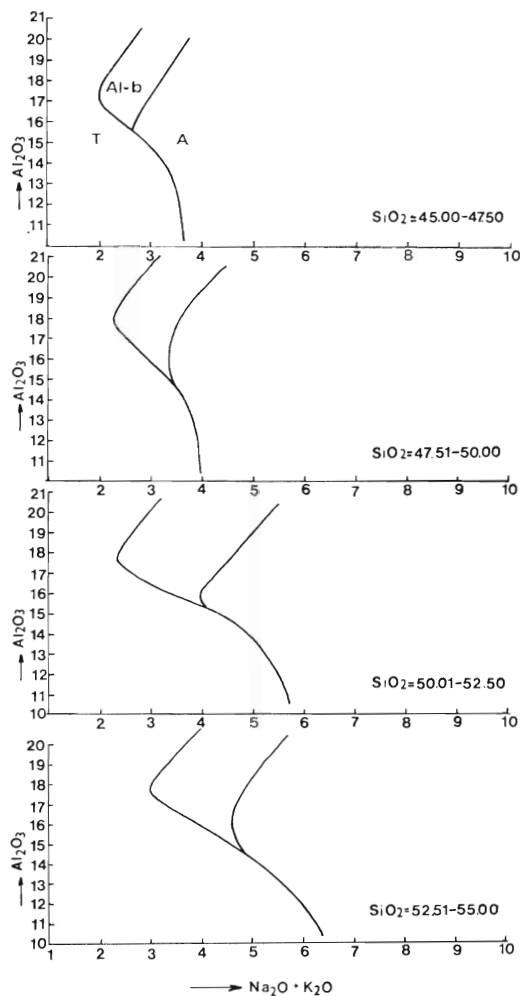


Obr. 1. Pole tholeiitických (T) a alkalických (A) bazaltov havajských sopiek (G. A. Macdonald — T. Katsura 1964)



Obr. 2. Pole tholeiitických (T), „vysokohliníkových“ (Al-b) a alkalických bazaltov (A) — podľa H. Kuna (1960)

* Názov „tholeiit“ je odvodený od lokality Tholei v Sársku v NSR príponou -it. Podobne podľa ostrova Alnö je alnöit, podľa rieky Komati v JAR je komatiit a i.

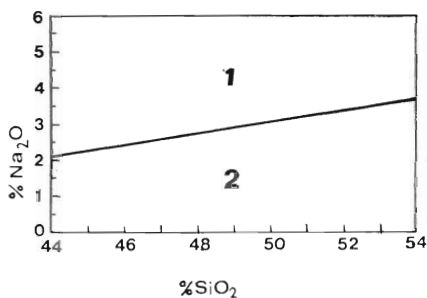
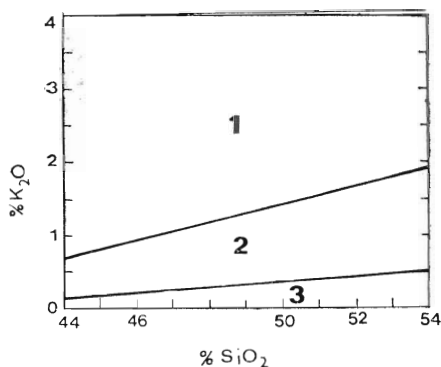


Obr. 3. Pole tholeiitických (T), „vysokohliníkových“ (Al-b) a alkalických (A) bazaltov v diagrame $Al_2O_3 : Na_2O + K_2O$ (H. Kuno 1960)

ra (1964), kde sa na osi x počíta s hodnotami SiO_2 do 75 %, slúži často na grafické zobrazenie pomeru uvedených kyslíčnikov v celých sériách efuzív.

Aj napriek tomu, že rozliční autori uvádzajú rozličný obsah SiO_2 v čadičoch, tie zahrňajú efuzíva s obsahom SiO_2 v rozmedzí 44 (45) %—53,5 (52,5) %. Často je kritériom členenia čadičov aj obsah alkálií. V zmysle tohto kritéria sa všeobecne akceptuje členenie na alkalické a subalkalické (nealkalické) bazalty (F. Chayes 1966, A. Miyashiro 1974 a i.). Tak napr. E. A. Middlemost (1975) urobil členenie na takéto typy na základe Na i K samostatne (obr. 4).

Pri členení bazaltických efuzív na petrogenetické typy sa používajú rozličné



Obr. 4. 1 — alkalické horniny; 2 — subalkalické horniny; 3 — nízkodraselné subalkalické horniny (E. A. K. Middlemost 1975)

kritériá. Tak sú napr. vyhranenými typmi bazalty ostrovných oblúkov, bazalty oceánického dna atď. Uvedené (a ďalšie) geotektonické typy bazaltov sa vyznačujú aj charakteristickým obsahom hlavných kyslíčnikov a obsahom niektorých typomorfných prvkov v stopových koncentráciách. Pri chemickej klasifikácii bázických efuzív sa berie do úvahy priamo hmotnostné percento niektorých kyslíčnikov, najmä Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 („priame chemické klasifikácie“), resp. sa členenie zakladá na vypočítaných CIPW normatívnych mineráloch („nepriame chemické klasifikácie“). Ostatné členenie použili najmä H. S. Yoder — C. E. Tilley (1962), G. A. Macdonald — T. Katsura (1964), D. H. Green — A. E. Ringwood (1967) a i.

V zmysle týchto autorov (l. c.) možno vyčleniť:

tholeiit — obsahuje norm. hy,

kremitý tholeiit — obsahuje norm. kremeň a hy,

olivinický tholeiit — obsahuje norm. hy + ol,

alkalický olivinický bazalt — norm. ol + ne (posledný do 5 %),

bazanit — norm. ol + ne (posledného viac ako 5 %),

olivinický nefelinit — norm. ol, di, ne (bez norm. ab).

Iný princíp členenia bazaltických efuzív sa napr. zakladá na použití diferenciálneho indexu („DI“ — C. P. Thornton — O. F. Tuttle 1960), ktorý má hodnotu

$$DI_{TT} = q + or + ab + ne + lc + ks \text{ (CIPW)}$$

Diferenciačný index ako kritérium členenia bázických efuzív použili napr. R. N. Thompson et al. (1972), pričom vyčlenili:

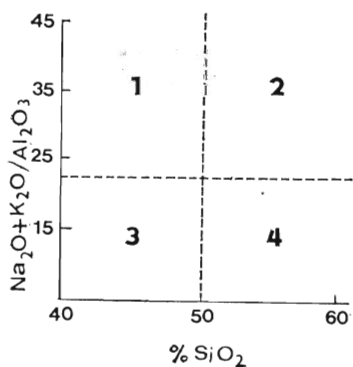
alkalické olivinické bazalty — $DI < 35$,

hawaiiity — $DI = 35-45$,

mugearity — $DI = 45-65$,

benmority — $DI = 65-75$.

Na členenie čadičov sa niekedy používa priamy pomer niektorých kyslíčnikov. Tak napr. D. Chandrasekhar (1973) pri bazaltoch stredooceánických chrbtov použil ako klasifikačné kritérium obsah $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (obr. 5).



Obr. 5. Rozdelenie bazaltov stredoatlantických chrbtov podľa D. Chandrasekharama (1973). 1 — alkalické olivinické bazalty; 2 — alkalické bazalty; 3 — „vysokohlinikové“ bazalty; 4 — tholeiity

Cieľom referátu je informovať o súčasnom stave problematiky bazických efuzív, stručne charakterizovať základné typy čadičov, resp. asociácie, v ktorých sú čadiče podstatne zastúpenými typmi. Vzhľadom na zameranie referátu uvádzame petrogenetické problémy len stručne; ďalej berieme do ohľadu najmä minerálne a chemické kritériá na zaradenie bazických efuzív do niektorej zo základných sérií. Cieľom referátu je aj priblížiť obsah termínov používaných v súvislosti s bazickými efuzivami, založených na geotektonickej pozícii a poznanom minerálnom i chemickom zložení skupiny hornín, ktorou sa tu zaoberáme.

Tholeiitické čadiče (tholeiity)

Tholeiity sú jedným zo základných typov čadičov. Ako typický kontinentálny horninový typ ich v roku 1926 definoval W. Q. Kennedy. Dnes je všeobecne známe, že tholeiity kontinentov sú objemovo výrazne prevládajúcim typom bazaltov zemského povrchu (H. Kuno 1969). Bázické efuzíva tohto typu sa v minulosti označovali ako „plateau bazalty“, resp. „čadičové pokrovy“ (flood basalts — G. W. Tyrrel 1937), resp. ako „kontinentálne tholeiity“. V zmysle klasifikácie J. A. Kuznecova (1964) ide o prevládajúci horninový typ „trapovej provincie“ starých platforiem. Geochemicky aj geneticky odlišným typom tholeiitov sú tholeiity oceánického dna („oceánické tholeiity“, „vysokohlinikovitité tholeiity“).

Jedným zo základných znakov prítomnosti tholeiitických čadičov je ich väzba na štruktúry lineárneho typu („lineárne erupcie“). Charakteristická je pre ne výrazná prevaha lávových efúzií nad pyroklastickým materiálom. V prípade kontinentálnych tholeiitov ide o výlevy prebiehajúce v mobilných zónach lemujuúcich stabilné bloky zemskej kôry.

Všeobecne známe príklady kontinentálnych tholeiitických čadičov sú efuzíva Dekkanu v severozápadnej Indii (krieda — eocén), pokrovy tholeiitov vo Washingtone, Oregone a Idaho v USA (miocén), tholeiitové plató v Patagónii v južnej Argentíne (miocén — recent), pokrovy tholeiitov v povodí riek Lena a Jenisej na Sibíri („sibírske trapy“ — perm) a i. Zo severozápadnej Európy sú známe tholeiitické čadiče „thulskej provincie“ — západné Škótsko a Island. V oceánických oblastiach tvoria tholeiity („oceánické tholeiity“) hlavnú horninovú náplň kôry oceánického typu.

V ostatnom čase prevláda názor, že tholeiity oceánického dna vznikli v oblastiach stredooceánických chrbtov parciálnym tavením vrchného plášťa, ktorý má charakter pyrolitu. Takémuto modelu zodpovedajú aj výsledky experimen-

tálnych prác (D. H. Green — A. E. Ringwood 1967), podľa ktorých v malej hĺbke vo vrchnom plášti (s 0,1—0,2 % H_2O) pri vytavení približne 30 % z plášťového materiálu vznikajú oceanické tholeiity. Ich charakteristickým znakom, ktorý dokazuje, že ide o takýto model vzniku, je malá variabilnosť ich chemického zloženia na veľkých plošných areáloch.

Tholeiity oceanických oblastí vystupujú jednak samostatne, jednak spolu s alkalickými olivinickými čadičmi. Typickým príkladom takéhoto typu výskytu je Havajské súostrovie, v ktorom sú spodné časti mohutných vulkanických aparátov z lávy tholeiitického zloženia (tholeiitová séria), ale vrchné časti, ktoré dosahujú hladinu, sú z vulkanitov alkalického radu; ide prevažne o hawaiiity. Podľa T. I. Frolovovej — G. B. Rudnika (1972) je charakteristickým znakom tholeiitov ostrovných oblúkov veľká inhomogénnosť horninových typov.

J. M. Šajman (1964), A. E. J. Engel et al. (1965) a práce ďalších autorov dokázali rozdiely v chemickom zložení oceanických (označujú sa niekedy aj ako „primitívne“) tholeiitov a kontinentálnych tholeiitov. Príčinou rozdielného chemického zloženia tholeiitov uvedených oblastí môže byť: a) inhomogénnosť zloženia vrchného plášťa v oblastiach oceánov a kontinentov, pričom tholeiity rozličného typu ju len odrážajú; b) chemické zloženie tholeiitov kontinentov je výsledkom vzájomného pôsobenia tholeiitovej taveniny a kôry kontinentálneho typu. Takýmto procesom možno napr. vysvetliť zvýšený obsah K v tholeiitoch kontinentov.

Pre horniny tholeiitovej série je charakteristická celkovo malá variabilnosť horninových typov. Výrazne prevládajú bazické efuzíva (tholeiity); intermediárne členy (andezity = icelandity) sú známe len z niektorých oblastí. Ojedinelé granofýry a tholeiitické ryolity predstavujú kyslé diferenciáty tholeiitového radu (série).

Podľa W. Q. Kennedyho (1933), C. D. Tilleyho (1950), H. Kuna et al. (1959), G. A. Macdonalda — T. Katsuru (1964), J. F. G. Wilkinsona (1965, 1967) a i. možno minerálne zloženie tholeiitických bazaltov charakterizovať takto: Základnou črtou tmavých minerálov v tholeiitickej sérii je reakčný vzťah medzi olivínom a pyroxénom chudobným na Ca (pigeonit). Prejavuje sa často vznikom lemov pyroxénov okolo olivínu. Takéto vzťahy uvedených minerálov sa niekedy označujú ako Bowenova—Andersonova reakcia.

Prítomnosť pigeonitického pyroxénu v intermediárnych typoch efuzív viedla v minulosti k vyčleneniu „pigeonitovej (P) série“ (H. Kuno 1950, 1959), ktorá prakticky zodpovedá dnešnej tholeiitovej sérii. Komplementárnou sériou v koncepcii H. Kuna (l. c.) je „hypersténová (H) séria“, zodpovedajúca dnešnej alkalicko-vápenatej (vápenato-alkalickej; CA) sérii. Obidve série patria do spoločnej „subalkalickej série“ (na rozdiel od alkalickej série; tento názor a členenie používal F. Chayes 1964 a V. Miyashiro 1974).

Základnými minerálmi tholeiitov s. s. sú augit, resp. subvápnný augit, plagioklas (okolo An_{50}) a oxidy železa. Ak je prítomný olivín, vystupuje len v podobe porfyrických výrastlíc. Pre tholeiity je typické sklovité rezíduum medzi porfyrickými minerálmi uvedeného charakteru. Rezíduum má kyslý charakter, často sa vyznačuje intersertálnou štruktúrou. Miestami ho reprezentujú zrasty kremeňa a živcov. Analýzy tejto základnej hmoty prepočítané na normatívne zloženie (CIPW) vždy obsahujú normatívny kremeň. V porovnaní s alkalickými olivinickými bazaltmi je pre tholeiity charakteristická varia-

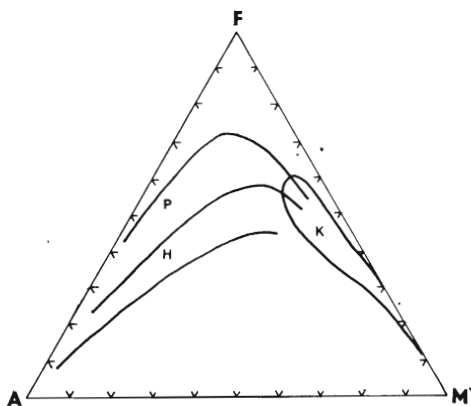
bilnosť zloženia prítomných pyroxénov a jednoduchosť asociácie svetlých minerálov. Alkalické živce sa v tholeiitoch nezistili.

Pre tholeiitický rad je charakteristická diferenciácia od tholeiitického bazaltu po ferobazalty. V priebehu diferenciácie (so zvyšovaním obsahu SiO_2) sa obohacujú horniny železom v pomere k horčíku. Tak napr. od tholeiitických čadičov po tholeiitické dacity (príp. až ryolity) sa pomer $\frac{\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ zvyšuje

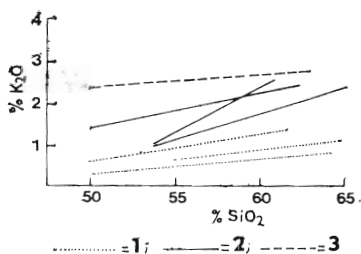
od 1,5 po 4. Takéto zvyšovanie celkového obsahu železa v pomere k horčíku sa prejavuje výrazne k vrcholu M vypuklým priebehom diferenciáčnej krivky vulkanitov tholeiitovej série v trojuholníku AFM (obr. 6). Tento priebeh diferenciácie sa na rozdiel od priebehu diferenciácie, ktorú charakterizoval $\bar{M}$. L. Bowen (1928) pre eruptíva alkalicko-vápenatého radu („bowenovský trend“ kryštalizačnej diferenciácie), označuje ako „fennerovský trend“. Definovali ho pri štúdiu telesa Skaergaard v Grónsku (C. N. Fenner 1929, L. R. Wager — W. A. Deer 1939). Tholeiitová séria sa vyznačuje len nevýrazným zvýšením obsahu SiO_2 , ale na druhej strane podstatným zvýšením $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ v začiatočných a hlavných štádiách frakčnej kryštalizácie. Typický je aj nízky obsah draslíka (v intermediárnych až bazických efuzivách tholeiitového radu je 0,1—0,5 K_2O), pričom súčasne možno pozorovať výraznú prevahu nátria nad káliom ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5\text{—}15$). Len v kyslých členoch tholeiitového radu, ktorých objem je v porovnaní s objemom tholeiitických čadičov veľmi nízky, obsah K_2O dosahuje hodnotu 1,5 $\%$. Súčasne je známe, že horniny tholeiitického radu v porovnaní s horninami toho istého obsahu SiO_2 , ktoré však patria do alkalicko-vápenatého a alkalického radu efuzív, majú vždy nižší obsah K_2O . Tieto rozdiely výrazne vystupujú napr. v diagrame $\text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ (P. Jakeš — A. J. R. White 1972 — obr. 7).

Relatívne vysoký obsah SiO_2 v tholeiitoch (tab. 1), nízky obsah kyslíčnikov alkalických kovov a MgO sa vo vypočítanom normatívnom zložení prejavuje prítomnosťou normatívneho q a v rozhodujúcej väčšine prípadov chýbaním normatívneho olivínu a normatívneho nefelínu. Charakteristickým geochemickým znakom hornín tholeiitového radu je nízky obsah „inkoharentných“ (nekoherentných) prvkov (K, Rb, Sr, Ba, U, Th, t. j. prvkov, ktoré nevstupujú do zloženia primárnych silikátov vrchnoplášťovej asociácie, teda olivínu

a Al-pyroxénu; A. V. Ringwald — D. H. Green 1967). Aj napriek celkovo nízkemu obsahu uvedených kationov, kontinentálne tholeiity sú na uvedené katióny, v porovnaní s oceánickými tholeiitmi, bohatšie.



Obr. 6. AFM diagram ($M = \text{MgO}$; $F = \text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$; $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). P — pigeonitová séria efuzív (prakticky zhodná s dnešnou tholeiitickou sériou); H — hypersténová séria efuzív (prakticky zhodná s dnešnou alkalicko-vápenatou sériou); P a H série definoval H. Kuno (1950, 1959); K — komatiity (N. T. Arndt et al. 1977)



Obr. 7. 1 — tholeiitické, 2 — alkalicko-vápenaté, 3 — šošonitové série ostrovných oblúkov (P. Jakeš — A. J. R. White 1972)

Podľa B. G. Lutca (1975) pomer K/Na je pri jednotlivých typoch čadičov rozdielny (oceanické tholeiity = 0,02—0,1; kontinentálne tholeiity = 0,05—0,5; alkalické olivinické čadiče = 0,3—1,0; K-čadiče = 1,0—5,0). Tholeiity v porovnaní s alkalickými olivinickými bazaltmi charakterizuje vyšší obsah tranzitných kovov (Sc, V, Cr, Mn a Ni).

Podľa obsahu niektorých prvkov v stopových koncentráciách medzi oceanickými tholeiitmi v širšom zmysle možno vyčleniť: a) tholeiity oceanického dna (nízky obsah Ba — nižší ako 0,01, nízky pomer Rb/Sr, Rb je v koncentráciách niekoľkých ppm, obsah Sr je do 150 ppm); b) tholeiity ostrovných oblúkov sa vyznačujú vyšším obsahom Rb (5—15 ppm), pomer Rb/Sr je nižší ako 0,02,

Prehľad chemického zloženia základných typov bazických efuzív

Tab. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,16	50,7	49,3	48,3	44,26	50,2	53,74	44,9
TiO ₂	0,71	2,0	1,8	3,4	3,46	0,75	1,06	0,19
Al ₂ O ₃	3,54	14,4	15,2	16,2	14,30	17,6	15,84	5,3
Fe ₂ O ₃	0,46	3,2	2,4	4,9	4,61	2,8	3,25	10,4
Cr ₂ O ₃	0,43							
FeO	8,04	9,8	8,0	7,7	7,79	7,2	4,85	0,26
MnO	0,14	0,2	0,17	0,2	0,21	0,25	0,11	0,18
NiO	0,20							0,02
MgO	37,47	6,2	8,3	4,8	8,34	7,4	6,36	33,6
CaO	3,08	9,4	10,8	8,1	11,26	10,5	7,90	5,0
Na ₂ O	0,57	2,6	2,6	4,2	3,48	2,8	2,38	0,35
K ₂ O	0,13	1,0	0,24	1,5	1,59	0,40	2,57	0,08
P ₂ O ₅	0,06		0,21	0,7	0,70	0,14	0,54	
H ₂ O							1,08	

1 — Model vrchnoplášťového pyrolitu (A. E. Ringwood 1966);

2 — kontinentálny tholeiit ($n = 144$; D. W. Hyndman 1972);

3 — oceanický tholeiit ($n = 161$; D. W. Hyndman 1972);

4 — hawaitt ($\approx$ alkalický olivinický bazalt; $n = 62$; G. A. Macdonald 1968);

5 — bazanitoid ($\approx$ bazanit; A. Lacroix 1928 in F. J. Turner — J. Verhoogen 1960);

6 — bazalt s vysokým obsahom Al₂O₃ (high alumina basalt) z Japonska a Kórey ($n = 11$; H. Kuno 1960);

7 — augitický šošonit (Gumanch river, Mt. Hagen, Nová Guinea — P. Jakeš — A. J. R. White 1969);

8 — peridotitický komatiit (MgO > 30 %), Munro Township, Ontario, Kanada (N. T. Arndt et al. 1977).

obsah Ba = 100—175 ppm, obsah Sr je do 300 ppm. Uvedené geochemické charakteristiky dokumentujú výraznejšiu „primitívnosť“ tholeiitov oceanického dna v porovnaní s tholeiitmi ostrovných oblúkov.

Oceanickým tholeiitom sú podobné bazické efuzíva orogénnych oblastí kontinentov, ktoré sú členmi diabázových, spilitovo-diabázových a spilitovo-keratofýrových formácií predorogénneho štádia vývoja mobilných zón. V recente vznikajú tholeiity najmä v stredooceanických chrbtoch a ostrovných oblúkoch. S tholeiitmi sú geneticky späté zrudnenia sírníkov železa a medi.

Alkalické čadiče

Alkalické čadiče sú druhým základným typom bazických efuzív. Sú známe z oceanických ostrovov (Havaj), riftových zón kontinentov, aktívnych okrajov kontinentov i medzijhorských masívov, resp. mladých vnútrokontinentálnych pohorí.

Alkalické čadiče sú členmi alkalických sérií efuzív, pre ktoré je charakteristická prítomnosť zástupcov živcov (nefelín, leucit). Celkove sa alkalické série efuzív vyznačujú menej pestrú asociáciou hornín, ako je to napr. v prípade alkalicko-vápenatého radu. Jednoznačne prevládajúcimi horninovými typmi alkalickej série sú alkalické olivinické čadiče (bazalty) a bazanity.

V súčasnosti sa všeobecne akceptuje predpoklad, že alkalické olivinické čadiče sú produktom parciálneho tavenia hypotetického pyrolitu, resp. granátického peridotitu a eklogitu vrchného pláštá. Prítom sa oblasť tavenia všeobecne situuje „hlbšie“, ako je to v prípade oceanických tholeiitov. Z toho vychodí, že alkalické olivinické čadiče pravdepodobne nie sú produktom diferenciácie oceanických tholeiitov, ako to predpokladali niektorí autori v minulosti.

Členy alkalickej série efuzív sa v minulosti označovali nejednotne. Najčastejšie sa používalo označenie „alkalická séria“ efuzív. V podstate jej synonymom bola „atlantická provincia“. Horniny tejto provincie sa napr. podľa P. Niggliho (1929) rozdeľovali na: a) atlantickú provinciu s. s. (horniny s výraznou prevahou nátria nad káliom); b) mediteránnu provinciu (prevaha kália, resp. jeho rovnaké zastúpenie s nátriom v horninách tejto provincie). V zmysle schémy H. Stilleho (1953) sú horniny alkalického charakteru produktmi „finálneho“ vulkanizmu orogénnych oblastí, ktorý tento autor definoval.

V priebehu vývoja alkalických bazaltických tavenín kryštalizuje pestrá paleta minerálov. Je to najmä olivín, klinopyroxén (často Ti-augit), amfibol, alkalický amfibol, magnetit, anortoklas a zástupcovia živcov.

V asociácii alkalických efuzív literatúra uvádza rozličné horninové typy s nejednotnou náplňou termínov. Tak napr. podľa G. A. Macdonalda — T. Katsuru (1964) a D. S. Coombsa — J. F. Wilkinsona (1969) majú najčastejšie bazaltoidné efuzíva alkalického radu nasledujúcu asociáciu normatívnych minerálov:

hawaiiit — An 40—52 %, ne, hy (5—14 %),

bazanit — An > 50 %, ne > 5 %, analcím,

alkalický olivinický bazalt — An > 50 %, ne < 5 %.

ankaramit — výrazne porfyrický typ, an + ne ako v bazanite, pribl. 70 %
ol + Ca-px z celkového množstva minerálov horniny.

Pre vysokoalkalické typy bázičských efuzív je charakteristický vysoký obsah alkalických kovov (vo vzťahu k nízkemu obsahu kremíka), ktorým je suma ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) a dosahuje 6—7 % (ojedinele aj viac). Pritom, ako sme už uviedli, v celej sérii existujú vyhranene nátrievé, kálievé, resp. zmiešané horninové typy.

Charakteristickým geochemickým znakom alkalických sérií efuzív je vysoká koncentrácia titánu. Vzťah

$$\frac{\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}} = 0,5\text{—}2,5$$

V porovnaní s predchádzajúcou a nasledujúcou sériou je obsah inkoherentných prvkov v alkalickéj sérii efuzív najvyšší. Koncentrácia Ba a Sr dosahuje 1000 ppm, ojedinele aj vyššie hodnoty. Podobne je vysoký aj obsah Rb, pričom pomer K/Rb neprevyšuje 250.

Osobitným typom bazaltov sú tzv. „mierne alkalické“ (mildly alkaline), resp. „prechodné“ (transitional) bazalty. Vyznačujú sa nízkym pomerom normatívnych *hy/di*, pričom neobsahujú ani *ne* ani *q*. Podľa M. N. Bassa (1972) majú „prechodné bazalty“ tieto charakteristické znaky: a) sú častým typom bazaltov; b) vyskytujú sa na oceanických chrboch, resp. v ich blízkosti ako oceanická kôra a tvoria aj horninovú náplň oceanických ostrovov; c) sú priestorovo späté s výskytom alkalických olivinických bazaltov a tholeiitov; d) aj keď ich vznik ovplyvnila frakčná kryštalizácia, sú samostatným typom bazaltickej magmy generovanej vo vrchnom plášti.

Pre časť takto charakterizovaných prechodných bazaltov (a to najmä prechodných bazaltov s prevládajúcim tholeiitickým trendom chemického zloženia) sa hodí označenie „olivinický tholeiit“, t. j. typ s normatívnym *hy + ol* (H. S. Yoder — C. E. Tilley 1962).

Charakteristickým znakom alkalických olivinických bazaltov, ale aj nefelinitov, trachybazaltov, resp. aj ďalších členov tejto asociácie je prítomnosť uzavrenín (xenolitov) zložených z horečnatého olivínu, ortopyroxénov a klinopyroxénov, granátu, Al—Cr spinelu, aj plagioklasu, melilitu a sufidov. Uzavreniny granátických a spinelových peridotitov a pyroxenitov majú rozličné rozmery (od 0,1 mm až po niekoľko desiatok cm) a veľmi variabilný tvar.

Náhľady na vznik peridotitových uzavrenín v alkalických olivinických bazaltach, bazanitoch a ďalších typoch alkalických efuzív možno zaradiť do štyroch skupín (D. H. Green — A. E. Ringwood 1967).

a) Lherzolitové (peridotitové) uzavreniny predstavujú nahromadeniny kryštálov vzniknuvších v pikritických, resp. bazaltických magmách bohatých na olivín pri strednom a vysokom tlaku;

b) lherzolitovými minerálnymi asociáciami (uzavreninami) sú xenolity „materského plášťa“, z ktorého za vhodných podmienok možno získať bazaltickú taveninu;

c) xenolity lherzolitov sú ťažko taviteľným (refraktorným) rezíduom plášťových peridotitov po predchádzajúcom parciálnom vytavení bazaltických tavenín;

d) lherzolity xenolitov sú útržkami plášťových peridotitov selektívne ochudobnených o inkompatibilné prvky.

V zmysle argumentov pre každú z uvedených skupín možností (l. c.) sa sú-

časne najpravdepodobnejším javí pôvod lherzolitových uzavrenín (xenolitov) v skupine alkalických efuzív bazaltovej skupiny podľa predstáv uvedených ad c a d. V prospech xenolitového pôvodu uvedených uzavrenín svedčia najmä tieto mikroskopické kritériá:

1. Podľa výsledkov štúdia dnes už desiatok autorov sú kontakty medzi uzavierajúcimi alkalickými bazaltmi s. l. a xenolitmi vždy ostré. Na kontaktoch možno pozorovať prevažne selektívne natavovanie a sekundárny rozklad pyroxénov (ale nie olivínov, ktoré majú vyšší bod tavenia ako pyroxény).

2. Na stavbe peridotitových xenolitov sa zúčastňujú minerály, ktoré v uzavierajúcich horninách chýbajú: granát, A—Cr spinel, vysokohorečnatý olivín (na rozdiel od horečnato-železnateho olivínu v hornine). Naproti tomu v bazaltoch a podobných alkalických efuzívach sú podstatne zastúpené plagioklasy, nefelín a i., ktoré v xenolitoch chýbajú.

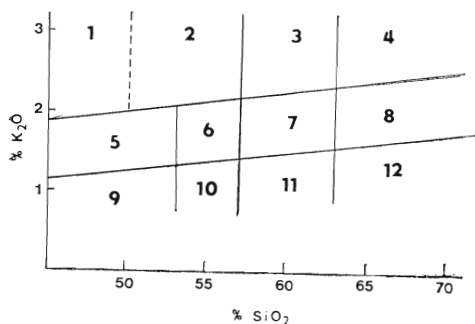
3. Pre xenolity je charakteristická prítomnosť fenoménov svedčiacich o uplatnení tlakov na hotovej minerálnej asociácii xenolitov. Ide najmä o často pozorovanú prítomnosť lamiel odmiešania klinopyroxénov v ortopyroxénoch, prednostnú petrotektonickú orientáciu olivínov a ďalších minerálov, častú undulozitu olivínov, napr. aj v prípade kvartérnych bazaltov, a ďalšie znaky.

Šošonitová (*shoshonite*) séria je geochemicky samostatnou sériou alkalických efuzív. Šošonity definovala G. A. Joplinová (1963) z Austrálie a ich vzťah a geotektonické postavenie k ostatným typom bazaltov rozpracovali najmä P. Jakeš — A. J. R. White (1972).

Šošonity sa vyznačujú vysokým obsahom alkálií (5 a viac % v horninách bazaltického chemického zloženia), pričom je však podiel $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ blízky hodnote 1. Tento pomer je podľa D. E. Mackenzieho — B. W. Chappela (1972) pri rozličnom obsahu SiO_2 nasledujúci: 50 % SiO_2 ... $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0,6$
60 % SiO_2 ... $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,0$

Železitosť šošonitovej série sa podobá záležitosti alkalicko-vápenatej série, t. j. diferenciácia prebieha podľa bowenovského trendu. Obsah inkoherentných prvkov je vyšší ako v predchádzajúcich sériách: Rb = 75—120 ppm, Sr = 700—850 ppm, Ba = 850—1000 ppm, K/Rb = 200—400, Rb/Sr = 0,11—0,14.

Podľa D. E. Mackenzieho — B. W. Chappela (1972) do šošonitovej série patria: absarokit — šošonit — latit — toscanit (zostavené podľa stúpajúceho obsahu SiO_2 — obr. 8). V zmysle práce uvedených autorov (l. c.) sa horniny šošonitovej a alkalicko-vápenatej série z Papuy (Nová Guinea) odlišujú takto: obsah Cr, Ni, Cu, Rb, Sr je výrazne vyšší v šošonitovej sérii; obsah U je



Obr. 8. 1 — absarokit; 2 — šošonit; 3 — latit; 4 — toscanit. 1—4 — šošonitová séria (D. E. Mackenzie — B. W. Chappel 1972), 5 — bazalt bohatý na K a Al; 6 — andezit bohatý na K a chudobný na Si; 7 — andezit bohatý na K; 8 — dacit bohatý na K; 9 — „vysokohliníkový“ bazalt; 10 — andezit chudobný na Si, 11 — andezit; 12 — dacit

nevýrazne vyšší v šošonitovej sérii; obsah Ba a Y je v oboch sériách podobný; obsah Nb je vyšší v horninách alkalicko-vápenatej série.

Šošonity sú známe z riftových zón kontinentov, z aktívnych okrajov kontinentov (v takom prípade sú reprezentantmi efuzív šošonitovej série najmä latity), z tylových oblastí ostrovných oblúkov a miestami aj z oceanického dna.

Alkalicko-vápenaté čadiče

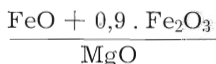
Vulkanity alkalicko-vápenatého radu sú veľmi rozšírené. Tvoria hlavnú masu vulkanitov ostrovných oblúkov a vulkanitov aktívnych okrajov kontinentov. Sú charakteristické aj pre vnútrokontinentálne pohoria alpinskeho typu, resp. priľahlé medzihorské masívy.

Pre alkalicko-vápenatú sériu efuzív alpinotypných pohorí je charakteristické, že vznikla následne po hlavných fázach orogenetických procesov, resp. synchrónne s vrásnivými fázami (v klasickom chápaní vývoja geosynklinál, napr. v zmysle H. Stilleho 1953). Celá asociácia sa viaže na kontinentálny typ zemskej kôry; okrem bázických členov (alkalicko-vápenatých bazaltov) sa vulkanity alkalicko-vápenatého radu v oceanických oblastiach nevyskytujú (okrem uvedených ostrovných oblúkov).

Asociácia vulkanitov alkalicko-vápenatého radu sa v minulosti označovala nejednotne. V zmysle F. Becka (1903) ide o horniny „pacifickéj provincie“ (toto označenie sa používalo prakticky až do 50. rokov). Podľa F. J. Turnera — J. Verhooгена (1960) ide o „bazaltovo-andezitovo-ryolitovú asociáciu“, „andezitovú asociáciu“ (W. R. Dickinson 1962; S. R. Taylor — A. E. J. White 1965), „hypersténovú sériu“ (H. Kuno 1950) alebo „vápenato-alkalickú sériu“ (D. H. Green — A. E. Ringwood 1968). Bazalty, ktorých časť patrí do tejto série, označoval H. Kuno (1960) „high alumina basalt“ (bazalty s vysokým obsahom hliníka). V orogénnych oblastiach sa vulkanity tejto série v zmysle predstáv H. Stilleho (1953) označovali za produkt „subsekvéntného vulkanizmu“.

K alkalicko-vápenatej sérii patrí pestrá skupina hornín, ktorú reprezentuje rad alkalicko-vápenatý bazalt — andezit — dacit — ryolit. Najrozšírenejšími typmi sú pritom andezity a bazaltoidné andezity. Kyslé členy série, najmä ryolity, sa vyskytujú zriedkavo.

Základnými horninotvornými minerálmi alkalicko-vápenatého radu efuzív sú pyroxény, amfiboly a plagioklasy. Najrozšírenejšie horninové typy charakterizuje vysoký podiel pyroklastického materiálu. Vzhľadom



je najčastejšie v rozmedzí 0,8—1,6 (ojedinele do 2,0). Pritom je typické, že sa so zvyšovaním obsahu SiO_2 nemení. Obsah kálie v celej alkalicko-vápenatej sérii je vyšší ako v tholeiitovej sérii. V bazaltoch rozličných oblastí varíruje okolo hodnoty 1 %. V kyslých členoch série jeho obsah varíruje v rozmedzí 2—2,5 %. V alkalicko-vápenatých bazaltoch prevláda natrium nad káliom, ale prevaha nátria je menej výrazná ako v tholeiitických bazaltoch. Pomer $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ je prevažne v rozmedzí 2—3. Pre alkalicko-vápenaté bazalty je charakteristický vysoký obsah Al_2O_3 , podľa ktorého H. Kuno (1960) defi-

noval samostatný typ bazaltov. Horniny alkalicko-vápenatej série sa v porovnaní s horninami tholeiitickej série vyznačujú vyšším obsahom inkoharentných prvkov. Obsah Rb je okolo 45 ppm, Sr = 330—450 ppm, Ba = 115—520 ppm, K/Rb = 340—430, Rb/Sr = 0,33—1,20. Pritom podľa analytických výsledkov publikovaných v ostatných rokoch sú rozdiely v zastúpení niektorých hlavných a stopových prvkov aj medzi alkalicko-vápenatými sériami efuzív rozličnej geotektonickej pozície. Tak napr. P. J a k e š — A. J. R. W h i t e (1972) zdôraznili rozdiely v chemickom zložení vulkanitov alkalicko-vápenatého radu Ánd napr. od vulkanitov ostrovných oblúkov. Vulkanity Ánd sa od vulkanitov ostrovných oblúkov odlišujú najmä zvýšeným obsahom kremíka, kália, rubídia a stroncia, ako aj zvýšenou železitosťou.

Už v roku 1950 C. D. T i l l e y zdôraznil význam afyrických bazaltov v orogénnych oblastiach, pre ktoré je charakteristický vysoký (okolo 17 %) obsah Al_2O_3 . Pri tomto type bazaltov (bazalty s vysokým obsahom Al) H. K u n o (1960) predpokladal existenciu magmy, ktorá je podľa svojho zloženia sprostredkujúcim typom medzi alkalickými olivínickými bazaltmi a tholeiitmi. K uvedenej geotektonickej pozícii bazaltov s vysokým obsahom Al zaujali kritické stanovisko H. S. Y o d e r — C. E. T i l l e y (1962), ktorí prítomnosť bazaltov s vysokým obsahom Al uviedli aj v telesách tholeiitického charakteru (Skaergaard v Grónsku), resp. spolu s alkalickými olivínickými bazaltmi (Havaj, Hebridy).

Typickým znakom minerálneho zloženia alkalicko-vápenatých bazických efuzív (bazaltov) je prítomnosť ortopyroxénu (namiesto pigeonitu) v ich základnej mase. Olivín býva prítomný vo forme porfyrických výrastlíc aj v základnej mase, pričom často možno pozorovať reakčný lem tvorený hypersténom. V niektorých typoch bazických vulkanitov tohto radu je jediným reprezentantom tmavých minerálov augit.

Pravdepodobne najcharakteristickejším znakom chemického zloženia bazaltov alkalicko-vápenatého radu je zvýšený obsah hliníka a nižší podiel FeO/MgO v porovnaní s podobnými horninovými typmi tholeiitovej série. Zvýšený obsah hliníka je odrazom vyššieho obsahu modálnych plagioklasov.

Genéza bazaltov alkalicko-vápenatej série sa v porovnaní s ďalšími typmi interpretuje heterogénnejšie. Časť autorov (N. L. B o w e n 1928, E. F. O s b o r n 1962) predpokladá, že frakčná kryštalizácia tholeiitickej (v tomto zmysle „základnej“) magmy mohla vytvoriť alkalicko-vápenatú sériu efuzív. Iní autori (C. E. T i l l e y 1950, H. K u n o 1950) predpokladajú vývoj alkalicko-vápenatej série po predchádzajúcej kontaminácii sialického (granitického) materiálu frakčnou kryštalizáciou. V ostatných rokoch rad autorov interpretuje alkalicko-vápenatú sériu ako produkt anatexie kôry kontinentálneho typu v oblastiach podsúvania (subdukcie) oceanickej platne pozdĺž Benioffovej zóny.

Komatity

Ultrabázické (a netypické bazické) efuzívne horniny pod názvom „komatity“ z povodia rieky Komati v prekambriu južnej Afriky opísali M. J. V i l j o e n — R. P. V i l j o e n (1969). Podľa nich jedným zo základných znakov komatitov je ich extruzívny charakter (tým sa odlišujú od chemicky podobných ultrabázických hornín typu peridotitov). Komatity sa vyznačujú aj niektorými špecifickými znakmi chemického zloženia: relatívne vysokým obsahom

SiO₂, vysokým podielom Fe/Mg, nízkym obsahom alkalických kovov, a najmä vysokým podielom Ca/Al.

Neskôr C. Brooks — S. R. Hart (1974) spresnili charakteristiku komatiitov v tom zmysle, že ide o „nekumulátové“ horniny s obsahom MgO > 9 %, K₂O < 0,5 %, TiO₂ < 0,9 %, a CaO/Al₂O₃ > 1.

Pretože v ostatných rokoch boli horniny komatiitového charakteru (a to prevažne pod inými označeniami, napr. „vysokohorečnaté bazalty“, „archaické peridotity“, „horečnaté lávy“, „ultramagneziálne bazalty“ a i.) opísané z Rodézie, Indie, Austrálie, Sibírskeho štítu a i., pričom podľa N. T. Arndta et al. (1977) sa okrem vysokého podielu CaO/Al₂O₃ podobajú komatiitom v zmysle definície C. Brooksa — S. R. Harta (1974). N. T. Arndt et al. (1977) podali novú definíciu bázicko-ultrabázických hornín efuzívneho a hypoabysálneho typu, ktoré tvoria samostatnú sériu efuzív — „komatiitovú sériu“.

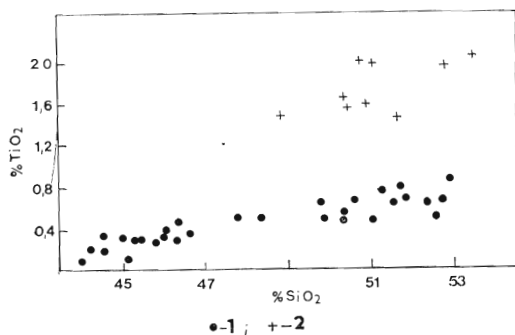
V komatiitovej sérii uvedení autori (l. c.) rozlíšili: peridotitové komatiity (MgO > 20 %), pyroxenitové komatiity (MgO = 12—20 %), bazaltické komatiity (MgO > 12 %). Pre celú komatiitovú sériu efuzív je charakteristický vysoký obsah Ni a Cr. Časť peridotitových komatiitov je kumulátového pôvodu. Výraznú väčšinu členov komatiitovej série charakterizuje „spinifexová“ štruktúra. Vyznačuje sa orientovaným prerastaním ihličiek, tabuliek, resp. skeletových kryštálov olivínu a klinopyroxénu, ktoré sú navzájom rozmiestnené všesmerne alebo usmernene a sú uložené v jemnozrnnom agregáte klinopyroxénov, resp. v devitrifikovanom skle.

Podľa týchto autorov (l. c.) asi všetky efuzíva, ktoré majú textúry svedčiace o efuzívnom pôvode a majú pritom vyšší obsah MgO ako 15 %, patria pravdepodobne do komatiitovej série efuzív. Komatiitová séria efuzív sa teda vyznačuje obsahom MgO medzi 12—28 % a obsahom SiO₂ v rozmedzí 44—56 %. Súčasne sú pre členy komatiitovej série (a to najmä pre ich odlíšenie od tholeiitovej série) charakteristické nasledujúce hodnoty: FeO/FeO + MgO pri danom obsahu Al₂O₃, TiO₂ pri danom obsahu MgO, resp. SiO₂ (obr. 9).

Doteraz nazhromaždené terénne, petrografické a chemické fakty svedčia o existencii samostatnej komatiitovej série efuzív, ktorej členy vykryštalizovali z taveniny blízkej peridotitovým komatiitom, pričom ďalšie horninové typy série vznikli frakčnou kryštalizáciou alebo akumuláciou z daného základného typu.

Referát nemohol vyčerpať problematiku bázických efuzív v celej šírke. Mnohé problémy, akým je napr. otázka jednotnej nomenklatúry efuzívnych hornín,

budú jednoznačnejšie po vypracovaní príslušných návrhov Komisiou pre klasifikáciu a nomenklatúru eruptívnych hornín pri IUGS. Dovtedy bude treba po-



Obr. 9. 1 — projekčné body lávy komatiitovej série; 2 — projekčné body lávy tholeiitickej série (N. T. Arndt et al. 1977)

užívať názvy hornín s príslušnou náplňou termínov tak, ako si to vyžaduje súčasný svetový trend.

Doručené 14. 12. 1977

Odporučil I. Varga

LITERATÚRA

- Arndt, N. T. — Naldrett, A. J. — Pyke, D. R. 1977: Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro township, Northeast Ontario. *J. Petrol.*, 18, 2, pp. 319—369.
- Bass, M. N. 1972: Occurrence of transitional abyssal basalt. *Lithos*, 5, pp. 57—67.
- Bowen, M. L. 1928: *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton Univ. Press, 334 p.
- Brooks, C. — Hart, S. R. 1974: On the significance of komatiite. *Geology*, 2, pp. 107—110.
- Coombs, D. S. — Wilkinson, J. F. G. 1969: Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the east Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. *J. Petrol.*, 10, 2, pp. 440—501.
- Dickinson, W. R. 1962: Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific Margin of North America. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 73, p. 1241—1256.
- Engel, A. E. J. — Engel, C. C. — Havens, R. G. 1965: Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 76, 7, pp. 719—734.
- Fenner, C. N. 1929: The crystallization of basalt. *Am. J. Sci.*, 5 th. Ser., 18, pp. 225—253.
- Frolova, T. I. — Rudnik, G. B. 1972: Toleitovyje bazalty podvižnych zon i okeanov i variacii ich svojstva v zavisimosti ot strukturnoj obstanovki. *Vest. Mosk. Univ., ser. geol.*, 5, s. 26—41.
- Green, D. H. — Ringwood, A. E. 1967: The genesis of basaltic magmas. *Contr. Min. Petr.*, 15, 2, pp. 104—190.
- Hyndman D. W. 1972: *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. New York, McGraw-Hill. 533 p.
- Chandrasekharan, D. 1973: Petrochemical variations in the Atlantic, Pacific and Indian ocean ridge basalts. *N. Jb. Miner., Abh.*, 120, 1, pp. 69—82.
- Chayes, F. 1966: Alkaline and sub-alkaline basalts. *Am. J. Sci.*, 264, pp. 128—145.
- Jakeš, P. — White, A. J. R. 1969: Structure of the Melanesian Arc and continental with distribution of magma types. *Tectonophysics*, 8, pp. 223—236.
- Jakeš, P. — White, A. J. R. 1972: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 29—40.
- Joplin, G. A. 1963: Chemical analyses of Australian rocks. Pt. 1. Igneous and Metamorphic. *Aust. Bureau Miner. Res., Bull.*, 65, pp. 1—446.
- Kennedy, W. Q. 1933: Trends of differentiation in basaltic magmas. *Am. J. Sci.*, 225, pp. 239—256.
- Kuno, H. 1959: Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. volcanol.*, 20, 2, pp. 37—76.
- Kuno, H. 1960: High alumina basalt. *J. Petrol.*, 1, p. 121—145.
- Kuno, H. 1969: Plateau basalts. The earth's crust and upper mantle (P. E. Hart, Ed.). *Am. Geophys. Union, Washington, D. C.*, pp. 495—501.
- Kushiro, I. — Kuno, H. 1963: Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.*, 4, pp. 75—89.
- Kutolin, V. A. 1972: Problemy petrochimiji i petrologiji bazaltov. *Novosibirsk, Nauka*. 207 s.
- Kuznecov, J. A. 1964: Glavnyje typy magmatičeskich formacij. *Moskva, Nedra*. 385 s.
- Lutic, B. G. 1975: Chimičeskij sostav kontinentalnoj kory i verchnej mantiji. *Moskva, Nauka*. 166 s.

- Macdonald, G. A. 1968: Composition and origin of Hawaiian lavas. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 116, pp. 477—522.
- Macdonald, G. A. — Katsura, T. 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, pp. 82—133.
- Mackenzie, D. E. — Chappell, B. W. 1972: Shoshonitic and calcalkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea. *Contrib. Min. Petr.*, 35, pp. 50—62.
- Middlemost, E. A. K. 1975: The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, 11, pp. 337—364.
- Miyashiro, A. 1974: Volcanic rocks series in island arcs and continental margins. *Am. J. Sci.*, 174, pp. 321—355.
- Miyashiro, A. 1975: Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 3, pp. 251—269.
- Niggli, P. 1936: Die Magmentypen. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 16, pp. 335—399.
- O'Hara, M. J. 1965: Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish J. Geol.*, 1, pp. 19—40.
- Osborn, E. F. 1959: Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. J. Sci.*, 257, pp. 609—647.
- Powers, N. A. 1932: The lavas of the Modoc-bed quadrangle, California. *Am. Miner.*, 17, pp. 253—294.
- Ringwood, A. E. 1966: The chemical composition of the earth. In: *Advances in earth science* (P. M. Hurley, Ed.). M. I. T. Press, Boston, pp. 287—356.
- Rittmann, A. 1953: Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. *Bull. volcanol.*, 14, pp. 45—58.
- Shido, F. — Miyashiro, A. — Ewing, M. 1971: Crystallization of abyssal tholeiites. *Contr. Min. Petrol.*, 31, p. 251—266.
- Stille, H. 1953: Der geotektonischen Werdegang der Karpaten. *Beihf. Z. Geol., Jb.*, 8.
- Šajmman, J. M. 1964: O sviazach meždu tipami magm i tektonikoj. *Sov. geol.*, 2.
- Taylor, S. R. — White, A. E. J. 1965: Geochemistry of Andesites and the growth of continents. *Nature*, 208, 5007, pp. 271—273.
- Thompson, R. N. — Esson, J. — Dunham, A. C. 1972: Major element chemical variation in the Eocene Lavas of the Isle of Sky, Scotland. *J. Petrol.*, 13, 2, pp. 219—253.
- Thornton, C. P. — Tuttle, O. F. 1960: Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. *Amer. J. Sci.*, 258, pp. 664—684.
- Tilley, C. E. 1950: Some aspects of magmatic evolution. *Q. J. Geol. Soc. (London)*, 106, pp. 37—61.
- Turner, F. J. — Verhoogen, J. 1960: *Igneous and metamorphic petrology*. New York, McGraw-Hill. 694 p.
- Tyrrel, G. W. 1937: Flood basalts and fissure eruption. *Bull. volcanol.*, 36, 1, pp. 174—190.
- Ustiev, E. K. 1963: Problemy vulkanizma-plutonizma. *Vulkanoplutoničeskije formacii. Izv. Akad. nauk SSSR, Ser. geol.*, 12.
- Viljoen, M. J. — Viljoen, R. P. 1969: The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. *Upper Mantle Project, Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, 2, pp. 221—244.
- Wager, L. R. — Deer, W. 1939: The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddel. om Grönland*, 105, 4, 352 p.
- Wilkinson, J. F. G. 1956: Clinopyroxenes of alkali olivinebasalt magma. *Am. Miner.*, 41, pp. 724—743.
- Wilkinson, J. F. G. 1967: The petrography of Basaltic rocks. In: *Basalts* (H. H. Hess — A. Poldervaart, Eds.), pp. 163—214.
- Yoder, H. S. Jr. — Tilley, C. D. 1962: Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, pp. 342—532.
- Zaridze, G. M. 1970: Endogennyje formacii orogennyh oblastej. *Moskva, Nedra*. 311 s.

Dva typy permu v Malej Fatre

(5 obr. v texte)

ANNA VOZÁROVÁ*

Две разновидности перми в Малой Фатре

В западной части хребта Малая Фатра пермь была известна уже со времён Диониза Штура (1860). До сих пор считалась как единица в автохтонном положении, как часть упаковочной серии кристаллика (Д. Андрусов — М. Куттан 1946, Д. Андрусов 1958, 1959, М. Матель и кол. 1962, 1967, В. Дюрович 1973 и М. Ракус 1973).



В течении исследований в 1976—1977 годах на основании литофациальных знаков были вычленены две разновидности перми:

1. Автохтонная упаковочная пермь с характерными чертами континентальных фаций, как часть упаковочной серии выступает в почве триаса и в кровле кристаллика Малой Фатры.

2. Аллохтонная пермь с литофациальными чертами мелководной, озерной до лагунной среды с устойчивым водным режимом. Её тектоническое ограничение по отношению к нижнему а главное среднему триасу упаковочной серии не исключает и её покровной характер строения. На основании общего характера и главным образом на основании наличия свиты с прослоями основных вулканокластических пород её можно сравнить с пермью хочского покрова.

Two types of the Permian in the Malá Fatra Mts.

Occurrence of the Permian in the western part of the Malá Fatra Mts. is known since D. Štúr's (1860) investigations. Permian occurrences were so far explained as an autochthonous unit or as member of envelope series on crystalline (D. Andrusov — M. Kuthan 1946, D. Andrusov 1958, 1959, M. Mahel et al. 1962, 1967, V. Ďurovoč 1973, M. Rakús 1973).

During 1976—1977, in the course of investigations two types of the Permian were ascertained according to lithological development:

1. Autochthonous envelope Permian manifesting characteristic features of a continental facies. This development appears as member of the envelope series in the underlier of the Triassic and it overlies crystalline of the Malá Fatra Mts.

* RNDr. Anna Vozárová, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

2. Allochtonous Permian having lithological properties of a shallow-water, limnic to lagoonal environment of stable water regime. Due to its tectonic boundary toward the Lower and mainly Middle Triassic of the envelope series, nappe character of this Permian edifice is not out of question. General appearance but mainly revealed presence of basic volcanoclastic intercalations, enable this Permian development to correlate with the Permian of the Choč nappe.

V západnej časti Malej Fatry vystupuje v území medzi obcami Turie (Turský potok) a Kamenná Poruba (Porubský potok) permský útvar. Prvé informácie o ňom sú v práci D. Štúra (1860). Ďalšie údaje priniesli výskumy D. Andrusova — M. Kuthana (1946), D. Andrusova (1955, 1958) a M. Mahela et al. (1962, 1967). V uvedených prácach sa všetky výskyty permu pokladajú jednoznačne za súčasť obalovej série. Je to jednak tektonicky redukovaný perm v bezprostrednom styku s kryštalinikom Malej Fatry a perm v jadre štruktúry antiklinály Kozla (D. Andrusov 1958) obnažený uprostred mladších mezozoických členov (spodný, a hlavne stredný trias).

K permským sedimentom sa vyjadrili V. Ďurovič (1973) a M. Molnárová (1973). Zhodne so staršími údajmi pokladajú perm v Malej Fatre za produkt nevytriedenej sedimentácie v kontinentálnom prostredí a všetky jeho výskyty pokladajú za súčasť obalovej série. M. Rakús (1973) upozornil na zložitosť tektoniky v juhozápadnej časti pohoria. Z uvedenej práce vyplýva, že tu na JV a V od Kamennej Poruby vystupuje perm veľmi markantne v dvoch tektonických pozíciách: 1. ako súčasť obalovej série v nadloží kryštalinika a v podloží spodného, resp. stredného triasu; 2. v tektonickom styku (v nadloží ?) stredného triasu (podľa M. Rakúsa 1973, s. 50 „... perm mierne prešmykuje dolomity a vápence stredného triasu“). Napriek tomu sa perm až doteraz pokladal jednoznačne za súčasť obalovej série Malej Fatry.

V r. 1976—1977 sme preštudovali všetky výskyty permu v Malej Fatre. Naše pozorovania možno zhrnúť takto:

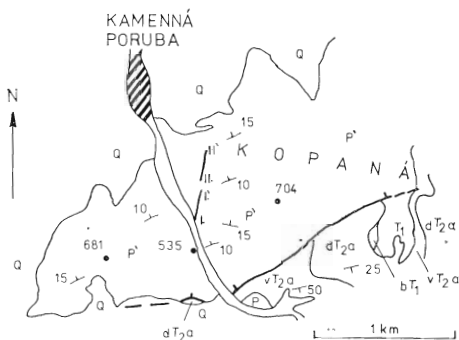
1. Prevažne v severnej (na V a SV od Kuneradu, hlavne v oblasti vrchu Žiar, Polomec až po Turský potok), ale aj v juhozápadnej časti územia (v závere doliny Bystrička a v Porubskom potoku) vystupuje permský útvar v charakteristickom vývine litofácií kontinentálneho prostredia. Pozícia permu je tu

Obr. 1. Situačný náčrt geologickej stavby na JV od Kamennej Poruby
Pokryvné útvary: Q — kvartérne sedimenty.

Obalová série Malej Fatry: vT_2a — vápencov stredného triasu (anis), dT_2a — dolomity triasu (anis), bT_1 — pestré bridlice, pieskovce (kampil), T_1 — kremence, kremité pieskovce s vložkami piesčitých bridlíc, v spodnej časti s polohami kremitých zlepcov (spodný trias — seiss), P — drobové pieskovce, droby, zlepenec permu.

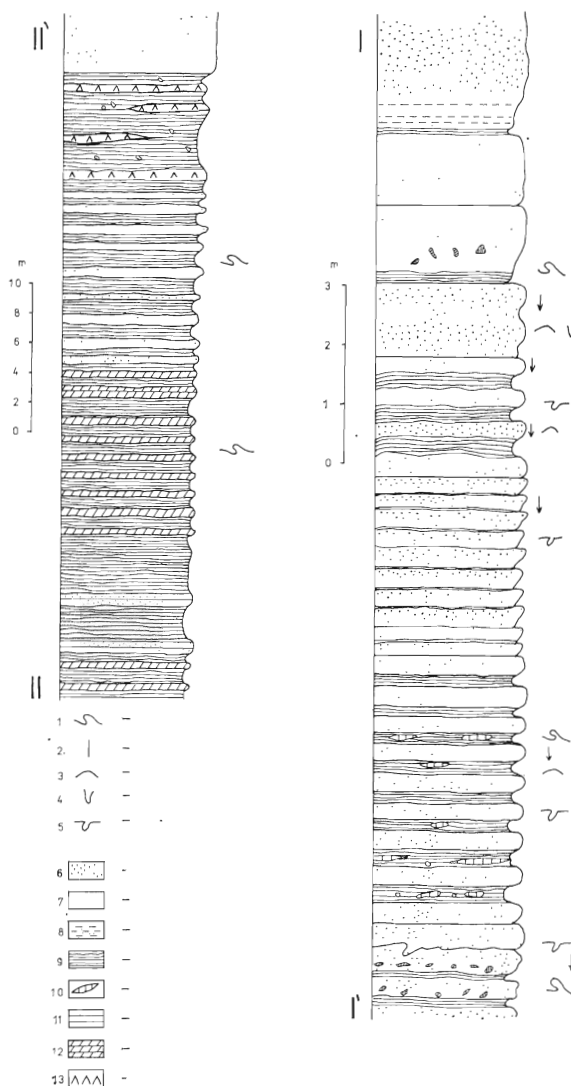
Perm v tektonickom styku s obalovou sériou: P' — drobnozrnné a strednozrnné pieskovce, siltovce, bridlice, piesčité a slienité bridlice, lokálne vložky vulkanoklastického materiálu.

I—I', II—II' — situovanie meraných litologických profilov



jasná či už na styku s kryštalinikom alebo v antiklinálnej štruktúre Kozla, kde vystupuje v podloží triasu ako súčasť obalovej série.

2. V juhozápadnej časti pohoria Malá Fatra (na JV a V od Kamennej Pôruby) vystupuje perm v tektonickom styku s mezozoikom obalovej skérie. Celkový litofaciálny vývin tohto permu sa od už uvedeného kontinentálneho permu obalovej série odlišuje (obr 1).



Obr. 2. Litologické profile

1 — sklzy, 2 — gradačné zvrstvenia, 3 — čeriny, 4 — prúdové stopy, 5 — vtisky, 6 — strednozrnný pieskovec, 7 — drobnozrnný pieskovec, 8 — siltovec, 9 — bridlica, 12 — slienitá bridlica, 13 — vulkanoklastický materiál bazického charakteru

Litofaciálna charakteristika permu na V a JV od obce Kamenná Poruba (oblasť Porubského potoka a hrebeňa Kopaná)

Perm je v tejto oblasti reprezentovaný komplexom rytmicky sa striedajúcich pieskoviec, siltovcov a bridlíc sfarbených do sivozelena a sivofialova. Sedimenty sú vrstvovité, s vrstvami takmer rovnomernej mocnosti, s dobre zachovanými sedimentárnymi textúrami. Ich podrobnejšie litologické členenie je zobrazené na profiloch č. I—I' a II—II' (zárez lesnej cesty na západnom svahu Kopanej).

Najspodnejšiu časť na povrchu pozorovaného permského súvrstvia (pozri profil I—I' na obr. 2) budujú 2—3 m mocné lavice strednozrnných drobových pieskoviec relatívne bohatších na klastické slúdu. Ich vnútorná štruktúra je masívna, beztextúrna, so slabo sa prejavujúcim horizontálnym zvrstvením a vzácnejšie s gradáciou klastických zŕn. Smerom do nadložia sa v týchto mocných laviciach pieskoviec zjavuje výrazná gradácia a pozvoľný prechod do drobnozrnných pieskoviec a siltovcov, v ktorých sa objavujú intraklasty zelených bridlíc. V nadloží týchto relatívne beztextúrnych pieskoviec sa objavujú 20—30 cm mocné vrstvy výrazne gradačne zvrstvených pieskoviec. Na ich vrchných vrstvových plochách sa zistili čeriny (obr. 3 a 4), stružky a bližšie neurčiteľné mechanoglify. V pokračovaní profilu I—I' sa vrstvy pieskoviec rytmicky striedajú s rovnako mocnými vrstvami fialovosivých bridlíc. V pieskoviach mimo laminovaného a gradačného zvrstvenia bolo pozorované nízkouhlové šikmé zvrstvenie (7°). Styk medzi vrstvami pieskoviec a bridlíc je ostrý, miestami na spodnej vrstvovej ploche so stopami po vtlačaní. Polohy bridlíc v najvrchnejšej časti profilu I—I' obsahujú nepravidelné šošovky znečistených karbonátov. Zo sedimentárných textúr bolo možno veľmi často pozorovať roje intraklastov. Polohy pieskoviec, ktoré sa do komplexu bridlíc vkladajú, spôsobujú na vrchných vrstvových plochách rozmyvy, príp. až čiastočné zrezanie vrstiev.

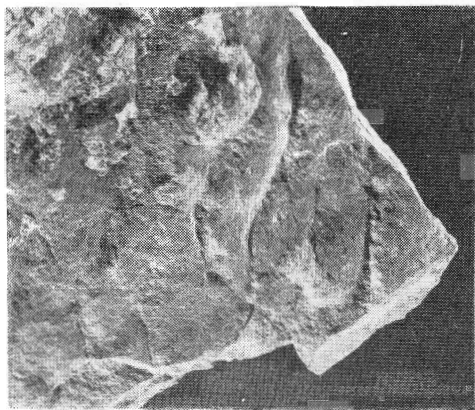
Relatívne vyššie časti permského súvrstvia dokumentuje v priereze profil II—II'. Sú to obnažené jemnejšie sedimentárne členy. Rytmicky sa striedajú bridlice a piesčité bridlice fialovej a zelenosivej farby s tenkými vložkami slie-



Obr. 3. Prúdové čeriny, asymetrické. Kamenná Poruba. Foto C. Michalíkova, GUDS



Obr. 4. Prúdové čeriny, vlnovite usporiadané. Kamenná Poruba. Foto C. Michalíková, GUDS



Obr. 5. Romboidné čeriny. Kamenná Poruba. Foto C. Michalíková, GÚDŠ

sedimenty bohaté na železitý pigment. V relatívne slabšom zastúpení je prímiesericitu. Koncentrácie rudného pigmentu sú nepravidelné, šmuhovite rozmiestnené a sprevádza ich popolový vitroklastický materiál bázičského charakteru. Sedimenty boli preplynené, pričom póry, väčšinou vyplnené karbonátom a chloritom, majú voči okolitému sedimentu reakčné lemy. Majú nepravidelný tvar a nerovnomerné, často zhlukovité rozšírenie.

Najvrchnejším odokrytým členom profilu II—II' je vrstva masívnych strednozrnných, mineralogicky dobre vytriedených pieskocov sivej farby.

Zhrnutie

Malá Fatra má charakteristické znaky jadrových pohorí v pásme tatrika. Až doteraz sa perm v tomto pohorí chápal výlučne ako autochtónny útvar obnažený na bezprostrednom styku s kryštalinikom, ako aj v podloží triasu v jadre antiklinálnej štruktúry Kozla (D. Andrusov 1958, 1959).

Podrobnejší litologický výskum odlíšil dva geneticky rozdielne typy sedimentov permu:

1. Mineralogický, štruktúralne a textúralne nezrelé sedimenty uložené v kontinentálnom sedimentačnom prostredí typu aluviálnych kužeľov.

2. Výrazne rytmicky zvrstvené sedimenty s dobre zachovanými sedimentárnymi textúrami, svedčiacimi o sedimentačnom prostredí v plytkom vodnom bazéne, ktorý mal väčšiu rozlohu a pravidelný vodný režim.

Zatiaľ čo typ opísaných sedimentov je charakteristický pre obalové série, druhý typ sa svojím vývinom najviac podobá sedimentom mladšieho paleozoika chočského príkrovu. Úvahu o rozdielnej tektonickej príslušnosti oboch typov permu podporujú aj odlišné štruktúrne prvky. Kým obalová séria Malej Fatry včítane permu príkro upadá na JJV (25—55°), druhý komplex je plytko uklopený na SZ (10—15°). V ostatnom období aj M. Ivanov (1977) na základe odlišného stupňa rádioaktivity poukázal na dva typy permu v Malej Fatre.

Doručené 1. 2. 1978

Odporučil P. Grecula

- Andrusov, D. — Kuthan, M. 1946: Podrobná geologická mapa Čsl. republiky, Slovensko, list Rajec (4361—4). Bratislava, Št. geol. úst.
- Andrusov, D. 1955: Reambulačné výskumy na listě 1 : 25 000 — Rajec (4361—4). Manuskript — GÚDŠ Bratislava, AP 1863.
- Andrusov, D. 1958: Geológia československých Karpát. 1. diel. Bratislava, Vyd. SAV.
- Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. Bratislava, Vyd. SAV.
- Đurovič, V. 1973: Petrografia permu a spodného triasu Malej Fátry. Geol. práce, Spr. 61 (Bratislava).
- Ivanov, M. 1977: Akumulácia rádioaktívnych prvkov v perme obalovej série Malej Fátry. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Maheľ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľ. geol. mape ČSSR — Žilina. Geofond — GÚDŠ (Bratislava).
- Maheľ, M. et al. 1967: Reg. geol. ČSSR, II. zv. 1. ČSAV (Praha).
- Rakús, M. 1973: Vysvetl. ku geol. mape Rajecká Lesná a Valča. GÚDŠ (Bratislava).
- Štúr, D. 1860: Bericht über die geol. Aufnahme des Wassergeb. d. Waag u. Neutra. J. d. geol. Reich., 11 (Wien).

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Karel Drozd: **Řešení stabilních problémů skalních masívů stereografickými metodami**

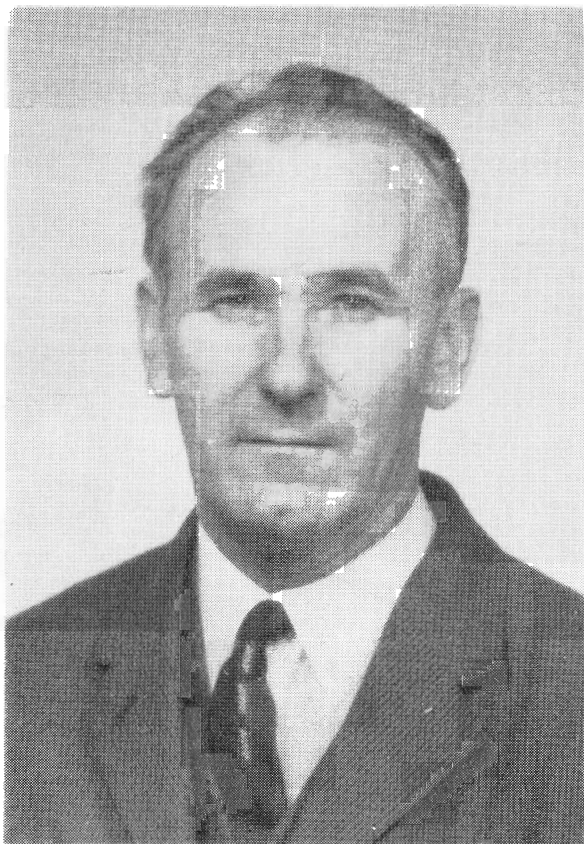
(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 27. 4. 1977)

Katastrofa klenbové hráže Malpasset vo Francii dňa 3. 12. 1959 dala podniet k rýchlemu rozvoji stereografických metód pre stabilizáciu riešení horninových masívov. Na rozvoji týchto metód sa podieľali J. Talobre vo Francii, R. E. Goodman v USA, K. W. John v NSR, P. Londe so svojimi spolupracovníkmi vo Francii a E. Hoek so spolupracovníkmi v Anglii. Stereografické metódy riešení boli tak významné, že boli zaradené do osnovy výuky na univerzitách, alebo boli vyučované vo špeciálnych postgraduálnych kurzoch (v Talii, v USA, v Anglii).

Pre stabilizáciu riešení sa používa tri metódy projekcie či znázornenia s pomocnými sítami. Predovšetkým je to stereografická projekcia z pólu na zobrazovaciu koulu do priemernej jdoucej stredu koule (úhľovej projekcia Vulfova), ďalej stredová projekcia ze stredu zobrazovacej koule do priemernej dotýkajúcej sa povrchu koule, a nakoniec je to metóda, keď sa prvky na zobrazovacej kuli sklápajú do roviny dotýkajúcej sa povrchu koule (plochojevná projekcia Lambertova). Prvú z uvedených metód má výhodu v tom, že plošné prvky sa zobrazujú ako kružnice, čímž sú značne usnadnené riešenia, u druhej metódy sa plošné prvky zobrazujú ako priamky a pre riešenie je výhodné použitie počítačov, tretia metóda umožňuje štatistické zhodnotenie výskytu lineárnych prvkov a výmer prvkov rozhodujúcich. Pri riešení sa vyžaduje zvládnutie základných úkolov, že sú vo všetkých sítach principiálne rovnaké, a to: projekcia plošného a lineárneho prvku, stanovenie projekcie plošného prvku určeného dvoma lineárnymi prvkami, stanovenie priesečnice dvoch plošných prvkov a určenie jej parametrov, stanovenie uhla medzi lineárnym a plošným prvkom, stanovenie priemerov lineárnych prvkov, ktoré s iným svirajú konštantný či premenný uhol, stanovenie výslednice dvoch a viacerých vektorov.

Na praktických príkladoch boli uvedené spôsoby riešení a výsledky. Boli prevedené ukážky svahov pro dálnici u Mirošovic a Lensedel, svahy v miestach zavážania priehrad u Stanovic a Římov, predvedený spôsob stabilizácie riešení v odřezu železnice v Praze-Holešovicích, vrátane spôsobu úpravy svahu pomocou hromadného odstřelu, s vrty pro presplitové náložce.

RNDr. Anton Porubský, CSc., šesťdesiatročný



Pri spätnom pohľade na rozvoj slovenskej hydrogeológie, jej nezvyčajne rýchly vývoj a výskum sa nám nechce ani veriť, že aj táto oblasť má už svojho šesťdesiatnika. Je ním RNDr. Anton Porubský, CSc.

Jubilant sa narodil 23. februára 1918 v Bánovciach nad Bebravou. Vo svojom rodisku získal aj základné a stredoškolské vzdelanie. Vysokoškolské štúdiá ukončil na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity v odbore zemepis — prírodopis. Doktorát z prírodných vied získal po obhajobe dizertačnej práce zaoberajúcej sa územím Manína na Považí v roku 1950.

Po štúdiách pracoval Anton Porubský v prieskumnej zložke Slovenských zemevertných závodov v Žiline. Od začiatku sa venoval prieskumu a aplikovanému vý-

skumu podzemných vôd v celom rozsahu. Nebývalý rozvoj národného hospodárstva v tých rokoch, výstavba vodných diel na Váhu a Dunaji, kolektivizácia poľnohospodárstva i výstavba priemyselných závodov potrebovali ako základný predpoklad rozvoja a existencie vodu. Jubilant už v r. 1954 stál na čele špecializovaného pracoviska na prieskum podzemných vôd, ktoré viedol Ústav stavebnej geológie. Bol členom Vládneho výboru pre geológiu v Prahe, v skupine pre hydrogeológiu, ako aj členom komisie pre hydrogeológiu pri Prezídiu Československej akadémie vied v Prahe.

Počas doterajšej praxe vypracoval A. Porubský stovky odborných posudkov a štúdií o problematike obyčajných, minerálnych i termálnych vôd. Na ich základe sa budovali miestne i skupinové vodovody, rozširovala sa sieť kúpeľov a žriediel, stavali sa nové rekreačné objekty. Jeho práce sa dotýkajú lokalít v celej Slovenskej socialistickej republike. Medzi náročné úlohy, ktoré riešil, patrí aj hydrogeologický prieskum späť s vodnými dielami na Dunaji v rokoch 1954—1968.

Presvedčivým dôkazom rozsiahlej a plodnej činnosti jubilanta je aj jeho publikačná činnosť. Napísal vyše 50 odborných príspevkov, mnohé z nich, najmä v ostatnom období, sú zamerané metodicko-vedecky, regionálne, ako je napr. práca pre Štátny vodohospodársky plán a pod. V odbornej štúdií medzi prvými poukázal na možnosť získať v Podunajskej nížine hydrotermálnu vodu.

Osobitne treba vyzdvihnúť bohatú jubilantovu pedagogickú činnosť, najmä ako externého prednášateľa na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v rokoch 1954—1961. Od roku 1972 prednáša a vedie cvičenia zo špeciálnej hydrogeológie a hydrografie. Nemožno nespomenúť ani jeho prednáškovú činnosť pri výchove vrtmajstrov a čerpacích majstrov, ktorú v prieskumných podnikoch vykonával takmer dvadsať rokov. Je aj členom veľkého radu odborných a problémových komisií a redakčných rád. V ČSMG pri IGHP v Žiline bol rad rokov predsedom spoločnosti. Hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied získal v r. 1964 prácou Podzemné vody okolia Bratislavy.

A. Porubský v Geografickom ústave Slovenskej akadémie vied v Bratislave, ktorý je jeho terajším pracoviskom, vo funkcii vedeckého pracovníka rozvíja metodicko-teoretické otázky výskumu podzemných vôd a ich geografického rozloženia na Slovensku. Za pracovné zásluhy, úspechy a nadšenie v oblasti výskumu a prieskumu podzemných vôd, ako aj za organizačné zásluhy dostal jubilant rad uznaní a vyznamenaní. Medzi ne patrí rezortné vyznamenanie Najlepších pracovníkov geologickej služby, Najlepší pracovník Ministerstva palív a energetiky, cena SAV, plaketa mesta Bratislavy a i.

Geologická, hydrogeologická i vodohospodárska verejnosť podľa zásluhy vysoko oceňuje RNDr. Antona Porubského, CSc., ako významného vedca, odborníka, iniciatívneho a neúnavného pracovníka, ale aj kolegiálneho, priateľského a spolupracovať vždy ochotného človeka. Blahoželá A. Porubskému k významnému životnému jubileu a želá mu pevné zdravie a ďalšie úspechy na poli hydrogeológie.

Ladislav Melioris — Pavel Tkáčik

Prvá geologická spoločnosť na Slovensku

Oblasť Kremnicko-štiavnických vrchov bola v minulosti stredobodom záujmu mnohých geológov a mineralógov, ktorých zaujímali najmä bohaté ložiská zlatých a strieborných rúd. Centrom záujmu bola práve Banská Štiavnica a jej preslávená *Banská akadémia*. V tomto meste vznikla aj prvá odborná vedecká inštitúcia na Slovensku — Katedra mineralógie a geognózie, ktorá mala okrem pedagogického poslania vykonávať aj geologický a mineralogický výskum na Slovensku. Roku 1872 vznikla v Banskej Štiavnici druhá inštitúcia tohto druhu, a to *banskoštiavnická pobočka Uhorskej geologickej spoločnosti*. Bola založená na putovnom zasadnutí členov Uhorskej geologickej spoločnosti v Banskej Štiavnici už 11. augusta 1871, ale jej ustanovujúca schôdza bola až 11. marca 1872.

Významní odborníci, ktorých táto pobočka združovala, vykonali rad geologických výskumov nielen v banskoštiavnickej oblasti, ale aj v iných rudných revíroch na Slovensku. Jej založením nastal aj vo vývoji banskogeologických výskumov výraznejší obrat. Geologické štúdium okolia Banskej Štiavnice v porovnaní s inými a z geologického hľadiska práve takými dôležitými oblasťami nadobúdalo v tejto oblasti vysokú vedeckú hodnotu najmä preto, že sa geológ pri práci mohol oprieť o poznatky z banských diel. V neposlednom rade sa aj vzhľadom na vtedajší stav upadajúceho baníctva musela banská geológia zákonite stať ťažiskom geologickej práce v tomto revíre.

Takáto situácia mohla viesť iba k podpore geológie, a tým výrazne vzrástla aj podpora aktívnej činnosti banskoštiavnickej pobočky najmä zo strany banského eráru, zainteresovaného na ďalšom rozvoji banskoštiavnického baníctva. Za takýchto podmienok mali členovia veľké možnosti na výskumnú činnosť v teréne i v banských dielach a zverejňovať výsledky v odbornej literatúre.

Vlastná činnosť členov pobočky sa vyvíjala dvoma hlavnými smermi, ktoré sa odlišovali úrovňou, obsahom i poslaním. Práce zamerané prvým smerom mali prevažne petrografický charakter, kým druhá, hlavná skupina prác mala banskogeologický a montanistický charakter.

K požiadavkám geologických poznatkov v banskej praxi pristupovali postupne aj požiadavky na poznanie chemizmu rúd, potrebné pri ich úprave a zhutňovaní. Z týchto dvoch požiadaviek praxe vyplynulo, že sa začali študovať samostatne alebo komplexne jednotlivé rudné žily aj vo vzťahu ku geologickej stavbe predmetnej oblasti, ich minerálna výplň a pod. V mnohých prípadoch mali dať praktickí geológovia vyčerpávajúcu odpoveď a zodpovedať na otázky nadriadených úradov, v čom sú príčiny úpadku baníctva a ako mu predísť. Členovia pobočky publikovali desiatky štúdií venovaných niektorým všeobecným alebo špecifickým problémom banskoštiavnického rudného revíru. Spočiatku to boli len jednoduché výklady ložiskových pomerov alebo opisy rudných žíl. Taký charakter má práca Františka Platzera o banskoštiavnických rudných žilách z roku 1871 a o dva roky neskôr vydaná štúdia Júliusa Steinhausza o ložiskových pomeroch žily Grüner. Ďalšie hodnotné práce sa zachovali v rukopisoch a vo forme máp od Ľudovíta Cseha, vypracované po zriadení geologického oddelenia na banskom riaditeľstve. Ľ. Cseh bol na tomto pôsobisku

ako obvodný geológ poverený systematickým výskumom banskogeologických pomerov v banskoštiavnickom rudnom revíre a v iných banských oblastiach. Banská geológia sa v tomto revíre práve jeho zásluhou rozvinula na vedeckú úroveň. Úspešne ju aplikoval v banskej praxi, pretože štúdium rudných žíl pokladal za prvoradú úlohu. Vytvoril si vlastnú metódu geologického mapovania, a tak riešil, štuďoval a zaznamenával zložité úložné pomery takmer všetkých vtedy prístupných rudných žíl v Banskej Štiavnici, Hodruši, Vyhniach, na Bankách, v Banskej Belej, ďalej ich vzájomný vzťah a mineralogické zloženie. Výsledky svojich výskumov spracoval prevažne vo forme konzultačných protokolov, ktoré sa zachovali v Ústrednom banskom archíve v Banskej Štiavnici. Iba nepatrnú časť svojich prác publikoval.

Štúdiom rudných žíl banskoštiavnického rudného revíru sa okrem neho v tom čase zaoberali aj ďalší banskí inžinieri. Bol to František Platzer, Štefan Martiný, Július Gretzmacher a Ľudovít Litschauer. Boli to banskí praktici, ktorých teoretické vedomosti v geológii boli síce v uhorskom meradle priemerné, ale svojimi prácami sa usilovali vyhovieť najmä praktickým potrebám, ktoré videli okolo seba v banskej praxi. Ich publikované práce sú teda nielen výrazom rastúcich požiadaviek banskej praxe, ale zároveň ukazujú, o aké problémy vtedy išlo.

Treba spomenúť aj spoločné práce Ľ. Cseha, A. Gesella a J. Szabóa, ktorými sa významnou mierou zúčastnili na ďalšom riešení aktuálnych problémov, a je práve ich zásluhou, že geologickoŕoziskové pomery banskoštiavnickej oblasti boli už pred viac ako 90 rokmi spracované na vysokej odbornej úrovni.

Spoločne vyjadrili výsledky starších i vlastných výskumných a mapovacích prác vo forme viacerých geologických a geologickoŕoziskových máp, profilov a štúdií vydaných v rokoch 1883 až 1888 a v záverečnej monografii J. Szabóa z roku 1891.

Založenie pobočky Uhorskej geologickej spoločnosti v Banskej Štiavnici bolo teda z odborného hľadiska veľmi dôležité, lebo členovia Uhorskej geologickej spoločnosti ani pracovníci Uhorského geologického ústavu nestačili každú oblasť za krátky čas podrobne preštudovať tak dôkladne, ako to mohli urobiť, a napokon aj urobili za viac rokov — a priebežne — odborníci, ktorí pôsobili v Banskej Štiavnici. Napokon aktívnu činnosť banskoštiavnickej pobočky veľmi podporil Hlavný komornogrófsky úrad na čele s hlavným komorným grófom Dionýzom Mednyánszky, prvým predsedom pobočky, a neskôr i s ďalšími banskými riaditeľmi A. Péchom a J. Hültlom, ktorí vykonávali funkciu predsedu. Veľký vplyv na činnosť pobočky mala aj Banská a lesnícka akadémia so svojimi vplyvnými profesormi, ako bol J. Pettko, B. Winkler, G. Faller, A. Kerpely, Š. Farbaky, Ľ. Fekete, F. Illés, Ľ. Litschauer, E. Pöschl a s asistentmi. Napokon to boli aj mestské orgány, zastúpené hlavným mestským županom A. Goldbrunnerom, profesormi gymnázia a lýcea, banskí úradníci a iné vplyvné osoby, napr. riaditelia súkromných banských ŕažiarstiev A. Wieszner a J. Szilniczký, ktorí mali záujem o výskum nerastného bohatstva banskoštiavnickej rudnej oblasti.

Až do roku 1892 mala banskoštiavnická pobočka priemerne ročne 40-člennú základňu. Po vzniku Krajinského banického a hutníckeho spolku prešla do tejto spoločnosti aj väčšina členov pobočky geologickej spoločnosti a znížil sa jej počet na polovicu. To postupne viedlo k jej zániku. Posledné valné zhromaždenie mala 14. januára 1903 a na ňom sa členovia dohodli odbočku zrušiť. O jej zrušení sa však uvažovalo už v roku 1886, keď skončila svoju hlavnú úlohu, geologicky zmapovala banskoštiavnickú oblasť a vyhotovila geologickú mapu. Nakoniec sa podľa pokynov ústredia Uhorskej geologickej spoločnosti z 12. novembra 1886 rozhodlo v činnosti banskoštiavnickej pobočky pokračovať.

V priebehu viac ako 30-ročnej činnosti tejto pobočky sa vo výbore vystriedalo viac členov. Funkciu predsedu vykonával od 11. marca 1872 do 12. februára 1875 Dionýz Mednyánszky, potom od 13. februára 1875 do 31. januára 1890 Anton Péch a napokon od 1. februára 1890 do 13. januára 1903 Jozef Hültl. Prvým podpredsedom bol od 11. marca 1872 do 9. januára 1889 Adolf Wieszner, druhým

od 10. januára 1889 do 13. januára 1903 Jozef Veress. Ako tajomníci pracovali v pobočke Benjamin Winkler (od 11. marca 1872 do 12. februára 1875), Gustáv Liszkay (od 13. februára 1875 do 15. mája 1877), Július Knöpfler (od 16. mája 1877 do 22. júla 1879) a nakoniec Ľudovít Cseh (od 13. júla 1879 do 13. januára 1903).

Banskoštiavnická pobočka Uhorskej geologickej spoločnosti zohrala vo vývoji geologických vied na Slovensku významnú úlohu. Zásluhou jej členov sa geologicko-montanistickým výskumom banskoštiavnického rudného revíru venovala taká mimoriadna pozornosť, akej sa nedostalo tejto oblasti ani po desaťročia neskôr.

Ivan Herčko

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

F. Fediuk: **Petrologie oceánického dna**

(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 9. 11. 1977)

Rozvoj poznatkov mořské geologie představuje největší úspěch geologických věd tohoto století. Srovnáme-li dnešní znalosti v tomto oboru s tím, co bylo známo před dvaceti lety, lze bez nadsázky hovořit o revoluci v našich poznatcích.

Z metod geologického výzkumu oceánického dna se uplatňují a kombinují jak metody geofyzikální (nepřímé), jako je zejména akustické a především seismické profilování, tak metody přímé, od práce potápěčů a použití batyskafů a zejména speciálně konstruovaných ponorek po různé metody odběru vzorků, k nimž patří dredžování, odběr jádrovnicemi a drapáky, travlování a vrtání v mělkovodním i hlubokovodním prostředí (projekt Mohole, vrtné práce lodi Glomar Challenger aj.).

Zájem člověka o geologii moře vyvolávají důvody praktické i ryze vědecké. Praktické důvody jsou dány surovinovou krizí v situaci ložisek na pevninách a z toho vyplývající nutností intenzivně hledat náhradní oblasti, jež oceány, tvořící 71 % zemského povrchu, nesporně představují. Zatím je moře a jeho dno zdrojem získávání pitné vody, kamenné soli, solí Mg a K, Br, J, rozsypaného Au, Pt, diamantů, magnetitu, ilmenitu, rutilu, monazitu, kasiteritu, stavebních písků a štěrků, vápencových hornin, ropy, zemního plynu, síry, uhlí, rud Fe, Sn a W. Hlavní perspektivní surovinou mořského dna jsou Mn-konkrete, nositelé vysokých podílů Cu, Ni a Co, dále fosfáty, horké solanky a mineralizované oceánické jílly. Těžba těchto surovin je ovšem spjata s mnohými problémy technickými, ochrany prostředí i problémy právními. Hlavním motorem vědeckého zájmu o geologii moře a jeho dna je fakt, že bez znalostí této rozsáhlé oblasti nelze porozumět nejen geologii naší planety jako celku, ale dokonce ani řadě významných problémů geologie kontinentů.

Oceánická kůra, která je řádově 10-krát tenčí než kůra kontinentální, se skládá ze tří litologicky i seismicky dobře odlišitelných vrstev.

1. vrstva o průměrné mocnosti 300 m je složena ze sedimentů různého stupně diagenese a rychlost seismických vln v ní kolísá mezi 1,5–3,4 km/s.

2. vrstva je tvořena bazalty, zpravidla ve formě polštářových láv, její mocnost kolísá mezi 1 až 2 km a rychlost seismických vln v ní roste na $5,0 \pm 0,7$ km/s.

3. vrstva je serpentínová a gabrová, mocnost má 3 až 6 km a rychlost seismických vln v ní je $6,7 \pm 0,2$ km/s.

Svrchní plášť pod Moho-diskontinuitou je charakterizován seismickou rychlostí 8,0 až 8,3 km/s, místy však v těsném podloží kůry tato hodnota klesá na 7,2 až 7,7 km/s. Srovnáme-li petrografický charakter oceánické kůry a pláště v jejím podloží s horninovými komplexy vyskytujícími se na pevnině, jsou nápadné analogie

s tzv. ofiolity. Paralelizace kontinentálních ofiolitů se složením oceanického dna byla hlavním předmětem studia mezinárodní expedice lodí AV SSSR „Dmitrij Mendělejev“, která se uskutečnila v r. 1976 do západního Tichomoří. Podrobně bylo studováno zvláště dno Filipínského moře a jej obklopujících příkopů. V marianském příkopu se expedici podařilo vydredžovat z hloubek od 9 do 4 tisíc metrů kompletní ofiolitový profil od peridotitových a serpentinových ultrabazik přes gabra a žilný komplex (sheeted dike complex) do tholeiitových polštářových láv a na ně nasedajících sedimentů. Předběžné výsledky byly prezentovány na 25. mezinárodním geologickém kongresu v Sydney.

Stanislav Novosad: **Sesuvy v povodí Mantara v Peru**

(Prednesené na zasadnutí SGS Bratislava 29. I. 1977)

V přednášce byly shrnuty zkušenosti z inženýrskogeologického průzkumu rozsáhlého skalního sesuvu v údolí říčky Colcabamba v povodí řeky Mantaro v Peru. Sesuvem má procházet přírodní tunel závěrečného stupně energetické kaskády Mantaro. Seizmickým průzkumem byla ověřena mocnost sesuvem akumulovaných hornin (ca 150—170 m) a orientačně i charakter sesutých hornin v trase tunelu. Geoakustickým velmi citlivým měřením byla potvrzena současná stabilita svahové deformace umožňující převedení tunelu v původně uvažované trase a úrovni. Ze studia podobných svahových deformací v širším okolí vyplynulo, že zkoumaný sesuv je jedním z četných sesuvů, jejichž pravděpodobnou příčinou bylo náhlé zaplnění údolí vodou v nádrži vzniklé zahrazením hlavního údolí Mantara řádově větším skalním sesuvem na výšce asi 500—600 m. Základními podmínkami vzniku hlubokých sesuvů v pevných granitických horninách v údolí Mantara je prostoupení horninového masívu tektonickými poruchami a polohami méně pevných hornin. Hlavními faktory ovlivňujícími dobu vzniku a rozsah svahových pohybů jsou vysoká seizmicita území a rychlé zahlubování údolí v podmínkách probíhajícího výzdvihu andské oblasti.

MINERALIA SLOVACA, roč. 10, č. 3 (42)

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

Rukopis zadaný v marci 1978, vytlačené v júni 1978

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava

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.

DISKUSIA — DISKUSSION

<i>Anna Vozárová</i> : Dva typy permu v Malej Fatre	277
---	-----

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ladislav Melioris — Pavel Tkáčik</i> : RNDr. Anton Porubský, CSc., šesťdesiatročný	283
<i>Ivan Herčko</i> : Prvá geologická spoločnosť na Slovensku	285

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Petr Jakeš</i> : Geochemický vývoj Země	212
<i>Zdeněk Pouba</i> : Globální tektonika a metalogeneze	219
<i>Petr Jakeš</i> : Svrchní plášť Země a petrologie bazaltických hornin	220
<i>Marie Palivcová</i> : Význam petrografických struktur krystalických hornin pro geochemii	233
<i>Ján Kalvoda</i> : Kvartérní orogenní rysy reliéfu Himálaje	253
<i>Jozef Klomínský</i> : Výzkum formací granitoidů a jejich metalogeneze	260
<i>Karel Drozd</i> : Řešení stabilních problémů skalních masívů stereografickými metodami	282
<i>František Fediuk</i> : Petrologie oceánického dna	287
<i>Stanislav Novosad</i> : Sesuvy v povodí Mantara v Peru	288

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

