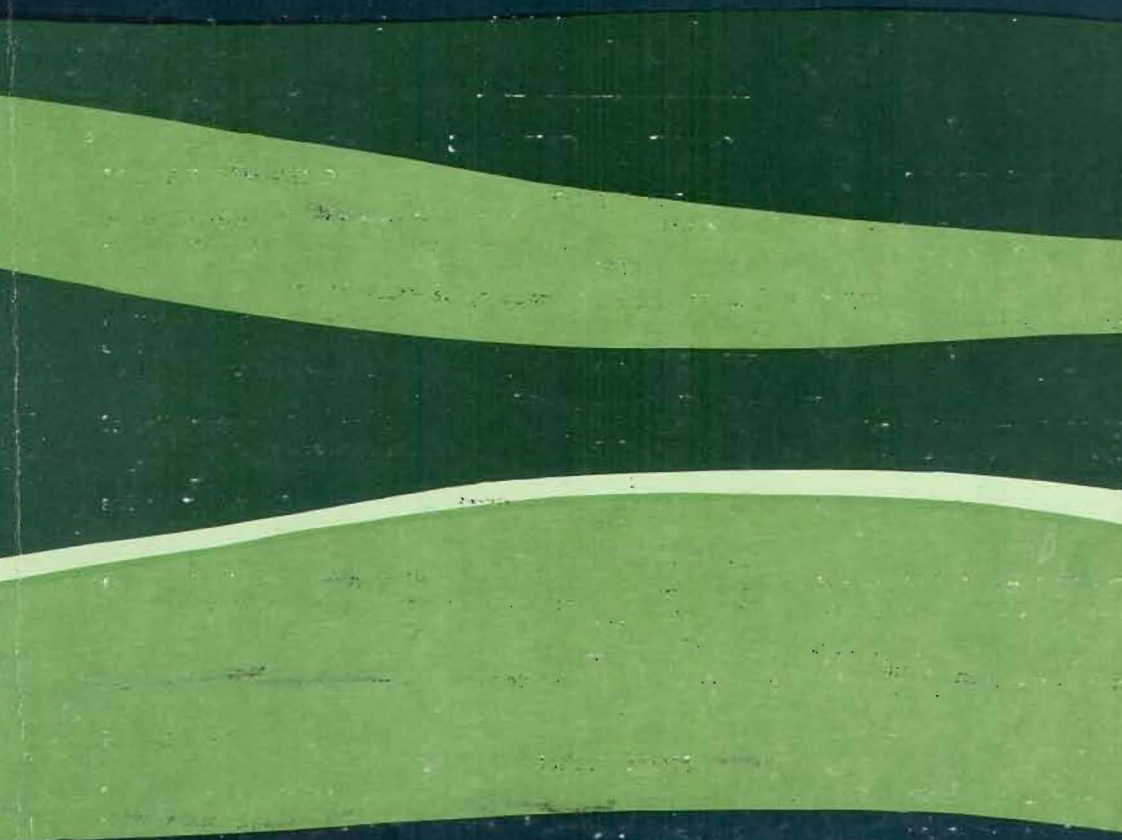


MINERALIA SLOVACA

17

1985

5



Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor: **RNDr. Pavol Grecula, CSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

RNDr. Juraj Antaš, RNDr. Ján Bystrický, DrSc., akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Miroslav Harman, CSc., prof. RNDr. Jakub Kamenický, RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Ing. Ján Kozáč, Ing. Ivan Kravjanský, RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., akademik Michal Maheľ, Ing. Ivan Marušiak, CSc., prof. Ing. Milan Matula, DrSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., RNDr. Anton Porubský, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Ivan Šarik, RNDr. Pavel Tkáčik, Ing. Milan Tapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

Technický redaktor

**p. g. Ján Kobulský
Boris Macko**

Technical editor

OBSAH CONTENTS

POVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

- | | | |
|---|--|--|
| Nové ložiskové pasce ropy a plynu v neogéne gbelsko-cunínskej kryhy | Kamil Bílek
385 | New hydrocarbon traps of deposit size in Neogene of the Gbely-Cunín block structure |
| Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-1 v Slanských vrchoch | Oto Orlický — Michal Kaličiak — Juraj Tözsér
403 | Magnetic properties and paleomagnetism of the DK-1 borehole volcanites from the area of the Slanské vrchy Mts. |
| Fluidné uzavreniny sekundárnych kvarcítov štiavnického stratovulkánu | Viliam Oružinský — Vratislav Hurai
415 | Fluid inclusions in secondary quartzites of Banská Štiavnica stratovolcano |
| Nové klasifikácie sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov | František Čech
425 | New classifications of sedimentary basins with hydrocarbons deposits |
| Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstvu | Dionýz Vass — Ivan Kraus
435 | Two basalts of different age in Southern Slovakia and their relation to the Poltár Formation |
| Paleopóly planetárnych ekvidistačných poruchových (PEP) systémů | Radan Květ
441 | Paleopoles of planetary equidistant reapture (PER) systems |
| „Panelová“ geológia — k otázkam horizontálnych posunov v Západných Karpatoch | Michal Maheľ
447 | „Panel“ geology — to the questions of horizontal strike slips in the West Carpathians |

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

(K 70. výročiu objavenia ložiska ropy
v Gbeloch)

Nové ložiskové pasce ropy a plynu v neogéne gbelsko-cunínskej kryhy

KAMIL BÍLEK

Naftový a plynárenský priemysel. Naftoprojekt, koncernová účelová organizácia
pre výskum a projektovanie Poprad, úsek výskumu Bratislava, Mlynské Nivy 46
325 05 Bratislava

(12 obr. v texte)

Doručené 16. 8. 1984

Новые ловушки месторождений нефти и газа в неогене гбелско-цунинской свиты

В геологическом строении осадков бадена и карпата гбелско-цунинской плиты установились новые ловушки месторождений нефти и газа, которые будут разведываться буровыми скважинами.

New hydrocarbon traps of deposit size in Neogene of the Gbely — Cunín block structure

Further traps of deposit size have been found to occur in Badenian and Karpatian sequences of the Gbely — Cunín block structure. The new targets are prepared to explore by drilling operations.

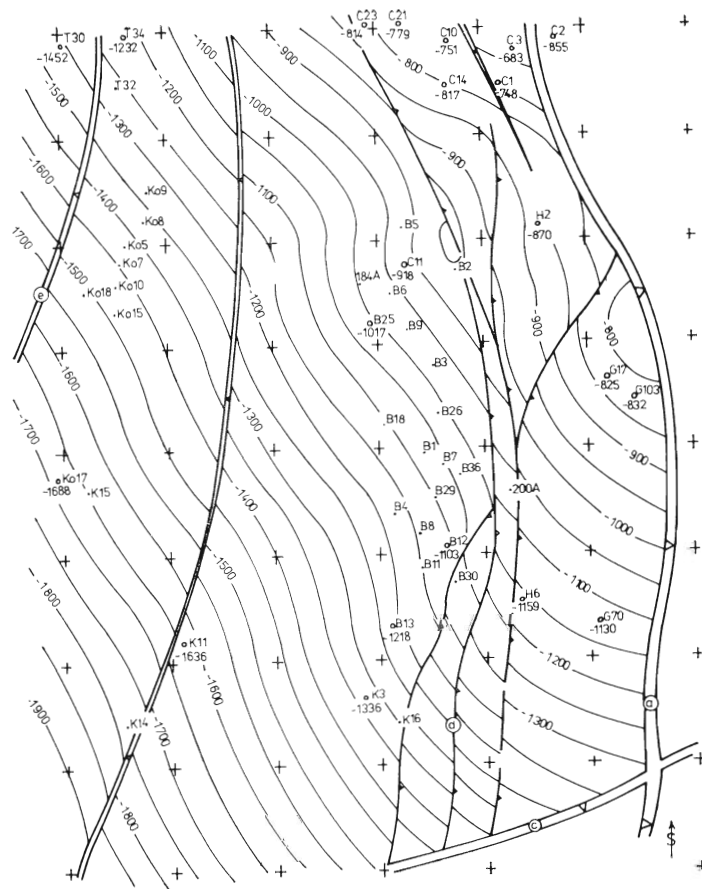
Štúdium geologickej stavby neogénu gbelsko-cunínskej kryhy na základe výsledkov vrtnej činnosti na ložisku B-pole, v jej strednej časti, spolu s výsledkami staršieho prieskumu, prinieslo nové poznatky o stavbe súvrstvia karpátu a spodného bádenu. Obzory s indikáciami a akumuláciami ropy a plynu v starších vrtoch predstavujú v spojitosti s geologickou stavbou týchto útvarov nové ložiskové pasce. Ich prieskum priniesie ďalšie zásoby ropy a plynu v tejto časti viedenskej pan-

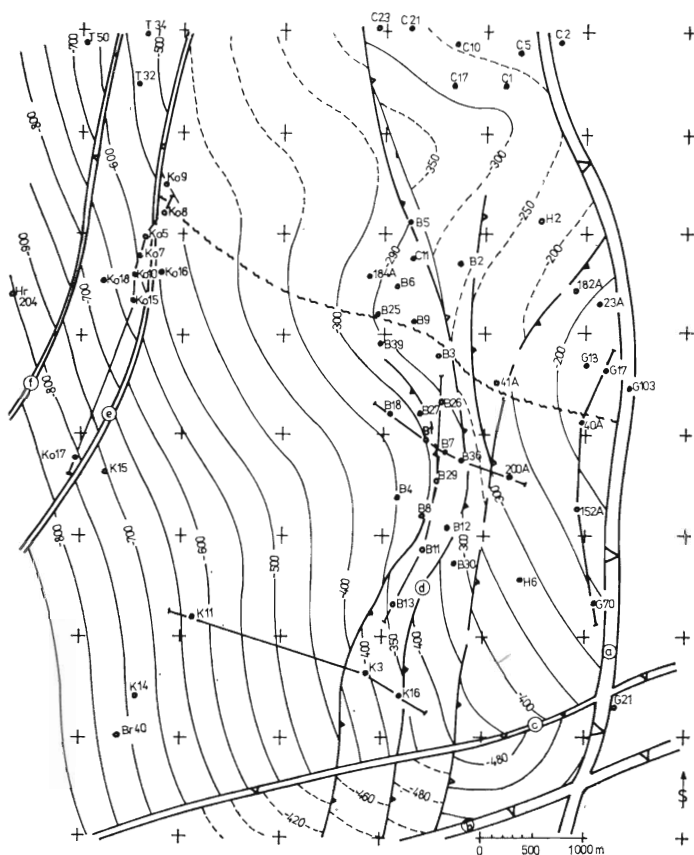
vy, ktorá sa dosiaľ považovala za dostatočne preskúmanú.

Metodika prieskumu vyhľadávania ropy a plynu, založená na vyhľadávaní elevačných štruktúr typu klenby alebo častejšie poloklenby v zlome, bola vo viedenskej panve veľmi úspešná a jej aplikáciou sa objavila väčšina ložísk. Tieto štruktúrne útvary sú bežné v súvrstviach panónu až bádenu. Výskumom stratigrafie a stavby starších neogénnych sedimentov karpátu a egenburgu — otnangu sa preukázalo ich

Obr. 2. Štruktúrna mapa povrchu flyšu. 1 — zlomy, 2 — štruktúrne línie, 3 — vyklinenie, 4 — kontakt ropa — voda, 5 — mocnosť ílov, 6 — mocnosť bazálnych vrstiev, 7 — geologické rezy, 8 — diskordancia, 9 — obzory uhľovodíkov, 10 — íly, 11 — striedanie ílov a pieskov, 12 — polohy pieskov, 13 — piesky, štrky, obliaky, íly, 14 — litavské vápence, r — ropa, p — plyn, a — gbelsko-hodonínsky zlom, b — južný farský zlom, c — severný farský zlom, d — adamovský zlom, e — východný kostický zlom, f — západný kostický zlom, pa — panón, sa — sarmat, vr. ba — vrchný báden, str. ba — stredný báden, sp. ba — spodný báden, ka — karpat, ot — otnang, fl — flyš

Fig. 2. Structural map of the flysch surface. Explanations to geological maps and profiles: 1 — fault, 2 — structural line, 3 — wedging-out, 4 — oil/water boundary, 5 — thickness of clay, 6 — thickness of basal sediment, 7 — geological profile line, 8 — unconformity, 9 — hydrocarbon level, 10 — clay, 11 — alternating clay and sand, 12 — sand layer, 13 — sand, gravel, pebble, clay, 14 — the Litava limestone, r — oil, p — gas, a — the Gbely — Hodonín fault, b — the Southern Farský fault, c — the Northern Farský fault, d — the Adamov fault, e — the Eastern Kostice fault, f — the Western Kostice fault, pa — Pannonian, sa — Sarmatian, vr. ba — Upper Badenian, str. ba — Middle Badenian, sp. ba — Lower Badenian, ka — Karpatian, ot — Otnangian, fl — flysch





Obr. 3. Štruktúrna mapa povrchu karpátu. Vysvetlivky ako pri obr. 2

Fig. 3. Structural map of the Karpatian surface. Explanations as on fig. 2

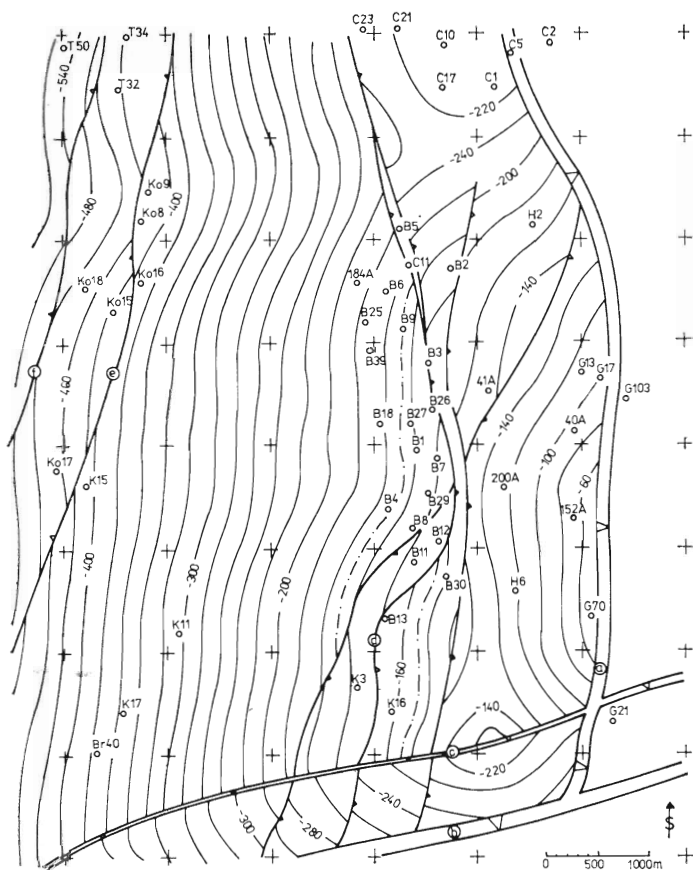
vy. Podrobné riešenie stavby tejto kryhy vďaka väčšiemu počtu vrtov umožnilo poznanie nových ložiskových pascí, v ktorých sú ďalšie zásoby ropy a plynu (Bílek, 1983).

Prehľad prác

Povojnový prieskum gbelsko-cunínskej kryhy sa začal na ložisku Cunín (Bílek, 1963, 1965, 1972, 1974), kde sa uviedli do ťažby akumulácie ropy v súvrství otnangu a vo flyšovom reliéfe v jeho podloží. Ďalším novým ložiskom ropy je B-pole, ktoré sa objavilo v pieskoch vrchného bádenu v strednej časti kryhy (Bílek, 1969,

1971). V tomto ložisku, ktorého prieskum sa ešte neukončil, okrem ropy vo vrchnom bádene zistili tiež akumuláciu uhlíkov v súvrstviach spodného bádenu a karpátu.

V súčasnosti sa zhodnotili výsledky prieskumu ložiska B-pole a riešila sa stavba neogénu východnej časti kryhy po gbelsko-hodonínsky zlom a v západnej časti až po okrajové vrty ložisk Brodské a Hrušky (Bílek, 1983). Komplexným geologickým spracovaním neogénu celej kryhy sa získala predstava o jej vrstevnej a zlomovej stavbe a najmä o nových ložiskových pasciach a akumuláciách ropy a plynu.



Obr. 4. Štruktúrna mapa povrchu vrchného báden-
nu. Vysvetlivky ako pri
obr. 2

Fig. 4. Structural map
of the Upper Badenian
surface. Explanations as
on fig. 2

Geologické pomery

Podložie neogénu buduje magurský flyš, ktorý reprezentuje bielokarpatská jednotka. V neogéne sú zastúpené súvrstvia otnangu, karpátu, bádena, sarmatu a panónu.

Súvrstvie otnangu sa uložilo na flyšovom podloží celej kryhy v mocnosti redukovanej na cca 80 m. Na báze otnangu je poloha pieskov a pieskocov a v ich nadloží sedimentovali vrstevnaté fly s popraškami pieskocov na vrstevnatých plochách. Väčšie mocnosti vrstiev až 200 m sa uložili v cunínskej štruktúre, v ktorých sa podľa obsahu mikrofauny rozlišuje zóna cibicido-elphidiová a silikoplaceni-

nová v nadloží. V ostatnej časti kryhy sa nachádzajú len najvyššie vrstvy silikoplacentinovej zóny.

Súvrstvie karpátu v južnom a západnom priestore kryhy má mocnosť 800 až 900 m, z ktorej cca 600 m patrí spodnému karpátu a zvyšok v nadloží strednému karpátu. Morský vývoj spodného karpátu sa vyznačuje striedaním polôh ilov s polohami vápnitých pieskov, ktoré tvoria korelačne pravidelné súvrstvia (obr. 6, 8). Smerom k cunínsko-týneckej elevácii polohy pieskov vyklinujú a vyslieňujú, takže litologický vývoj karpátu na tejto elevácii je až na bazálny piesok pelitický.

Stredný karpát zastupuje faciálne premenlivé až 200 m mocné súvrstvie hrdza-

súvrstvia v západnom priestore kryhy je cca 450 m. Vo východnej časti chýba cca 150 m vrstiev vrchnosarmatskej zóny Nonion granosum. Súvrstvie panónu sa nachádza len v západnej polovici kryhy.

Tektonický a paleogeografický vývoj neogénu

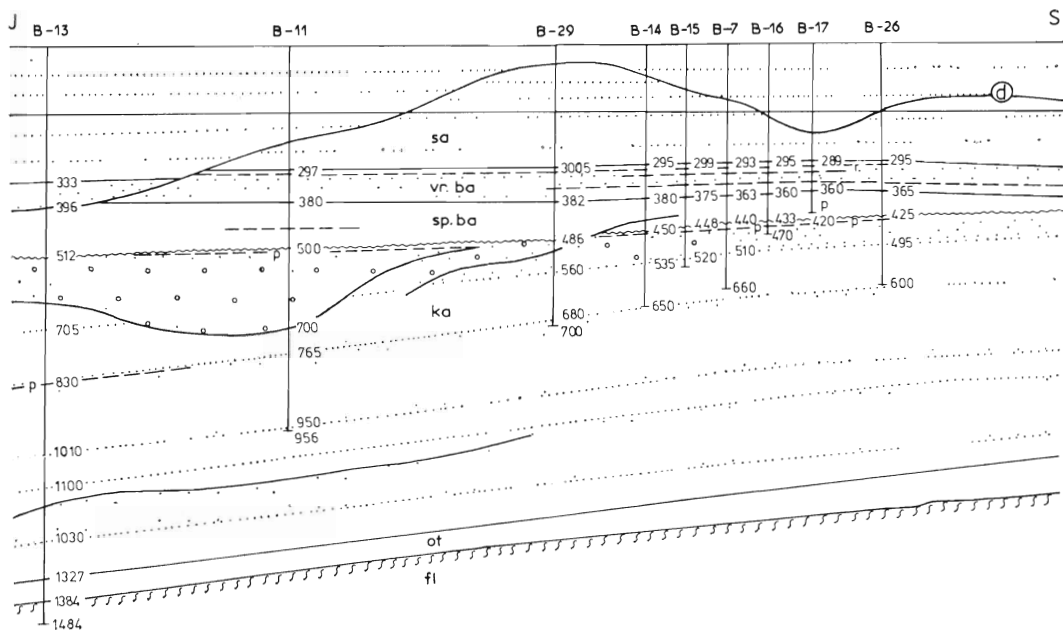
Súčasná geologická stavba neogénu gbelsko-cunínskej kryhy je výsledkom tektonických pohybov v priebehu sedimentácie vrstiev jednotlivých stratigrafických stupňov, pôsobenia abrázie a denudácie ich povrchu po prerušení sedimentácie.

Flyšový reliéf gbelsko-cunínskej kryhy tvorí výrazný elevačný chrbát so svahmi uklonenými na juh a na západ (obr. 2). Elevačným vrcholom reliéfu v širšej oblasti je cunínsko-týnecká elevácia. Menšie

elevácie flyšového reliéfu oddelené depresiou od cunínskej elevácie sa nachádzajú v severnej časti kryhy (Cu 11, G 17, 103).

V týchto smeroch sú uklonené tiež súvrstvia otnangu a karpátu. Povrch karpátu je v severnej časti kryhy denudovaný a preto medzi južnou (K 3) a severnou časťou kryhy (Cu 11) je rozdiel v jeho mocnosti až 200 m. Na svahu povrchu hornín karpátu sa uložili sedimenty spodného bádenu, ktoré vyklinujú na širšom obvode cunínsko-týneckej elevácie.

Ďalší tektonický vývoj bádenu sa vplyvom permanentných poklesov moravskej depresie prejavil úklonom vrchnobádenského súvrstvia na západ. Týmto smerom sa uklonili aj sarmatské a panónske vrstvy. Stavbu neogénu zobrazujú štruktúrne mapy povrchu flyšu (obr. 2), karpátu (obr. 3) a povrchu vrchného bádenu (obr. 4).



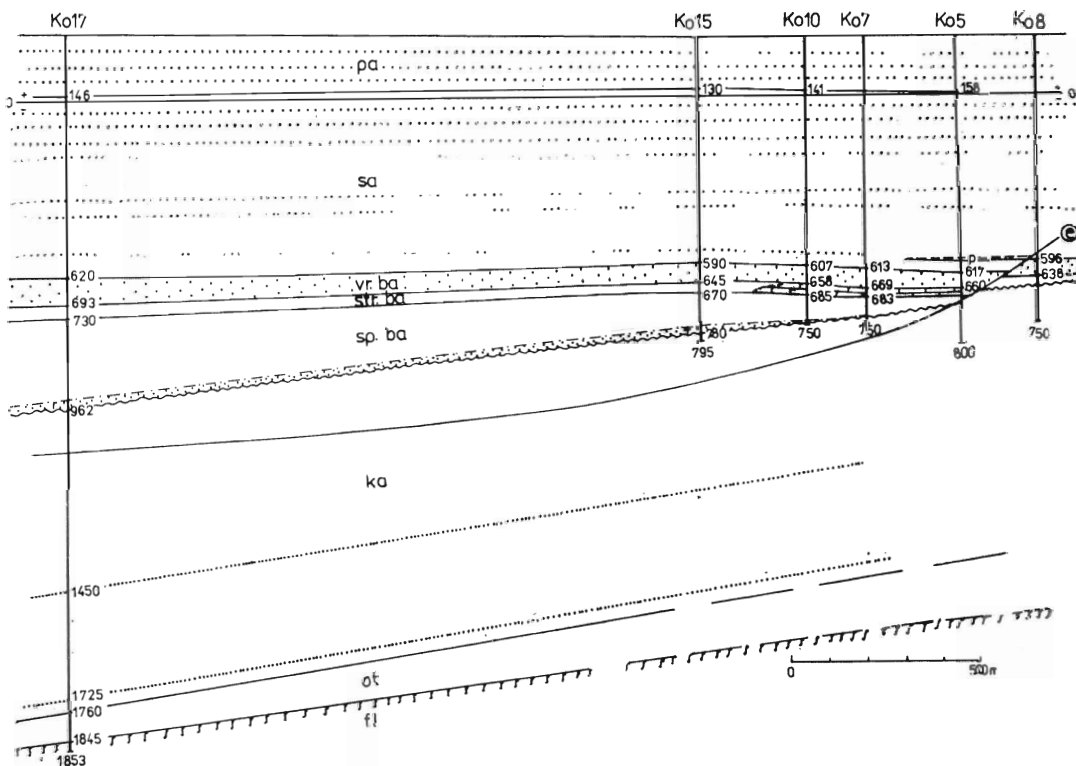
Obr. 6. Pozdĺžny geologický rez neogénom ložiska B-pole. Vysvetlivky ako pri obr. 2
Fig. 6. Longitudinal geological profile of the Neogene in B-field. Explanations as on fig. 2

V zlomovej stavbe neogénu sa prejavili najmä zlomy bádenského veku. Gbelsko-hodonínsky, západný kostický zlom napojujúci sa na zlom brodský a zlomy adamovské sú vrchnobádenské. Východný kostický zlom na základe syngedimentárneho narástania mocností vrstiev spodného bádenu na poklesnutej kryhe považujeme za spodnobádenský (obr. 11). Farské zlomy sú bádenského veku, až na severný farský zlom, ktorý vznikol v panóne. Spodnomiocénne zlomy sa interpretovali v cunínsko-týneckom priestore, ale v oblasti kryhy sa dosiaľ nesledovali.

Stavba súvrstvia otnangu a karpátu sa v hrubých črtách prispôsobila morfológii flyšového podložia (obr. 2). Rozdielnu

stavbu vrchného bádenu až sarmatu (obr. 4) podmienila denudácia povrchu karpátu, vykľenie vrstiev spodného bádenu na svahu karpátu (obr. 3) a poklesová tektonika po zlomoch bádenského veku. V dôsledku tohto vývoja vznikli výrazné smerové a vrstevné diskordancie medzi súvrstvím karpátu a bádenu a tiež medzi spodným a vrchným bádénom.

Paleogeografický vývoj neogénu gbelsko-cunínskej kryhy ovplyvnili vertikálne pohyby podložia v priebehu sedimentácie vrstiev jednotlivých stratigrafických stupňov. Na flyšovom reliéfe ležia len silikoplacentinové vrstvy otnangu. Staršie súvrstvie egenburgu až otnangu sa uložilo v depresii spodnomiocénnej panvy v ob-



Obr. 7. Pozdĺžny geologický rez neogénom ložiska Kostice. Vysvetlivky ako pri obr. 2.
Fig. 7. Longitudinal geological profile of Neogene in the Kostice deposit. Explanations as on fig. 2

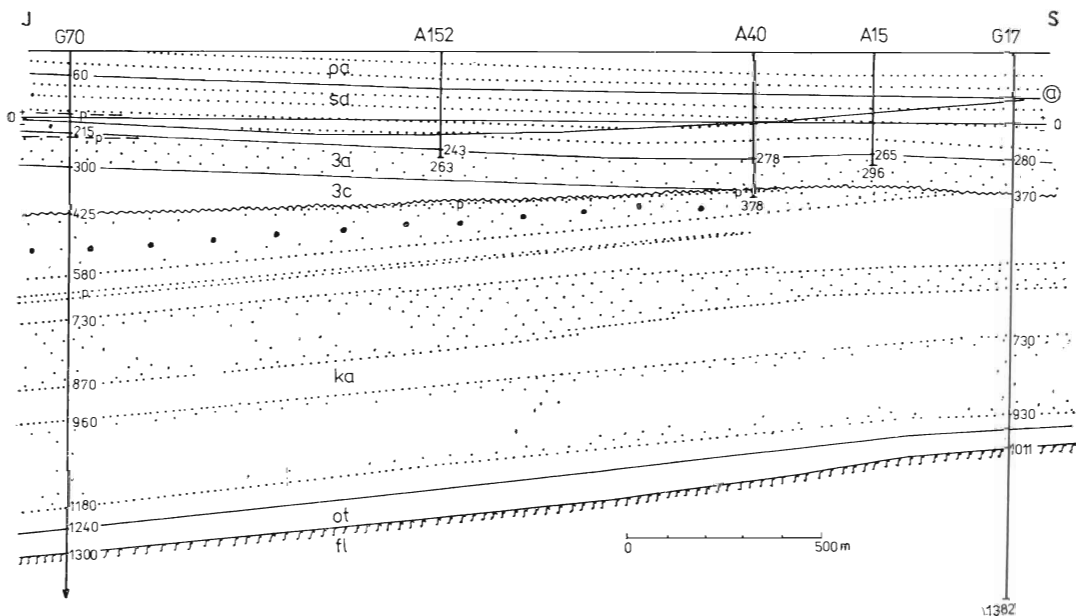
lasti ložiska Lužice. Priestor kryhy bol elevačnou oblasťou, na ktorú postupne transgredoali až najvyššie vrstvy otnangu. Medzi nimi a nadložitým súvrstvom karpátu je vrstevná diskordancia.

Polohy pieskov v spodnom karpate vyklinili a vyslienili v priebehu ich sedimentácie v íloch cunínsko-týneckej oblasti, ktorá bola časťou depresie spodnokarpatského mora. V období stredného karpátu došlo k splytčeniu mora s veľkým prínosom terigénnych uloženín deltového charakteru z okraja panvy (Bílek, 1966). V južnej až strednej časti kryhy k nim patrí komplex pestrých ílov s obliakmi, štrkom a pieskom, ktoré tvoria povrch karpátu.

Pohyby štajerskej orogenetickej fázy podstatne zmenili reliéf celej viedenskej panvy. Vznikla centrálna a moravská

ústredná hlbina a kútska depresia. Elevačne sa vyklenula cunínsko-týnecká oblasť a s ňou sa naklonila gbelsko-cunínska kryha. V hĺbte pred transgresiou vrstiev spodného bádenu sa povrch karpátu v priestore kryhy sčasti denudoval a na cunínskej štruktúre sa mocnosť karpátu zredukovala až na cca 200 m. V západnej polovici kryhy ostali na povrchu pestré íly, v južnej až strednej časti piesky s obliakmi, štrku a ílu stredného karpátu a v priestore svahov cunínsko-týneckej elevácie len íly spodného karpátu.

Na íly stredného karpátu v západnej časti kryhy transgredoali bazálne vrstvy spodného bádenu tvorené polohami pieskov a pestrých ílov, ktoré vyklinili v priestore kostických vrtoch (obr. 5, 11). Íly spodného bádenu sa uložili v južnej a strednej časti kryhy a vplyvom zdvihu



Obr. 8. Pozdĺžny geologický rez neogénom Starého poľa a A-poľa. Vysvetlivky ako pri obr. 2

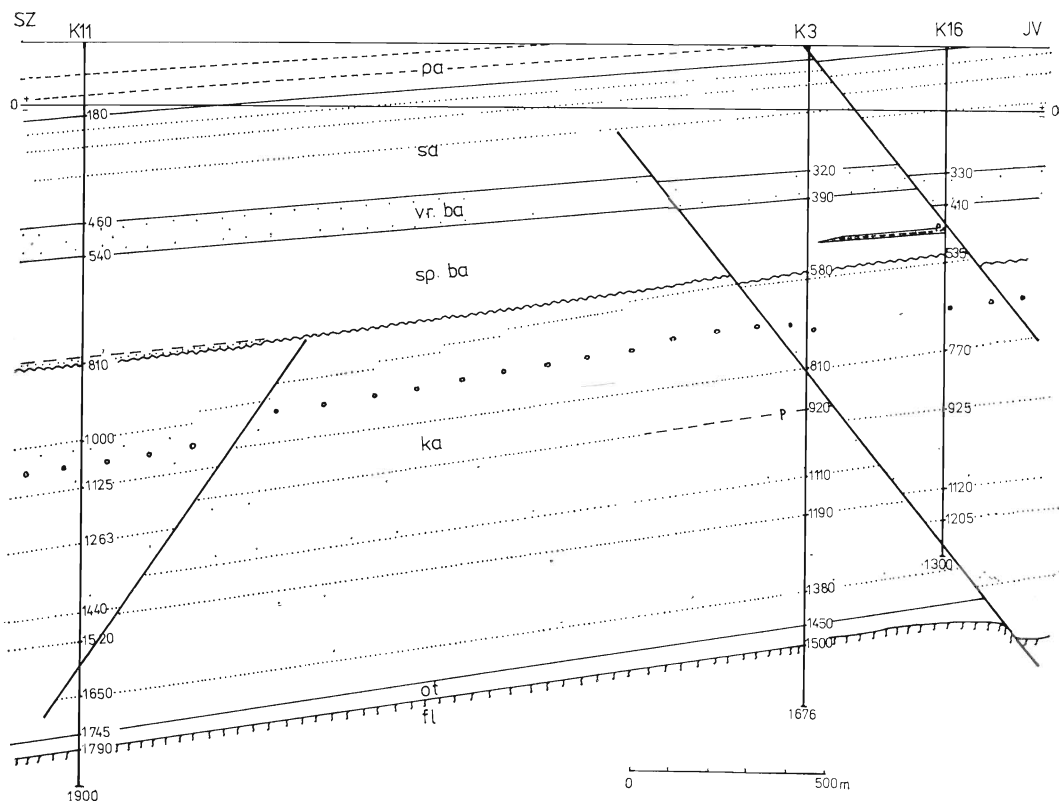
Fig. 8. Longitudinal geological profile of the Neogene in the Old field and the A-field. Explanations as on fig. 2

cunínsko-týneckej elevácie vyklinili na ich svahu (obr. 4). V západnej polovici kryhy vyklinili aj vrstvy stredného bádenu redukované na íly zóny aglutinácií.

Vrchnobádenské vrstvy sa uložili v západnej časti kryhy na íly zóny aglutinácií, v južnej a strednej časti na íly spodného karpátu. Pokračujúce poklesy po zlomoch spôsobili synsedimentárne narastanie vrstiev vrchného bádenu v centrálnych depresiách a na ich svahoch. Faciálny vývoj a približne zhodná mocnosť tohto súvrstvia v prevažnej časti kryhy (obr. 12) preukazuje jeho sedimentáciu za

pomerného tektonického kludu.

Sedimentácia súvrstvia sarmatu začala pestrými ílmi a obzorom faciálne nestálych pieskov. Narastanie vrstiev v priebehu sedimentácie sarmatu spolu s ich ukláňaním na západ sa prejavilo na svahoch kryhy. Súbežne sa zdvihom vytvárali elevačné poloklenby sarmatu a bádenu pri gbelsko-hodonínskom a adamovskom zlome. Atická orogenetická fáza sa v panóne prejavila vznikom severného farského zlomu (obr. 4), zdvihom východnej poloviny kryhy a denudáciou uložených vrstiev panónu.



Obr. 9. Priečny geologický rez neogénom južnej časti kryhy. Vysvetlivky ako pri obr. 2

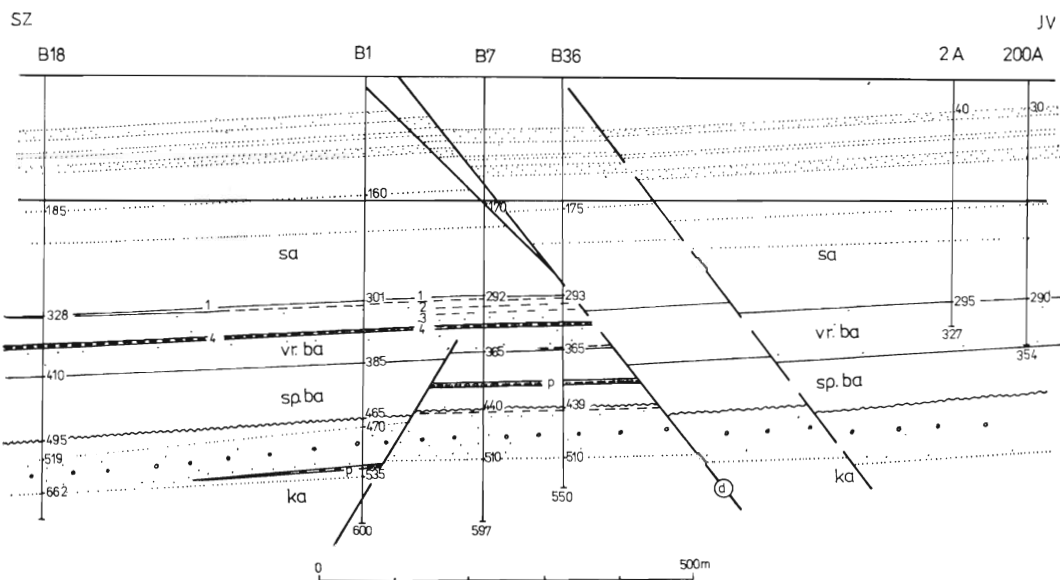
Fig. 9. Transversal geological profile of Neogene in the southern part of the block structure. Explanations as on fig. 2

Vznik ložiskových pascí a akumulací uhlovodíků

Stopy a akumulácie ropy a plynu sa zistili okrem panónu vo všetkých neogénnych stupňoch tejto kryhy. Zásoby ropy a plynu v súvrství otnangu sa uviedli do ťažby v ložiskách Cunín, Týnec a ropa sa ťaží z pieskov vrchného bádenu ložiska B-pole v strednej časti kryhy. V tomto priestore a niekoľkými vrtmi v západnej a východnej časti kryhy sa zistili stopy uhlovodíkov v otnangu, plynové akumulácie v súvrství a na povrchu karpátu, akumulácie ropy a plynu v spodnom bádene a impregnácie ropy v pieskoch vrchného bádenu pri gbelsko-hodonínskom zlome. Menšie akumulácie uhlovodíkov sa zistili tiež v súvrství sarmatu v priestore štruktúr B-pole, Kostice, Cunín. Sarmatské akumulácie ropy gbelských ložísk sú už vyťažené.

Uhlovodíky vznikali už v priebehu sedimentácie materských vrstiev jednotlivých neogénnych stupňov, ale ich akumulácie sa vytvárali až v závislosti na ich litologickom a tektonickom vývoji, ktorý podmieňovali vznik ložiskových pascí. Vznik pascí ukazuje interpretácia paleogeografického vývoja geologickej stavby celej kryhy.

Prítomnosť najvyšších vrstiev otnangu preukazuje elevačné postavenie kryhy v dobe ich sedimentácie. Pascami uhlovodíkov sú bazálne piesky a pieskovce a najmä vrstvy pieskov v šlíre, v ktorých sa zistili stopy ropy a malé akumulácie plynu (G 70, G 103, C 11). Väčšie zásoby ropy a plynu sa vplyvom tektonického vývoja akumulovali len v cunínsko-týneckej elevácii. Inverzia reliéfu flyšu v období štajerskej orogenézy vyvolala migráciu uhlovodíkov otnangu do elevačných polôh cunínsko-týneckej oblasti a preto



Obr. 10. Pričný geologický rez ložiskom B-poľa. Vysvetlivky ako pri obr. 2

Fig. 10. Transversal geological profile of the deposit in B-field. Explanations as on fig. 2

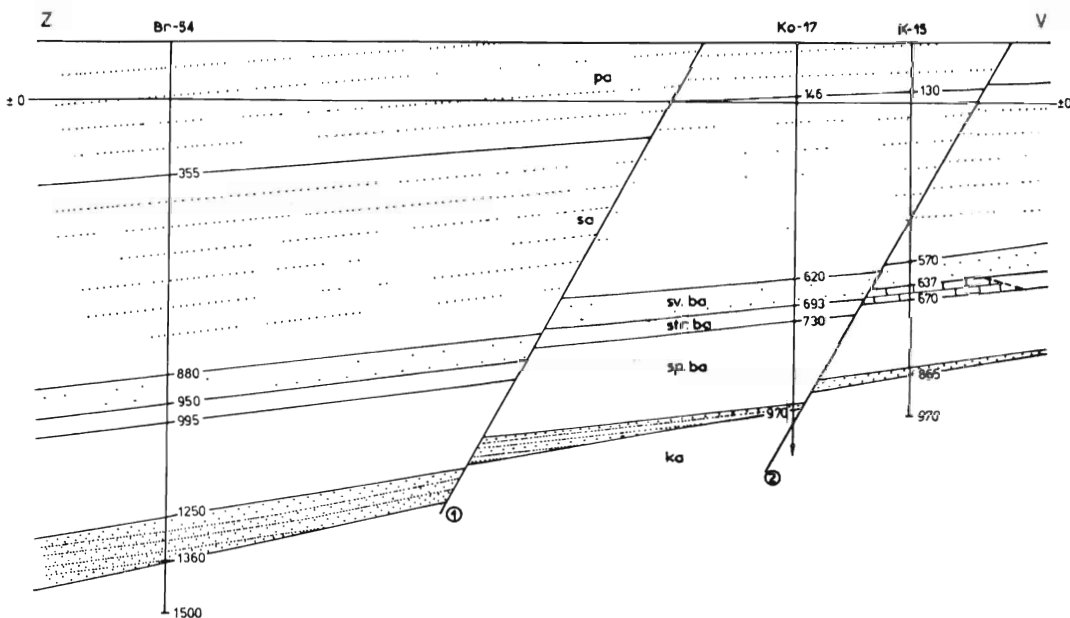
pasce bazálnych pieskov elevačných štruktúr (Cu 11, G 17, 103) obsahujú len stopy uhlíkovodíkov.

Pasce a akumulácie ropy a plynu sa overili vo vyklinujúcich pieskoch spodného karpátu v západných svahoch týneckej elevácie. V gbelsko-cunínskej kryhe sa objavili len stopy ropy (K 3) a malé akumulácie plynu (K 3, B 1, 8. G 70). Ložiskové pasce vo vnútornej stavbe súvrstvia sú obmedzené vyklinením pieskov. Ďalšie pasce plynu tvoria polohy pieskov pod pelitickým nadložíom spodného bádenu (B 11, 12, 14, 26 a i.). Ich elevačné polohy v karpate B-poľa sú obmedzené adamovskými zlomami a tesnením pelitov poklesnutých kryh.

Vznik akumulácií plynu v karpate vysvetľuje jeho paleogeografický vývoj. Spodnokarpatské polohy pieskov v priebehu ich sedimentácie vyklinili a vyslie-

nili v íloch sedimentačnej panvy a nevytvorili pasce. Pohyby štajerskej orogénny vyvolali ústup mora, elevačný zdvih cunínsko-týneckej elevácie a úklon uložených vrstiev karpátu na juh. V hiáte pred transgresiou bádenu bol elevačný povrch karpátu denudovaný. Touto denudáciou bol obnažený povrch strednokarpatského piesčitého komplexu. Úklonom celého súvrstvia a nerovnakým tlakom nadložia kolektorov v dôsledku denudácie vznikla migrácia uhlíkovodíkov do vyšších polôh súvrstvia. Denudácia však spôsobila tiež migráciu uhlíkovodíkov z vrchných vrstiev karpátu do ovzdušia. Preto bazálne piesky karpátu na cunínsko-týneckej elevácii okrem stôp neobsahujú akumulácie ropy a plynu.

Pasce a akumulácie plynu v pieskoch na povrchu karpátu vznikli preto až v bádene. Piesky boli prekryté ílmi spodného



Obr. 11. Priečný geologický rez ložiskom Kostice. Vysvetlivky ako pri obr. 2

Fig. 11. Transversal geological profile of the Kostice deposit. Explanations as on fig. 2.

bádenu a vznikli bádenské zlomy, ktoré spolu so synsedimentárnym ukláňaním vrstiev na západ vytvorili pasce pre akumuláciu plynu.

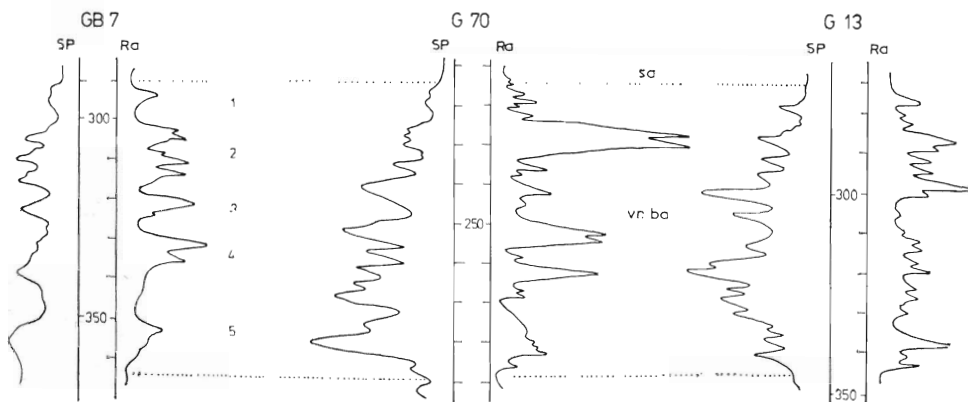
Analogická stavba karpátu a bádenu pozdĺž gbelsko-hodonínskeho zlomu (obr. 8) je predpokladom prítomnosti pascí a akumulácií plynu ako v priestore ložiska B-poľa. Pasce vytvorili polohy pieskov (G 70) vyklinujúcich na svahoch elevácie vrtoch G 17, G 103 a denudované polohy pieskov reliéfu karpátu pod ílmi spodného bádenu. Litologické uzávery pascí dopĺňa gbelsko-hodonínsky zlom. Ich prítomnosť dokazujú plynové akumulácie vo vrte G 70 a erupcie plynu vo vrtoch A-poľa (napr. 40A), ktoré navrátili reliéf pieskov karpátu.

V súvrství spodného bádenu pasce uhľovodíkov vytvorili malé šošovky pieskov (B 11, 12, 17) a bazálne polohy pieskov v západných svahoch kryhy. Šošovky pieskov v priestore B-poľa, ako pasce ropy a plynu, sú nevýznamné. Väčšiu pozornosť zasluhuje pasca vyklinujúcich bazálnych

pieskov na západných svahoch karpátu v priestore kostických vrtoch.

Vznik pasce vysvetľuje paleogeografický a tektonický vývoj sedimentácie spodného bádenu. Transgresia spodobádenského mora začala mocným súvrstvím bazálnych pieskov a pestrých ílov, ktoré vyklinilo na svahoch karpátu cunínsko-týneckej elevácie a gbelsko-cunínskej kryhy (obr. 5, 11). Ložisková pasca je obmedzená sčasti kostickými zlomami a vykľinením pieskov na línii od vrtu Ko 8 k vrtom K 14, K 15. Migračné pohyby ropy sa vyvolali ukláňaním súvrstvia v priebehu sedimentácie nadložných pelitov. V priestore vrtoch Brodské a Hrušky sa v týchto pieskoch zistili stopy a impregnácie ropy a vrtmi Ko 15 a 17 sa dosiahla produkcia ropy.

Lábsky obzor a lagunárne vrstvy stredného bádenu vykľinili západne od gbelsko-cunínskej kryhy, zatiaľčo íly zóny aglutinácií sa uložili ešte v jej západnej a juhozápadnej časti. V priaznivých batymetrických pomeroch mora v nej narástli



Obr. 12. Korelačná schéma vrchného bádenu B-pole, St. pole, A-pole, SP — krivka vlastných potenciálov, Ra — krivka elektrického odporu, vr. ba — vrchný báden, 1—5 — polohy pieskov. Vysvetlivky ako pri obr. 2

Fig. 12. Correlation scheme of Upper Badenian (B-field, Old field, A-field). SP — curve of potentials, Ra — curve of electric resistance, vr. ba — Upper Badenian, 1—5 — sand layer. Explanations as on fig. 2

biohermy litavských vápencov (obr. 7, 11). Vápence tvoria miestami izolované telesá tvaru kôp, ktorých pórovité a piesčité partie sú impregnované ropou. Táto ropa vznikla v bádene.

Ropa ložiska B-poľa sa akumulovala v polohách pieskov vrchného bádenu. Ich ložiskové pasce majú tvar štruktúrnej poloklenby pri adamovských zlomoch (obr. 4). Analogickú poloklenbu vytvára súvrstvie vrchného bádenu spolu so súvrstvom sarmatu pri gbelsko-hodonínskom zlome. Zhoda jej geologickej stavby a litologického vývoja s vrchným bádénom B-poľa ukazuje na prítomnosť priemyslových akumulácií s ropou impregnovaných polohách pieskov A-poľa. Perspektívnosť ich ťažby podporuje zistenie, že čerpacia skúška sa nerobila v súlade so súčasnými poznatkami o roponosnosti obzorov B-poľa.

Vznik súčasnej stavby vrchného bádenu až sarmatu a ložiskových pascí súvisí s ďalším tektonickým vývojom celej kryhy. V priebehu ich sedimentácie pokračovalo prehlbovanie moravskej depresie a ukláňanie kryhy západným smerom spravidzané poklesmi po bádenských zlomoch. Vplyvom atickej orogenetickej fázy na počiatku panónu sa vytvoril severný farský zlom a elevačne vystúpila štruktúrna poloklenba pri gbelsko-hodonínskom zlome (Staré pole a A-pole). Tým sa v priebehu sedimentácie vrstiev sarmatu vytvorili podmienky pre migráciu ropy do ložiskových pascí vrchného bádenu.

Súčasne sa akumulovala ropa v pieskoch spodného sarmatu, v ktorom roponosný obzor leží cca 30 m v nadloží povrchu bádenu. Obzor ako celok má tvar paralelnej poloklenby, ale faciálne má najmä v priestore A-poľa šošovkovitý vývoj. Z hľadiska možnosti migrácie ropy do šošoviek piesku sa vrtmi preukázalo, že jednotlivé šošovky sú vzájomne prepojené vrstvami piesku, ktoré pre malú hrúbku

sa EK meraním neregistrujú.

Paleogeografický vývoj neogénu gbelsko-cunínskej kryhy podmienil vznik rôznych typov ložiskových pascí, ktoré sa vytvorili za spoluúčasti tektonických činiteľov v priebehu alebo po sedimentácii vrstiev. K synsedimentárnym pasciam, t. j. vzniklým už v priebehu sedimentácie kolektorov, patria litologické, stratiformné pasce pieskov a morfológické pasce bioherm litavských vápencov. Litologickými pascami sú početné vrstvy a šošovky pieskov v súvrstviach otnangu ložísk Cunín-Týnec, v spodnom bádene ložiska B-poľa a v spodnom sarmate gbelských ložísk. Stratiformné pasce (Pagáč, 1976), čiže pasce uhľovodíkov vo vyklinujúcich pieskoch vznikli pôsobením tektonických pohybov. V spodnom bádene ložiska Kostice vznikli pasce uhľovodíkov vyklinením kolektora a v karpate inverziou úklonu vrstiev vplyvom štajerskej orogenézy.

K postsedimentárnym pasciam, t. j. vytvorením nasledujúcou dislokačnou tektonikou alebo pôsobením viacerých geologických činiteľov, patria štruktúrne poloklenby vo vrchnom bádene a v sarmate pri adamovských zlomoch a gbelsko-hodonínskeho zlomu. Do tejto skupiny patria tiež stratigrafické pasce v reliéfe karpátu B-poľa obmedzené zlomovou tektonikou.

Veľké zásoby uhľovodíkov neogénu gbelsko-cunínskej kryhy potvrdzujú názory o pôvode ich akumulácií z hlbších častí neogénu alebo z jeho podložia. Uhľovodíky v pasciach jednotlivých stratigrafických stupňoch majú rôzny pôvod. Na základe rozdielných vlastností sa ropa v otnangu považuje za sčasti autochtónnu a sčasti za migrovanú z podložia neogénu. Plynové akumulácie v pieskoch karpátu migrovali. Bádenské ily sú ropomaterské. Z toho dôvodu uhľovodíky v pelitickom vývoji spodného bádenu a zóny aglutinácií považujeme za autochtónne. Do pieskov vrchného bádenu ropa premigrovala

z hlbších súvrství bádenu v oblasti Brodské — Hrušky.

Za ropomaterské horniny sa považujú íly všetkých neogénnych stupňov okrem panónu (Šimánek, 1976). Ropomaterskosť sarmatských ílov je však diskutabilná, ak zrovnáme vlastnosti bádenskej ropy B-poľa, litavských vápencov sond Kostice a sarmatskej ropy gbelských ložísk.

Ložisko:	Hĺbka (m):	Hmot- nosť:	Cp ‰:	Cn ‰:	Ca ‰:
Gbely	240—280	0,9337	31,0	54,0	17,0
B-pole	300—350	0,9372	32,8	45,5	21,7
Kostice	650—700	0,9116	39,0	42,7	18,3

Cp — parafinické, Cn — nafténické, Ca — aromatické uhľovodíky.

Približne zhodná merná hmotnosť a nepodstatné rozdiely v zastúpení uhľíkových frakcií týchto rôp pripúšťajú ich spoločný pôvod. Zlomová stavba bádenu a sarmatu v priestore kryhy umožnila migráciu ropy z vrchného bádenu B-poľa do pieskov sarmatu gbelských ložísk. Ak uvažujeme o neprítomnosti ropných ložísk v sarmate slovenskej časti viedenskej panvy východne od bradlového pásma, potom ropomaterskosť sarmatu sa javí ako sporná.

Záver

Na pomerne malej ploche sa objavili značné zásoby ropy a plynu, ktoré sú dohľadom bohatstva akumulácií uhľovodíkov v neogéne viedenskej panvy. Tieto, ale aj ďalšie objavy ložísk v iných častiach panvy, sú dôkazom, že ani po 70 rokoch intenzívneho prieskumu nie sú vyčerpané možnosti objavenia nových akumulácií ropy a plynu najmä v hlbších a starších neogénnych stupňoch.

Paleogeografickou analýzou vzniku geologickej stavby a ložiskových pascí, spolu s úvahami o migračných pohyboch ropy a plynu sa riešil vznik ložiskových akumulácií ropy a plynu v súvrstviach bádenu a karpátu ložiska B-pole v strednej časti gbelsko-cunínskej kryhy. Pomocou starších vrtov v tejto kryhe a ďalších vrtov v širšej oblasti, sa preskúmala geologická stavba neogénu celej kryhy, ktorá je súčasťou hodonínsko-gbelského hrástu. Výsledkom tejto štúdie sú objavy nových pascí uhľovodíkov v súvrství bádenu a karpátu a nový názor na pôvod ropy v sarmate a bádene gbelských ložísk.

a) Na základe analogickej stavby neogénu pozdĺž gbelsko-hodonínskeho zlomu a indikácií uhľovodíkov v starších vrtoch tejto časti kryhy sa tu interpretovala prítomnosť zhodných ložiskových pascí a akumulácií ropy a plynu v súvrství karpátu a bádenu. Ich prieskum sa bude realizovať.

b) V oblasti Kostice, pri západnom okraji kryhy, spolu s blízkymi vrtmi Brodské a Hrušky, sa preskúmala stavba bádenu a ložiskové pasce ropy v bazálnych pieskoch spodného bádenu a v útesoch litavských vápencov stredného bádenu. Navrhujeme uskutočniť prieskum akumulácií ropy v bazálnych pieskoch spodného bádenu.

c) Zrovnanie chemizmov ropy vrchného bádenu a sarmatu gbelských ložísk a stredného bádenu vrtov Kostice ukazuje ich veľkú podobnosť a svedčí o ich spoločnom pôvode. Z hľadiska paleogeografického vývoja neogénu, migračných smerov uhľovodíkov a vzniku ložiskových pascí sa usudzuje, že akumulácie ropy v týchto ložiskách vznikli migráciou z hlbších súvrství bádenu moravskej ústrednej depresie.

Recenzoval I. Pagáč

LITERATÚRA

- Bílek, K. 1963: Výsledky a perspektívy prieskumu gbelsko-cunínskej oblasti. *Manuskript — Nafta Gbely*, 67 s.
- Bílek, K. 1965: Výsledky a perspektívy průzkumu gbelsko-cunínské kry a ložiska Cunín. *Manuskript — Nafta Gbely*, 60 s.
- Bílek, K. 1966: Stratigrafické postavení čupských štěrku a pestrých vrstev v podloží lanzendorfské serie. *Geol. práce, Spr.*, (Bratislava), 39, s. 105—118.
- Bílek, K. 1969: Nové výsledky průzkumu gbelsko-cunínské kry. *Zemný plyn a nafta*, 14, s. 333—342.
- Bílek, K. 1971: Perspektívy průzkumu a těžební otvírky B-pole. *Manuskript — Nafta Gbely*, 55 s.
- Bílek, K. 1972: Nová ložiska ropy a plynu v okolí obce Gbely. *Mineralia slov.*, 15, s. 161—172.
- Bílek, K. 1974: Ložiská ropy a plynu v slovenskej časti viedenskej panvy. *Mineralia slov.*, 5—6., s. 399—498.
- Bílek, K. 1982: Vznik ložisek ropy a plynu ve Vídeňské pánvi. *Manuskript — VVNP Bratislava*, 400 s.
- Bílek, K. 1983: Akumulace ropy a plynu v neogénu gbelsko-cunínské kry. *Manuskript — VVNP Bratislava*, 60 s.
- Janoschek, R. 1955: Das inneralpine Wiener Becken als Beispiel eines kleinen Sedimentationsraumes mit reicher Oelführung. *Erdol-Zeitschrift* 71/7, Wien, S. 75—82.
- Pagáč, I. 1974: Poznámky ku genéze živíc v západných Karpatoch. *Materiály z III. celo-slovenskej geol. konferencie, Bratislava*, s. 343—347.
- Pagáč, I. 1976: Perspektíva vyhľadávania neštruktúrnych ložísk ropy a plynu vo viedenskej panve. [Kandidátska diz. práca.] *Manuskript — Nafta Gbely*, 78 s.
- Šimánek, V. 1976: Geochemie ropy a genéze ropných ložisek čs. časti vídeňské pánve. *Veda, Bratislava*, 70 s.

New hydrocarbon traps of deposit size in Neogene of the Gbely — Cunín block structure

KAMIL BÍLEK

The Gbely-Cunín block structure in the Vienna basin is the first area of hydrocarbon prospection where oil deposits were discovered 70 years ago in Sarmatian sediments. After the Second World War, the Cunín deposit has been discovered together with the B-field in the centre of this block structure. New evaluation based on data from old drillings in remaining areas of the structure yielded data extrapolable to the entire structure what led to the discovery of hitherto unknown traps of deposit size.

The block structure itself consists of Neogene marine sediments deposited over a flysch basement deformed by tectonic movements (fig. 2). Uppermost Ottmangian strata transgrede over this basement whereas Lower to Middle Karpatian strata occur higher up. Due to Styrian orogenic movements, the Cunín-Týnec area has been elevated and the Gbely-Cunín block structure became tilted to the south. Uppermost parts of Karpatian sequences were eroded during the hyatus foregoing the Badenian transgression.

The transgression and sedimentation of Lower Badenian strata occurred during downfaulting movements in central depressions of the basin. Hence these sediments wedge out along the slopes of the Cunín-Týnec elevation. Over slopes of Lower Badenian strata also the Middle Badenian sequences wedge out being reduced to the clay horizon of the agglutination zone. Upper Badenian sandstone which deposited along the slopes reveals growing thickness on the Morava depression slope and covers the entire block structure (fig. 4). The surface of Sarmatian and Pannonian sediments has also been eroded in the eastern part of the area due to elevation movements of this block unit.

Deposit traps of hydrocarbons originated as a consequence of sedimentation and tectonic movements. During the sedimentation of clay, the interbedded sand lenses have collector properties mainly in Lower Badenian strata of the B-field (fig. 6, 10) as well as in Sarmatian sequences of the Cunín-Týnec block structure. Hydrocarbons migrated

into Ottnangian beds of the Cunín and Týnec deposits or into wedging-out and gradually more marly sand layers in Karpatian strata (fig. 8, 9). Sand layers over the eroded Karpatian surface became traps of gas after their burial by Lower Badenian clay and after the generation of faults in Upper Badenian time (fig. 6, 10). Structural hemidomes near faults of the B-field are oil traps in Upper Badenian sandstone (fig. 4, 10). Similar traps to those in Badenian and Karpatian sediments of the B-field originated along the Gbely — Hodonín fault structure as well (fig. 4, 8). In the western part of the block unit, basal Lower Badenian sandstone creates oil trap due to its wedging-out near the Kostice faults (fig. 5, 7, 11). Further oil traps are hillocks of the Litava limestone in the Badenian zone of agglutinations (fig. 7, 11).

Several types of deposit traps developed in Neogene complexes of the Gbely-Cunín block structure. Lithological traps originated during

sedimentation by wedging out of collector layers as a consequence of gradual transgression or synsedimentary downfaulting. Stratiform traps originated over slopes or as morphological traps by growing bioherms of the Litava limestone. After the deposition of collectors, faulting led to the development of structural traps or of stratigraphic ones beneath discordantly overlying Lower Badenian strata.

Hydrocarbons in sandstones or in the Litava limestone are considered to represent autochthonous accumulations. Oil concentrations in basal Lower Badenian sand or in Upper Badenian to Sarmatian one migrated from deeper Badenian complexes in central depressions. Gas accumulations migrated into Karpatian traps probably even from the Neogene basement. According to their similarity, the same mode of origin is assumed for Upper Badenian and Lower Sarmatian oil accumulations.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Dušan Obernauer: Význam, uplatnění a ekonomický přínos geofyzikálních metod v komplexu geologicko-přískumných prací (Bratislava 21. 2. 1985)

Jedným z významných činiteľov pre dosiahnutie čo najlepších ekonomických výsledkov prieskumných prác je intenzívnejšie využívanie geofyzikálnych metód prieskumu. Spoľahlivosť a homogénnosť informácie a relatívne nízke náklady na geofyzikálne práce zvyšujú efektívnosť celého geologicko-prieskumného procesu. Pri stanovení podielu geofyziky sa určuje jej ekonomická a geologická efektívnosť celého geologickoprieskumného procesu. Pri stanovení podielu geofyziky sa určuje jej ekonomická a geologická efektívnosť. Na ich stanovenie a štatistické sledovanie sa odvodilo viac kritérií, napr. ukazovateľ porovnateľnej ekonomickej efektívnosti.

Na celkovom objeme geologickoprieskumných prác v ZSSR je podiel geofyzikálnych prác takýto: mapovacie práce cca 25 %, inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum cca 15 %, prieskum uhľonosných štruktúr pod 15 %, vyhľadávacie a prieskumné práce

1:10 000 cca 20 %, vyhľadávanie nerudných surovín 4–5 % (výnimočne 20 %), naftový prieskum cca 25 %.

Podobná situácia je aj v iných prieskumných organizáciách, napr. Hunting Geology and Geophysics Ltd. (Veľká Británia, USA, Austrália), Scintrex — Kanada, Prakla — NSR, CGG — Francúzsko atď.

V ČSSR je podiel geofyzikálnych prác na celkovom objeme prieskumných prác len okolo okolo 4 %, výnimkou sú výskumné úlohy ÚÚG so 14–30 % a prieskum na ropu a plyny s 25–27 %. Veľa je názorných príkladov o pozitívnom a významnom vplyve geofyzikálnych prác na celkový odborný a ekonomický výsledok prieskumných prác. Môžeme ich rozdeliť do troch oblastí:

1. Riešenie úloh, kde sú geofyzikálne metódy nezastupiteľné, napr. štúdium modelu Zeme, overovanie hypotéz o hlbínnej stavbe, lokalizácie seizmicky aktívnych oblastí a i.

2. Aplikovanie geofyzikálnych metód pri úlohách, kde ich prínos nie je možné ekonomicky priamo vyjadriť, napr. zostavovanie modelov hlbínnej stavby vo vzťahu k výskytom uhľovodíkov a metalogenéze, štúdiom lokalít budúcich jadrových elektrární, ochran-

né rajóny žriedlových oblastí, tvorba a ochrana životného prostredia, zakladanie inžinierskych stavieb a pod.

3. Úlohy, kde môžeme ekonomický prínos geofyzikálnych metód priamo vyjadriť. Náznorný príklad je z uplatnenia geofyziky pri hydrogeologickom prieskume v zložitých podmienkach kryštalinika severnej Nigérie. Známe anglické firmy George Stow a Taylor Woodrov majú úspešnosť vrtania okolo 20 až 25 %, ale geofyziku nevyužívajú. Západonemecká firma Preussag ju čiastočne používa a úspešnosť predstavuje 43 %. Vhodnú aplikáciu komplexu geofyzikálnych metód najlepšie dokazuje skutočnosť, že Strojexport (IGHP Žilina a Geofyzika Brno) má úspešnosť 81 %. Pritom náklady na geofyzikálnu činnosť predstavujú asi 11 % z celkového objemu prieskumných prác.

Helena Tkáčová—Pavol Hladík—Lubomil Zbořil—Milan Janoščík—Igor Lizoň: **Aplikácia geofyzikálnych metód pri hydrogeologickom prieskume** (Bratislava 21. 2. 1985)

V úvodnej prednáške H. Tkáčová konštatovala, že väčšina hydrogeologických prác sa donedávna zameriavala na výskum jednotlivých prameňov alebo studní. V súčasnosti treba vychádzať z dôkladného poznania litologicko-štruktúrno-tektonickej stavby územia a komplexne riešiť otázky hydrogeologického prieskumu. Významne tu pomáha aj komplex geofyzikálnych metód, ktorý prispieva k upresneniu lokalizácie zakrytých rozhraní rozličných geologických útvarov (VDV, R-VDV, SOP, KOP, VES), rozčleneniu komplexu sedimentárnych hornín (VES a plytká refrakčná seizmika) a k poznaniu štruktúrno-tektonickej stavby pri výskume minerálnych a termálnych vôd (gravimetria, geoelektrické metódy, termometria a plynometria). Geofyzikálnymi metódami sa v Topoľčianskom zálive (Hladík) sledovali litofaciálne zmeny do hĺbky 300 m a styk zálivu s Trábsom a Považským Inovcom. Štruktúrno-tektonickú schému potvrdili aj vrtné práce. Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín

(terciérnych depresií Slovenska) s ohľadom na priestorové vymedzenie hydrotermálnych štruktúr (Zbořil) sa robí v kooperácii s výskumom hlbinej stavby zemskej kôry. Okrem terciérnych depresií a hĺbky ich substrátu sa skúmajú stykové časti blokov — hlbinné zlomové systémy. V súčasnosti sa preskúmali strednovoňské kotliny — piešťanská, beckovská, trenčianska, ilavská a žilinská kotlina. Značná intenzita depresií a výskyt priestorovo rozsiahlych mezozoických karbonátov, najmä dolomitov, podmieňuje vznik významných rezervoárov termálnych vôd, ktoré sú komplexom geofyzikálnych metód (gravimetria, geoelektrika, resp. seizmika) úspešne detektované a priestorovo ohraničené. Geofyzikálny prieskum v oblasti Znojma (Janošík) prispel k stanoveniu stratigrafie kvartéru. Na lokalite Nedakovice — Polešovice sa zistili prolúviálne sedimenty (24—70 ohmm) s kvalitnou vodou. V Slanskom pohorí sa geofyzikálnymi metódami vyčlenil hydrogeologicky najperspektívnejší kolektor, charakterizovaný aglomeratovým tuhom a stredne až hrubozrnnými pyroklastikami (30—80 ohmm).

Pri prieskume ochranných pásiem prírodných liečivých zdrojov minerálnych a termálnych vôd (Lizoň) geofyzikálne metódy umožňujú sledovať reliéf podložia, kontakty, tektonické poruchy, litofaciálne zmeny, skryté pramene termálnych vôd a výronov CO₂, predovšetkým v prameňovej a akumuláčnej oblasti. Uplatňuje sa tu geoelektrika, gravimetria, termometria a plynometria, niekedy aj metóda VP a magnetometria. Doteraz sa takto preskúmalo ružbašské mezozoikum, Turčianska kotlina, Rajecká kotlina, levecká žriedlová línia, Liptovská kotlina — Lúčky a Baldovce. Na vyhľadávanie skrytých prítokov podzemných vôd do povrchových tokov (Lizoň) bola vyvinutá metodika priamej detekcie pomocou termometrického a rezistivického mapovania koryta toku. Efektívnosť metodiky sa posúdila v zložitých geologických a hydrogeologických podmienkach povodia Hrona, Hornádu, Hnilca, Váhu, Dunajca a Čierneho Váhu, kde sa premerať takmer 300 km profilov s krokom merania 2 m. Výsledky sa použili pre efektívne lokalizovanie detailných povrchových meraní a situovanie prieskumných hydrogeologických vrtov.

Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-1 v Slanských vrchoch

OTO ORLICKÝ*, MICHAL KALIČIAK**, JURAJ TÖZSÉR***

* Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

** Geologický ústav D. Štúra Bratislava, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

*** Slovenský geologický úrad, Prievozská 30, 812 25 Bratislava

(5 obr. v texte)

Doručené 3. 7. 1984

Магнитные свойства и палеоманетизм вулканитов скважины DK-1 в Сланских горах

Изучались магнитные и палеомагнитные свойства двупироксенового андезита — сарматского века и риолита нижне баденского века — буровой скважины DK-1 из Сланских гор. Пироксеновой андезит и риолит имеют положительную полярность остаточной намагниченности (ОН). Среднее наклонение ОН доматического тела двупироксенового андезита является $= 75.1^\circ$ (для интервала 74.2 м — до 327.7 м), риолитовое тело, которое кажется частью вулканическо-седиментарного риолитового комплекса имеет среднее наклонение ОН $= 7.9^\circ$ (для интервала 418.0 м — до 597.6 м). Данная $= 7.9^\circ$ показывает что риолитовое тело вместе с вулканическо-седиментарным комплексом было вероятно отчётливо вокруг буровой скважины наклонено из его первичного горизонтального положения (около $50—57^\circ$), в течении пост — вулканической деятельности.

Magnetic properties and paleomagnetism of the DK-1 borehole volcanites from the area of the Slanské vrchy Mts.

Magnetic and paleomagnetic properties of both two-pyroxene andesite of the Sarmatian age and rhyolite of the Lower Badenian age in the DK-1 borehole — the Slanské vrchy Mts. have been investigated. Normal polarity of stable RMP has been identified in both types of volcanic rocks. The mean inclination of RMP for domatic body of two-pyroxene andesite is 75.1° (in the interval 74.2 m—327.7 m), the rhyolite body which is the part of the volcano-sedimentary complex is characterized by mean inclination of RMP-I $= 7.9^\circ$ (in the interval 418.0 m—597.6 m). This value indicates that rhyolite body has been probably inclined about $50—57^\circ$ together with surrounding volcano-sedimentary complex from its original horizontal position during the post-volcanic period.

S cieľom doplniť výsledky geologického mapovania sa v rokoch 1971—1972 vykonával paleomagnetický výskum neovulkanických produktov Slanských vrchov, masívu Veľkého Miliča a zemplínskych pahorkov vrátane vulkanitov širšieho okolia Kráľovského Chlmca. Jeho výsledky prispeli k riešeniu otázok geologickej stavby týchto oblastí a v podstatnej miere pomohli spresniť postupnosť vulkanických udalostí (Orlický — Slávik — Tözsér, 1974). Výskum sa zamerával na horninové vzorky odobrané z povrchových umelých a prirodzených odkryvov.

Na obohatenie poznatkov o paleomagnetických vlastnostiach vulkanitov Slanských vrchov sa v ďalšom období skúmali vzorky intermediárnych a kyslých vulkanitov z vrtu DK-1, ložisko Dubník (obr. 1). Výsledky štúdia magnetických a paleomagnetických vlastností vulkanitov vrtu DK-1 sú predmetom tohto článku.

Geologickú stavbu, vývoj neogénneho magmatizmu a metalogenézu zlatobanského stratovulkánu podrobne opísalo viac autorov (napr. Slávik — Tözsér, 1973; Tözsér — Rudinec, 1975; Kaličiak, 1977, 1980; Kaličiak — Ďuďa, 1981; Tözsér, 1983, a i.).

Geologická charakteristika Hg ložiska Dubník a vrtu DK-1

Vrt DK-1 v juhovýchodnej okrajovej časti centrálnej vulkanickej zóny zlatobanského stratovulkánu mal bližšie objasniť geologickú stavbu hlbšej úrovne ortuťnatého ložiska Dubník.

Ložiskové územie na povrchu budujú intermediárne vulkanity, v ktorých podloží vrt ZLB-16 a DK-1 navráťal vulkaniko-sedimentárny komplex z extruzívnych a explozívnych facií rhyolitového vulkanizmu a ílovito-piesčitých sedimentov. Podľa litologického vývoja celého komplexu paralelizujeme jeho kyslé vulkanity s pro-

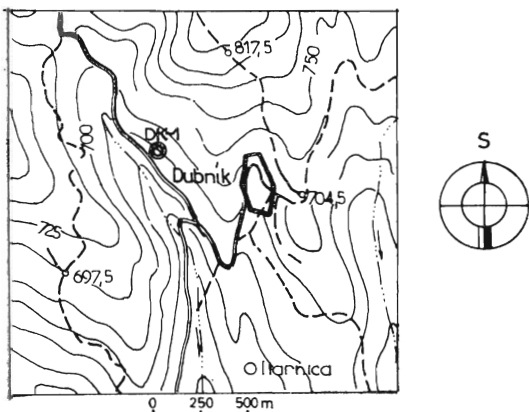
duktmi acidného vulkanizmu pokrývajúcimi rozsiahle plochy v okolí Zámutova na JV od ložiska. G. P. Bagdasarjan et al. (1971) ich zaradili do vrchného bádenu.

Najstarším zástupcom intermediárneho vulkanizmu v území je stratovulkanický komplex Ošvárska, ktorý je v zlatobanskom stratovulkáne produktom 1. etapy vulkanizmu (vrchný bádén — spodný sarmat) a je nepravidelne hydrotermálne alterovaný. V jeho podloží je domatické teleso dvojpyroxenického andezitu, ktorý sa pokladá za analógiu andezitov typu Libanka (Tözsér, 1983) a je relatívne mladšou, extruzívnou faciou 1. etapy intermediárneho vulkanizmu.

Niektoré vrty v severovýchodnej časti ložiskového územia navráťali pod amfibolicko-pyroxenicko-biotitickými dacitmi amfibolicko-pyroxenické andezity, ktoré J. Tözsér (1983) považuje za žilné deriváty 3. etapy vulkanizmu (stredný — vrchný ? sarmat).

Severovýchodnú a východnú časť ložiskového územia na povrchu buduje amfibolicko-pyroxenicko-biotitický dacit 5. etapy vulkanizmu (spodný panón). V jeho bezprostrednom podloží je niekoľko desiatok metrov mocný andezitový komplex, ktorý možno najlepšie paralelizovať s vrchnými, na ložisku dnes už oderodovanými časťami vrchnobádensko-spodnosarmatského andezitového komplexu.

Územie leží v silne tektonicky exponovanom uzle na periférii zlatobanskej vulkanicko-tektonickej depresie v tektonicky silne namáhanom pásme svinického zlomového systému smeru S—J. Tento zlomový systém, široký prvé stovky metrov, na Z ohraničuje západná vetva dubníckej vidlice svinického zlomu (Slávik — Tözsér, 1973) a jeho východné ohraničenie vytvára výrazný zlom smeru S—J, upadajúci na V, ktorý oddeľuje vrchnobádensko-spodnosarmatský andezitový komplex od dacitov spodného panónu (tzv.



Obr. 1. Situácia vrtu DK-1

Fig. 1. Location of the DK-1 borehole

dacitová porucha, Kaličiak et al., 1977). V tomto zlomovom pásme možno identifikovať množstvo zlomov smeru SSZ—JJV, S—J a SV—JZ. Ich prítomnosť potvrdili banské a vrtné práce.

V priestore vrtu DK-1 sú ložiskové akumulácie Hg-Sb-As rudnej formácie, formácie drahého opálu a prejavy markazitovej formácie, ktorých vznik dáva J. Tözsér (1983) do súvislosti so 4. mineralizačnou etapou späť so 5. etapou vulkanizmu v zlatobanskom vulkanickom aparáte. Táto mineralizačná etapa je podľa J. Tözséra (1983) pospodnopanónskeho veku a spolu s J. Slávikom — J. Tözsérom (1973) a M. Kaličiakom (1977) pokladá ju za produkt epitermálnej postvulkanickej činnosti.

Vrt DK-1 prevrátil nasledujúci litologický profil:

0,0—74,2 m: stratovulkanický andezitový komplex (komplex Ošvárska) s dajkami relatívne mladšieho pyroxenického andezitu v hĺbke 59,2—60,0 m a 62,3—64,0 m (vrchný bádén — spodný sarmat);

327,7 m: domatické teleso dvojpyroxenického andezitu typ Libanka, ktoré je naj-

mladším reprezentantom komplexu Ošvárska (spodný sarmat);

418,0 m: spodnú časť komplexu Ošvárska zastupujú prevažne andezitové vulkanoklastiká s polohou ílovca v hĺbke 365,3—366,7 m, tufitického pieskovca a ílovca v hĺbke 415,0—418,0 m (vrchný bádén — spodný sarmat);

597,6 m: teleso ryolitu s fluidálnou textúrou (vrchný bádén);

727,8 m: bazálny ryolitový redeponovaný tuf (vrchný bádén);

803,2 m: faunistický sterilné peliticko-psamitické súvrstvie (stredný bádén ?).

Vulkanické horniny sú v celom prevrátnom intervale nepravidelne hydrotermálne alterované. Výrazná je silifikácia intermediárnych vulkanitov so sporadickou chloritizáciou a sericitizáciou a zreteľná je sekundárna biotitizácia a hematitizácia v telese dvojpyroxenického andezitu typu Libanka, kde je aj nevýrazná albitizácia a karbonitizácia. Ryolity sú nevýrazne karbonatizované, argilitizované a hematizované.

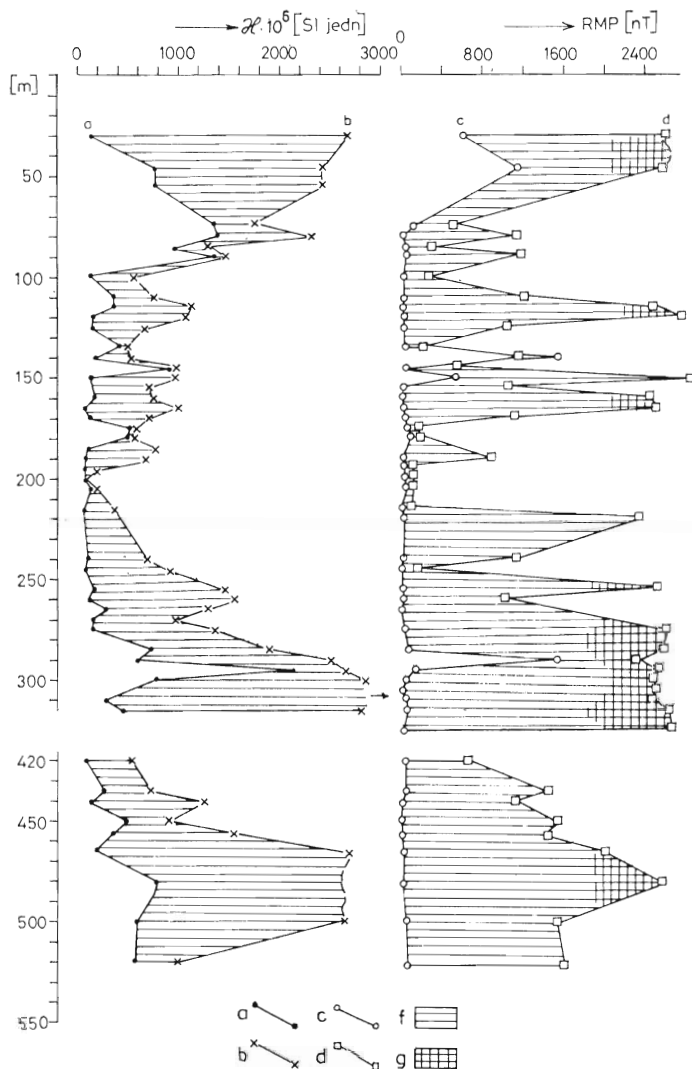
Použitá metodika a základné paleomagnetické výsledky

Vzorky hornín sa odoberali orientovane na os vrtu (Z) cca v 5 metrových intervaloch a laboratórne boli upravené do tvaru kocky s hranou dlhou 2 cm. Z laboratórnych meraní sa aplikovali merania remanentnej magnetickej polarizácie (RMP) rotačným magnetometrom JR-4 a statickým magnetometrom LAM-024 a merania objemovej magnetickej susceptibility (χ) pomocou striedavého mostíka KLY-2. Magnetická a paleomagnetická stabilita hornín sa určovala na základe výsledkov striedavej demagnetizácie v rozsahu použitého poľa od 0 do $800 \times 10^3 / 4\pi [\text{Åm}^{-1}]$ a tepelnej demagnetizácie v aplikácii Thellierovej metódy v rozsahu od 25 do 700 °C s kro-

kom 25, 50, 100, 150, 200, 300, 350, 400, 500, 600 a 700 °C. Metodika spočívala v tom, že sa vzorka po každom vyhriatí v nemagnetickej peci nechala vychladnúť na laboratórnu teplotu v podmienkach známej intenzity laboratórneho magnetického poľa (pri danej teplote vždy dvakrát, v zmysle známeho metodického postupu). Po vychladnutí sa merala RMP a χ . Z laboratórne nameraných údajov sa

pomocou mikropočítača Texas Instruments TI-59 a výpočtového programu vyrátala veľkosť a smer RMP a veľkosť χ . Výsledky meraní sú zobrazené graficky (obr. 2 až 5).

Ako sa už uviedlo, skúmané vulkanické horniny sú ako celok hydrotermálne alterované a tomu veľmi výrazne zodpovedajú aj magnetické charakteristiky. Z obr. 2 je zrejmé, že χ väčšiny vzoriek dosahuje



Obr. 2. Objemová magnetická susceptibilita (χ) a remanentná magnetická polarizácia (RMP) hornín vrtu DK-1. a — χ , základné hodnoty, b — χ , po vyhriatí vzorky na 600 °C a vychladnutí na laboratórnu teplotu, c — prirodzená RMP hornín, d — RMP po vyhriatí vzorky na 600 °C a vychladnutí na laboratórnu teplotu, f — oblasť narastania χ a RMP po vyhriatí vzoriek hornín v intervale teplôt 300, 400, 500, 600 °C a vychladnutí vzorky na laboratórnu teplotu, g — hodnoty RMP nad 2500 nT

Fig. 2. Volume magnetic susceptibility (χ) and remanent magnetic polarization (RMP) of rocks from the DK-1 borehole. a — χ , basic value, b — χ after heating to 600 °C and cooling to the laboratory temperature, c — natural RMP of rocks, d — RMP after heating to 600 °C and cooling to laboratory temperature, f — the field of increasing χ and RMP after heating to temperatures 300, 400, 500, 600 °C and cooling of sample to the laboratory temperature, g — the value of RMP over 2500 nT

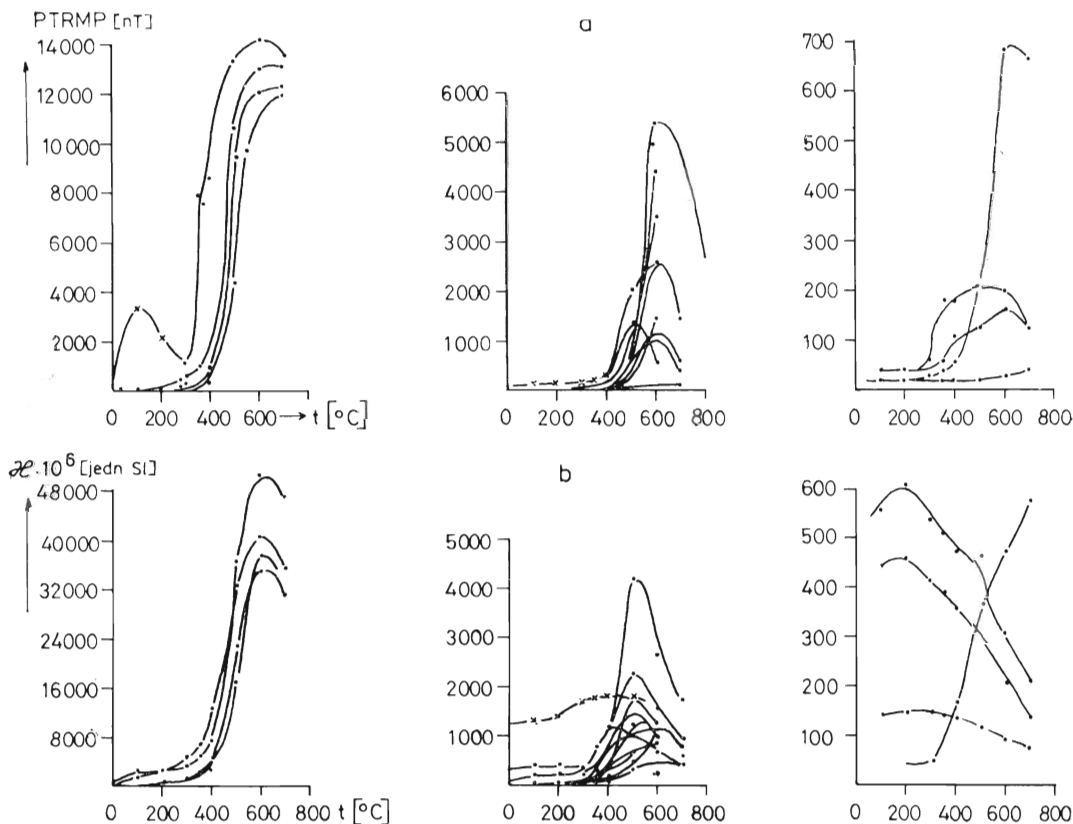
hodnotu od 30 do 600×10^{-6} jednotiek SI. Iba v hĺbke 45—95 m a 270—315 m v andezitovom telese a 470—530 m v horninách ryolitového komplexu sa ojedinele zistili mierne vyššie hodnoty ako 1000×10^{-6} jedn. SI a iba výnimočne 2000×10^{-6} jedn. SI (krivka 1a). Z obr. 2 vidieť vzájomné odlišnosti v χ a RMP v hĺbkovom reze vrtu. Napr. χ in situ (krivka 1a) v intervale od 30 do 80 m narastá z hodnoty 45 do 1200×10^{-6} jedn. SI a okolo 1000×10^{-6} jedn. SI vykazuje aj andezit z hĺbky 88 a 90 m. Hodnota χ nad 2000×10^{-6} jedn. SI sa zistila iba vo vzorke z hĺbky 295 m, ale aj ona je v porovnaní s typickým nepremeným pyroxenickým andezitom veľmi nízka. V intervale 90—275 m sú horniny s nízkou hodnotou χ , väčšinou okolo 60×10^{-6} jedn. SI, iba zriedka s hodnotou χ nepresahujúcou 1000×10^{-6} SI. V miestach od 275 do 315 m a 420 a 520 m sa spozoroval mierny rast χ . Krivka 1b na obr. 2 zobrazuje veľkosť χ po vyhriatí vzorky na 600°C . Pri väčšine vzoriek hornín je evidentný rast χ so zvyšovaním teploty (obr. 3), iba vzorky z úrovně 135, 175 a 205 m vykazovali pokles χ so zvyšovaním teploty. Výraznejší rast χ s teplotou sa zistil najmä v horninách v intervale 285—315 m a vo vzorkách z ryolitového komplexu. Z obr. 3 vidieť, že individuálne je pozorovateľný rast χ až do hodnoty $50\,000 \times 10^{-6}$ jedn. SI.

Pri študovaných vulkanitoch sa zistila aj veľmi nízka hodnota prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP), a to v intervale 95—280 m, 300—330 m a 420—525 m. Ako vidieť z obr. 2 (2c) a 5, pri väčšine vzoriek dosahuje NRMP jednotku nT, menej frekventovane desiatky nT. V horninách v intervale od 30 do 95 m a 285—298 m a v hĺbke 330, 405, 410 a 515 m dosahujú horniny NRMP stovky nT a iba v dvoch prípadoch sa potvrdila hodnota nad 1000 nT (obr. 2, 2c, obr. 5). Na obr. 2 zobrazuje krivka d veľkosť RMP

po zahriatí vzorky nad teplotu 600°C . Zmena RMP vzoriek hornín s teplotou je na obr. 3a. V prevažujúcej väčšine študovaných hornín sa potvrdil rast RMP s teplotou. Vodorovný raster na obr. 2 (a—b) zobrazuje rozsah zmien χ s teplotou v intervale 25 až 600°C , na obr. 2 (c—d) rozsah zmien parciálnej termoremanentnej magnetickej polarizácie (PTRMP) v intervale 25 až 600°C . Z obr. 2 je zrejmé, že takmer bez zmeny pod vplyvom teploty zostáva PTRMP vzoriek z hĺbky 175, 180 m a z intervalu od 192 do 205 m. Výsledky testov magnetickej a paleomagnetickej stability predmetných hornín pod vplyvom demagnetizačného poľa sú na obr. 4, kde je pre isté zoskupenia vynesená aj zmena pomeru χ_T/χ_{25° s teplotou. S ohľadom na prejavy magnetickej stability ($M_H/M_0 \rightarrow f/H$) charakteristickej zmeny magnetickej susceptibility s teplotou sme skúmané horniny konvenčne začlenili do piatich skupín (obr. 4). Do 1. skupiny patria vzorky z hĺbky 30, 95, 135, 145, 175, 180, 200, 205 m, do 2. z hĺbky 46, 50, 55, 75, 80, 85, 89, 285 m do 4. skupiny vzorky z hĺbky 290, 300, 305, 310, 315, 320, 325 m, do 5. skupiny vzorky ryolitového komplexu z hĺbky 420—570 m a do 3. skupiny všetky ostatné vzorky.

Interpretácia výsledkov

Pri vysvetľovaní zdroja magnetickej susceptibility, mechanizmu vzniku RMP a jeho spätosti s niektorým štádiom vulkanickej aktivity vychádzame z toho, že sledované vulkanity sú hydrotermálne premenené. Vyslovil sa predpoklad, že účinkom sírovodíkových fumarolových emancií a roztokov sa z dezintegrovaných tmavých minerálov včítane pôvodných nositeľov primárnej RMP uvoľnila veľká časť železa a vznikali sekundárne zlučiny železa. Ale časť pôvodných nositeľov



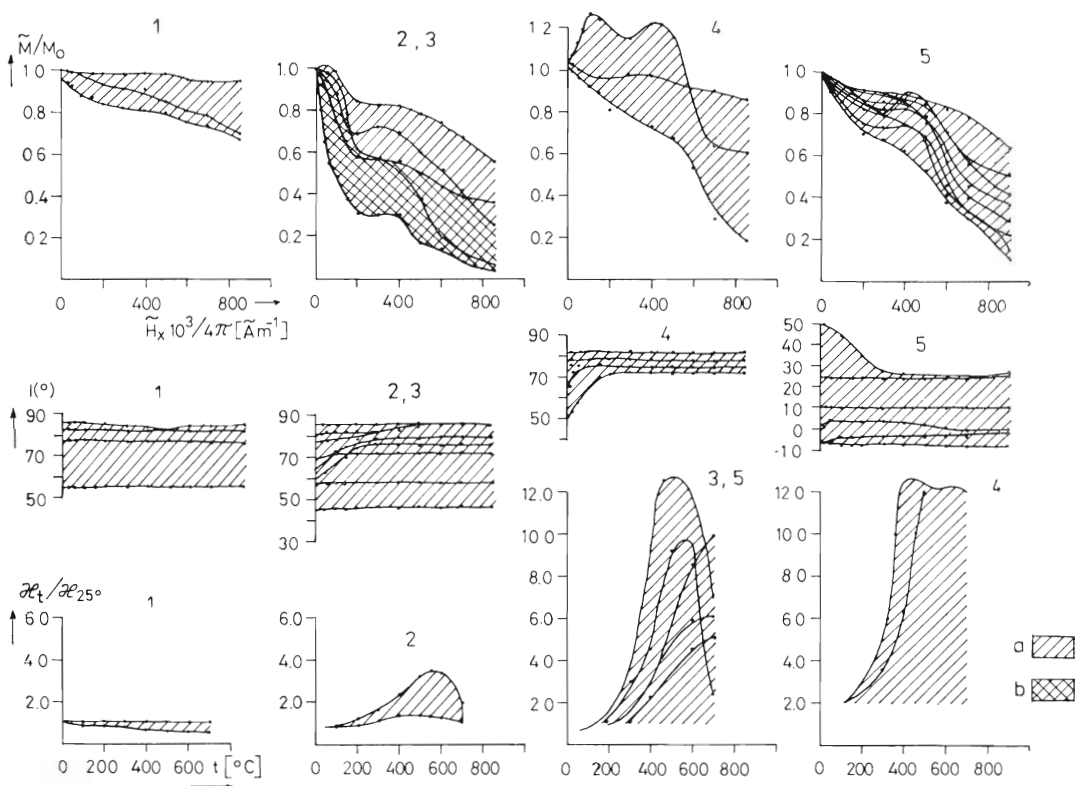
Obr. 3. Teplotná závislosť parciálnej termoremanentnej magnetickej polarizácie (PTRMP — grafy pod a) a objemovej magnetickej susceptibilitý (χ) — grafy pod b) vzoriek hornín

Fig. 3. The temperature dependence of partial thermoremanent magnetic polarization (PTRMP) — (graphs below a) and of volume magnetic susceptibility (χ) — (graphs below b) of rock samples

RMP, hlavne kyslíčniky Fe, sa mohli, aj keď vo veľmi malej koncentrácii, zachovať. Výsledky meraní, najmä veľkosť χ , svedčia o tom, že napr. pri andezitovom komplexe hydrotermálna premena neprebíhala rovnako intenzívne v celom sledovanom intervale. Najvýraznejšia sa prejavuje od cca 95 do 275 m, relatívne menej od cca 45 m do 90 m a od 280 m do 315 m bližšie k stykovej zóne s podložným vulkanicko-sedimentárnym komplexom.

Podľa dosiahnutých výsledkov, teoretic-

kých poznatkov, ako aj v rámci vyjadreného predpokladu, podľa ktorého sa metalogenetické procesy v oblasti spájali s mezotermálnou až epitermálnou hydrotermálnou aktivitou, čiže pri teplote neprevyšujúcej 300 °C, vyjadrujeme náhľad, že sa stabilná zložka RMP viaže v dobe premen vzniknutých magnetických minerálov v horninách. Pripúšťame, že časť NRMP ovplyvnila aj chemická a vysokoteplotná viskóza, ale menej stabilná RMP. O tom, že skúmané horniny neboli ani počas

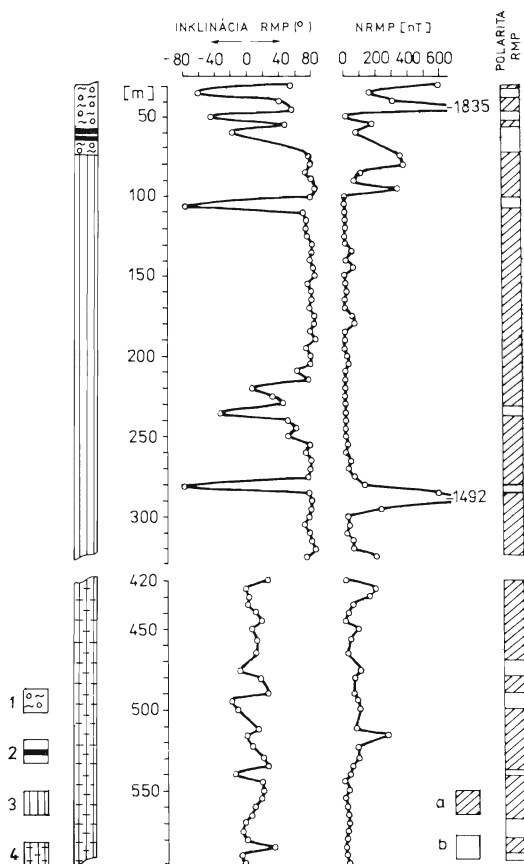


Obr. 4. Výsledky striedavej demagnetizácie a zmena objemovej magnetickej susceptibilitity vzoriek hornín s teplotou. 1—4 — označenie skupín vyčlenených v rámci dvojpyroxenického andezitu na základe magnetických charakteristík a ich zmien pri demagnetizácii, 5 — skupina, v ktorej sú začlenené ryolity, M_0 — magnetický moment vzorky horniny bez demagnetizačného účinku, M — magnetický moment vzorky horniny po demagnetizácii striedavým poľom H , $I^{(0)}$ — inklinácia RMP vzorky horniny, χ_{25} — objemová magnetická susceptibilita vzorky horniny pri laboratórnej teplote, χ_t — objemová magnetická susceptibilita po vyhriatí vzorky horniny na teplotu t a po jej vychladnutí na laboratórnu teplotu, a — oblasť, do ktorej patria demagnetizačné krivky M/M_0 , krivky zmien $I^{(0)}$ a χ vzoriek hornín v rámci príslušnej skupiny, b — oblasť výskytu demagnetizačných kriviek vzoriek hornín skupiny 3

Fig. 4. The results of AC demagnetization and the change of volume magnetic susceptibility (χ) of rock sample with the temperature. 1—4 numbers of groups of two-pyroxene andesites which have been selected on the basis of magnetic characteristics and their changes by demagnetization process of rock samples, 5 — the group consisting of rhyolites, M_0 — magnetic moment of rock sample without AC field influence, M — magnetic moment after AC field (H) influence, $I^{(0)}$ — Inclination of RMP of rock sample, χ_{25} — volume magnetic susceptibility of rock sample of laboratory temperature, χ_t — volume magnetic susceptibility after heating of rock sample to the temperature t and cooling to the laboratory temperature, a — the area of the occurrence of AC demagnetization curves (M/M_0), curves of $I^{(0)}$ and χ of rock samples within the group in question, b — the area of the AC demagnetization curves of the group No 3 rock samples

hydrotermálnej aktivity ani neskôr prehriate nad 300 °C, svedčia výsledky na obr. 3. Výrazný rast χ a RMP väčšiny vzoriek pri teplote nad 400 °C poukazuje na premenu nemagnetického pyritu na magnetit. To zároveň naznačuje, že remanentná magnetická polarizácia v tejto oblasti vznikla sekundárne v období hydrotermálnej aktivity alebo po nej.

Ako sme už uviedli, výsledky laboratórnych testov metódou striedavej a tepelnej demagnetizácie v modifikáciách bežne aplikovaných v paleomagnetickej praxi štúdia vulkanických hornín potvrdzujú paleomagnetickú stabilitu skúmaných hornín vrtu DK-1. Z obr. 5 je evidentná kladná polarita stabilnej zložky RMP pyroxenických andezitov vo vymedzenom reze študovaného vrtu. Ako možno vidieť, výskyt zápornej inklinácie RMP je pri andezitových horninách podradný. Horniny so zápornou inklináciou RMP nevytvárajú vo vrte súvislejší profil. Častejší diskrétny výskyt hornín so zápornou inklináciou RMP sa potvrdil v intervale od 30 do 74,2 m. V ňom sa vyskytujú andezitové horniny komplexu Ošvárska, o ktorom predpokladáme, že vznikol vo vrchnom bádene, príp. v spodnej časti spodného sarmatu. V tejto súvislosti treba uviesť, že aj časť pyroxenických andezitov z povrchových odkryvov začlenených do komplexu Ošvárska vykazovala kladnú, ale prevažná časť zápornú polaritu RMP. Vznik RMP a jej smer sa dávali do súvislosti výlučne s veľkosťou a smerom pôsobiaceho geomagnetického poľa, čo poukazovalo na stav, že všetky pyroxenické andezity komplexu Ošvárska, vzhľadom na polaritu RMP, nevznikali súčasne (Orlický — Slávik — Tözsér, 1974). V hĺbke 59,2–60,0 m a 62,3–64,0 m sa vo vrte DK-1 potvrdili žilné telesá pyroxenického andezitu, ktorých vek je v porovnaní s komplexom Ošvárska najpravdepodobnejšie mladší. S ohľadom na



Obr. 5. Profil vrtu, magnetické a paleomagnetické charakteristiky vrtu DK-1. 1 — stratovulkanický andezitový komplex (komplex Ošvárska), 2 — dajka relatívne mladšieho pyroxenického andezitu (vrchný bádén — spodný sarmat), 3 — domatické teleso dvojpyroxenického andezitu (spodný sarmat), 4 — teleso rhyolitu s fluidálnou textúrou (vrchný bádén), a — kladná polarita RMP, b — záporná polarita RMP

Fig. 5. Profile of the borehole, magnetic and paleomagnetic characteristics of the DK-1 borehole rock samples. 1 — stratovolcanic andesite complex (Ošvárska complex), 2 — dykes of younger pyroxene andesites (Upper Badenian — Lower Sarmatian), 3 — domatic body of two-pyroxene andesite (Lower Sarmatian), 4 — rhyolite body with fluidal texture (Upper Badenian), a, b — positive and negative polarity of RMP

termálnu metamorfózu prenikajúcich dajkových telies pripúšťame v ich bezprostrednom okolí ovplyvnenie pôvodného smeru RMP hornín s možnosťou vzniku aj RMP okolitých hornín reverzného smeru v prípade, ak malo dajkové teleso zápornú polaritu RMP.

V hĺbke 74,2 až 327,4 m vykazuje 48 vzoriek andezitu kladnú polaritu so strednou hodnotou inklinácie RMP pre celý uvedený hĺbkový interval $77,4^\circ$. Na základe výrazne prevládajúcej kladnej polarity RMP usudzujeme, že v čase vzniku RMP magnetických minerálov študovaných andezitických hornín pretrvávalo geomagnetické pole kladnej polarity. Deklináciu RMP pri použitej metodike orientovaného odberu nebolo možno vypočítať. Z teoretického hľadiska by v prípade zistenej vysokej kladnej inklinácie RMP mal výsledný vektor RMP vzoriek hornín smerovať približne na S. S ohľadom na tento predpoklad a inklinometricky zistený odklon vrtu od zvislej osi o $2,3^\circ$ na JZ by mala byť výsledná korigovaná inklinácia RMP $75,1^\circ$. Pripomíname, že veľkosť inklinácie geomagnetického poľa, ktorému by mala zodpovedať vypočítaná stredná hodnota inklinácie RMP študovaných hornín pre obdobie jej vzniku, presne nepoznáme. Dynamika zemského magnetického poľa je známa z priamych meraní len pre veľmi blízke obdobie. Sekulárne variácie merané napr. v observatóriu v Londýne od roku 1540 poukazujú na to, že sa najvyššia inklinácia geomagnetického poľa zaznamenala roku 1700, a to $74,6^\circ$ (Bott, 1972). Geografickej polohe, v ktorej je vrt situovaný, uvedenej maximálnej hodnote vzhľadom na dnes známu geometriu geomagnetického poľa zodpovedala inklinácia cca $71,5^\circ$. Ak inklinácia geomagnetického poľa skutočne nemala vyššiu hodnotu ani v čase vzniku RMP hornín vrtu DK-1 (uprednostňujeme inklináciu blízku hodnote

dnešného poľa v záujmovom mieste, a to 65°), rozdiel cca 10° pripisujeme zaklesnutiu severnejších častí a zároveň vyzdvihnutiu areálovo propylitizovaného komplexu v okolí vrtu DK-1, a to v postvulkanickom období. Ako najreálnejšie sa ukazuje jeho zaklesnutie pozdĺž zlomu smeru SV—JZ, nachádzajúceho sa cca 1 km na SSZ od vrtu DK-1 (Kaličiak, 1980).

Ryolity vulkanicko-sedimentárneho komplexu, ako vidieť z obr. 5, vykazujú v polarite RMP málo výrazné rozdiely. Prevažne ich charakterizujú nízke hodnoty kladnej, v menšej miere zápornej inklinácie RMP. Stredná hodnota intervalu od 418 do 545 m vypočítaná z 31 výsledkov je $7,9^\circ$. Z porovnania tohto údaju napr. s výsledkami z ryolitov odobraných z povrchu vychodí, že vo väčšine odkryvov zo Slanských vrchov má ryolit zápornú inklináciu RMP, a to s hodnotou okolo -40° (Orlický — Slávik — Tözsér, 1974). Aj ryodacit odobraný zo štyroch lokalít Vihorlatu mal kladnú iba v jednom prípade, ale na troch lokalitách zápornú inklináciu RMP so strednou hodnotou cca -38° (Orlický — Pagáč — Slávik, 1970). Títo autori vznik RMP so zápornou inklináciou ryolitov a ryodacitov pre nedostatok iných informácií predbežne pripisovali účinku geomagnetického poľa v období, keď v ňom na rozdiel od dnešného geomagnetického poľa pretrvávala inverzná orientácia.

Stredná inklinácia RMP bádaných ryolitov je $7,9^\circ$ a pri veľmi zjednodušenej interpretácii by sa mohol vysloviť predpoklad, že skúmané horniny získali RMP v období inverzie geomagnetického poľa (prechod geomagnetického poľa z kladnej orientácie do zápornej alebo opačne). Podrobnou analýzou makroskopického vzhľadu a štruktúry do tvaru kocky upravených vzoriek v pôvodnom stave, ako aj po vypálení na 700°C , pri ktorom v hornine veľmi výrazne vystupuje jemne vrstvitá

tepelnou a dynamickou metamorfózou zvýraznená štruktúra, ako aj z výsledkov paleomagnetického štúdia hornín sme dospeli k záveru, že ryolity vystupujúce v intervale 418—597,6 m sú súčasťou vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Horniny vo vrte DK-1 boli v čase vzniku najpravdepodobnejšie uložené horizontálne alebo subhorizontálne. Z obdobia ich horizontálneho uloženia pochádza aj RMP, ktorú horniny získali v čase kladného geomagnetického poľa, azda s inklináciou blízkou dnešnej v mieste vrtu DK-1 (blízkej 65°). Tento predpoklad podporujú predbežné, doteraz nepublikované paleomagnetické výsledky vulkanicko-sedimentárneho ryolitového komplexu z vrtu ZH-1 (Orlický, 1983). Výsledný vektor RMP týchto hornín bol orientovaný približne na S. Nízka stredná kladná inklinácia stabilnej zložky RMP hornín sedimentárno-vulkanického komplexu svedčí o tom, že celý komplex v miestach indikovaných vrtom DK-1 nie je v pôvodnej horizontálnej rovine, ale najpravdepodobnejšie účinkom vyzdvihnutých pohybov sa výrazne naklonil cca o 50—57° voči horizontálnej rovine, čo sa najvýraznejšie prejavuje vo zvislej rovine s orientáciou S—J, a to tak, že severný okraj komplexu v okolí vrtu je vyzdvihnutý nad a južný okraj zaklesnutý pod myslenú horizontálnu rovinu. O lokálnej dynamike, azda regionálnejšieho významu, tohto komplexu môžu poskytnúť podrobnejší obraz ďalšie paleomagnetické výskumy predmetných hornín z ďalších vrtov a možno aj povrchových odberov záujmového územia.

O tom, že sedimentárno-vulkanický komplex nie je v pôvodnej polohe, svedčia aj geologické údaje. Fluidita ryolitov vo vrtných jadrách má sklon 30—50° na os jadra, laminácia bazálneho redeponovaného tufu, ako aj peliticko-psamitického súvrstvia má sklon až 70° na os jadra.

Recenzoval J. Lexa

LITERATÚRA

- Bagdasarjan, G. P. — Slávik, J. — Vass, D. 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 55, s. 87—97.
- Bott, A. H. 1972: The interior of the Earth. *London*.
- Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*. 114 s.
- Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (sev. časť Slanských vrchov). *Mineralia slov.*, 11, s. 1—25.
- Kaličiak, M. — Duďa, R. — Burda, P. — Kaličiaková, E. 1976: Geologicko-štruktúrna charakteristika dubníckych opálových ložísk. *Zbor. Východoslov. múzea v Košiciach, sér. A, geol. vedy*, 17, AB, s. 7—21.
- Kaličiak, M. — Duďa, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov.*, 13, s. 1—23.
- Orlický, O. — Pagáč, P. — Slávik, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 21.
- Orlický, O. — Slávik, J. — Tözsér, J. 1974: Paleomagnetism of volcanics of the Slanské vrchy, Vefký Milič Mts. and Zemplínske pahorky Hills and its geological interpretation. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 25, pp. 209—226.
- Orlický, O. 1983: Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtov STR-1, ZH-1 a ZH-4 z oblasti Slanských vrchov. *Manuskript — Geofyzika Bratislava*. 26 s.
- Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. Zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, pp. 23—52.
- Tözsér, J. 1983: Metalogenéza Slanských vrchov. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*. 196 s.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. *Mineralia slov.*, 7, 3, s. 81—104.

Magnetic properties and paleomagnetism of the DK-1 borehole volcanites from the area of the Slanské vrchy Mts.

OTO ORLICKÝ — MICHAL KALIČIAK — JURAJ TÖZSÉR

Volcanic rocks of the DK-1 borehole have been mostly hydrothermally altered. The magnetic characteristics (κ and NRMP) of these rocks are relatively low, what corresponds to the idea that the important part of Fe has been released from the desintegrated opaque minerals by influence of H_2S solutions. Results of laboratory tests have shown that stable component of RMP is linked on secondary magnetic minerals. It means that remanent magnetic polarization of rocks originated during hydrothermal activity. Dependence of κ upon temperature shows that κ increases expressively around 400 °C (fig. 3). This indicates replacement of FeS_2 by Fe_3O_4 . At the same time, the results support also the idea, that the hydrothermal activity is of mesothermal to epithermal character in the area under study (Slávik — Tözsér, 1984).

The interval 30.0 m—74.2 m in the borehole DK-1 is represented by pyroxene andesite belonging to the Ošvárska complex of the Upper Badenian — Lower Sarmatian age. Alternatively normal and reversed polarity of RMP of individual rock samples has been detected in this interval. We assume that the reversed polarity of RMP could be a result

of thermal metamorphism by dykes which have penetrated rocks in question, in case that dykes have reversed polarity of RMP.

The two-pyroxene andezite body of the Sarmatian age represents the interval 74.2 to 327.4 m. 48 rock samples of this interval show the normal polarity of RMP. The mean value of inclination of RMP for the andezitic body is $I = 75.1^\circ$. Its high value indicates, that the two-pyroxene andesite body has been probably influenced by tectonic movements. We assume that the whole propylitized complex has relatively subsided north of and risen south of the DK-1 borehole.

The rhyolite body of the Upper Badenian age is a part of the rhyolite volcano-sedimentary complex. It has been identified in the interval 418.0 m — to 597.6 m. Its mean value of the inclination of RMP is $I = 7.9^\circ$. It has been evaluated from 31 individual results. We assume that the whole complex was in the horizontal position originally and the inclination of RMP of the complex was about 65° . The value $I = 7.9^\circ$ indicates that volcano-sedimentary complex is not in its original position. It has rotated about 50° — to 57° around E—W horizontal axis from the time of its origin.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Adrián Panáček — Ivan Daňko — Miroslav Filo — Jozef Lanc: **Geofyzikálne metódy v rudnej prospekcii** (Bratislava 21. 2. 1985)

V prvej časti prednášky J. Daňko zhodnotil etapovitost geofyzikálnych prác pri vyhľadávaní rudonosných štruktúr a rudných ložísk v Jeseníkoch. Hlavnú pozornosť venovali komplexnému geofyzikálnemu vyhľadávaciu prieskumu polymetalického a drahokovo-

vého zrudnenia. Anomálne úseky, ktoré sa zistili metódou vynútenej polarizácie sa ďalej overovali spontánnou polarizáciou, magnetometriou a odporovými meraniami. Na základe výsledkov analýzy sa anomálne úseky rozdelili na produktívne s možným výskytom polymetalického a Au-zrudnenia a neproduktívne s grafitickými brdicami. Výsledky geofyzikálneho prieskumu sa doplnili geochemickými prácami a overili vrtmi. Dobrá spolupráca geofyzikov, geochemikov a geológov

viedla k nájdeniu etalónov geofyzikálnych príznakov zrudnenia.

Z matematicko-štatistického spracovania dostupných informácií vyplynuli ďalšie perspektívne plochy, ktoré sa ďalej detailne preskúmali a navrhli na overenie. V tejto etape prác sa uplatnili niektoré metódy vrtnej geofyziky.

O výsledkoch komplexného geofyzikálneho prieskumu antimonitového zrudnenia v kryštalíniku Malých Karpát referoval J. Lanc. Antimonitové zrudnenie sa viaže na grafiticke bridlice, ktoré sú vhodným objektom geofyzikálneho mapovania. Výsledky overovacích technických prác potvrdili efektívnosť geofyzikálnych metód pri riešení geologickej stavby pezinsko-perneckého kryštalínika a pri vyhľadávaní rudonosných grafitických bridlíc.

O problémoch a možnostiach využitia geofyzikálneho výskumu a prieskumu metalogenetických zón v stredoslovenských neovulkanitoch diskutovali M. Filo a A. Panáček. Na príklade hydrotermálne premeneného vulkanického komplexu Skalky na Javorí poukázali na možnosť mapovať a rozlíšiť jednotlivé horniny podľa intenzity a charakteru premien (propylitizácia, argilitizácia, silicifikácia a sulfidizácia).

Komplexnosť a etapovitosť geofyzikálneho a geochemického prieskumu a následného vrtného overovacieho prieskumu pri vyhľadávaní Cu-Pb-Zn zrudnenia zhodnotili na lokalite Rudno — Brehy — Pukanec. Metodický komplexný geofyzikálny a geochemický prieskum na známom mednatoporfýrovom ložisku Zlatno poukázal na možnosti geofyzikálneho prognózovania ďalších perspektívnych lokalít v stredoslovenských neovulkanitoch.

Na záver A. Panáček zhodnotil súčasný stav a možnosti uplatnenia geofyzikálneho prognózovania a hľadania etalónov jednotlivých typov zrudnenia. Zdôraznil potrebu uplatnenia vrtných variant geofyzikálnych metód a komplexnosti v rudnej prospekcii.

Vladimír Vybíral — Samuel Janík — Igor Pinter — Margita Špeváková: **Geofyzikálne metódy pri vyhľadávaní nerudných surovín** (Bratislava 21. 2. 1985)

Široký okruh nerudných surovín sa zúžil na stavebné suroviny — stavebné a dekoratívne kamene, tehliarske suroviny, štrkopies-

ky a íly. Prieskum týchto surovín má veľa spoločných črt, ktoré podmieňujú podobnosť metodiky terénnych prác aj spracovania. Geofyzikálne práce majú charakter detailných až semidetálnych meraní. Používajú sa rovnaké metódy — geoelektrické odporové profilovanie a sondovanie, magnetometria a na vyčlenené oblasti plytká refrakčná seizmika. Rieši sa nimi najmä: priebeh priestorového ohraničenia sledovanej suroviny, skrývkové pomery, vyčlenenie častí ložiska s najlepšou kvalitou a sledovanie vnútornej stavby ložiska.

Možnosť použitia geofyziky pri geologickom prieskume na stavebné suroviny sa demonštrovala na štyroch akciách: 1. prieskum vápencov a korekčných ílov na lokalite Vajarská; 2. Krnišov — andezit; 3. Kráľová — štrkopiesky, riešenie skrývkových pomerov; 4. prieskum čadičov v Čamovciach.

Hlavnou úlohou prieskumných prác na lokalite Vajarská bol prieskum vápencov vhodných pre cementáreň a vápenku Záhorí. V hustej sieti profilov sa premeral vrch Vajarská. Po interpretácii terénnych prác sa zostrojili mapy mocností skrývky a štruktúrne korelačná mapa s vymedzením úsekov s najlepšou surovinou. Súčasne s vápencami sa v širšom okolí sledovali korekčné íly pre cementáreň.

Pri prieskume andezitov v predpolí lomu Krnišov-Teplička sa geofyzikálne práce urobili v dostatočnom predstihu pred vrtnými prácami. Na základe výsledkov sa vrty situovali do miest s charakteristickými vlastnosťami (vhodná surovina, nevhodná surovina, rozličná mocnosť skrývky a pod.). Vrtne práce potvrdili predpoklad, že celý lávový prúd má veľmi komplikovanú stavbu a vhodná surovina je sústredená iba v blízkosti lomu.

Skrývkové pomery na ložisku Kráľová-štrkopiesky skomplikovala prítomnosť ílovitých sedimentov fácie mŕtvých ramien. Keďže štrkopiesok sa bude ťažiť po napustení vodného diela Kráľová, skrývka musí byť vo pred odstránená. Podobné znalosti o jej mocnosti a charaktere ovplyvňujú plán odkryvu. Geofyzikálne terénne merania zredukovali planované množstvo zemných vrtov, pretože boli situované do anomálnych miest.

Na lokalite Čamovce pomocou geoelektrických metód, magnetometrie a plytkej refrakčnej seizmiky sa ohraňovalo teleso olivinického čadiča. Zistil sa jeho obrys, mocnosť a mocnosť skrývky.

Fluidné uzavreniny sekundárnych kvarcitov štíavnického stratovulkánu

VILIAM ORUŽINSKÝ*, VRATISLAV HURAI**

* Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín Vajanského 13,
851 01 Banská Bystrica

** Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 974 01 Bratislava

(4 obr., 1 foto a 2 tab. v texte)

Doručené 1. 8. 1984

Флюидальные включения вторичных кварцитов щтиавнического стратовулканического строения

Результаты изучения включений вторичных кварцитов кенозойской штиавнической вулканической структуры показали на деятельность слабо концентрированных растворов (менее чем 2.7 вес. % NaCl экв.) с преобладающими хлоридами натрия и калия и редким присутствием углекислоты. Характер включений свидетельствует о наличии динамической гидротермально-пневматолитической среды и о резком колебании термодинамических параметров (166—270 °C, 6—55 бар). Определённые температуры и давления как и химический состав растворов исключают возможность синседиментарного генезиса, так как и деятельность низко и средне термальных сольфатаров.

Fluid inclusions in secondary quartzites of Banská Štiavnica stratovolcano

The presence of low-saline solutions (below 2.7 wt. % NaCl eq.) containing NaCl, KCl and rare carbon dioxide have been found to occur within fluid inclusions of the so-called secondary quartzites from Cenozoic Banská Štiavnica volcanic structure. Characterization of fluid inclusions suggests the dynamical liquid- and/or vapour-dominated environment with thermodynamic conditions to vary between 166—270 °C and 6—55 bars, respectively. Temperatures and pressures estimated as well as composition of fluids contrast with conceptions about either synsedimentary origin or action of low- to medium thermal solphatares.

Hlavným zástancom sekundárnych kvarcitov, ako samostatnej metasomatickej formácie, bol N. I. Nakovnik (1968), ktorý

ich chápe ako hydrotermálne alterované horniny vulkanotektonických štruktúr postihnutých silným acidným vylúhova-

ním. D. S. Koržinskij (1961) tieto horniny pričleňuje k procesom prikontaktového vylúhovania v subvulkanických podmienkach. Všeobecne považuje sekundárne kvarcity za obdobu greizenov formujúcich sa v pripovrchových úrovniach vulkanických komplexov.

O vzťahu sekundárnych kvarcitov a rúd existuje množstvo údajov (Vlasov — Borisov, 1970; Pavlova, 1978). Samotná formácia nie je vždy rudonosná, ale vyskytuje sa s rudami často v takých vzťahoch, že ich objasnenie môže značne prispieť k prospekcii určitých rudných akumulácií.

V tejto práci sme sa sústredili na dva najznámejšie lokality sekundárnych kvarcitov z oblasti stredoslovenských neovulkanitov — Šobov pri Banskej Štiavnici a Kamenný vrch pri Banskej Belej. Obidve lokality sa nachádzajú v centrálnej časti štiavnického vulkanického aparátu, ktorého zložitý vývoj prebiehajúci pravdepodobne v piatich samostatných vývojových etapách podrobne opísal V. Konečný (1969, 1971).

Častá prítomnosť kryštalického kremeňa s makroskopickými plynokvapalnými uzavreninami predurčuje tieto lokality na aplikáciu mikrotermometrických metód umožňujúcich získať predstavu o termodynamickom režime a chemickej povahe alteračných procesov, ktoré pôsobili pri vzniku sekundárnych kvarcitov.

Často sa diskutuje o genéze tzv. šobovských kremencov, ktoré sú vďaka svojim chemickým a mechanickým vlastnostiam vhodné na výrobu dinasového materiálu. Podľa S. Poláka (1963) šobovské kremence tvoria relikty mohutného kremenitého komplexu, ktorý syngeneticky sedimentoval s horninami tzv. šobovskej série vo forme nepravidelných šošovkovitých telies pozdĺž Z—V smeru. Vlastné ložisko je tektonicky rozsegmentované na veľké bloky kulisovito usporiadané (obr. 1). Výskyt na Kamennom vrchu považuje ten istý autor za utrhnutý blok vlastného šobovského ložiska, ktorý bol do dnešnej pozície pretransportovaný andezitovým lávovým prúdom (obr. 2).

M. Koděra — J. Kováčik (1968) predpokladajú, že šobovské kremence vznikli lokálnou intenzívnou silicifikáciou tzv. šobovskej série pôsobením solfatár s obsahom CO_2 , H_2S , SiO_2 a H_2O v stredne a nízkotermálnych podmienkach. Silná solfatárová činnosť bola dozvukom vulkanickej aktivity spojennej s výlevmi hornín druhej andezitovej fázy, a je teda staršia ako vlastné polymetalické zrudnenie tejto oblasti.

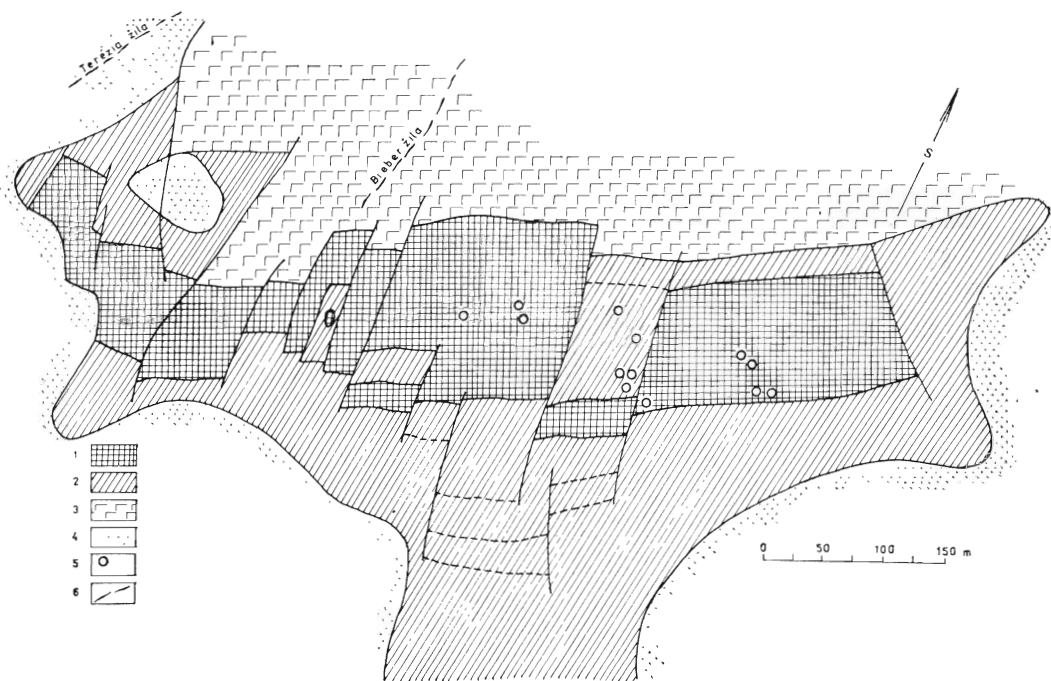
V ostatnom čase J. Štohl (1976) spája vznik sekundárnych kvarcitov so šobovským intrakalderovým zlomom, ktorý sa formoval v priebehu prvej vývojovej etapy štiavnickej vulkanickej stavby. Táto etapa tesne predchádzala vznik rudných skarnov a vlastného žilného polymetalického zrudnenia a podľa mienky autora je najstaršou v štiavnickom vulkanickom aparáte.

Metodika výskumu a odber vzoriek

Z kryštalického kremeňa sme odobrali a spracovali 18 vzoriek, z toho 13 vzoriek bolo z ložiska Šobov, ostatné z lokality Kamenný vrch. V niekoľkých prípadoch sa súčasne študoval charakter fluidných uzavrenín a chemické zloženie výluhov.

Fluidné uzavreniny sme sledovali v obojstranne leštených preparátoch, hrúbky 0,2—0,5 mm, zhotovených z kryštálov kremeňa. Pozorovanie fázových zmien v rozsahu -100 až $+400^\circ\text{C}$ sa uskutočnilo na zahrievacom stolíku LEITZ 350 a kryometrickej aparatúre CHAIX-MECA. Zaznamenáva tieto údaje: T_h — homogenizačná teplota uzavrenín, T_f — začiatok tavenia zmrazenej kvapalnej fázy, T_{f2} — koniec tavenia zmrazenej kvapalnej fázy, T_s — teplota vysublimovania tuhého kyslíčnka uhličitého.

Z teploty T_{f2} sme vypočítali celkovú koncentráciu rozpustených solí v roztoku podľa rovnice R. V. Pottera et al. (1977) a vyjadrili v hmotnostných percentách ekvivalentov NaCl (hmot. % NaCl ekv.). Kvantitatívne zastúpenie hlavných katiónov sa zisťovalo vo výluhoch z kremeňa rozdrveného v oceľovom valci naplnenom redestilovanou a deionizovanou vodou.



Obr. 1. Geologická mapa ložiska Šobov s lokalizáciou vzoriek (upravené podľa Poláka, 1960). 1 — kremenec, 2 — šobovská séria, 3 — dacit, 4 — svahová hlina, 5 — lokalizácia vzoriek, 6 — priebeh rudných žíl

Fig. 1. Geologic map of the Šobov locality with sample locations (modified after Polák, 1960). 1 — secondary quartzites, 2 — volcanogeneous šobov serie, 3 — dacite, 4 — Quarternary, 5 — sample locations, 6 — ore veins

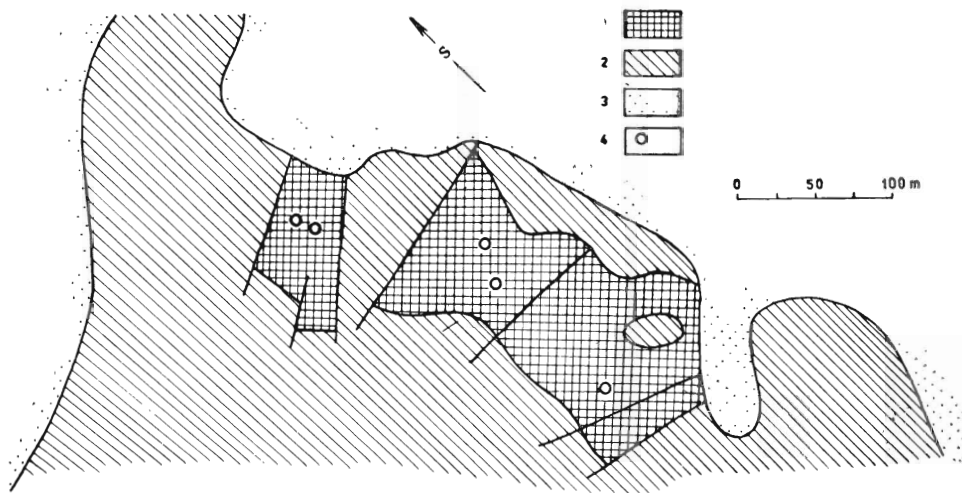
Obsah Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} vo výluhu sme stanovili pomocou atómového absorpčného spektrometra Perkin-Elmer 380, zatiaľ čo obsah ostatných kationov sa určil semikvantitatívnou spektrálnou analýzou odparku na spektrografe PGS-2.

Charakter uzavrenín

V kremeňoch z oboch lokalít môžeme pri normálnej teplote pozorovať dvojfázové uzavreniny typu kvapalina — plyn. Podľa pomeru kvapalnej a plynnej fázy sme rozlíšili systémy uzavrenín typu L s prevahou kvapalnej fázy, v ktorých objem plynu nepresahuje 25 obj. % a sys-

témy uzavrenín typu G, s opačnými fázovými vzťahmi. Tretím typom sú systémy uzavrenín s variabilným pomerom kvapalnej a plynnej fázy, pričom vo výnimočnom prípade vedľa seba pozorujeme uzavreniny typu L a G (obr. 3, a-c).

Existenčnú oblasť vyčlenených typov uzavrenín ilustruje obr. 4, kde je znázornená krivka dvojfázovej rovnováhy kvapalina — plyn pre čistú vodu, zkonštruovanú podľa údajov J. L. Haasa (1976). Krivka zodpovedá termodynamickým podmienkam, v ktorých je možná koexistencia kvapalnej a plynnej fázy daného systému (roztok sa nachádza v stave varu). Pole existencie plynného fluida zaberá



Obr. 2. Geologická mapa ložiska Kamenný vrch (upravené podľa Poláka, 1962). 1 — kremenec, 2 — andezit, 3 — svahová hlina, 4 — lokalizácia vzoriek

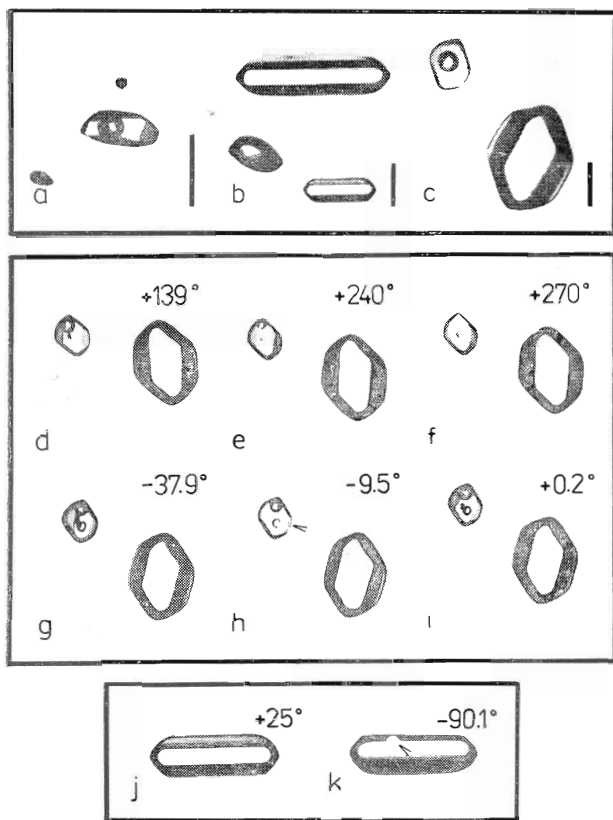
Fig. 2. Geologic map of the Kamenný vrch locality with sample locations (modified after Polák, 1962). 1 — secondary quartzites, 2 — andesite (pyrox.-amf.-biot.), 3 — Quarternary, 4 — sample locations

oblasť nízkych tlakov pod krivkou a naopak, pole existencie kvapalného fluida je nad touto krivkou v oblasti vyšších tlakov.

Predpokladáme, že minerál kryštalizoval z homogénneho roztoku vody bez rozpustných solí pri teplote 210°C a tlaku 100 barov. Merná hmotnosť mineralizačného roztoku sa v týchto podmienkach rovná približne $0,86\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Za predpokladu, že hostiteľský minerál má zanedbateľnú termálnu expanzibilitu, potom roztok zachytený v inklúzii sa bude chovať ako izochorický systém. Pri poklese teploty okolitého prostredia sa v uzavrenine prudko zníži tlak v súlade s priebehom izochory $0,86\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (obr. 4). V momente dosiahnutia krivky dvojfázovej rovnováhy pri 200°C sa v kvapalnej fáze objaví plynová bublina, ktorej objem sa pri ďalšom ochladzovaní zväčšuje, no nikdy neprevýši objem kvapaliny (uzavreniny typu L). Pri opačnom procese, čiže zahrievaní z nor-

málnej teploty, plynová bublina opäť zmizne pri 200°C a tento moment registrujeme ako bod homogenizácie Th.

Ak minerál kryštalizoval pri teplote 210°C , ale tlak fluidného systému dosahoval iba 15 barov, potom sa v uzavreninách zachytáva fluidum s mernou hmotnosťou $0,008\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, ktoré je v týchto podmienkach stabilné. V tomto prípade sa pri poklese teploty na 200°C objaví na stenách uzavrenín tenký film kvapalnej fázy a pri normálnej teplote spozorujeme v hostiteľskom mineráli uzavreniny typu G. Z uvedených príkladov vyplýva, že homogenizačné teploty dvojfázových uzavrenín typu L alebo G sú vždy menšie, ako sú teploty pri ich zachytení. Reálnej teploty kryštalizácie sa budú približovať len v tom prípade, ak tlak fluidného prostredia bol zanedbateľný. Avšak v subvulkanických podmienkach s plytkou cirkuláciou mineralizačných roztokov tlaky fluidu nemôžu prekročiť niekoľko stovák barov. Ak



Obr. 3. a — Uzavreniny roztokov s prevahou kvapalnej fázy (L — Kamenný vrch, škála zodpovedá veľkosti 0,1 mm), b — Uzavreniny roztokov s prevahou plynnej fázy (G — lokalita Šobov, škála zodpovedá 0,1 mm), c — Koexistencia inklúzií plynu a kvapaliny uzavrených súčasne za podmienok varu roztoku (lokalita Šobov, škála zodpovedá 0,1 mm), d—f Fázové zmeny pri zahrievaní (obe inklúzie sa homogenizovali pri teplote 270 °C), g, i — Fázové zmeny pri zmrazovaní: g — zmrznutý obsah uzavreniny pri -37,9 °C (plynná libela bola rozštiepená rastúcim kryštálom ľadu), h — Zreteľné tavenie ľadu (tenký lem kvapalnej fázy je označený šípkou), i — Situácia pred úplným roztavením ľadu (stanovené údaje svedčia o zachytení dvoch namiešateľných fluid s hustotami 0,768, resp. 0,028 g.cm⁻³ pri teplote 270 °C a tlaku 55 barov), j, k — Fázové zmeny v plynnej inklúzii pri zmrazovaní (tuhý kyslíčnik uhličitý sublimuje pri -65,1 °C)

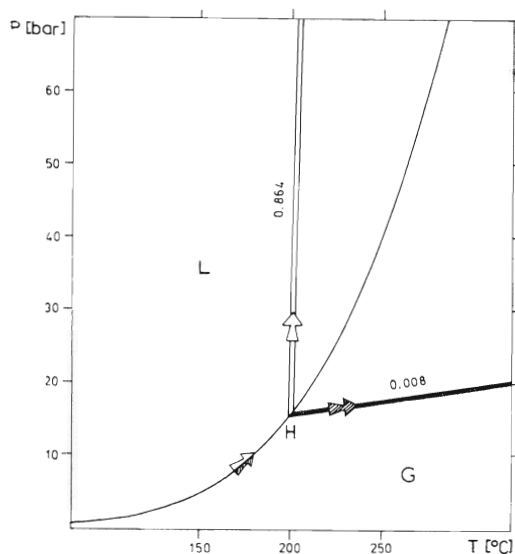
Fig. 3. a — High-dense inclusions of vapour-saturated solution (L — The Kamenný vrch locality, black bar scale represents 0,1 mm), b — Low-dense inclusion of liquid-saturated solution (G — The Šobov locality, black bar scale 0,1 mm), c — Co-existing vapour — and liquid-saturated solutions sealed at boiling conditions (the Šobov locality, black bar scale 0,1 mm), d—f Behaviour on heating (homogenization point both inclusions at + 270 °C), g, i — Behaviour on freezing: g — frozen inclusion at -37.9 °C (the vapour bubble was split up by growing ice crystal), h — Distinctive melting of ice (a thin rim of liquid phase indicated by arrow), i — The situation before melting point (estimated data suggest the entrapment of two immiscible fluids with densities 0,768 and 0,028 g.cm⁻³, respectively, at temperature 270 °C and pressure 55 bars), j, k — Behaviour of low-dense inclusion on freezing (solid carbon dioxide evaporates at -65.1 °C)

conditions (the Šobov locality, black bar scale 0,1 mm), d—f Behaviour on heating (homogenization point both inclusions at + 270 °C), g, i — Behaviour on freezing: g — frozen inclusion at -37.9 °C (the vapour bubble was split up by growing ice crystal), h — Distinctive melting of ice (a thin rim of liquid phase indicated by arrow), i — The situation before melting point (estimated data suggest the entrapment of two immiscible fluids with densities 0,768 and 0,028 g.cm⁻³, respectively, at temperature 270 °C and pressure 55 bars), j, k — Behaviour of low-dense inclusion on freezing (solid carbon dioxide evaporates at -65.1 °C)

homogenizačné teploty uzavrenín typu L nepresahujú 300 °C, môžeme s dostatočnou vierohodnosťou predpokladať, že budú maximálne o 10 % nižšie, ako sú skutočné teploty kryštalizácie. Uzavreniny roztokov typu G sa vyznačujú vysokým stupňom kompresibility, a preto v subvulkanických podmienkach môžu existovať v širokom intervale teplôt.

Iný prípad nastáva, ak hostiteľský minerál kryštalizoval z heterogénneho roztoku,

ktorý bol v stave varu, čiže hodnoty teplôt a tlakov zodpovedali ľubovoľnému bodu na krivke dvojfázovej rovnováhy. Vtedy sa v uzavreninách zachytáva plyn a kvapalina v rôznom pomere, pričom vo výnimočnom prípade môže nastať uzavretie osobitnej plynnej fázy a fázy kvapalnej. Homogenizačné teploty takýchto inklúzií budú vždy vyššie, ako teplota kryštalizácie. Ak koexistujúce uzavreniny typu L a G majú homogenizačný bod pri



Obr. 4. Časť krivky dvojfázovej rovnováhy pre čistú vodu skonštruovanej na základe údajov J. L. Haasa (1976). Izochory pre fluidá hustotu 0,864, resp. 0,008 g. cm⁻³ boli odvodené z údajov G. C. Kennedy — W. T. Holser (1966). Krivka dvojfázovej rovnováhy rozdeľuje diagram na pole kvapalných (L) a plyných (G) roztokov. Pre plné pochopenie porovnaj s textom a obrázkom 5

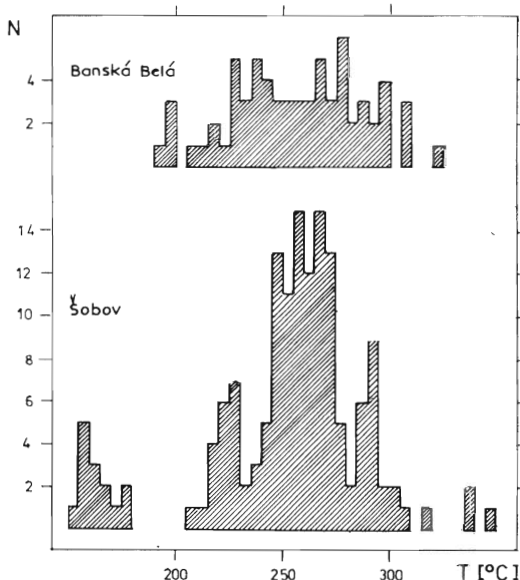
Fig. 4. A portion of the liquid-vapour curve for the pure water plotted on the basis of the data proposed by Haas (1976). The isochores for the fluids of densities 0.864 and 0.008 g. cm⁻³, respectively, were derived from the data of Kennedy — Holser (1966). The liquid-vapour curve divides the diagram into the range of vapour-saturated (L) and liquid-saturated (G) solutions. See Fig. 5. and the presented paper to grasp full understanding

rovnakej teplote, potom táto teplota zodpovedá kryštalizačnej teplote a súčasne determinuje tlak fluidného prostredia.

Z charakteristiky plynokvapalných uzavrenín v kremeňoch zo sekundárnych kvarcitov skúmaných lokalít vychodí, že kryštalizovali v dynamickom hydrotermálno-pneumatolytickom systéme, ktorý sa v určitých momentoch nachádzal v stave varu.

Homogenizačné teploty uzavrenín

Homogenizačné teploty uzavrenín z oboch lokalít sú znázornené na obr. 5. Teploty sme merali väčšinou na uzavreninách s prevládajúcou kvapalnou fázou. Inklúzie typu G spravidla neposkytujú presné hodnoty, lebo je nemožné s dodatočnou vierohodnosťou rozoznať moment evaporácie tenkého filmu kvapalnej fázy, ktorá v záverečných štádiách pred bodom homogenizácie pokrýva steny vakuoly. Z nameraných hodnôt vyplýva, že hlavná masa kremeňa na oboch lokalitách kryštalizovala pri približne rovnakej teplote so začiatkom pri 200 °C, pričom na lokalite Šobov sa prejavil aj relatívne nízko-termálny pulz doznievajúci pri teplote 150 °C. Uvedené teploty možno s dostatočnou vierohodnosťou považovať za mini-



Obr. 5. Homogenizačné teploty plynokvapalných uzavrenín. Lokalita Šobov — 153 meraní, Kamenný vrch — 63 meraní

Fig. 5. Filling temperatures of fluid inclusions. The Šobov locality — 153 measurements, the Kamenný vrch locality — 63 measurements

málne teploty kryštalizácie kremeňa, hoci pripúšťame ich ovplyvnenie procesmi rekryštalizácie pri teplotách nižších ako Th (necking-down). Procesy, ktoré detailne rozoberá napríklad E. Roedder (1972), môžu lokálne spôsobiť posunutie homogenizačných teplôt k nižším hodnotám.

Spoľahlivé údaje možno získať zahrievaním koexistujúcich uzavrenín typu L a G, ak sa homogenizujú pri rovnakej teplote. Takýto jav sme pozorovali dvakrát na lokalite Šobov, kde tieto hodnoty predstavujú 166 °C a 270 °C (obr. 3, d-f). Považujeme ich za maximálne dokázane teploty kryštalizácie kremeňa, pričom nemožno vylúčiť ani teploty vyššie, ale tie v žiadnom prípade nemohli prekročiť 300 °C.

Kryometrické údaje

Fázové zmeny pri ochladzovaní sme pozorovali v dvadsiatich uzavreninách zo siedmich vzoriek. V pätnástich uzavreninách sa hodnoty T_{f2} pohybovali medzi 0,0 až +0,6 °C, čo v rámci limitu presnosti merania poukazuje na nepatrnú koncentráciu rozpustných zložiek, blízku nule. Maximálna hodnota T_{f2} -1,6 °C je ekvivalentná salinite 2,7 hmot. % NaCl ekv. V takýchto slabo koncentrovaných roztokoch je obtiažne určiť teplotu T_{f1} , ktorá je determinovaná druhom rozpustných zložiek v roztoku. Aj pri opätovnom zmrazovaní ľad zaberie takmer celý objem vakuoly a malý objem roztoku eutektického zloženia znemožňuje opticky rozlíšiť moment jeho roztavenia (obr. 3, g-i).

V dvoch uzavreninách s relatívne vyššou koncentráciou roztoku z lokality Šobov sa teplota T_{f1} stanovila s dostatočnou presnosťou. Hodnoty -19,9 °C sa približujú k teoretickej hodnote pre systém NaCl-H₂O, t. j. -20,8 °C (Potter et al.,

1977), prípadne -21,1 °C (Borisenko, 1974). Dovoľuje to predpokladať, že v uzavreninách sú prítomné roztoky s prevahou chloridu sodného.

V troch uzavreninách s prevahou plynnej fázy (typ G) z oboch lokalít bolo možné pozorovať pri hlbokom podchladení kryštalizáciu tuhého kyslíčnika uhlíčitého (obr. 3, j-k), ktorý pri pomalom zahrievaní sublimoval pri teplotách -84,3, -67,1 a -65,1 °C. Tieto hodnoty zodpovedajú hustote 0,00167 g.cm⁻³ až 0,00773 g.cm⁻³ a teda kyslíčnik uhlíčitý nemohol výraznejšie ovplyvniť celkovú tlakovú bilanciu fluidného systému.

Analýzy výluhov

Molárne pomery Na⁺, K⁺, Ca²⁺ a Mg²⁺ vo výluhoch z kremeňa sú uvedené v tab. 1. Vzhľadom na nízku koncentráciu sme

Molárne pomery prvkov Na, K, Ca a Mg
Molar ratios of Na, K, Ca and Mg

Tab. 1

č. vz.	lokalita	K/Na		Ca + Mg/Na	Ca + Mg/K
01	Šobov	0.281	0.218	0.777	
02	Šobov	0.255	0.121	0.465	
03	Šobov	0.158	0.002	0.010	
04	Šobov	0.166	0.001	0.008	
05	Šobov	0.342	0.045	0.130	
06	Šobov	0.308	0.009	0.032	
17	Kamenný vrch	2.204	0.275	0.125	
18	Kamenný vrch	0.625	0.015	0.024	

odparky pre semikvantitatívnu spektrálnu analýzu pripravili zo zmesi všetkých výluhov z jednotlivých lokalít (tab. 2).

Výsledky oboch analytických metód poukazujú na rozdielnú chemickú povahu roztokov na oboch skúmaných lokalitách,

V sekundárnych kvarcitoch na lokalite Šobov cirkulovali roztoky s prevahou Na^+ , zatiaľ čo na Kamennom vrchu roztoky s prevahou K^+ . Na tejto lokalite je pozoruhodný vysoký obsah Zn^{2+} v rozpustnej forme, zrejme ako súčasť hydrotermálneho fluida.

*Semikvantitatívne spektrálne analýzy
výluhov*

*Semiquantitative spectral analyses of dry
leach residues*

Tab. 2

	Kamenný vrch	Šo- bov		Kamenný vrch	Šo- bov
Si	xxxx	xxxx	Ni	xxx	xx
Al	xxxxxx	xxx	Cr	xx	xx
K	xxx	0	Sr	xx	xx
Na	xxx	xxx	Ba	xxx	xxx
Ca	xxxx	xxxxx	Ti	xx	xx
Mg	xxx	xxx	B	xx	xx
Fe	xxxxxx	xxx	Cu	xx	xxx
Mn	xxx	xx	Zn	xxxxx	0
Co	xx	x	Ag	x	0

xxxxx — 100 — 1 $\frac{0}{0}$, xxxx — 1 — 0.1 $\frac{0}{0}$,
xxx — 0.1 — 0.01 $\frac{0}{0}$, xx — 0.01 — 0.001 $\frac{0}{0}$,
x — stopy (traces), 0 — neidentifikovaný
(undetected)

Záver

Znalosť charakteru plynokvapalných uzavrenín produktov hydrotermálnoalteračných procesov pomáha nielen dešifrovať fyzikálno-chemickú povahu fluida deštruktívne pôsobiaceho na okolie, ale aj determinovať jednotlivé hydrotermálne systémy vzhľadom k ich novej potenciálnej rudonosnosti (Roedder, 1963).

Známy je celý rad ložísk geologickou stavbou príbuzných ložisku Banská Štiavnica (Nash, 1975; Sillitoe, 1977), z ktorých fluidné uzavreniny silicifikovaných hornín (charakteru sekundárnych kvarcitov) majú podobné zloženie ako uzavreniny

polymetalických rudných žíl z ich podložia.

Kremene zo sekundárnych kvarcitov štiavnického stratovulkánu kryštalizovali zo slabo koncentrovaných roztokov s prevahou NaCl a KCl, ktorých celková koncentrácia nepresahovala 2,7 hmot. $\frac{0}{0}$ NaCl ekv. Hlavná masa kryštalizovaného kremeňa vznikla v rozpätí 200–270 °C, pričom na lokalite Šobov pokračoval prínos roztokov až do teploty 150 °C. V určitých momentoch evolúcie hydrotermálnych roztokov termodynamické podmienky na lokalite Šobov dosahovali 166 °C a 7 barov, resp. 270 °C a 55 barov. Ak vychádzame z údajov J. L. Haasa (1971), maximálna hodnota tlaku zodpovedá 660 m stĺpca mineralizačného roztoku, čo v súlade s predpokladmi E. Roeddra — R. J. Bodnara (1980) možno považovať za minimálnu možnú hĺbku mineralizačného procesu v subvulkanických podmienkach.

Charakter uzavrenín svedčí a existencii dynamického hydrotermálno-pneumatolytického systému s premenlivými teplotnými a tlakovými charakteristikami. Rozdielna chemická povaha fluidů a homogenizačné teploty uzavrenín v kremeňoch z oboch skúmaných lokalít sú v rozpore s názormi o alochtónnej pozícii bloku sekundárnych kvarcitov na lokalite Kamenný vrch, ako aj o ich synsedimentárnom pôvode. Prevládanie uzavrenín s prevahou kvapalnej fázy, sporadická prítomnosť CO_2 a absencia H_2S v plynnej fáze nenasvedčuje ani o produktoch solfatarovej činnosti.

Výsledky štúdia fluidných uzavrenín nemožno celkom vzťahovať aj na hlavnú masu sekundárnych kvarcitov, hoci tento vzťah je dosť pravdepodobný. Súčasný izotopický výskum kyslíka kryštalizovaného kremeňa a kusových vzoriek kvarcitov ukáže, či genetické závery budú platíť aj pre hlavnú masu sekundárnych kvarcitov skúmaných lokalít.

Poďakovanie

Za poskytnutie kryometrickej aparatury a cenné rady pri práci sme povďační Ing. Jane Ďurišovej, CSc. a Ing. Zdene Benešovej z ÚÚG v Prahe. Analýzy výluhov ochotne urobili Ing. Vladimír Streško, CSc., Hana Komorová a Július Chudý z Geologického ústavu UK v Bratislave.

Recenzoval K. Eliáš

LITERATÚRA

- Borisenko, A. S. 1974: O vozmožnom opredeleniji karbonatov i bikarbonatov natrija v roztvorach gazovo-židkych vkladčeni v mineraloch. *Dokl. AN SSSR*, 214, 4, s. 917—920.
- Haas, J. L. Jr. 1971: The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.*, 66, 6, pp. 940—946.
- Haas, J. L. Jr. 1976: Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling NaCl solutions. *Geol. Surv. Bull.*, 1421-A, 73 pp.
- Kennedy, G. C. — Holser, W. T. 1966: Pressure-volume-temperature relations of water and carbon dioxide. *Handbook of physical constants* (S. P. Clark, Jr. ed.). *Geol. Soc. Am. Mem.* 97, pp. 371—383.
- Koděra, M. — Kováčik, J. 1968: Bazálna séria III. andezitickej fázy v oblasti Banskej Štiavnice. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol.* 13, s. 91—116.
- Konečný, V. 1969: Príspevok k metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť Banskej Štiavnice). *Mineralia slov.*, 3—4, s. 177—198.
- Konečný, V. 1971: Evolutionary stages of the Banská Štiavnica caldera and its post-volcanic structures. *Bull. Volcan.* Tome XXXV-1.
- Koržinskij, D. S. 1961: Zavisimost metamorfizma ot glubinnosti v vulkanicheskich formacijach. In: *Gidrotermal'nyje procesy i mineraloobrazovanie v oblastach aktivnogo vulkanizma*. Moskva, Nedra.
- Nakovnik, N. I. 1968: Vtoryčnyje kvarcity SSSR i svjazannyje s nimi mestoroždenija poleznych iskopajemych. Moskva, Nedra, s. 334.
- Nash, J. T. 1975: Fluid inclusions study of vein, pipe and replacement deposits, northwestern San Juan Mountains, Colorado. *Econ. Geol.*, 70, pp. 1448—1462.
- Pavlova, I. G. 1978: Mednoporfyrovyye mestoroždenija. Moskva, Nedra, s. 275.
- Polák, S. 1960: Záverečná správa a výpočet zásob Banská Štiavnica, Sobov — kremence. *Geofond, Bratislava*.
- Polák, S. 1962: Záverečná správa a výpočet zásob Banská Belá — kremence. *Geofond, Bratislava*.
- Polák, S. 1963: Ku genéze ložiska dinasových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)* 29, s. 143—155.
- Potter, R. V. — Clynne, M. A. — Brown, D. L. 1977: Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, 73, 2, pp. 284—285.
- Roedder, E. 1963: Studies of fluid inclusions — II, Freezing data and their interpretation. *Econ. Geol.*, 58, pp. 167—211.
- Roedder, E. — Bodnar, R. J. 1980: Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8, pp. 263—301.
- Sillitoe, R. H. 1977: Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: In: *Volcanic processes in ore genesis. Proc. of an Joint Meet. of the Volc. studies Group of the Geol. Soc. of London and the Inst. of Metall. held on London*, pp. 99—116.
- Štohl, J. 1976: Zrudnenia stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. *Záp. Karpaty, ser. min., petr., geoch., ložiská* 2, s. 7—40.
- Vlasov, G. M. — Borisov, O. G. 1970: Vzajimootnošenija vtoryčnych kvarcitov s rudami. In: *Problemy metasomatizma*. Moskva, Nedra, s. 99—102.

Fluid inclusions in secondary quartzites of Banská Štiavnica stratovolcano

VILIAM ORUŽINSKÝ — VRATISLAV HURAI

Fluid inclusion investigations on the so called secondary quartzites from the Šobov

and Kamenný vrch localities in the Middle Slovakian neovolcanites have found diluted

solutions with negligible amounts of carbon dioxide to circulate within the fractures and cavities. According to observed phase transitions on freezing, one may presume the chloride solutions with up to 2.6 weight per cent NaCl eq., but most frequently nearly zero, i. e. ground-water must have caused the alteration processes. Regarding the features of fluid inclusions trapped, the mineralization environment must have been subjected to boiling conditions. Fluid inclusions forming in such conditions may trap both immiscible fluids, i. e. water and steam in random ratios and thus homogenization temperatures have to be scattered within the wide range and they usually exceed the temperature of entrapment. In spite of this both water and steam were rarely found to be sealed contemporaneously in a pair of inclusions, which homogenize into the liquid or vapour at the same temperature. Such inclusions permit us to determine either temperature or pressure with high accuracy using the data of Haas (1976). The maximal estimated conditions 270 °C and 55 bars suggest the alteration process to have taken place 660 m beneath

the surface, if the further data of Haas (1971) were applied. At the Šobov locality, the alteration process has continued down to 166 °C at least. The distinctive differences in homogenization temperatures of fluid inclusions between both localities under consideration exclude the concept about allochthonous position of Kamenný vrch locality, which was assumed to be moved out from Šobov by the andesitic lava-flow. This is supported also by chemical analyses of leachates, which have pointed out the sodium-dominated hydrothermal system to bath the Šobov locality, whereas at the Kamenný vrch locality the potassium-dominated hydrothermal system containing surprisingly high amounts of Zn-salts (believed to be chloride) have been found to have developed. Owing to the estimated thermodynamic conditions as well as the composition of fluid trapped, the concept claiming the syndimentary origin and also the action of low-to-medium thermal sulphates should be rejected.

Preložila Hana Budajová

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Stanislav Rapant: Výsledky hydrogeochemického vyhľadávania rúd v Nízkych Tatrách (Bratislava 16. 5. 1985)

Pre oblasť tatrického kryštalinika Nízkych Tatier boli vytypované ako hydrogeochemické vyhľadávacie príznaky As, Sb, W, Mo, Zn a koeficient SO_4/M . Najkontrastnejšie anomálie v prírodnej vode vykazoval As (fónový obsah 0,03 mg.l⁻¹, anomálny obsah 0,08 mg.l⁻¹), ktorý vytváral anomálie konformné s anomáliami scheelitovo-zlatonosného zrudnenia, zistenými metódou šlichovej a pôdnej prospekcie. Ako priame vyhľadávacie príznaky uvedeného typu zrudnenia sa

uplatnili W a Mo, ktoré boli kvantitatívne analyticky zriedkavo stanovované vzhľadom na veľmi nízky obsah v prírodnej vode. Fónový obsah W a Mo je pod medzou dôkazu schopnosti (0,01 mg.l⁻¹) a kvantitatívne stanovenie predstavuje už anomálne hodnoty. Pomerne bežným stopovým prvkom v prírodnej vode kryštalinika Nízkych Tatier je antimón (fónový obsah 0,02 mg.l⁻¹, anomálny obsah 0,04 mg.l⁻¹), ktorý vytváral veľmi kontrastné anomálie v severnej časti Nízkych Tatier v oblasti známych antimonitových ložísk v okolí Magurky a Dúbravy. Výsledky dosiahnuté hydrogeochemickými prácami boli konformné s ostatnými geochemickými metódami použitými v danej oblasti.

Nové klasifikácie sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov

FRANTIŠEK ČECH

Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

(4 obr. v texte a 2 tab.)

Doručené 18. 7. 1984

Новые классификации осадочных бассейнов с месторождениями углеводородов

Модель досчатой тектоники вводится и в новую классификацию осадочных бассейнов с месторождениями углеводородов. Классификация уточняет типы и терминологию бассейнов. В статье приведена корреляция новедефинированных типов бассейнов с типами по геосинклинальному модели. Типы бассейнов сопоставляются с неогенными бассейнами Западных Карпат. Кажется, что бассейны — особенно венский бассейн, не являются чистыми типами бассейнов а приближаются к типом на дивергентных и конвергентных окраинах блоков. Развитие венского бассейна было сложным и изменчивым, что определило стратегию глубокой разведки бассейна.

New classifications of sedimentary basins with hydrocarbons deposits

Model of plate tectonics has been projected in the new classification of sedimentary basins with hydrocarbons deposits. The classifications have precised types and terminology of basins. The article deals with a correlation between the new defined types of basins and the types defined according the geosynclinal model. Types of basins are applied on the Neogene basins of the West Carpathians. It appears that basins, mainly the Vienna basin, are not the pure types, they incline to the types of basins at the divergent and convergent edges of blocks. The development of the Vienna basin was complex and variable, which will influence the strategy of a deep prospection of the basin.

Rozpracovanie modelov vzniku panví z hľadiska dynamiky doskovej tektoniky viedlo k ich novým klasifikáciám. Z hľadiska prospekcie na ložiská prírodných uhľovodíkov sú zaujímavé klasifikácie

produktívnych panví. Na základe ich znakov možno prehodnotiť sedimentárne panvy i z hľadiska perspektív výskytu prírodných uhľovodíkov, najmä vo väčších hĺbkach. Klasifikácie vychádzajú z tekto-

nickej pozície, t. j. zo vzdialenosti od okrajov litosférických dosiek, charakteru spojenia dosiek a z typov kôry (podľa všeobecných znakov definovaných W. R. Dickinsonom, 1971). Pre západokarpatské panvy s ložiskami uhľovodíkov prichádzajú do úvahy panvy na kontinentálnej kôre, resp. na styku viac alebo menej sializovanej konsolidovanej kontinentálnej kôry. Nová klasifikácia kladie dôraz na historickú analýzu vývoja danej oblasti so zameraním na možnosť zmeny typu panvy počas jej vývoja a tým aj uhľovodíkového produkčného potenciálu.

Klasifikácia panví v rámci geosynklinálneho modelu

Nové klasifikácie sa v mnohých črtách, ale aj terminologicky, líšia od pojmov geosynklinálneho modelu. V. V. Belousov (1978) klasifikoval panvy podľa endogénnych režimov.

Pre ložiská prírodných uhľovodíkov sú významné tieto činitele:

1. V geosynklinálnom režime — flyšové trogy eugeosynklinál, miogeosynklinál a parageosynklinál a panvy na vnútorných masívoch mobilizovaných týmto režimom (vnútorné alebo medziuhorské panvy).

2. Panvy na styku geosynklinálneho a platformného režimu — okrajové depresie, ktoré sa nachádzajú na okraji platforiem v dôsledku geosynklinálnej aktivity.

3. V platformnom režime — syneklízy alebo aulakogény v molasovom štádiu vývoja. Zvláštne postavenie majú okrajové depresie tzv. atlantického typu, ktoré nie sú na styku s vrásnenou synklinálou a nemajú alkalicko-vápenatý vulkanizmus.

4. V orogénnom režime, ktorý môže byť epigeosynklinálny alebo epiplatformný, sú produktívne predhĺbne a medziuhorské depresie.

5. Riftový režim — niektoré kontinentálne rifty.

Riftogenéza v geosynklinálnom modeli nemá jasné postavenie. Väčšinou sa spája s aktiváciou platforiem alebo s epiplatformným orogénym režimom.

Uvedená klasifikácia panví sa často stretávala s nejasnosťami v časovom a priestorovom vymedzení jednotiek. Vychádzala z koncepcie pôvodnej kontinentálnej, miestami rozrušovanej kôry. Zanedbával sa tak historický vývoj kôry a tým i možné zmeny typu panvy, keď sa menili priestorové podmienky pre tvorbu uhľovodíkov.

Klasifikácie vychádzajúce z modelov doskovej tektoniky

Okrem kritérií uvedených v úvode, tieto klasifikácie rešpektujú vývoj kôry a jej rozdielnu dynamiku podľa typov kôry. Veľmi podrobne je rozpracovaná klasifikácia okrajových panví, v ktorej sa rozlišuje ich vzťah k aktívnym a pasívnym okrajom dosiek. Vzhľadom na rozlohu Československa a malé rozmery jednotiek, nie je možné používať termín doska, ani mikrodoska, ale blok alebo skupina blokov (megablok).

Všeobecne formulovanú klasifikáciu sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov vo vzťahu k paleotektonickej pozícii panví uvádza D. M. Curtis (1980). Paleotektonická konfigurácia ovplyvnila množstvo organického uhlíka v materskej hornine, typ kerogénu a stupeň zrelosti organického uhlíka, čiže schopnosť organických látok produkovať uhľovodíky. Tvorba a priestorové rozmiestnenie ložiskových pascí záviselo na tektonickej vývoji panví, najmä na konečných etapách vývoja.

D. M. Curtis (1980) rozlišuje panvy podľa tektonickej pozície:

1. kratonické s vnútornou pozíciou alebo s pozíciou na pasívnych okrajoch kontinentov,
2. riftogénne,
3. okrajové na aktívnych okrajoch, spojené s A-subdukciou a s B-subdukciou,
4. panvy pri zlomoch s horizontálnymi posunmi.

Na pozícii panvy záviseli hodnoty tepelného toku, charakter cirkulácie povrchových a hlbinných vôd v dobe sedimentácie a obsah sulfosolí.

1. *Panvy vo vnútri dosiek* majú malú hrúbku sedimentov a veľmi nízky tepelný tok, čiže faktory nie vždy priaznivé pre vznik uhľovodíkov. Geomorfologická členitosť povrchu však mohla ovplyvniť klimatické podmienky v prospech akumulácie a zachovania organickej hmoty. Priaznivým faktorom je veľká plocha panví. Prikladom sú západosibírske roponosné panvy.

2. *Rifty* sa nachádzajú vo vnútri i na okraji dosiek, v pásmach prechodu kontinentálnej kôry na typ prechodný alebo oceánsky. Vo vnútri dosiek sú kontinentálne rifty a tektonické grabeny.

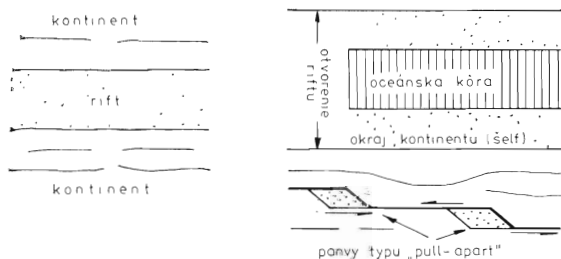
Pri otváraní riftu dochádza k roztrhnutiu kontinentu a k vzniku divergentného okraja. Po roztrhnutí pri okraji kontinentu ostávajú na zlomoch grabenovité depresie oddelené (odtrhnuté) od aktívneho riftu a stávajú sa súčasťou mladého pasívneho okraja kontinentu (atlantického typu). Tieto panvy sa v anglickej litera-

túre nazývajú „pull-apart basins“. Vhodný slovenský alebo český názov zatiaľ chýba, azda by bolo možné označiť ich ako odtrhnuté, alebo oddelené (separované) panvy. Podľa J. C. Crowella (1974) vznikajú roztiahnutím kôry pri horizontálnom posune po nerovnom zlome (obr. 1). V týchto panvách je obmedzená cirkulácia vody, niekedy i vysoký tepelný tok, čím sa vytvorili vhodné podmienky na zachovanie a dozrievanie organickej hmoty. Množstvo organickej hmoty závisí na komunikácii panvy s morom — oceánom.

Rifty prekonávajú niekoľko štádií vývoja:

a) *Rifty*, ktoré sa neotvárajú a ostávajú kontinentálnymi bez tvorby oceánskej kôry (napr. rýnsky rift, ohárecký rift, atď.).

b) *Rifty* s rozvetvenými ramenami tripletového usporiadania. Jedným neotvárajúcim sa ramenom smerujú do kontinentu a dvoma otvárajúcimi sa ramenami k oceánu. Tieto ramená sa môžu otvárať a v nich sa môže tvoriť oceánska kôra. V kontinentálnom ramene dochádza ku klesaniu a údolím potom preteká rieka, ktorá prináša k okraju kontinentu klastický materiál, hromadiaci sa zvyčajne v delte (obr. 2). V otvárajúcich sa ramenách vzniká oceánska kôra, ktorá sa postupne rozpína. V ďalšom štádiu prínosom klastického materiálu z kontinentu a jeho transportom pobrežnými prúdmi smerom od delty vznikajú sedimenty na kontinen-



Obr. 1. Vznik panvy typu pull-apart

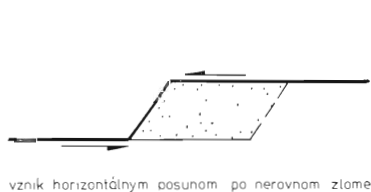
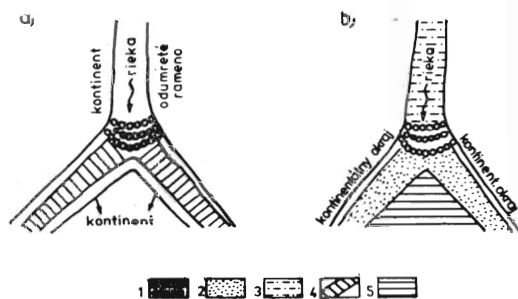


Fig. 1. Origin of the pull-apart basin type

tálnom okraji alebo svahu, tzv. miogeoklinálne prizmy. V literatúre sa často kontinentálny odumretý rift nesprávne označoval ako aulakogén, t. j. priekopa (rift) ústia do mora. U nás takto chápal nesvačilský a vranovický graben v karpatskej predhlbni F. Pícha (1979). Podľa D. M. Curtisa (1980) ide o „pseudoaulakogén“, resp. odumreté rameno riftového tripletu. Príkladom takejto štruktúry na atlantickom kontinentálnom okraji je trog Benue v západnej Afrike alebo Vikingova prepadlina v Severnom mori.



Obr. 2. Vývoj riftového tripletu. a — vznik odumretého ramena riftového tripletu, b — pokročilé štádium vývoja a vznik miogeosynklinály (s použitím schém Burka — Deweya, 1973). 1 — delta, 2 — miogeoklinála, 3 — kontinentálne sedimenty, 4 — oceánska kôra, 5 — oceán

Fig. 2. Development of the rift triplet. a — origin of the dead rift triplet arm, b — advanced stage of development and origin of miogeosyncline (using schemes by Burke — Dewey, 1973). 1 — delta; 2 — miogeosyncline, 3 — continental sediments, 4 — oceanic crust, 5 — ocean

Na kontinentálnom okraji môžu byť sedimenty odumretých riftových ramien, kaňonov a panví typu pull-apart (pri poklese kontinentálneho okraja — šelfu) prekryté miogeosynklinálnymi sedimentmi. Staršie sedimenty dozrievajú a sú zdrojom uhlíkov, napríklad Suezský a Adenský záliv.

Ak sa organická hmota ukladala v nie-

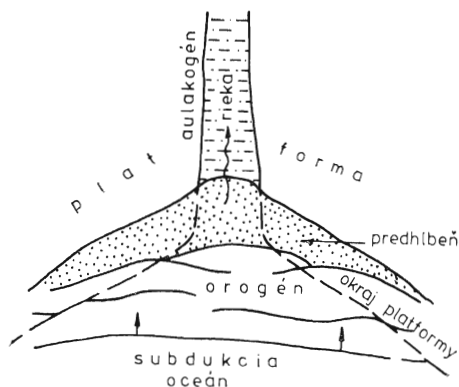
ktorých vrstvách vo vnútri miogeoklinály, zrelosť tejto hmoty závisí na hĺbke ponorenia a rýchlosti klesania kontinentálneho okraja. Významným zdrojom uhlíkov môžu byť šelfové sedimenty na ponorenom a miogeoklinálou prekrytom kontinentálnom okraji. Rovnako významné môžu byť pre šelfové sedimenty delty, pokrývajúce starý šelf. Vlastné deltové sedimenty sa obohacovali organickým uhlíkom prinášaným riekou. Príkladom je delta Nigeru a perspektívne sú i ďalšie delty na atlantickom pobreží.

3. *Panvy na aktívnych okrajoch dosiek — kontinentov.* O panvách na divergentných okrajoch, riftoch a panvách typu pull-apart sme sa už zmienili. Ich okrajová pozícia je druhotná. Panvy na konvergentných okrajoch, v kompresnej zóne, sa viažu na kolízne zóny typu kontinent — kontinent (A-subdukcia, čiže alpínska) alebo oceán — kontinent (B-subdukcia, čiže Benioffového typu). Okrem týchto sa rozlišujú panvy viažúce sa na transformné zlomy.

Panvy v pásme A-subdukcie dvoch kontinentálnych dosiek reprezentujú: aulakogény, predhlbne a vnútrohorské depresie.

a) *Aulakogén* v súlade s pôvodnou definíciou N. S. Šatského (1955) je graben čiastočne prekrytý orogénom alebo ústiace do predhlbne (obr. 3), čím sa líši od pseudoaulakogénu. Jeho konfigurácia s orogénom v poňatí konvergentného okraja doskovej tektoniky vyplýva z obr. 3. Podľa K. C. A. Burka a J. F. Deweya (1973), aulakogén predstavuje nevydarený pokus o otvorenie riftu. Formoval sa ako subsidenčná panva hlavne počas uzatvárania kolízneho štádia alebo v orogénnej etape. V tomto ponímaní, vychádzajúc z definície K. C. A. Burka a J. F. Deweya (1973), sa aulakogény nemôžu vyskytovať na divergentnom (atlantickom) okraji kontinentu. Sedimenty raného riftoidného štádia v orogénnej etape dozrievajú a stá-

vajú sa zbernými nádržami uhľovodíkov, ktoré vznikli v etape predhlbňového vývoja. V tejto etape sa materiál prináša od orogénu, čiže v obrátenom smere ako v pseudoaulakogéne. Perspektívne sú najmä predhlbňou prekryté časti aulakogénu a tiež okraje kontinentu prekryté predhlbňou, resp. príkrovmi. Aplikácia tohto modelu sa ponúka pre pásmo styku Západných Karpát s Českým masívom (F. Piča, l. c.).



Obr. 3. Vznik aulakogénu z mŕtveho ramena riftového tripletu pri konvergencii dosiek (s použitím schém Burka — Deweya 1973)

Fig. 3. Origin of aulacogene from the dead rift triplet arm by the convergence of plates (using schemes by Burke — Dewey, 1973)

b) *Predhlbne* v počiatočnom štádiu môžu byť miogeoklinálou so šelfovým základom. Ak sa zachová pasívny okraj kontinentu atlantického typu, k vrásneniu nedôjde. Pri presune zóny subdukcie od oceánu ku kontinentu, alebo ak vznikne kolízia kontinent — kontinent, dôjde k vrásneniu. Druhý prípad je z dynamického hľadiska pre zachovanie ložísk uhľovodíkov menej priaznivý, ale je priaznivý v porovnaní s B-subdukciou, z hľadiska menšieho tepelného toku.

c) *Vnútrohorské panvy* sú konečným

štádiom vývoja predhlbňových panví a ich rozpadu na postorogénne depresie. Tento typ panví je z hľadiska výskytu uhľovodíkov veľmi perspektívny pre nízky tepelný tok, rýchlu subsidenciu a uzavretú cirkuláciu podzemných vôd. Môžeme k nemu zaradiť aj viedenskú panvu.

Panvy spojené B-subdukciou sú pre ložiská uhľovodíkov väčšinou nepriaznivé a nemajú u nás analógiu.

4. *Panvy na horizontálnych posunoch* pri konvergentných okrajoch (pri divergentných okrajoch ide o typ pull-apart) majú podobný charakter ako pri B-subdukcii. Ich vznik sa spája s touto subdukciou. Príkladom sú čiastkové panvy Los Angeles, Ventura alebo panva Maracaibo.

Pre obmedzenú cirkuláciu vôd i uhľovodíkov a pre nižší tepelný tok sú podľa D. M. Curtisa (1980) pre ložiská uhľovodíkov optimálne riftoidné grabeny, aulakogény a pseudoaulakogény. Ich nevýhodou je často malý objem sedimentov. Veľké klesanie zaisťuje zachovanie sedimentov pred deštrukciou. Priaznivé sú tiež medziorské panvy, miogeoklinály na pasívnych okrajoch dosiek, panvy typu pull-apart a niektoré predhlbne.

Geologicko-ekonomické klasifikácie

Z uvedenej všeobecnej klasifikácie s čiastočnou modifikáciou odvodil H. D. Klemme (1980) geologicko-ekonomickú klasifikáciu. Pre uhľovodíkový potenciál je rozhodujúca sedimentárna výplň. H. D. Klemme rozlíšil 8 typov panví s intrakontinentálnou a extrakontinentálnou pozíciou.

a) *Intrakontinentálne panvy* sú: vnútorné jednoduché (typ 1), vnútorné zložité (typ 2) s hriatmi alebo diskordanciami. Zvlášť zložitý je podtyp 2 A s grabenovou stavbou spodnej etáže (viac grabenov

alebo riftoidných štruktúr) a vrchná etáž má stavbu jednoduchú — platformnú (obr. 4). Rifty — typ 3 majú analógie s podtypom 2 A. Rifty však majú až štyrikrát menšiu šírku.

b) Extrakontinentálne panvy (okrajové) sú najpočetnejšie. Zvláštnym typom (4) sú panvy prelomové (downwarp basins), ktoré sú na prechode k okrajovým moriam. Sú uzavreté (podtyp 4 A) alebo majú charakter trogu (4 B), alebo sú otvorené smerom k oceánu.

Panvy typu pull-apart (5) sú orientované paralelne alebo priečne k pasívnemu okraju kontinentu. Rané štádium môže byť riftové — charakteru satelitného riftu.

Panvy viažuce sa na subdukciu a ostrovné oblúky — typ 6, s podtypmi 6 A — predoblúkové a 6 B — zaoblúkové panvy.

Ďalšiu skupinu tvoria vnútorné panvy (typ 7). Vznikajú počas orogenézy po skončení subdukcie a sú v podstate medzi-horskými panvami.

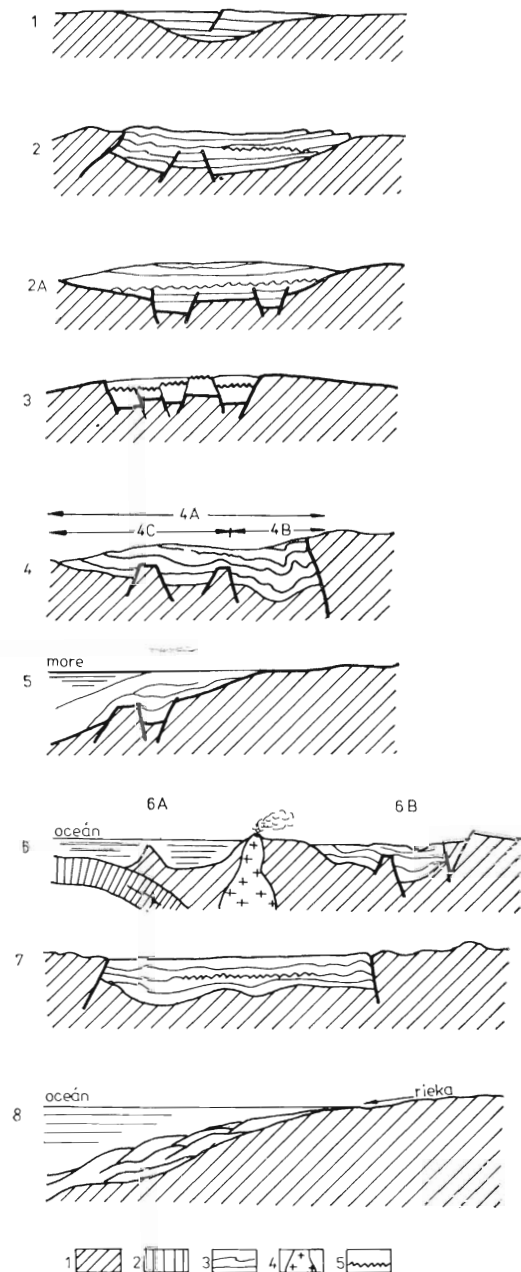
Deltové panvy (typ 8) sú vlastne deltové kúžele vrstvené na atlantickom type kontinentálneho okraja.

S divergentnými okrajmi dosiek sú spojené typy 3, 5 a 8; s konvergentnými typy 6 a 7.

Od typu 1 k typu 8 klesá vek panví (doba vzniku), ďalej tiež podiel štruktúrneho vplyvu podložia na sedimentárnu výplň, rastie podiel klastických sedimentov a klesá podiel karbonátových hornín (s výnimkou typu 8, ak je delta na šelfe). Klesá tiež veľkosť panví a rastie podiel pobrežnej plochy.

V panvách typu 1 a 2 sa nachádzajú veľké pasce s gigantickými akumuláciami

TYPY:



Obr. 4. Schematické profile jednotlivých typov panví (upravené podľa Klemma, 1980). Názvy typov panví sú uvedené v texte. 1 — kontinentálna kôra, 2 — oceánska kôra, 3 — sedimenty, 4 — vulkanický ostrovný oblúk, 5 — diskordancia

Fig. 4. Schematic profiles of individual basin types (adapted after Klemme, 1980). The names of basin types are in the text. 1 — continental crust, 2 — oceanic crust, 3 — sediments, 4 — volcanic island arc, 5 — discordance

uhľovodíkov. Pri ostatných typoch panví je malá nádej na objav veľkých ložísk. Vyšší stupeň zrelosti materských hornín majú typy 1 až 4 B, nižší stupeň typy 4 C—8. V panvách s pokračujúcou subsidienciou, napr. pri typoch 3, 6, 7, pokračuje i diagenéza a dochádzka k premenám v migrácii uhľovodíkov a v cirkulácii vody. Hlavné údaje o faktoroch produktivnosti panví sú v tab. 1.

Reprezentatívne typy panví (podľa H. D. Klemma, 1980):

Typ 1: vnútrozemie Severnej a Južnej Ameriky, aquitanská panva vo Francúzsku,
Typ 2: Západná a Východná Sibir, západná časť USA a Južnej Ameriky, Austrália,

Typ 3: Severný ľadový oceán, pobrežie Nórska, Nigéria, dnepersko-donecký aulakogén,
Typ 4: Mexický záliv, Severná Aljaška, Stredný východ, Kaspické more, Západná India, Indonézia, karpatské panvy (typ 4 A)

Typ 5: pobrežie v západnej Austrálii, pobrežie v západnej Afrike a východné pobrežie Južnej a Severnej Ameriky,

Typ 6: menšie panvy na pacifickom pobreží USA a Indonézie,

Typ 7: Nový Zéland, Indonézia, Aljaška, severná časť Južnej Ameriky, Stredomorie, Irán, panónska panva,

Typ 8: Japonské ostrovy, severné pobrežie východnej Sibíri, západoafrické pobrežie, stredoamerické panvy, Stredomorie.

Gigantické ložiská (typ 2) tvoria približne 1 % zo svetových ložísk. Z hľadiska

Prehľad niektorých ložiskových údajov jednotlivých typov panví (Klemme, 1980)
Outline of some deposit data of individual basin types (Klemme, 1980)

Tab. 1

Typ panvy	1	2	3	4	5	6	7	8
% svetových zásob	1,5	25	10	48	0,5	7,5	2,5	5
% svetových zásob/ % produktívnych panví	18/3,5	27/20	5,5/2,4	18/12	18/2	7/2	3,5/1	2,5/1
% ložísk v klastikách/ vápencoch	60/40	75/25	60/40	4B: 50/50 35/65	70/30	90/10	90/10	100/?
veľké pasce veľké panvy		+	+	+		+	+	
hĺbka ložísk		malá	malá-stredná	malá-stredná	veľká-stredná	malá (70 %)	malá (70 %)	veľká (65 %)
sekundárne pasce: š — štruktúrne l — litostratigrafické k — kombinované		š, l, k	k, l	š, k, l	k	k(l)	k	l
vznik: k — kompresný t — ťahový h — horizontálne pohyby po zlomoch	t	t, k	t, h	k (4B)	t	k, h	k, h, t	gra- vít.
typ kôry	kontinentálna		prechodná			oceánska		kontinent.

histórie objavov nových ložísk vyplýva perspektíva pre vyhľadávanie typov 4 (A, C), 3 a čiastočne niektoré panvy typu 6.

Klasifikácia vychádzajúca z doskovej tektoniky je väčšinou porovnateľná s typmi panví v geosynklinálnom modeli (tab. 2). Z porovnania vyplýva najmä detailnejšie členenie okrajových depresíí.

Použitelnosť klasifikácie pre neogénne panvy Západných Karpát

Neogénne panvy Západných Karpát, okrem predhlbne, možno zaradiť k typu 4 alebo 7. V žiadnom prípade však naše panvy nie sú čistým typom. Podunajská a juhoslovenská panva sa najviac blížia

Porovnanie typov panví s ložiskami uhľovodíkov podľa geosynklinálneho a doskového modelu
Comparison of basin types containing hydrocarbons deposits according the geosyncline and plate tectonics models

Tab. 2

model	geosynklinálny	doskovej tektoniky		
režim:	členenie V. V. Belousova	klasifikácia		
		D. M. Curtisa	H. D. Klemma	
		panva		typ
geosynklinálny	flyšová intrageosynklinála	~ medzioblúková	~ predoblúková	6 A
	flyšová miogeosynklinála	~ zaoblúková	~ zaoblúková	6 B
	okrajová depresia	na zlomoch s horiz. posunmi	prelomová	4 A
	vnútorná depresia	~ medzihorská	vnútorná	7
platformný	syneklíza			
	parageosynklinála	intrakratonická	intrakontinentálna	1,2
	aulakogén	~ pseudoaulakogén	~ zložitá panva	2 A
	okrajová depresia (atlantický typ)	pull-apart	pull-apart	5
		miogeoklinála	deltový typ	8
riftový	rift	rift kontinentálny	rift	3
		rift s odumretým ramenom		
	predhlbeň	predhlbeň		~ 6 A
	medzihorská depresia	medzihorská	vnútorná	(~4B) 7

Poznámka: Porovnanie pri niektorých typoch je približné, korelácia len niektorých znakov.

k typu 4 C, hoci nemajú žiadny vzťah k oceánu. Majú však vzťah i k typu 2 A. Tým však nechceme naznačiť perspektívu na veľké ložiská uhľovodíkov.

Východoslovenská panva má najbližšie k typu 7; aj pokiaľ ide o vysoký tepelný tok. V terciéri mala tiež znaky typu 6 B.

Najheterogénnejšia je viedenská panva. F. Horváth a L. Roydenová (1981) zaradili panvu k typu pull-apart, vzhľadom na vonkajšiu tvarovú podobnosť s týmto typom panví. Z hľadiska paleotektonickej pozície (panva neležala na divergentnom okraji atlantického typu), ani z dôvodov tektonicko-mechanických (napr. nepreukazateľný horizontálny posun na okrajových zlomoch — F. Čech, 1984a) panvu nie je možné zaradiť k typu pull-apart. Panva sa najviac blíži k typu 7, zodpovedá tomu i jej pozícia v pásme predhlbne. V spodnej etáži sa však blíži k typu 2 A. V jej predneogénnej histórii v danom úseku kôry nie je možné vylúčiť ani typ 3 (Čech, 1984b). Znaky inklinujúce k divergentnému i konvergentnému charakteru okrajov kôrových blokov naznačujú zložitý vývoj viedenskej panvy a zložitú stavbu, najmä jej hlbších častí.

Záver

Nové klasifikácie sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov priniesli v porovnaní s klasifikáciou panví geosynklinálneho modelu nové prvky. Ide najmä o hodnotenie typov kôry, vývoja kôry a jej dynamiky. Klasický geosynklinálny model vychádzal z koncepcie kontinentálnej kôry a jej remobilizácie. Hodnotenie typov kôry a jej dynamiky prispelo i k detailnejšej klasifikácii, najmä okrajových depresií. Poznanie histórie a dynamiky panví, s prihliadnutím k celému komplexu znakov, umožňuje reálnejšie oceniť prognózne zásoby uhľovodíkov, zá-

konitosti ich vzniku a rozmiestnenia pascí a tým i usmerniť stratégiu hlbokého prieskumu panví. Problémy klasifikácie, zdánlivo len teoretického charakteru, majú v skutočnosti veľký geologicko-ekonomický význam.

Recenzoval M. Mahel

LITERATÚRA

- Belousov, V. V. 1978: Endogennye režimy i obščie zakonomernosti razvitiya materikov. In: *Belousov v. v. (ed.): Tektonosfera zemli. Moskva, Nauka*, s. 79—110.
- Burke, K. C. A. — Dewey, J. F. 1973: Plume-generated triple junction: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Journ. Geol.*, 81, Chicago, pp. 406—433.
- Crowell, J. C. 1974: Origin of Late Cenozoic basins in Southern California. In: *Dickinson, W. R. (ed.): Tectonic and sedimentation. SEPM, Spec. Publ.*, 22, Washington, pp. 190—204.
- Curtis, D. M. 1980: Paleotectonic Settings for Petroleum Source Rocks. *Colloque C 2, Ressources Énergétiques, Rev. de L'Inst. Français du Pétrole*, XXXV, 2, Paris, pp. 215—222.
- Čech, F. 1984a: Problematika modelov genézy viedenskej panvy (v tlači).
- Čech, F. 1984b: The Vienna basin: Problems of its genesis and type. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* 35, pp. 667—682.
- Dickinson, W. R. 1974: Plate tectonics and Sedimentation. *SEPM, Spec. Publ.*, 22, Washington, pp. 8—27.
- Horváth, F. — Royden, L. 1981: Mechanism for the formation of the Intra-Carpathians basins: a review. *Earth evol. Sci.*, 3—4, Braunschweig — Wiesbaden, pp. 307—316.
- Klemme, H. D. 1980: The Geology of Future Petroleum Resources. *Colloque C 2, Ressources Énergétiques, Rev. de L'Inst. Français du Pétrole*, XXXV, 2, Paris, pp. 337—349.
- Pícha, F. 1979: Staré podmořské kaňony kontinentálních okrajů Tethydy na Moravě. *Sbor. k 60. výročí ÚÚG, Praha*, s. 51—58.
- Satskij, N. S. 1955: Vozniknovenie Pačelmskogo troga. Sraznitelnaja tektonika drevnich platform. *Bjull. Moskov. obšč. ispyt. prirody, ser. geolog.* 30, 5, Moskva, s. 5—26.

New classifications of sedimentary basins with hydrocarbons deposits

FRANTIŠEK ČECH

The classifications of sedimentary basins with hydrocarbon deposits worked out by D. M. Curtis (1980) and H. D. Klemme (1980) are based on the dynamics of lithospheric plates. These classifications have been confronted with the division of basins based on the geosynclinal model. V. V. Belousov (1978) completed the division of basins with the dynamics of various regimes.

The correlation with individual types of basins in the classification scheme by H. D. Klemme (1980) has been performed for the Neogene basins of the West Carpathians. The Neogene basins of the West Carpathians can be tabled to the downward basins or to the inner basins, which originated during the orogenesis after finishing of subduction. They are in essence the inner mountain basins. Of course, the basins of the West Carpathians are not pure types, they have mixed features.

The Danube basin and the South Slovakian basin approach the best 4 C type, although they have no connection with an ocean. But they have also a connection with 2 A type.

The East Slovakian basin has the closest connection with the 7th type as to high heat flow. But during Tertiary it had features of 6 B type.

The most heterogenous as to the typisation is the Vienna basin. F. Horváth and L. Royden ascribed this basin to the pull-apart type because of outer shape similarity with this type of basins. But it is impossible to

assign this basin to the pull-apart type from the point of view of paleotectonical position and tectono-mechanical properties. The basin is the closest one to the 7th type, which corresponds with its position in the Foredeep zone. But it is impossible to eliminate the 3rd type during its pre-Neogene history in the crustal section of question. In the lower stage it is drawing near 2 A type. The signs inclined to the both divergent and convergent characters of crustal block edges indicate a complex development of the Vienna basin and its complex structure, mainly in deeper parts.

New classifications of sedimentary basins containing hydrocarbons deposits have brought new elements in the comparison with the classification of geosynclinal model basins, mainly as to the evaluation of crustal types, development of the crust and its dynamics. The evaluation of crustal types and their dynamics has contributed to the more detailed classification, mainly as to the border depressions. The knowledge about history and dynamics of basins, with looking to the whole complex of features, enables to assess more realistically prognostic reserves of hydrocarbons, regularities in their origin and distribution of traps and then to direct the strategy of deep basins prospection. Problems of the classification, apparently only with a theoretical character, are in fact of great geological and economical importance.

Preložil L. Divinec

Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu

DIONÝZ VASS*, IVAN KRAUS**

* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dol. 1, 817 04 Bratislava

** Katedra nerastných surovín PF UK, Žižková 2, 811 02 Bratislava

(2 obr. v texte)

Doručené 13. 8. 1984

Двойной возраст базальтов южной Словакии и их отношение к полтарской свите

Базальты южной Словакии имеют два разные возраста. Подречианская базальтовая формация приурочена понтскому возрасту. Церовая базальтовая формация приурочена верхнеплиоценному (руман), даже плейстоценному возрасту. Полтарская свита, которая местами прикрыта подречианской базальтовой формацией приурочена понтскому возрасту. Процессы выветривания, которые способствовали возникновению глин полтарской свиты действовали минимально в двух фазах а то перед эгером и от верхнего сармата до конца понта.

Two basalts of different age in Southern Slovakia and their relation to the Poltár Formation

Basalts in Southern Slovakia apparently have to different ages. The Podrečany Basalt Formation is of Pontian age whereas basalts of the Cerová Basalt Formation originated during the Upper Pliocene (Rumanian) to Pleistocene. The Poltár Formation covering in places the Podrečany Basalt Formation is of Pontian age. Weathering processes leading to accumulation of clay in the Poltár Formation occurred at least in two phases before the Egerian and from Upper Sarmatian to the end of Pontian.

Produkty bazaltového vulkanizmu na južnom Slovensku: bazalty, bazanity a ich vulkanoklastiká sa nachádzajú v Cerovej vrchovine a v Z a SZ časti Lučenskej kotliny (obr. 1). V Cerovej vrchovine ba-

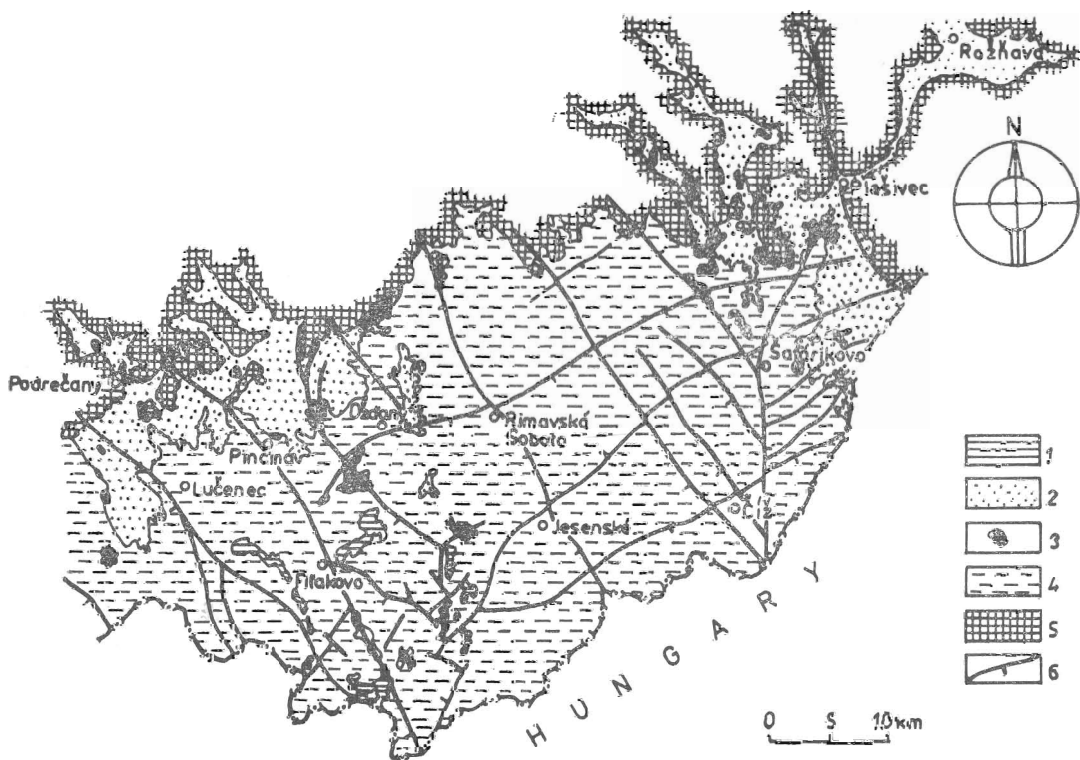
zaltové a bazanitové prúdy budujú vrcholy a hrebene vrchoviny. V Lučenskej kotline tvoria bazalty samostatné morfológické elevácie, alebo sú sčasti pochované mladšími sedimentmi. Vulkanoklastiká

predstavujú relikty maarov, diatrém, troskové kužele, resp. samostatné polohy.

SZ od Lučenca sú bazalty zakryté poltárskym súvrstvím, ktoré sa považovalo za vrchný pliocén — levant (Čechovič — Seneš in Kuthan et al., 1963). Začiatok bazaltového vulkanizmu na južnom Slovensku preto dávali do stredného až vrchného pliocénu a pretrvať mal do kvartéru (Kuthan et al., 1963). Mladý vek juhoslovenských bazaltov podporovala bohatá fauna cicavcov z okolia Hajnáčky. Fragmenty skeletov sa našli aj v bazal-

tových tufoch. Fauna sa považovala za spodnopleistocénu (Fejfar, 1964), novšie sa zaraďuje do najvyššieho pliocénu (Mein, 1975).

Rádiometrický výskum juhoslovenských bazaltov ukázal, že horniny nie sú rovnakého veku a možno ich rozčleniť na dve vekovo odlišné formácie. Staršia z nich je podrečianska bazaltová formácia, rozšírená v Z a SZ časti Lučenskej kotliny (v okolí obcí Podrečany, Mašková, Jelšovec, Pinciná). Tvorí ju alkalické olivínové bazalty a alkalické bazalty (Miha-



Obr. 1. Rozšírenie pontu v Lučenskej a Rimavskej kotline. 1 — cerová bazaltová formácia, pliocén — pleistocén, 2 — poltárske súvrstvie, pont, 3 — podrečianska bazaltová formácia, pont, 4 — predpontské tretohorné horniny, 5 — predtretohorné horniny, 6 — zlomy

Fig. 1. Extension of Pontian sediments in the Lučenec and Rimava basins. 1 — the Cerová Basalt Formation, Pliocene to Pleistocene, 2 — the Poltár Formation, Pontian, 3 — the Podrečianska Basalt Formation, Pontian, 4 — Pre-Pontian Cenozoic sediments, 5 — Pre-Cenozoic complexes, 6 — faults

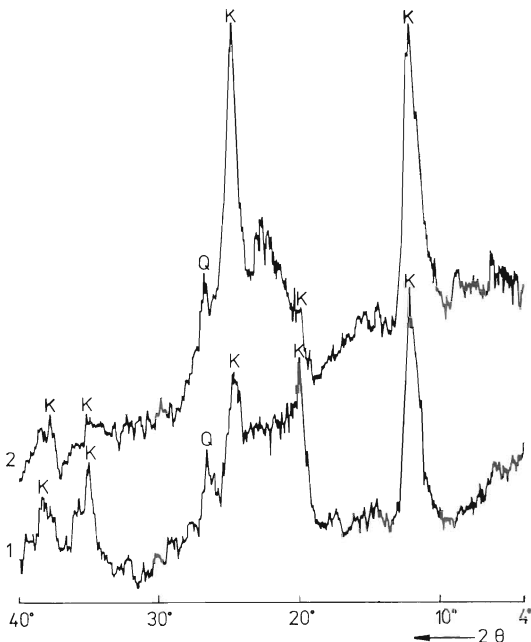
liková in Balogh et al., 1981 a vulkanoklastiká. Rádiometrický vek bazaltov je podľa výsledkov z dvoch nezávislých laboratórií 4,90 až 7,15 mil. rokov (Balogh et al., 1981; Kantor — Wiegrová, 1981). Väčšina datovaní, včítane izochromného veku ($6,19 \pm 0,43$ mil. rokov), spadá do intervalu 6—7,0 mil. rokov, čo v chronometrickej škále neogénu (Ryan et al., 1974) zodpovedá vrchnému miocénu; v chronometrickej škále paratetýdneho neogénu zodpovedá pontu (Rögl — Steininger, 1983). Z uvedeného vychodí, že podrečianska bazaltová formácia je pontského veku.

Cerová bazaltová formácia je rozšírená v Cerovej vrchovine. Tvoria ju prevažne nefelinické bazanity (Mihaliková, l. c.) a vulkanoklasiká. Rádiometrický vek kolíše od 1,35 do 2,75 mil. rokov (Balogh et al., 1981; Kantor — Wiegrová, 1981). V chronometrickej škále to zodpovedá vrchnému pliocénu (ruman) a pleistocénu. Rozdiel v rádiometrickom veku oboch bazaltových formácií je cca 4 milióny rokov.

Poltárske súvrstvie, rozšírené v Lučenskej a Rimavskej kotline (pestré íly, piesky, štrky, ojedinele aj sloje lignitu), miestami zakrýva podrečiansku bazaltovú formáciu. Potvrdili to vrty v JV okolí Podrečian (Hano, 1977), kde poltárske súvrstvie leží na bazaltoch i pod nimi. Pri Pincinej, ako to vidieť v lome SV od obce, poltárske súvrstvie leží na bazaltových vulkanoklastikách. Bazaltové obliaky sa našli v štrkoch poltárskeho súvrstvia iba v S a SZ časti Lučenskej kotliny (napr. JV od Podrečian — Maheľ, 1954; pri Pincinej — Vass in Pristaš et al., 1983) a pochádzajú z podrečianskej bazaltovej formácie.

Novým poznatkom je naše zistenie, že základná popolovitá hmota vulkanoklastík podrečianskej bazaltovej formácie pri Pincinej sa zmenila na ílové minerály. Vo vyseparovanej frakcii pod 0,002 mm sú

na röntgenodifrakčnom zázname prítomné reflexy indikujúce jednoznačne minerály kaolinitovej skupiny (obr. 2). Keďže sa pomocou elektrónového mikroskopu nepotvrdila existencia trubičkovitých foriem halloyzitu, možno povedať, že je to kaolinit s veľmi nedokonale usporiadanou štruktúrou. Proces kaolinizácie môže byť



Obr. 2. Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie pod 0,002 mm zo zvetraných bazaltových tufov na lokalite Pinciná. 1 — svetlosivý kaolinizovaný bazaltový tuf, spodná časť steny lomu; 2 — svetlosivý kaolinizovaný bazaltový tuf, vrchná časť steny lomu, K — kaolinit, Q — kremeň. Difrakčné záznamy zhotovené na prístroji Mikrometa II s goniometrom GON-3; Cu K_{α} žiarenie, Ni filter, 30 kV, 10 mA, clony $20' 2'$, rýchlosť posunu $2^{\circ}/\text{min}$.

Fig. 2. X-ray diffraction record of clay fraction below 0.002 mm from weathered basalt tuff on the Pinciná locality. 1 — light grey kaolinized basalt tuff, lower part of the quarry wall, 2 — light grey kaolinized basalt tuff, upper part of the quarry wall. K — kaolinite, Q — quartz. Diffraction records made on Mikrometa II device with GON-3 goniometer, Cu K_{α} radiation, Ni filter, 30 kV, 10 mA, filters $20' 2'$, record speed $2^{\circ} \cdot \text{min}^{-1}$.

vo vulkanických regiónoch stimulovaný viacerými pochodmi. Najčastejšie sa uvažuje s povrchovým zvetrávaním, prípadne s hydrotermálno-exhalačnými procesmi. Na skúmanej lokalite sa zatiaľ prikláňame k názoru, že je to oxygénny proces, poukazujú na to niektoré charakteristické znaky typické pre kaolinové kôry zvetrávania.

Na posúdenie veku poltárskeho súvrstvia máme k dispozícii tiež biostratigrafické kritériá.

E. Planderová (v tlači) zo súvrstvia opísala mikroflóru, ktorej zloženie poukazuje na pontský vek. Spoločenstvo mikroflóry obsahuje ešte niektoré miocénne prvky, ako Myricaceae a Carya, ktoré sa nevyskytujú v sedimentoch dáku a rumanu.

Na základe existujúcich rádiometrických a biostratigrafických kritérií možno konštatovať, že podrečianska bazaltová formácia a poltárske súvrstvie sú pontského veku. Potvrďuje to aj ich vzájomná superpozícia: bazalty a vulkanoklastiká sú zakryté alebo sú vo vnútri poltárskeho súvrstvia.

Poltárske súvrstvie do Cerovej vrchoviny nezasahuje, preto jeho vzťah k Cerovej formácii nemožno priamo posúdiť. Z toho, čo sa už povedalo o veku poltárskeho súvrstvia a o rádiometrickom veku cerovej bazaltovej formácie, usudzujeme, že uvádzaná formácia je mladšia ako poltárske súvrstvie.

Poltárske súvrstvie je z hospodárskeho hľadiska nositeľom významných ložísk keramických a ohňovzdorných ílov. Prevládajúcim ílovým minerálom je kaolinit, v niektorých prácach označovaný ako fire clay minerál s prímiesou illitu a v JZ časti rozšírenia poltárskeho súvrstvia najmä montmorillonitu. Okrem nich sa osobitná forma halloyzitu zistila v tzv. obrnených závalkoch, ďalej gibbsit a diaspór, ako aj minerál so zmiešanovrstevnou štruktúrou

typu illit — montmorillonit (Kraus et al., 1966; Kraus, 1968; Šindelár — Kraus, 1976). Na tvorbe ílov poltárskeho súvrstvia sa rozhodujúcou mierou podieľali redeponované produkty kaolinových kôr zvetrávania, formujúce sa na metamorfitoch a granitoidoch veporika a gemerika. V JZ časti je evidentný vplyv vulkanogénnej proveniencie.

Vek kaolinizácie v Lučenskej kotline, ako aj v príľahlej časti veporika a gemerika, možno zatiaľ sledovať len na základe kaolinových kôr zvetrávania, zachovaných na metamorfitoch obalovej série veporika (perm alebo spodný trias na lokalite Zlámanec pri Kalinove), paleozoických komplexoch nejstej príslušnosti gemerika (ložisko kaolínu Prievrana pri Poltári) alebo strednomiocénnych andezitových tufoch (Halič pri Lučenci). Zachované produkty kaolinového zvetrávania podrečianskej bazaltovej formácie v dôsledku rádiometrickej stanoveného veku majú významné postavenie pre datovanie kaolinizácie v Západných Karpatoch.

Zvetrávacími procesmi, ktoré prebehli najmenej v dvoch fázach, sa vytvorili kôry zvetrávania a ich rozplavením vznikli polohy ílov v poltárskom súvrstvi. Staršia fáza prebehla pred egerom alebo na začiatku egeru. Svedčia o tom merné kôry zvetrávania na vrchnopaleozoických horninách, prekryté sedimentmi egeru (poukazujú na to napr. profily niektorých vrstov série PR, Abonyi, 1973). Druhá, najvýraznejšia fáza zvetrávania prebehla vo vrchnej sarmate, v panóne a doznievala v ponte. Dôkazom toho sú práve kaolinizované vulkanoklastiká podrečianskej bazaltovej formácie pri Pincinej. Aj keď staršiu než pontskú intramiocénnu fázu kaolinického zvetrávania nemožno jednoznačne dokázať na základe spolohlivo určených materských hornín alebo nadložných redeponovaných kaolinických ílov iného než pontského veku, je málo

pravdepodobné, aby táto najdôležitejšia fáza kaolinizácie v Západných Karpatoch sa obmedzovala iba na pont. Poukazuje na to okrem iného:

a) omnoho vyšší stupeň chemickej zrelosti produktov zvetrávania a dokonalejší stupeň štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu na ostatných ložiskách a výskytoch kaolínu v porovnaní s Pincinou,

b) menej priaznivé klimatické pomery v ponte v porovnaní s vrchným sarmatom a panónom v dôsledku stáleho poklesu priemernej ročnej teploty.

Záver

Bazalty na južnom Slovensku sú dvojakého veku. Podrečianska bazaltová formácia je pontského veku, cerová bazaltová formácia je vrchnopliocénneho (ruman) až pleistocénneho veku. Poltárske súvrstvie, ktoré miestami zakrýva podrečiansku bazaltovú formáciu je pontského veku. Procesy zvetrávania, ktoré podmienili vznik ílov v poltárskom súvrství, prebehli minimálne v dvoch fázach pred egerom a od vrchného sarmatu až do konca pontu.

Recenzoval V. Konečný

LITERATÚRA

- Abonyi, A. 1973: Podrečany — Rimavská Baňa — VP. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Balogh, K. et al. 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Záp. Karpaty, sér. geol. (Bratislava)*, 7, s. 113—126.
- Fejfar, O. 1964: The Lower-Villafranchian Vertebrates from Hajnačka near Filakovo in Southern Slovakia. *Rozpr. Ústř. Úst. geol., Praha*, 30, pp. 1—116.
- Hano, V. et al. 1977: Závěrečná správa: Lučenská kotlina — kaolín, vyhledávací prieskum. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Kantor, J. — Wiegerová, V. 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ method. *Geol. zbor., Geol. carpath. (Bratislava)*, 17, pp. 117—130.
- Kraus, I. et al. 1966: The occurrence of halloysite in deposits of the Poltár formation. *Geol. zbor., Geol. carpath. (Bratislava)*, 17, pp. 117—130.
- Kraus, I. 1968: Mineralogical-genetical Study of clay Sediment of the Poltár Formation Southern Slovakia. *Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 19, pp. 389—407.
- Kuthan, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXL Zvolen. *Geofond, Bratislava*, s. 1—132.
- Maheľ, M. 1954: Príspevok k poznaniu poltárskej formácie. *Geol. práce, Spr. 1 (Bratislava)*, s. 89—93.
- Mein, P. 1975: Biozonation du Neogene mediterraneen à partir des mammiers. *Proceedings of the R. C. M. N. S. VIth Congress, 2, Bratislava*.
- Planderová, E., v tlači. Biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia na južnom Slovensku.
- Pristaš, J. et al. 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, list 36-443 Poltár/3 a západnej časti listu 36-444 Poltár/4. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Ryan, W. B. F. — Cita, M. B. — Dreyfus Rawson, M. — Burckle, L. H. — Saito, T. 1974: A paleomagnetic Assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans... *Riv. Ital. Paleont., 80/4, Milano*, pp. 631—688.
- Rögl, F. — Steininger, F. F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. Wien* 85/A, Wien, S. 135—163.
- Šindelař, J. — Kraus, I. 1976: New date on the clays from the Cheb (Bohemia) and Poltár (Slovakia) areas. *7th Conference on clay mineralogy and petrology, Praha, Univerzita Karlova*, pp. 327—337.

Two basalts of different age in Southern Slovakia and their relation to the Poltár Formation

DIONÝZ VASS — IVAN KRAUS

The South Slovakian basalts, basanites and volcanoclastics have apparently two different ages: radiometric data from the Cerová Basalt Formation fluctuate between 1.35 and 2.75 m. a. what is Upper Pliocene (Rumanian) to Pleistocene. Basalt samples of the Podrečany Basalt Formation reveal older ages (6 to 7,0 Ma) corresponding to Upper Miocene (Pontian).

The Poltár Formation which is carrier of ceramic and refractory clay deposits is the same age as the Podrečany Basalt Formation

because it interfingers with the Podrečany basalts. Microfloristic assemblages from the Poltár Formation contain some Miocene elements and have Pontian age.

Clays in the Poltár Formation are redeposited weathering products and kaolinic weathering occurred at least in two phases: before the Egerian and during Upper Miocene. Youngest weathering suffered the volcanoclastics in the Podrečany Basalt Formation producing kaolinite of imperfectly ordered structure (fig. 2).

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ludovít Husák — František Hrouda — Peter Muška — Vojtech Gajdoš — Mária Stránska — Juraj Jančí: **Petrofyzika — špeciálne výskumy** (Bratislava 21. 2. 1985)

Rozsiahla aplikácia rôznych geofyzikálnych metód pri riešení najrozmanitejších úloh základného geologického výskumu, alebo pri vyhľadávaní akumulácií nerastných surovín si v ostatnom desaťročí vyžiadala nutnosť systematického výskumu fyzikálnych vlastností hornín (hustota, rádioaktivita, elasticita, magnetické, elektrické a teplovodivé vlastnosti). V súčasnosti sú k dispozícii údaje o hustotných a magnetických vlastnostiach prevažnej väčšiny horninových typov, ktoré sa podieľajú na geologickej stavbe Západných Karpát. Pre interpretačné účely geofyzikálnych polí sa stanovujú prvé hustotné modely ucelených regiónov (stredoslovenské neovulkanity a neogénne panvy). Pred dokončením je hustotná mapa Západných Karpát v mierke 1:200 000, ktorá poskytne dôležité informácie pre konštrukciu odkrytých tiažových máp a pre kvalitatívnu a kvantitatívnu interpretáciu tiažového poľa. Poznatky o magnetických vlastnostiach hornín predstavujú objektívny základ pre vysvetlenie geologických príčin anomálií magnetického poľa pre celú oblasť Západných Karpát.

Úroveň poznatkov o rádioaktivite elektrických, elastických a teplovodných vlastnostiach hornín Západných Karpát je zatiaľ nedostačujúca. Uvedené parametre sa intenzívnejšie začali skúmať iba v ostatných rokoch.

Hlbšie štúdium všetkých fyzikálnych parametrov potvrdzuje, že petrofyzika je už schopná samostatne riešiť závažné geologické otázky. Pri niektorých genetických typoch hornín sa podarilo preukázať a číselne definovať zákonitosti medzi mineralogickým zložením horniny a jej hustotami a rádioaktivitou. Významné informácie pre geologické výskumy prináša aj detailné štúdium magnetických vlastností hornín. Paleomagnetické výskumy hornín mladšieho paleozoika hronika poukazujú na jeho severnú vergenciu (hodnota rotácie 65°) a rozličnú smerovú orientáciu kryštalinika jednotlivých jadrových pohorí. Štúdium prednostnej orientácie magnetických minerálov v hornine ukazuje, že mechanizmus sunutia príkrokov v Západných Karpatoch nie je jednotný. Niektoré (príkrovy krosniansko-menilového flyšu) sa sunuli gravitačne, iné (príkrovy centrálnych Karpát) tlakom zo zadu. Geofyzikálne metódy významnou mierou prispievajú k zvýšeniu efektívnosti archeologických prác. Na príkladoch z praxe sa dokumentovali možnosti geofyziky v tejto oblasti.

Paleopóly planetárních ekvidistačních poruchových (PEP) systémů

RADAN KVĚT

Československá akademie věd, Geografický ústav, Mendlovo nám. 1, 662 82 Brno

(5 obr. v textu)

Doručené 22. 5. 1984

Палеополуса планетарных разноудалённых разрывных (ПРР) систем

Возможно указать на сходства расположения палеополусов из палеомагнитных данных для территории Европы и расположения ротационных палеополусов из одинакового времени возникновения отдельных (ПРР) систем в средней Европе. Это приводит к заключению, что предположение Гарригана, Губбинса (1981 г) в связи с направлением оси вращения Земли играет главную роль для направления её магнитного поля. Из установленного положения палеополусов альпийской и герцинской сети (ПРР) системы возможно определить принадлежащие направления для обоих (ПРР) систем, на каком удобном месте Европы. Это можно достичь при помощи палеомеридианов ведущих из интересующего палеополуса в места, для которых исцутся теоретические величины и снятие величины угла между меридианом и палеомеридианом. Установленный угол потом определит отклонение интересующей сети (ПРР) системы данного участка.

Paleopoles of planetary equidistant rupture (PER) systems

It is possible to demonstrate the congruency of paleopole positions derived from paleomagnetic data for Europe with positions of rotation paleopoles of planetary equidistant rupture (PER) systems for the same period of their generation in Central Europe. This leads to the conclusion that the Earth's rotation axis plays fundamental role for its magnetic field according to assumption expressed by Carrigan — Gubbins (1981). From the determined paleopole positions for both the Variscan and Alpine PER systems, it is possible to deduce the respective directions of both PER systems for any site in Europe. The deduction is possible by construction of paleomeridians for the respective paleopole into the area for which theoretical values are requested. The procedure involves counting of the angle value between the paleomeridian and the recent meridian. The found angle then represents the rotation angle for the respective PER system for the area in question.

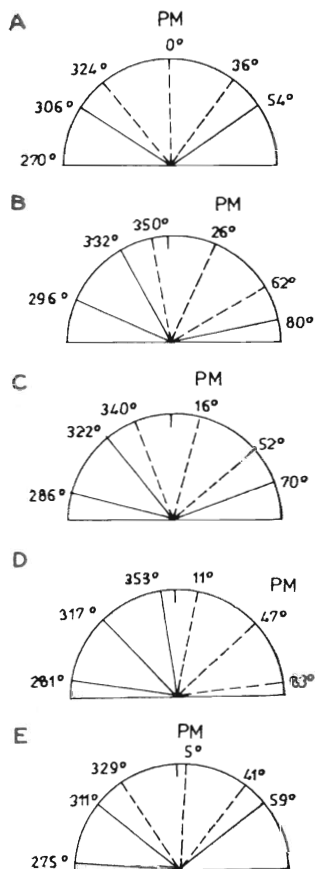
Empirický způsob odvození jednotlivých PEP systémů v oblasti střední Evropy (zatím postupně pěti — viz Květ, 1974, 1976, 1983, 1984) neposkytl možnost odvodit polohu sítí jednotlivých PEP systémů na různých místech Země. Je tomu tak proto, že z empiricky zjištěných sítí PEP systémů ve střední Evropě (obr. 1) nelze zjistit polohy jejich paleopólů. Teoreticky by to bylo možné, kdyby byly odvozeny polohy jednotlivých PEP systémů alespoň v jedné další oblasti Země s polohou odkloněnou vůči oblasti střední Evropy zhruba o pravý úhel podle rotační osy Země, a to ještě za předpokladu vzájemné fixní polohy obou oblastí.

Za situace, kdy k takovému kroku ještě nedošlo, je jedinou možností, jak hledat polohu paleopólů, vyjít z údajů, které jsou k dispozici v jiném oboru věd o Zemi.

Shoda polohy paleomagnetických pólů s možnými paleopóly PEP systémů

Protože doba vzniku jednotlivých PEP systémů odvozených ve střední Evropě je s dostatečnou přesností určena (Květ, 1983), je možno vyjít z těchto časových zařazení: pro alpskou síť — oligocén, pro hercynskou — svrchní perm a pro kaledonskou — hranice svrchního a spodního ordoviku. Dále vzhledem k předpokladu Ch. R. Carrigana a D. Gubbins (1981), že směr rotační osy Země má zásadní význam pro stejný směr magnetického pole, lze předpokládat, že střední poloha magnetického pólu v časových intervalech kolem doby vzniku PEP systémů by mohla být alespoň přibližně shodná s polohou příslušného paleogeografického pólu (a to i přesto, že současná odchylka mezi oběma póly činí cca 11,5°).

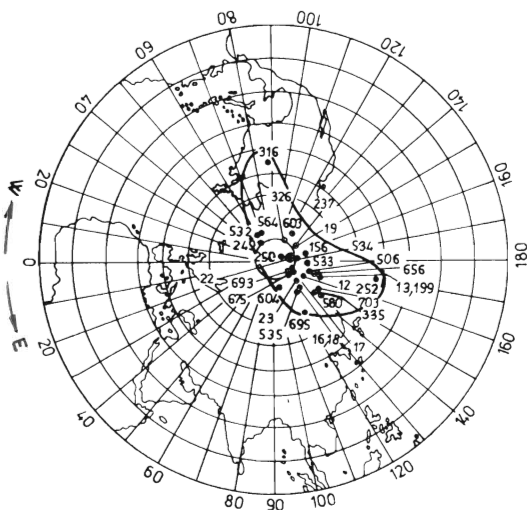
Pokusil jsem se o porovnání paleomagnetických dat shromážděných M. Krsem (1982). Z údajů vážících se k období vzniku



Obr. 1. Směry jednotlivých sítí PEP systémů ve střední Evropě s vyznačením paleomeridiálních směrů (PM) (dle Květa). A — alpská síť, B — hercynská, C — kaledonská, D — kadomská, E — moldanubická

Fig. 1. Directions of single PER systems in Central Europe with the indication of paleomeridians (PM) according to R. Květ. A — Alpine network, B — Variscan, C — Caledonian, D — Cadomian, E — Moldanubian

ku alpské síti (tedy k oligocénu) uvádí M. Krs (1982, obr. 3) pro období paleogénu řadu poloh paleopólů pro „stabilní Evropu“. Při hledání střední polohy bodů určených M. Krsem (viz obr. 2) lze dojít odhadem k střední přibližné hodnotě 80° s.

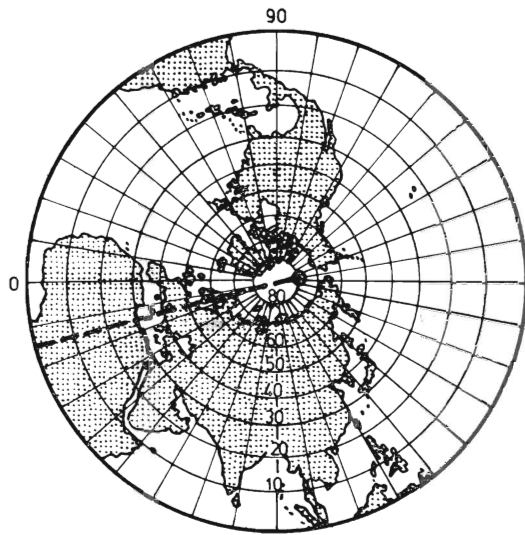


Obr. 2. Pozice paleomagnetických pólů pro stabilní Evropu v paleogénu (podle Krs, 1982); doplněno o hranice výskytu paleopólů — plnou čarou a střední polohu paleopólů — velkým kruhovým terčem (dle Květa)

Fig. 2. Positions of paleomagnetic poles for stable Europe in Paleogene time (from Krs 1982) complemented by limits of paleopole positions (full line) and mean position of the paleopole (large circle) according to R. Květ

š. a 170° z. d. (Krs ibid., tab. 1, uvádí $77,6^\circ$ s. š. a $168,5^\circ$ v. d.). Střední paleomagnetický pól takto mnou určený lze ku podivu až velice dobře ztotožnit s rotačním paleopólem. Lze jím totiž objasnit shodu směrů poledníkových a rovnoběžkových linií alpské sítě s dnešním průběhem poledníků a rovnoběžek ve střední Evropě. Paleomeridián z takto určeného rotačního paleopólu je totiž shodný s dnešním poledníkem, protože probíhá od paleopólu přes dnešní rotační pól do oblasti střední Evropy (kolem 15° v. d., obr. 3).

Obdobně mé určení paleomagnetického pólu z období permu podle M. Krs (1982, obr. 12) pro „stabilní Evropu“ dává střední polohu značně spolehlivě na 43° s. š. a 165° v. d. (obráz. 4). Shodnou střední



Obr. 3. Průběh paleomeridiánu (čárkovaně) v období paleogénu (doby vzniku alpské sítě) ze střední polohy paleopólu (černý kroužek — dle obr. 2) do oblasti střední Evropy (okolo 15° v. d.), dokumentující shodu s paleomeridiánem alpské sítě (0° dle obr. 1) (podle Květa)

Fig. 3. Paleomeridian course in Paleogene (broken line) when the Alpine network originated as deduced from mean paleopole position (black circle as in fig. 2) for Central Europe (E 15°) displaying identity with paleomeridian of the Alpine network (0° as in fig. 1), according to R. Květ

polohu permského paleomagnetického pólu pro Evropu uvádí G. Möbus (1982) podle paleomagnetických údajů M. Menninga (1976). M. Krs (ibid., tab. 1) uvádí $44,4^\circ$ s. š. a $165,5^\circ$ v. d. I v tomto případě, ztotožníme-li takto mnou určený střední paleomagnetický pól s rotačním paleopólem hercynské sítě PEP systémů (rovněž z permu), dostáváme se ke zjištění, že paleomeridián vedený od tohoto paleopólu do oblasti střední Evropy (obráz. 5) je odkloněn o úhel cca 26° od průběhu dnešních poledníků, tedy o identickou hodnotu, jaká byla ve střední Evropě určena pro hercynskou síť empiricky.

pro oblast Evropy a poloh rotačních paleopólů z období vzniku jednotlivých PEP systémů (ve střední Evropě). To vede k závěru, že ve shodě s předpokladem o zásadním významu směru rotační osy Země pro shodnou orientaci magnetického pole (podle Carrigana a Gubbinse, 1981) lze polohy paleomagnetického pólu ztotožnit s rotačním paleopólem PEP systémů. Z určených poloh paleopólů alpské a hercynské sítě PEP systémů je možno zjistit příslušné teoretické směry jednotlivých PEP systémů pro libovolné místo. Lze toho docílit pomocí paleomeridiánů vedených z příslušného paleopólu do oblasti, pro niž se hledají teoretické hodnoty, a odečtení hodnoty úhlu svíraného meridiánem a paleomeridiánem. Zjištěný úhel pak určí pootočení příslušné sítě PEP systémů v dané oblasti.

Pokud by byly k dispozici obdobné údaje o paleomagnetických pólech i z jiných kontinentů, bylo by možno obdobně určit i jejich paleopóly PEP systémů. Shoda paleopólů různých kontinentů s evropskými by svědčila o stabilitě příslušných kontinentů, naopak odlišnosti vzrůstající smě-

rem do minulosti by potvrzovaly platnost mobilistických představ.

Recenzoval O. Orlický

LITERATÚRA

- Carrigan, Ch. R. — Gubbins, D. 1981: Zdroj magnetického pole Země. *Čs. Čas. pro Fyz., Sek. A (Praha)*, 31, 5, s. 433—448.
- Krs, M. 1982: Implication of Statistical Evaluation of Phanerozoic Palaeomagnetic Data (Eurasia, Africa). *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha)*, 92, seš. 3, 86 s.
- Květ, R. 1974: Kluftzonen und planetare Äquidistanz-Störungssysteme. *Z. geol. Wiss. (Berlin)*, 2, 5, S. 56—587.
- Květ, R. 1976: O zákonitosti orientace puklinových zón (o planetárních ekvidistančních poruchových systémech). *Zpr. Geogr. Úst. ČSAV (Brno)*, 13, 7—8, s. 169—178.
- Květ, R. 1983: Poruchy zemské kůry a zákonitosti jejich orientace. *Stud. geogr. (Brno)*, 79, 292 s.
- Květ, R. 1984: Planetární ekvidistanční poruchové systémy a bloková stavba Československa. *Mineralia slov.*, 16, s. 257—267.
- Menning, M. 1976: Die nachträgliche Orientierung von Bohrkernen unter besonderer Berücksichtigung des Paläomagnetismus. *Veröff. Zenit. Inst. Phys. Erde (Berlin)*, 39.
- Möbus, G. 1982: Zur Erinnerung an Alfred Wegener. *Petermanns geogr. Mitt. (Gotha)*, 3, S. 137—148.

Paleopoles of planetary equidistant rupture (PER) systems

RADAN KVĚT

An empirical deduction of single planetary equidistant rupture systems (PER) for Central Europe (Květ 1974, 1984) was affected by the impossibility to derive their paleopoles. Setting out from the Carrigan — Gubbin's (1981) hypothesis over the fundamental role of Earth's rotation axis for similar directions of the Earth's magnetic field, it is possible to presume that the mean magnetic pole position in the time of PER system evolution (fig. 1) would be roughly identical with the position of the respective paleogeographic pole in spite of their recent deviation by cca 11.5°.

An attempt was made to compare paleomagnetic data collected by Krs (1982) with

the deduced PER systems. In searching for average value for Paleogene paleopole from data by Krs (1982) which was the time of Alpine PER system generation, the average position obtained through estimation is N 30° latitude and W 170° longitude. The magnetic paleopole estimated in such manner may be identified with the rotation paleopole. The result may serve as explanation for identity between meridians and longitudes of the Alpine network and the recent orientation of meridians and longitudes in Central Europe (fig. 3).

Similar estimation of Permian paleopoles for stable Europe according to Krs (1982, fig. 12) yields a very conspicuous mean value

at N 43° and E 165° (fig. 4). Identifying this magnetic paleopole with the rotation paleopole for the Variscan PER system (of similarly Permian age) we obtain for Central Europe (E 15° longitude) a difference between Permian paleomeridian and recent meridian amounting 26° (fig. 5) what is the same as the empirical value for Variscan network in Central Europe.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Miroslav Khun: **Geochemický výskum čiernych bridlíc z niektorých lokalít Západných Karpát** (Bratislava, 22. 11. 1984)

Cieľom výskumu bolo geochemicky charakterizovať čierne bridlice malokarpatského kryštalinika z hľadiska obsahu stopových prvkov, makroprvkov, U a Th, prvkov vzácnych zemín (REE) a organickej hmoty. Okrem toho sme chceli geochemicky odlišiť harmónsku sériu Malých Karpát od podložného kryštalinika a porovnať obsah stopových prvkov v čiernych bridliciach z lokalít Malých Karpát s podobnými horninami Západných Karpát a Českého masívu. Podľa obsahu stopových prvkov je najzaujímavejší zvýšený podiel vanádu, hlavne v produktívnych zónach malokarpatského kryštalinika, ktorý dosahuje spodnú hranicu vanádonosnosti 0,05 ‰ (Smirnov, 1976). Zdá sa, že vanád je charakteristickým prvkom tejto oblasti, ako to vyplýva z porovnania s čiernymi bridlicami Spišsko-gemerského rudohoria i Českého masívu. Najnižší obsah B v malokarpatských čiernych bridliciach (zjavne spôsobený metamorfózou) oproti ostatným porovnávaným horninám možno považovať za typický znak regiónu Malých Karpát. Obsah B v skúmaných horninách nemožno potom využiť ako indikátor paleosalinity, určité možnosti jeho využitia sú v kombinácii s obsahom Ga.

Na odlišenie harmónskej série od podložného kryštalinika Malých Karpát sme navrhli jednoduchú grafickú metódu diskriminácie s použitím variačného koeficienta. Prvky diskriminujú v tomto poradí: $V > B > Ni > Sr > Cr > Cu > Zr > Co$. Odlišiť ich možno i na základe distribúcie S a Corg

For Ordovician time when the Caledonian PER system originated are the available data insufficient. As there are no data for a Precambrian time, the correlation for older PER systems (Cadomian and Moldanubian) is impossible.

Preložil I. Varga

v oboch oblastiach podľa metódy J. S. Leventhala (1979).

Makroprvky nevykazujú veľké rozdiely. Štatisticky významné je zvyšovanie obsahov SiO_2 a Al_2O_3 so vzrastajúcim stupňom metamorfózy čiernych bridlíc.

Z pohľadu uránonosnosti skúmané horniny nedosahujú hodnotu 20 g.t⁻¹, ktorú ako kritérium pre čierne bridlice udáva V. E. Swanson (1961), blíži sa k nej iba priemerný obsah U v produktívnych zónach (15,1 g.t⁻¹). Zdá sa však, že v blízkej budúcnosti v dôsledku zvýšenej celosvetovej potreby uránu bude nutné uvažovať i o získaní rozptýlených foriem uránu v čiernych bridliciach.

Z ostatných ekonomicky významných prvkov v produktívnych zónach treba spomenúť zvýšený obsah Au, Sb a As. Pri riešení petrogenetických i stratigrafických problémov sa veľmi perspektívnym javí obsah REE v čiernych bridliciach. Na ich základe možno potvrdiť mladší vek harmónskej série oproti podložnému kryštaliniku, ktorý sa zistil i palinologicky (Cambel — Čorná, 1974). Čierne bridlice kryštalinika Malých Karpát možno charakterizovať (Vine — Tourtelot, 1970) ako kovmi obohatené čierne bridlice (metal-rich black shales).

Pri výskume organickej hmoty v daných horninách na základe CPI indexov, ktoré indikujú miešanie terigénnej a morskej organickej hmoty možno predpokladať pobrežnú faciú uloženia malokarpatských čiernych bridlíc (nasvedčujú tomu i ďalšie geochemické kritériá). Podľa vypočítaných hodnôt koeficienta bituminóznosti K_{bit} možno čierne bridlice malokarpatského kryštalinika klasifikovať ako chudobné na bitumény a podľa analyzovaných vzoriek nemožno ich klasifikovať ako potenciálnych producentov ropy.

„Panelová“ geológia — k otázkam horizontálnych posunov v Západných Karpatoch

MICHAL MAHEL

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(4 obr. v texte)

Doručené 19. 2. 1985

„Панельная“ геология — к вопросам горизонтальных передвижений в Западных Карпатах

Акцентирование обширных надвигов и смещений еще не значит, что с тектоническими единицами можно произвольно манипулировать не взирая на взаимные структурные и тектофациальные связи, как это делают каменщики с кирпичами и панелями на стройке. Линия разлома Шаптин — Соблагов — Ружомберок очевидная из мультиспектральной съемки в геологическом строении не проявляется как более выразительные горизонтальное смещение. При северной окраине кристаллических ядер гор Сухого и Малой Магуры находятся выразительные взбросы связанные с поднятием основания.

„Panel“ geology — to the questions of horizontal strike slips in the West Carpathians

The acceptance of extensive overthrusts and strike slip faults does not imply that it is possible to work with tectonic units regardless of mutual structural and tectofacial relations, as masons are doing with panels in construction. The dislocation line Šaštín — Soblahov — Ružomberok, apparent from multispectral pictures, is not manifested in the geological structure as a more distinct horizontal strike-slip fault. At the northern margin of the Suchý and Malá Magura crystalline cores are distinct upthrusts connected with uplifting of the basement.

V ostatnom čase narastá počet prác syntetického charakteru o štruktúre Západných Karpát. Žiaľ, väčšina je podľa modelov, pri ktorých sa narába so zaraďovaním tektonických jednotiek ako s panel-

mi, bez ohľadu na vzájomné štruktúrne i tektonicko-faciálne vzťahy jednotiek, bez ohľadu k preukázanému časovému sledu štruktúrnych procesov, ale i bez rešpektovania reálnych geometrických telies. Pre

takéto modely sme použili termín panelová geológia, ktorý sa na svetovom geologickom kongrese v Moskve stretol s priaznivým ohlasom. Tým však nechceme znížiť význam nových pohľadov i myšlienkových prúdov, ktoré nová globálna tektonika nesporne priniesla, najmä poznáním dynamiky geologických procesov.

Významným prínosom i pre Západné Karpaty sú horizontálne posuny, s ktorými sa spája hlavne vznik karpatského oblúka. Pozornosť sa už dávnejšie upriamuje na oblasť začiatku oblúka, na jeho juhozápadný cíp a na morfoštruktúrne i štruktúrne anomálne bradlové pásmo. So sústavou posunov sa spája predovšetkým zmena priebehu alpíd vo východnom cípe Álp a hlavne na prechode do Západných Karpát (Maheľ, 1973; Tollmann, 1976). Najvýraznejšie sa to prejavuje v zmene štruktúrneho plánu penninika v rechnitskom okne, kde alpské štruktúry vykazujú SSV—JJZ smer (a nie Z—V ako v ostatných častiach Východných Álp; Pahr, 1975). S horizontálnymi laterálnymi posunmi väčšieho rozsahu uvažujeme v našej predstave o rozložení penninika v Malých Karpatoch pod malokarpatským kryštalinikom (Maheľ, 1983). Podľa Z. Rotha (1980) rozsah posunov viazaných na systém schrattenbergsko-bulharských a holerázskych zlomov je až 80 km. Podrobnejšie štúdie potvrdzujú lokálne posuny v Malých Karpatoch: pernecký, píľanský, mikulášsky a lošenský. Každý vykazuje premiestnenie kryh 3—5 km (Maheľ, 1983). Z. Roth vznik posunov spája so vznikom staroštajerskej formy Západných Karpát. Naše poznatky z centrálnych Karpát poukazujú na staršie založenie. Horizontálny posun na rozhraní Nízkych Tatier a Veľkej Fatry je spätý so vznikom revúckeho prelomového systému (Kubinyi, 1969) a paralelne prebiehajúcimi vrásami (Maheľ et al., 1967). Známe vrásky pretiahnuté v SZ—JZ smere s ver-

genciou na SV na Skladanej skale pri východnom okraji Ružomberka (Regionální geológie, Západní Karpaty, sv. 1, str. 220), ale i priečne orientovaná úzka antiklinála pri Švošove v Chočskom pohorí, sú sprievodným prejavom posunu formovaného pri utváraní štruktúrneho plánu centrálnych Karpát.

Na laterálny štitnícky posun, ktorý je priečne orientovaný ku karpatskému oblúku, sa viaže vysunutie kryhy gemerika voči veporiku (Maheľ, 1975) a považujeme ho za hlbinnější prejav horizontálnych pohybů, geneticky nadväzujúcich na presun gemerika cez veporikum. Spájame ho i so vznikom nižnoslanskej depresie a s formovaním vernárskeho a švermovského tektonického uzla. Naznačuje to formovanie horizontálneho posunu už pri tvorbe štruktúrneho plánu. Jedným zo zvlášť náznorných horizontálnych posunov, s vysunutím ľavej kryhy, je posun divicky v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1983), pozdĺž ktorého je vysunutý blok kryštalinika Suchého so sprievodným obalovým malomagurským mezozoikom asi 3—5 km v pomere ku kryhe Malej Magury (obr. 1).

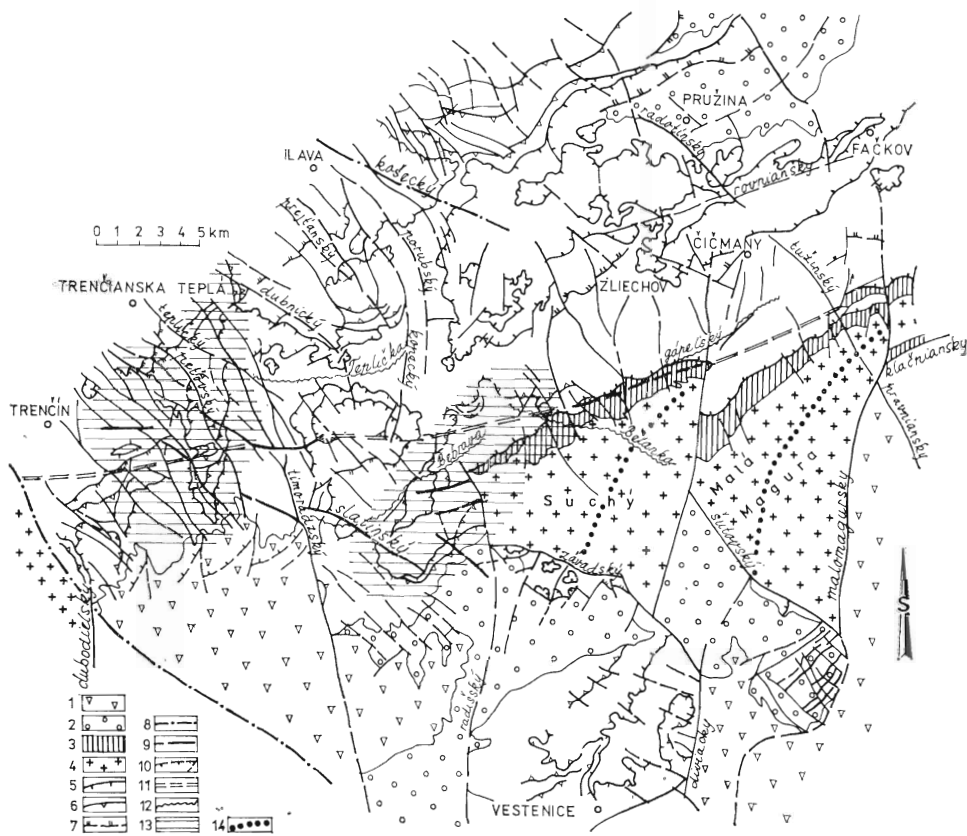
Horizontálne posuny priečne orientované nepochybne zohrali významnú úlohu pri formovaní karpatského oblúka. Ich založenie je už pred stredným eocénom, dotvárali sa i neskoršie. Formovanie karpatského oblúka sa však spája i s niektorými význačnými pozdĺžnymi líniami. Pozornosť vzbudzovala margecianska línia, muránska línia a okraje bradlového pásma.

Margecianska línia je nápadná výrazným ohybom zo ZSZ—VJV smeru do SZ—JV až SSZ—JJV smeru. Laterálny posun predpokladaný Z. Rothom sa štruktúrne doteraz nepotvrdil, i keď v jej východnom úseku treba rátať so sústavou menších posunov pozdĺž hornádskeho systému (Jacko, 1979; Rozložník — Slavkovský, 1979).

Muránska línia vzbudzuje pozornosť kontrastnosťou stavby z oboch strán, preto ju častejšie považujú za líniu veľmi mladú, i keď je známe, že deformácie vykazujú na nej kompresné prejavy, ktoré sú nezvyklé pre mladoneogénne zlomy

(Maheľ et al., 1967); je zrejmé, že ide o zlom, ktorý sa uplatnil v stavbe vo viacerých periódach a viactypovo.

Muránska línia sa vyznačuje aj väzbou so synklinóriami Muránskej plošiny a Slovenského raja, ktoré na seba kulisovito



Obr. 1. Tektonická skica zlomov Strážovských vrchov (M. Maheľ). 1 — Neogén; 2 — Paleogén; 3 — obalová malomagurská jednotka; 4 — kryštallické jadrá; 5 — presunové línie prikrovov; 6 — presunové línie čiastkových prikrovov; 7 — prešmyky; 8 — hlbinné zlomy; 9 — význačnejšie zlomové línie smeru Z-V; 10 — zlomy II rádu; 11 — poruchové pásma výraznejšie sa prejavujúce na multispektrálnych snímkach; 12 — význačnejšie doliny smeru Z-V; 13 — oblasti, ktorých geologická stavba je vyjadrená na priložených geologických mapkách (obr. 2, 3); 14 — osi kryštallických jadier

Fig. 1. Tectonic sketch-map of faults of the Strážovské vrchy Mts. (M. Maheľ). 1 — Neogene; 2 — Paleogene; 3 — Malá Magura mantle unit; 4 — crystalline cores; 5 — overthrust lines of nappes; 6 — overthrust lines of subordinate nappes; 7 — upthrusts; 8 — deep-seated faults; 9 — fault lines of W-E and similar directions; 10 — faults of lower order; 11 — dislocation zones shown more distinctly in multi-spectral pictures; 12 — more significant valleys nearly of W-E and similar directions; 13 — areas, the geological structure of which is expressed in the attached geological maps (Figs 2, 3); 14 — axes of crystalline cores

nadväzujú v besnickom hrdle (Maheľ, 1957). Tým pripomína pomery a klasický ferganský posun na Tanšane, takže muránsku líniu na základe jednodňovej exkurzie považovali Burtman a Karagjulieva za posun veľkého rozsahu. Aj napriek jej priebehu cez hlavné štruktúrne zóny Západných Karpát až do flyšového pásma nie je zjavný výraznejší posun v úseku budovanom centrálnokarpatským paleogénom, v bradlovom pásme, ani vo veporiku. Menšie posuny sú pravdepodobne nielen pozdĺž nej, ale i pozdĺž vetvových zlomových línií v Slovenskom raji.

Hlavné horizontálne posuny, ktoré sú geneticky späté s formovaním karpatského oblúka, sa spájajú s okrajmi bradlového pásma. Pri jeho vnútornom okraji naznačujú ufatie hlbokovodných sekvencií pribradlového flyšu (Marschalko, 1978). Ale aj to je možné vysvetliť ako dôsledok podsmu, subdukcie a erózie obdukovaných kryh; štruktúrnych dokladov o horizontálnych posunoch zatiaľ nemáme. Známe sú však zo severného okraja bradlového pásma (Pieniny), kde sa prejavujú hustým systémom priečných zlomov i diagonálnych zlomov, navyše s komínmiandezitov (Birkenmajer, 1976).

Z uvedeného vychodí, že horizontálne posuny zohrali významnú úlohu pri formovaní štruktúrneho a najmä morfoštruktúrneho plánu Západných Karpát. V poznaní ich prejavov, rozsahu i počte sme zatiaľ na začiatku.

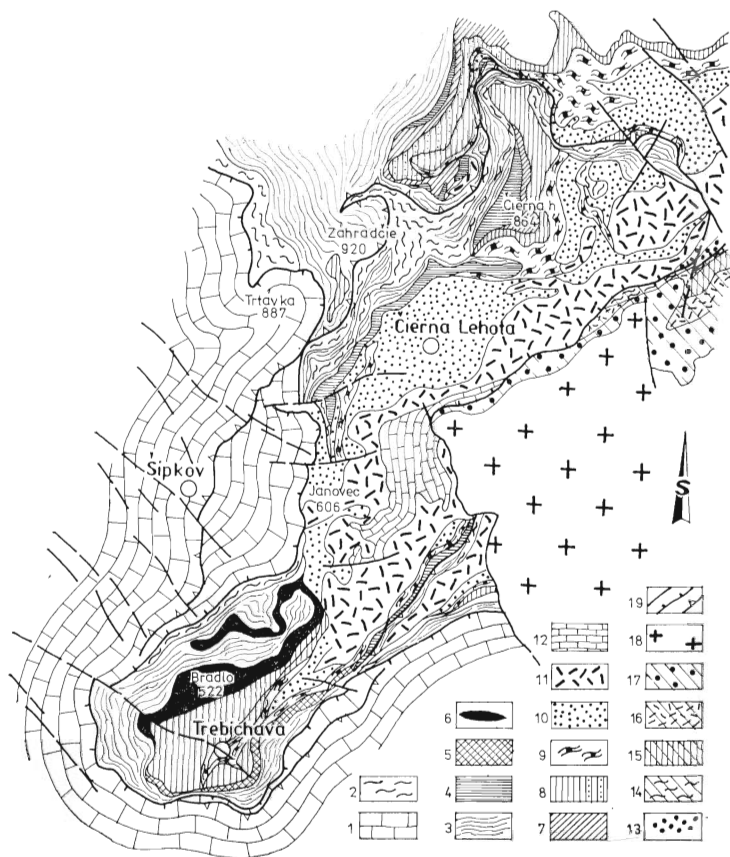
Problém zlomového pásma Myjava — Soblahov — Ružomberok

Na pozdĺžny horizontálny posun (a to dokonca v rozsahu 40 km) upozorňujú autori J. Jankú — L. Pospíšil — D. Vass (1984) v článku: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek) — Mineralia slovaca, 16, č. 2.

Lineárny horizontálny posun v priebehu Šaštín — Senica — Myjava — Nové Mesto n/Váhom — Soblahov — južne od Martina — Ružomberok by mal šikmo pod ostrým uhlom utínať hlavne mezozoické jednotky centrálnych Karpát a kontrolovať dnešné usporiadanie paleogénu, ale i predmezozoických komplexov Malých Karpát, Považského Inovca, Strážovských vrchov, Žiaru a Malej Fatry. Pritom by malo ísť o kombinovaný horizontálno-vertikálny pohyb s osobitným významom horizontálnej zložky (s posunom kryštalinického jadra Malej Fatry spolu s bradlovým pásom).

Horizontálny posun kryh 40 km už nie je lokálna záležitosť a zaslúžil by si osobitnú pozornosť, keby nebol v kategórii „panelovej geológie“. Lenže tento posun by mal prebiehať najmä cez mezozoické jednotky Strážovských vrchov (šťasti na styku s kryštalinikom Malej Magury), teda cez pohorie, v ktorom priebeh štruktúr nič podobného ani len nenaznačuje.

V ostatných rokoch v súvislosti s vytlačením geologickej mapy 1 : 50 000 (Maheľ, 1983) zhotovenej z pracovných geologických máp 1 : 25 000, sme spracovali i mapu zlomov (obr. 1) a žiadny výraznejší posun takého typu, ako ho naznačujú autori článku na svojej mapovej skici sme nezaznamenali. Pritom Strážovské vrchy sú ojedinelým pohorím s názornými mezozoickými štruktúrami priečných vrás (obr. 2, 3). Horizontálne posuny ZJZ—VSV smeru, ale len v rozsahu 100—1000 m, sú zjavné a úseky dubnickej vrásky naprieč presekávajú a posúvajú dokonca v dvoch profiloch (pozdĺž svahov doliny Rajčianky a pri západnom úseku Strážovských vrchov). Výraznejší posun (predpokladá ho Jankú et al., 1984) by sa musel prejavíť i na rozložení šupín manínskeho príkrovu v úseku Dobrá — Mníchová Lehota (obr. 2), ale i na priebehu belianskej



Obr. 2. Geologická mapa okolia Čiernej Lehoty v Strážovských vrchoch, priečne rozloženie belianskej jednotky a jej porušenie zlomami (Maheľ, 1983). 1 — chočský a strážovský príkrov (vcelku); 2—13 — križňanský príkrov, 2 — alb — cenoman, slieň, vložky pieskovcov, hojnejšie pieskovce; 3 — titón — neokóm, slieňité vápence a slieňovce; 4 — malm — spodný neokóm, ružové a sivé organogénne vápence (beliansky typ); 5 — doger — malm, rádiolarity a rádiolariové vápence (zliechovský typ); 6 — doger, rádiolarity a rádiolariové vápence (zliechovský typ); 7 — bajok — bat, krinoidové vápence s polohami silicítov (beliansky typ); 8 — stredný a vrchný lias, škvrnité slieňové a vápence — fleckenmergel (zliechovský typ), a) tmavší typ; 9 — rét (miestami hetang), sivé vápence lumachelové a organogénne vápence, bridlice; 10 — norik — spodný rét, pestré bridlice, polohy dolomitov a pieskovcov — karpatský keuper; 11 — stredný a vrchný trias, dolomity; 12 — anis, tmavé vápence; 13 — spodný trias, kremence; 14—17 — tatrická (malomagurská) jednotka; 14 — alb, slieňovce a pieskovce; 15 — stredný a vrchný lias, slieňovce, škvrnité vápence, tmavé bridlice; 16 — stredný, sčasti vrchný trias, dolomity; 17 — spodný trias, kremence; 18 — granitoidy, leukokrátne granity; 19 — zlomy a prešmyky

Fig. 2. Geological map of the area of Čierna Lehota in the Strážovské vrchy Mts., transversal distribution of the Belá unit and its disturbing by faults (Maheľ, 1983). 1 — Choč and Strážov nappes (on the whole); 2—13 — Križna nappe: 2 — Albian — Cenomanian, marls, intercalations of sandstones, more abundant sandstones; 3 — Tithonian — Neocomian, marly limestones and marlstones; 4 — Malm — Lower Neocomian, pink and grey organogenic limestones (Belá type); 5 — Dogger — Malm, radiolarites and radiolarian limestones (Zliechov type); 6 — Dogger, radiolarites and radiolarian limestones (Zliechov type); 7 — Bajocian — Bathonian, crinoidal limestones with layers of silicites (Belá type); 8 — Middle and Upper Liassic, spotted marls and limestones — Fleckenmergel (Zliechov type), a) darker type, 9 — Rhaetian (in places Hettangian), grey lumachelle and organogenic limestones, shales; 10 — Norian — Lower Rhaetian, variegated shales, layers of dolomites and sandstones — Carpathian Keuper; 11 — Middle and Upper Triassic, dolomites; 12 — Anisian, dark limestones; 13 — Lower Triassic, quartzites; 14—17 — Tatric (Malá Magura) unit: 14 — Albian, marlstones and sandstones; 15 — Middle and Upper Liassic, marlstones, spotted limestones, dark shales; 16 — Middle, partly Upper Triassic, dolomites; 17 — Lower Triassic, quartzites, 18 — granitoids, leucocratic granites; 19 — faults and upthrusts

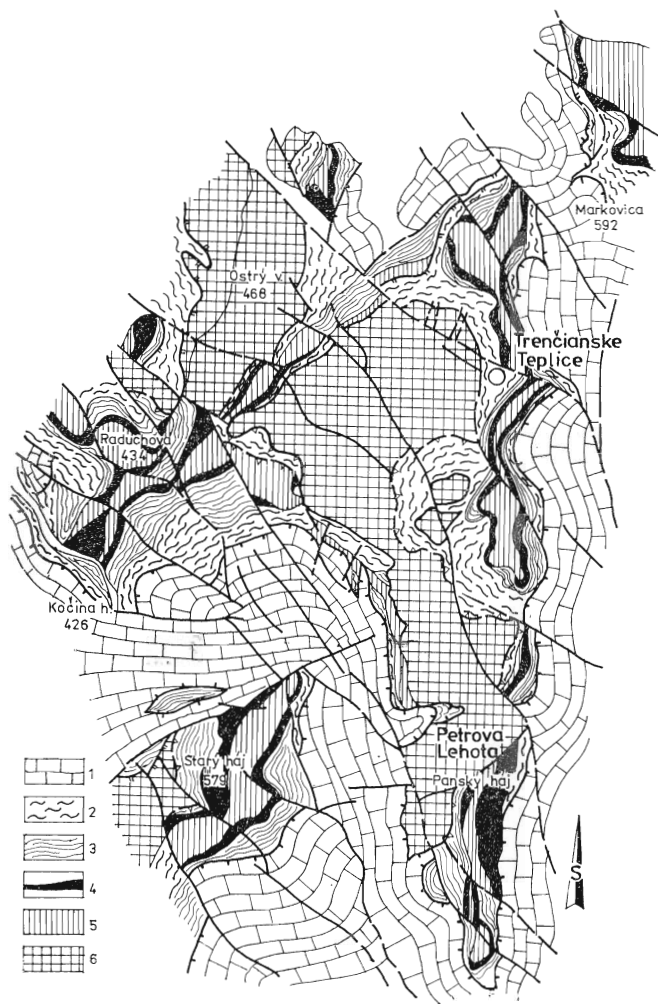
jednotky v úseku Valaská Belá — Trebiachava (obr. 3).

Zlomy ZJZ—VSV až Z—V smeru v Strážovských vrchoch (rovnako i v Lučanskej Malej Fatre a v Bielych Karpatoch) zastávajú podradnejšiu úlohu ako systém zlomov SZ—JV a SSZ—JJV až S—J. Na ne sa sčasti viažu horné časti Belianskej doliny a Tepličky i Bebravy. Neoddeľujú, ani nepresekávajú kryhy, ktorých štruktúry by na seba nadväzovali.

Väčšie tektonické komplikácie (nie však

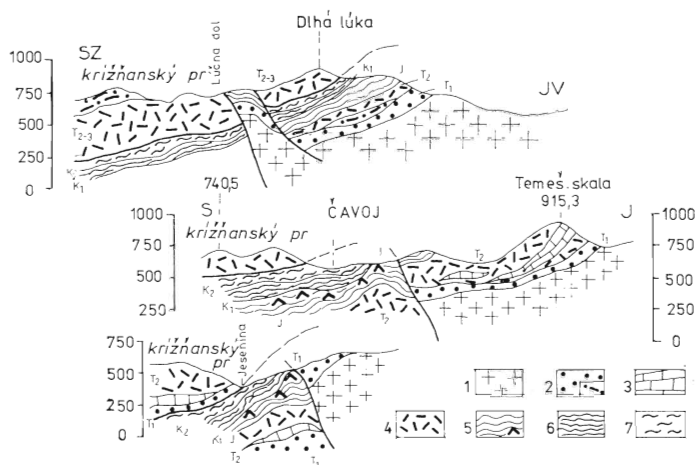
horizontálne posuny) spôsobujú zlomy ZJZ—VSV smeru, rozložené pri severnom okraji kryštalinického jadra Malej Magury. Prejavujú sa vymiznutím viacerých členov malomagurskej obalovej jednotky, sklonom najmladších členov na vyzdvihnuté jadro sprevádzané triasovými členmi, stred mezozoika malomagurskej jednotky v Lúčnej doline.

Tieto štruktúrne anomaly sú však ukážkou zdvihu a prešmyku (obr. 4) kryštalinického jadra (obyčajne s doprovodom



Obr. 3. Geologická mapa okolia Trenčianskych Teplic v Strážovských vrchoch, znázorňujúca priebeh priečne orientovaných štruktúr a ich porušenie zlomami (Maheľ, 1983). 1 — chočský a strážovský príkrov (vcelku); 2—5 — križňanský príkrov: 2 — alb — cenoman, slieňe, vložky pieskovcov, hojnejšie pieskovce; 3 — titón — neokóm, slieňité vápence a slieňovce; 4 — doger — malm, rádiolarity a rádiolariové vápence; 5 — stredný a vrchný lias, škvrnité slieňe a vápence; 6 — manínsky čiastkový príkrov (vcelku)

Fig. 3. Geological map of the area of Trenčianske Teplice in the Strážovské vrchy Mts., representing the course of transversally oriented structures and their disturbing by faults (Maheľ, 1983). 1 — Choč and Strážov nappes (on the whole); 2—5 — Križna nappe. 2 — Albain — Cenomanian, marls, intercalations of sandstones, more abundant sandstones, 3 — Tithonian — Neocomian, marly limestones and marlstones, 4 — Dogger — Malm, radiolarites and radiolarian limestones; 5 — Middle and Upper Liassic, spotted marls and limestones — Fleckenmergel; 6 — Manín subordinate nappe (on the whole)



Obr. 4. Geologické profily malomagurskou jednotkou porušené smernými prešmykmi (Maheľ, 1982). 1 — kryštalinikum; 2 — spodný trias, prevažne kremence; 3 — stredný trias, vápence; 4 — stredný trias až karn, dolomity; 5 — jura (nečlenená); 6 — neokóm, doskovité vápence s rohovcami; 7 — alb, bridlice, vložky pieskencov

Fig. 4. Geological profiles through Malá Magura disturbed by strike upthrusts (Maheľ, 1982). 1 — Crystalline rocks; 2 — Lower Triassic, prevailing quartzites; 3 — Middle Triassic — limestones; 4 — Middle Triassic to Carthage; 5 — Jurassic (undivided); 6 — Neocomian — platy limestones with cherts; 7 — Albian — shales, intercalations of sandstones

ian, dolomites; 5 — Jurassic (undivided); 6 — Neocomian — platy limestones with cherts; 7 — Albian — shales, intercalations of sandstones

triasových členov) cez mladšie členy obalovej jednotky. Nevylučujeme, že sa pritom mohla uplatniť i horizontálna zložka pohybu, ale nie posun desiatky km. Domnievame sa, že nejde o jav preukázaný len v Strážovských vrchoch, ale i vo väčšine jadrových pohorí. Z tohto aspektu treba posúdiť tzv. redukciu obalových jednotiek v Ľubochnianskom masíve, v Nízkyh Tatrách a v Malej Fatre.

Dôležitosť línie Šaštín — Senica — Myjava — Nové Mesto n/Váhom — južne od Martina — Ružomberok vyplynula z interpretácie multispektrálnych snímkov. Žiadalo sa však preštudovať geologické mapy. Prístup autorov azda najlepšie vystihuje to, že si nepovšimli prácu s geologickými mapami a nepoužili ani geologické profily M. Maheľa, publikované v ostatných rokoch vo viacerých článkoch v Mineralii slovac, ale iba schémy J. Michalika — Z. Vašíčka (1980), ktoré boli zostavené pre naznačenie vzťahov manínskeho príkrovu a belianskej jednotky. Lenže ani ony nemajú v práci J. Janků et al. (1984) funkčné zameranie. Potvrdzuje to i zámena

zdvihu pri severnom okraji kryštalinických jadier so závadským a šutovským zlomom pri južnom okraji Suchého a Malej Magury. Existenciu rozsiahlejšieho horizontálneho posunu vylučujú nielen príporchové štruktúry v Strážovských vrchoch, ale celý štruktúrny plán Malej Fatry a Strážovských vrchov, najmä previazanosť štruktúrnych elementov v križňanskom príkrove a v obalovej jednotke.

V článku sa uvádzajú rozdiely v type paleogénu, spôsobené posunom. Práve v Strážovských vrchoch je paleogén ukázkou genetických väzieb s postupnými zmenami od bradlového pásma k vnútorným jednotkám s pribadlovým typom pri severnom okraji, centrálnokarpatským (Rajecká kotlina) a južnejšími vplyvmi v južných oblastiach (uhrovská a hornonitrianska kotlina).

Línia Šaštín — Ružomberok (na ktorú nás upozornil P. Reichwalder po štúdiu multispektrálnych snímkov už v r. 1980) je iste zaujímavá. Výraznejšie sa však neodráža v príporchovej stavbe, rovnako ako analogická línia na severných svahoch

Tatier. Obe sú zrejme prejavom nie veľkého laterálneho posunu, ale hlbinných fenoménov, čiastočne spojených so zdvihom, miestami i so severovergentným prešmykom kryštálických jadier.

LITERATÚRA

- Birkenmajer, K. 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. geoph. Pol. Ac. Sci. A-2 (101)*, pp. 43—53.
- Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. *Geologické profily Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava*, s. 185—192.
- Janků, J. — Pospíšil, L. — Vass, D. 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). *Mineralia slov.*, 16, s. 121—137.
- Kubínyi, D. 1969: Hlbinné zlomy Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 45—50.
- Maheľ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXV Žilina. *GÚDŠ, Bratislava*, s. 1—272.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty 1. ČSAV, Praha*, 497 s.
- Maheľ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 7—29.
- Maheľ, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. *GÚDŠ, Bratislava, Karpatografia Praha*.
- Maheľ, M. 1975: Postavenie gemerika. *Mineralia slov.*, 73, s. 33—52.
- Maheľ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten — Ostalpen, Position des Übergangs-Abchnittes — Deviner Karpaten. *Geol. zbor. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, S. 131—149.
- Maheľ, M. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov v mierke 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, s. 1—89.
- Maheľ, M. 1983: Geologická mapa Strážovských vrchov 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Maheľ, M. 1985: Geológia Strážovských vrchov. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Marschalko, R. 1973: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 49—80.
- Michalík, J. — Vašíček, Z. 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu v Strážovskej hornatine. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR (red. Maheľ), Bratislava GÚDŠ*, s. 265—289.
- Pahr, A. 1975: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinseln und deren Konsequenzen für den Antimonbergbau. *Berg. u. hüttenmänn. Mh.*, 120, 2 Abb., S. 492—495.
- Roth, Z. 1980: Západní Karpaty — terciární struktura střední Evropy. *Wést. Úst. geol., Praha*, 128 s.
- Rozložník, L. — Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásmom Čiernej hory ilustrované geologickým profilom od Zlatej Idky po vrch Bujanová. *Tektonické profily ZK, GÚDŠ, Bratislava*, s. 193—198.
- Tollman, A. 1976: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, S. 1—44 9.

„Panel“ geology — to the questions of horizontal strike slips in the West Carpathians

MICHAL MAHEĽ

In the last time works of synthetic character about the structure of the West Carpathians are increasing, unfortunately according to models — in which ranging of tectonic units is dealt with (as masons at constructions with panels) regardless of mutual structural and tectonofacial relations of units and the proved time succession of structural process-

es, but also not taking into account the real geometric bodies. It is, however, true that besides overthrusts of blocks also horizontal strike-slip faults played an important part, in formation of the Carpathian arc mainly those of transversal orientation. Their foundation was already before the Middle Eocene and they were forming also later. Formation of

the Carpathian arc is, however, also put into connection with some significant longitudinal strike-slip faults. In knowledge of their manifestations, extent and number we are at the beginning so far.

The character of a longitudinal strike-slip fault, even of the extent of 40 km, is ascribed to the line running in the direction Šaštín — Senica — Myjava — Nové Mesto n/Váhom — Soblahov — south of Martin — Ružomberok by J. Janků — L. Pospíšil — D. Vass (1984), apparent from multispectral pictures. Due to the fact that it intersects at sharp angle mainly Mesozoic units of the Biele Karpaty, Strážovské vrchy, Žiar and Malá Fatra Mts., it should be manifested distinctly in intersection of the course of structures.

Unfortunately, even in the newly printed geological map 1 : 50.000 (Mahel, 1983) of the Strážovské vrchy Mts., no more distinct strike slip fault is apparent. Just these mountains are characterized by their Mesozoic structures of transversal orientation so that horizontal strike slip faults of WSW—ENE direction and smaller dimensions, 100—1000 m, are visible (Fig. 1). They are crossing and shifting the individual sections of the Dubnica fold in two profiles (along the slopes of the Teplička valley and at the western section of the Strážovské vrchy Mts.). A more distinct strike slip fault supposed by J. Janků et al. must have been manifested by truncation of slices of the Manín nappe in the section Dobrá — Mníchova Lehota (Fig. 2), of the Belá unit in the section Valaská Belá — Trebichava (Fig. 3). Moreover, the faults of WSW—ENE to W—E direction parallel with the supposed zone in the Strážovské vrchy Mts., equally also in the Lúka part of the Malá Fatra Mts. and Biele Karpaty Mts., have a more subordinate rôle than the system of faults striking NW—SE and

NNW—SSE to N—S. The upper parts of, for example, the Belanka and Teplička, also Bebrava and Gápeľský potok brook valleys are, however, partly bound to them.

Greater tectonic complications, nearly parallel with the supposed zone, are caused by faults of WSW—ENE direction, distributed at the northern margin of the Malá Magura crystalline core (Fig. 4). They are manifested by “disappearance” of several members of the Malá Magura mantle unit, the deep of the youngest members below the uplifted core accompanied by Triassic members, in places only by quartzites, also of the small outlier of crystalline rocks amidst the Mesozoic of the Malá Magura unit in the Lúčna dolina valley.

These structural anomalies are, however, an example of uplifting and upthrusting of the crystalline core, usually accompanied by Triassic members, over younger members of the mantle unit. We do not exclude that also the horizontal component of movement could have been manifested, but not of dimensions of tens of km. There is a phenomenon although only proved in the Strážovské vrchy Mts., but also probable in the Lubochná massif, Nízke Tatry and Malá Fatra Mts. From this aspect also the so called reduction of mantle units should be considered.

The Šaštín — Ružomberok line (called attention to by P. Reichwalder after the study of multispectral pictures already in the year 1980) is surely interesting. It is, however, reflected more distinctly in the near-surface structure equally as the analogous line at the northern slopes of the Tatras. Both are obviously a manifestation not of a great lateral strike slip fault, but of deep phenomena, partly connected with uplifting, in places also with north-vergent upthrusting of the crystalline cores and their basement.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ján Babčan: *Geochémia na 27. medzinárodnom geologickom kongrese v Moskve* (Bratislava 17. 1. 1985)

Podiel geochemických vedných disciplín na rozvoji a úspechoch geológie neustále stúpa. Ak sme na predchádzajúcom parížskom kon-

grese (1980) štatisticky zaznamenali, že plných 25 % referátov sa zapodievalo geochemiou a ďalších prinajmenšom 10 % využilo geochemické podklady, na 27. medzinárodnom geologickom kongrese v Moskve (4.—14. augusta 1984) boli tieto čísla ešte vyššie.

Referáty s geochemickou tematikou sa vyskytli v každej sekcií, počínajúc tektonickou a končiac inžinierskou geológiou. Čoraz viac geologických disciplín využíva objektívne geochemické údaje ako podklady k rozpracovaniu svojich záverov a zákonitostí.

Ucelenejší obraz o súčasnom stave geochemie vo svete poskytli referáty sekcie Geochemia a kozmochemia. Prevažná väčšina referátov sa venovala klasickým geochemickým prácam s údajmi o geochemickej skladbe rôznych typov hornín zemské kôry a plášťa. Veľa príspevkov riešilo dynamický vzťah plášť — zemská kôra najmä na základe poznávania obsahu prvkov vzácnych zemín. Pre rôzne teórie magmatickej diferenciácie materiálov plášťa sa dnes využívajú údaje o obsahoch Sr, Sm, Nd, Hf, Pb, He, Ar, Xe a ich izotopov.

Azda najväčší rozmach zaznamenali práce, ktoré možno stručne pomenovať geochemia organickej hmoty. Tieto prednášky sa zaoberali chemickým a izotopovým zastúpením organickej hmoty vo všetkých typoch pôvodných materiálov na rozličné uhľovodíkové súčasti ropy a zemných plynov.

Referáty kozmochemického zamerania zodpovedali súčasným svetovým trendom a stávajú sa dôležitou súčasťou rozvíjajúcej sa disciplíny — zrovnávacej planetológie — ktorá mala na kongrese samostatnú sekciu.

Hlavnou úlohou geochemie v súčasnosti je ochrana prírodného prostredia. Rodí sa nová disciplína — ekologická geochemia. V ZSSR sa v súčasnosti pre potreby ochrany prírodného prostredia vypracovávajú geochemické mapy miest, krajov a iných geografických celkov. Sovietsky zväz navrhol nový program

spolupráce Geochemia a ochrana prostredia.

Pri porovnaní výsledkov geochemie na 27. MGK a u nás, chýbajú nám predovšetkým možnosti väčšej produkcie analýz vzácnych zemín pre rozličné porovnávacie štúdiá, väčší počet analýz izotopného zastúpenia prvkov, najmä však väčší počet prác z oblasti teoretickej geochemie so zovšeobecňujúcimi závermi našich doterajších geochemických výsledkov. Veľmi málo je u nás zastúpená experimentálna geochemia a mineralógia, poskytujúca podklady k záverom a inšpirujúcim námetom pre ostatné geologické vedecké disciplíny.

Stanislav Rapant: Možnosť využitia palinológie pri riešení otázok podzemných vôd (Bratislava 16. 6. 1985)

Pri nesúlade chemického zloženia podzemnej vody so známym, resp. predpokladaným horninovým prostredím jej obehu, možno k určeniu genézy anomálnej vody využiť palinomorfy vyplavované podzemnými vodami. Po odfiltrovaní väčšieho množstva vody (100 l) filtrom s rozmerom pórov pod 10 μm sa získal filtrát s pozitívnym obsahom palinomorf. Na príklade minerálnej vody z vrtu KV-3 V Rochovciach viazanej na veporické paleozoikum a minerálnej vody BB-57 v Mýte pod Ďumbierom viazanej na tatrické kryštalinikum (zvýšený obsah halogenidov a alkálií) po palinologickom vyhodnotení sa zistilo, že genézu uvedenej vody treba spájať s marinogénnou (miocénnou) mineralizáciou.

Návrh slovenských názvov amfibolov

PAVOL GRECULA, SHAH WALI FARYAD

Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(4 obr. a 5 tab. v texte)

Doručené 31. 1. 1985

Amfiboly sú dôležitou a početnou skupinou horninotvorných minerálov. Vyskytujú sa v magmatických, sedimentárnych a zvlášť dôležité sú v metamorfovaných horninách, ich zloženie a štruktúra sú dobrým indikátorom PT podmienok metamorfózy. V ostatných rokoch sa amfibolom venovala veľká pozornosť, rozlíšilo sa v nich okolo 80 kryštálových štruktúr a pomocou Mössbauerovej spektroskopie sa vyčlenilo 130 druhov amfibolov. Nové poznatky o amfiboloch si vyžiadali i novú klasifikáciu a nomenklatúru (Leake, 1978).

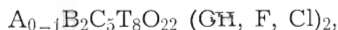
Pri používaní novej nomenklatúry v slovenčine je nerozhodnosť, či používať predpony a adjektíva pri názve amfibolu v pôvodnom znení, ako to prijala subkomisia pre amfiboly, alebo či ich do slovenčiny prekladať.

Prvý pokus o slovenskú nomenklatúru amfibolov urobil B. Cambel — P. Pitoňák (1980), ale pomenovali iba amfiboly, ktorými sa sami zaoberali. Nejednotnosť v slovenskej nomenklatúre amfibolov (Cambel — Pitoňák, 1980) je najmä v pomenovaní významu „železnatý“, ktorý sa raz označuje adjektívom železnatý, ale aj časťou ferro — v rámci kompozít. Aj názov hornblend spomenutí autori (l. c.) prekládajú ako obyčajný amfibol, ale v dia-

grame vápenatých amfibolov používajú iba názov amfibol.

Klasifikácia a nomenklatúra amfibolov

Údaje využité v tomto príspevku sú z práce B. E. Leaka (1978) a F. C. Hawthorna (1983). V ostatnom čase skupinu vápenatých amfibolov doplnil H. Shimazaki et al., 1984 o amfiboly chudobné na SiO_2 . Ide o sadanagit a horečnatý sadanagit, ktoré sme doplnili do tab. 3. Vápenaté amfiboly chudobné na SiO doplnil tiež N. N. S. Rock a B. E. Leake, 1984. Klasifikácia amfibolov vychodí z ich chemického zloženia a štandardný vzorec sa vypočítava na základe $24(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})$ alebo $23(\text{O})$, keď nie je známy obsah vody a halogénov. Štandardný vzorec amfibolov má tvar



v ktorom štruktúrna sieť:

A je obsadená 10—12-vrstvovými koordinačnými kationmi (Na, K);

B 6 alebo 8-vrstvovými koordinačnými kationmi umiestnenými v pozícii M_4 ($\text{Na}, \text{Li}, \text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mg}$);

C 6-vrstvovými koordinačnými kationmi v pozícii M_1, M_2 a M_3 ($\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Li}$);

T tetraedrickými koordinačnými katiónmi (Si a Al).

V navrhovanej nomenklatúre sa používajú názvy amfibolov stanovené pomocou

krajných členov amfibolov a dopĺňajú sa spravidla predponou alebo adjektívom odvodeným od názvu iónu. Prehľad predpôn a adjektív je v tab. 1. Predpony a adjektí-

Predpony, časti kompozít a adjektíva ako súčasť názvov amfibolov

Tab. 1

Slovenské adjektíva, resp. časti kompozít	anglické predpony, časti kompozít a adjektíva	
hlinitý chlórový chromitý slabochromitý železitý	alumino- chlor- chromium- chromian ferri-	pozri tab. 2, 3, 4 a text kde $Cl \geq 1,00$ ($\sim 4 \frac{0}{0} Cl$) kde $Cr \geq 1,00$ ($\sim 9 \frac{0}{0} Cr_2O_3$) kde $Cr = 0,25-0,99$ ($\sim 2,3-9 \frac{0}{0} (Cr_2O_3)$) kde $Fe^{3+} \geq 1,00$ ($\sim 9 \frac{0}{0} Fe_2O_3$) okrem alkalických amfibolov a hastingsitu
slaboželezitý	ferrian	kde $Fe^{3+} = 0,75-0,99$ ($\sim 6,8-9 \frac{0}{0} Fe_2O_3$) okrem alkalických amfibolov a hastingsitu
železnatý slaboželeznatý	ferro- ferroan	pozri tab. 2, 3, 4 a text pozri obr. 2 (len s pargasitom a pargasitickým hornblendom)
fluórový hydro- mangánatý	fluor- hydro- manganese-	kde $F \geq 1,00$ ($2 \frac{0}{0} F$) kde $OH \geq 3,00$ ($\sim 3 \frac{0}{0} H_2O$) kde $Mn \geq 1,0$ ($\sim 10 \frac{0}{0} Mn$), okrem krajných členov obsahujúcich Mn
slabomangánatý	manganoan	kde $Mn = 0,25-0,99$ ($\sim 2,5-10 \frac{0}{0} Mn$), okrem krajných členov obsahujúcich Mn
horečnatý slabohorečnatý	magnesio- magnesian	pozri tab. 2, 3, 4 a text pozri obr. 2 (len s hastingsitom a hastingsitickým hornblendom)
oxi- draselný slabodraselný sodný slabosodný titaničitý	oxy- potassium- potassian sodium- sodian titanium-	kde zistený obsah ($OH + F + Cl$) je $< 1,00$ kde $K \geq 0,50$ ($2,7 \frac{0}{0} K_2O$) kde $K = 0,25-0,49$ ($\sim 1,3-2,7 \frac{0}{0} K_2O$) pozri tab. 2 pozri tab. 2 a 3 kde $Ti \geq 1,00$ ($\sim 10 \frac{0}{0} TiO_2$) okrem kaersutitu
slabotitaničitý zinočnatý slabozinočnatý slabolitný	titanian zinc- zincian lithian	kde $Ti = 0,25-0,99$ ($2,5-10 \frac{0}{0} TiO_2$) kde $Zn \geq 1,00$ ($\sim 5 \frac{0}{0} ZnO$) kde $Zn = 0,25-0,99$ ($1,2-5 \frac{0}{0} ZnO$) kde $Li \geq 0,25$ ($\sim 0,4 \frac{0}{0} Li_2O$), okrem alkalických amfibolov, kde sa lithian používa pre $Li \geq 0,50$ ($\sim 8 \frac{0}{0} Li_2O$). Nepoužíva sa pri holmquistite a klinoholmquistite
slaboolovnatý vápenatý slabovápenatý nízkovápenatý kremitý nízkokremitý slabonikelnatý slabobarnatý slabostroncnatý	plumbian calcic calcian subcalcic silicic subsilicic niclean barian stroncian	kde $Pb \geq 0,08$ ($\sim 1,1 \frac{0}{0} PbO$) pozri tab. 3 pozri tab. 2 a 5 pozri tab. 3 pozri tab. 3 a obr. 2 pozri tab. 3 kde $0,25 < Ni < 0,99$ kde $Ba > 0,05$ kde $Sr > 0,05$

Poznámka: počet katiónov a aniónov vo vzorci je udaný v atómoch.

Skupina Fe-Mg-Mn amfibolov: všeobecné vzorce, názvy krajných členov amfibolov a ich vzorce

Tab. 2

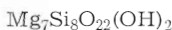
Kosoštvorcové amfiboly

kde $x + y < 1,00$

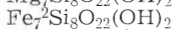
krajný člen

vzorec

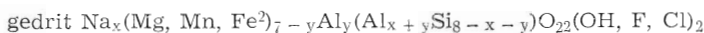
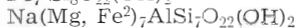
horečnatý antofylit



železnatý antofylit



sodný antofylit



kde $x + y \geq 1,00$

krajný člen

vzorec

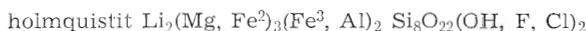
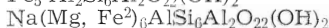
horečnatý gedrit



železnatý gedrit



sodný gedrit



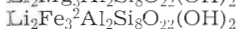
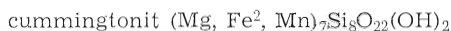
krajný člen

vzorec

horečnatý holmquistit



železnatý holmquistit

**Jednoklenné amfiboly**

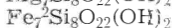
krajný člen

vzorec

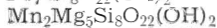
horečnatý cummingtonit



grunerit



tiroidit



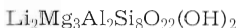
dannemorit



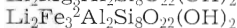
krajný člen

vzorec

horečnatý klinoholmquistit



železnatý klinoholmquistit



Adjektíva charakteristické pre skupinu Fe-Mg-Mn amfibolov

Tab. 2a

	po slovensky	po anglicky	
antofylit	hlinitý	alumino-	$\text{Al}^{\text{VI}} \geq 0,50$
gedrit	sodný	sodium-	$\text{Na} \geq 0,75$
podskupina cummingtonitu	slabosodný	sodian	$\text{Na} \geq 0,25$
skupina Fe-Mg-Mn amfibolov	slabovápenatý	calcian	$\text{Ca} \geq 0,50$

va sa používajú podľa obsahu obsadzovaného iónu v príslušnom amfibole. Pretože v slovenčine nie je z jazykovotypologických príčin možné spojenie názvu iónu s názvom minerálu pomocou spojovníka (napr. železo-edenit, aj keď sa používa napr. typ Fe-edenit, lenže v takom prípade sa nevyjadruje mocenstvo prvku), ako je to v angličtine, kde sa spojenie

napr. ferro-edenit používa na vyjadrenie vyššieho obsahu iónu Fe^{2+} v edenite ako vo ferroan edenite, navrhujeme vyjadriť daný ión, jeho mocenstvo a obsah adjektívom (napr. železnatý edenit, čo zároveň značí, že ide o silnoželeznatý edenit). Ak je obsah iónu nízky, navrhujeme použiť časť zloženiny slabo-, napr. slaboželeznatý edenit (v angličtine tomu zodpovedá ad-

Skupina vápenatých amfibolov: názvy krajných členov a ich vzorce

Tab. 3

krajný člen:	vzorec
tremolit	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnatý tremolit	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
edenit	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
železnatý edenit	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_3^2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
pargasit	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnatý pargasit	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^2\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
hastingsit	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^2\text{Fe}^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
horečnatý hastingsit	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
hlinitý tschermakit	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnato-hlinitý tschermakit	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železitý tschermakit	$\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnato-železitý tschermakit	$\text{Ca}_2\text{Fe}_3^2\text{Fe}_2^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
hlinito-horečnatý hornblend	$\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
hlinito-železnatý hornblend	$\text{Ca}_2\text{Fe}_4^2\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
kaersutit	$\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{TiSi}_6\text{Al}_2(\text{O} + \text{OH})_{24}$
železnatý kaersutit	$\text{NaCa}_2\text{Fe}_4^2\text{TiSi}_6\text{Al}_2(\text{O} + \text{OH})_{24}$
sadanagit	$\text{KCa}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_2^2\text{AlSi}_5\text{Al}_3\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Adjektíva charakteristické pre skupinu vápenatých amfibolov

Tab. 3a

po slovensky	po anglicky	
hlinitý	alumino-	$\text{Al}^{\text{VI}} \geq 1,00$
slabosodný	sodian	$\text{Na} \geq 1,00$ (3,5 % Na_2O)
nízkovápenatý	subcalcic	$\text{Ca} < 1,50$ (9,5 % CaO)
kremičitý	silicic	$\text{Si} > 7,25$ ($\text{Na} + \text{K}$) _A $\geq 0,50$
nízkokremičitý	subsilicic	$\text{Si} < 5,75$

jektivum, napr. ferroan edenite). Na označenie ešte nižšieho obsahu iónu Ca a Si (vo vápenatých amfiboloch) odporúčame použiť predponu nízko-, ako súčasť komposita nízkokremičitý, nízkovápenatý (v anglických názvoch subsilicic, subcalcic).

Amfiboly sa podľa obsadenia pozície katiónov v B štruktúrnej mriežke rozdeľujú do štyroch hlavných skupín:

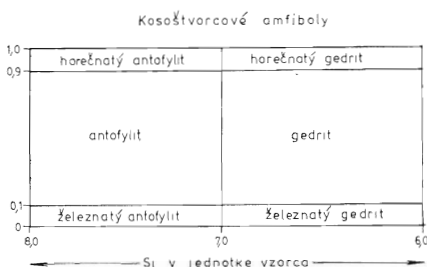
1. skupina Fe-Mg-Mn amfibolov, kde $(Ca + Na)_B < 1,34$ (obr. 1, tab. 2)
2. skupina vápenatých amfibolov (Ca amfiboly), kde $(Ca + Na)_B \geq 1,34$ a $Na_B < 0,67$ (obr. 2, tab. 3).
3. skupina sodnovápenatých amfibolov (Na — Ca amfiboly), kde $(Ca + Na)_B \geq 1,34$ a $0,67 < Na_B < 1,34$ (obr. 3, tab. 4)
4. skupina alkalických amfibolov (Na amfiboly), kde $Na_B \geq 1,34$ (obr. 4, tab. 5).

Adjektíva slabosodný a hlinitý navrhujeme podobne ako v angličtine použiť aj v slovenčine pre dve rozličné hodnoty príslušného katiónu, resp. kyslíčnika, pričom každá hodnota zodpovedá istej skupine amfibolov. Napr. adjektívum sodný (sodian) s hodnotou $Na > 0,25$ sa používa pre podskupinu cummingtonitu zo skupiny Fe-Mg-Mn amfibolov (tab. 2) a s hodnotou $Na > 1,00$ pre skupinu vápenatých amfibolov (tab. 3). Podobne adjektívum

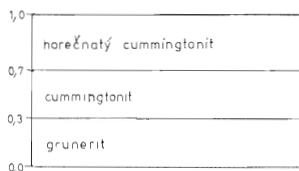
hlinitý (alumino-) s hodnotou $Al^{VI} > 0,50$ sa používa pre podskupinu antofylitu zo skupiny Fe-Mg-Mn amfibolov a s hodnotou $Al^{VI} > 1,00$ pre skupinu vápenatých amfibolov. Adjektívum nízkovápenatý vyjadruje, že amfibol je chudobnejší na Ca než pri označení slabovápenatý, ale ako vidieť z tab. 2, 3 a 5 nízkovápenatý amfibol má vyšší obsah Ca ($Ca < 1,5$) než slabovápenatý ($Ca > 0,5$). To je tým, že adjektívum nízkovápenatý sa používa pre vápenaté amfiboly, ktoré sú obyčajne bohatšie na Ca, kým adjektívum slabovápenatý sa používa pre skupinu Fe-Mg-Mn amfibolov a alkalických amfibolov.

Ďalšou osobitosťou tejto nomenklatúry v slovenčine je používanie názvu hornblend, ktorý nahradzuje názov obyčajný amfibol. Ekvivalentom tohto názvu v angličtine je common hornblende. Navrhujeme používať názov hornblend (mužský rod) aj v slovenčine, pretože názov common hornblende (v slovenčine obyčajný amfibol) sa v inojazyčnej literatúre používal, keď sa o skupine amfibolov vedelo málo. V novej nomenklatúre amfibolov názov common hornblende nie je. Opodstatnenosť používať názov hornblend podporia aj to, že sa v slovenčine na označenie horniny zloženej prevažne z „obyčajného amfibolu“ bežne používa názov hornblendit.

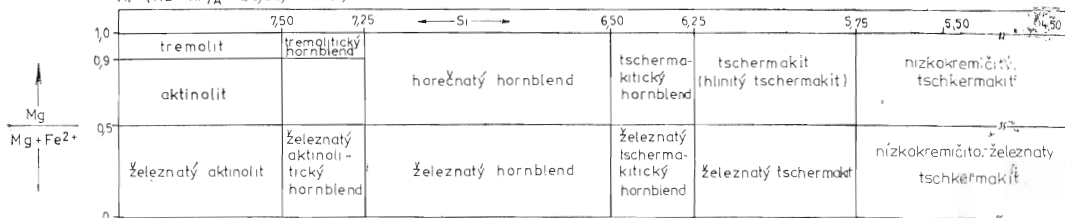
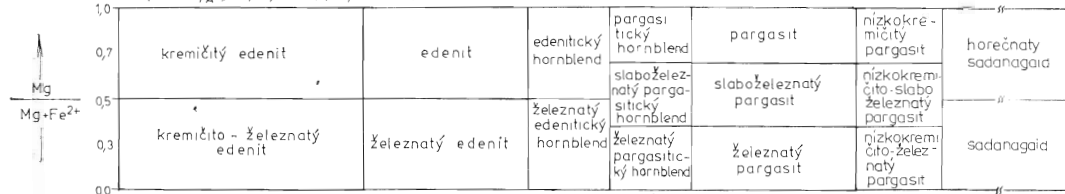
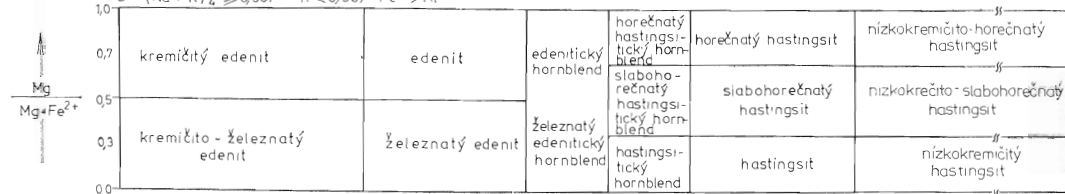
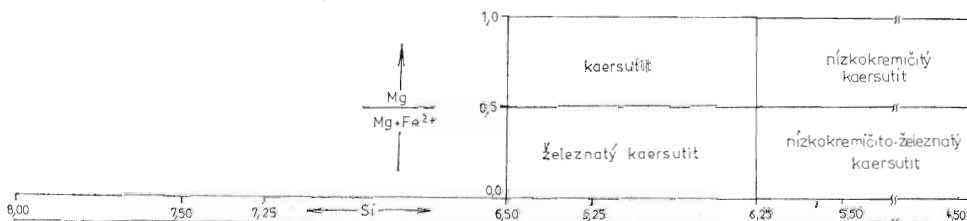
Fe - Mg - Mn amfiboly
($Ca + Na)_B < 1,34$



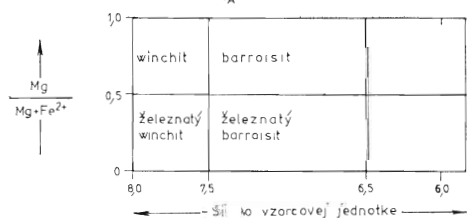
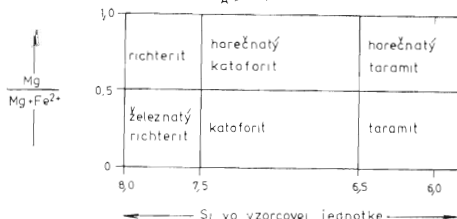
Jednoklonné amfiboly



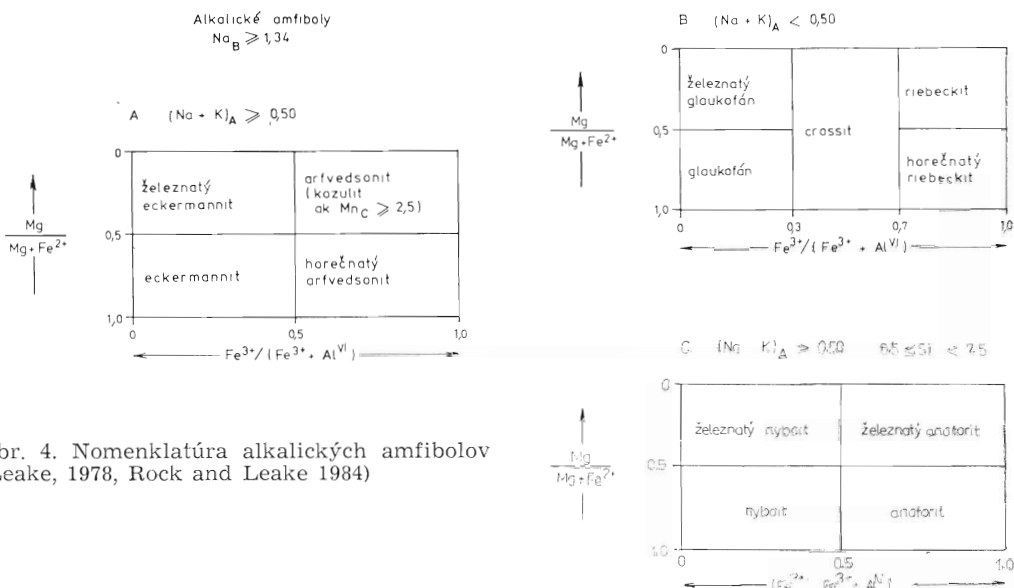
Obr. 1. Nomenklatúra Fe-Mg-Mn amfibolov, v ktorých je $Li < 1,00$ v jednotke vzorca (Leake, 1978)

VÁPENATÉ AMFIBOLY · $(Ca + Na)_B \geq 1,34$; $Na_B < 0,67$ A. $(Na + K)_A < 0,50$, $Ti < 0,50$ B. $(Na + K)_A \geq 0,50$, $Ti < 0,50$; $Fe^{3+} < Al^{VI}$ C. $(Na + K)_A \geq 0,50$; $Ti < 0,50$; $Fe^{3+} > Al^{VI}$ D. $Ti \geq 0,50$ 

Obr. 2. Nomenklatura vápenatých amfibolov (Leake, 1978, Shimazaki et al. 1984, tiež Rock a Leake 1984)

Sodno-vápenaté amfiboly
 $(Ca + Na)_B \geq 1,34$, $0,67 < Na_B < 1,34$ A. $(Na + K)_A < 0,50$ B. $(Na + K)_A \geq 0,50$ 

Obr. 3. Nomenklatura sodno-vápenatých amfibolov (Leake, 1978)



Obr. 4. Nomenklatura alkalických amfibolov
(Leake, 1978, Rock and Leake 1984)

Skupina sodnovápenatých amfibolov: názvy krajných členov amfibolov
a ich vzorce

Tab. 4

krajný člen:	vzorec
richterit	$\text{NaCaNaMg}_5\text{Si}_8(\text{OH})_2$
železnatý richterit	$\text{NaCaNaFe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železitý winchit	$\text{CaNaMg}_4\text{Fe}^3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
hlinitý winchit	$\text{CaNaMg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnato-hlinitý winchit	$\text{CaNaFe}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnato-železitý winchit	$\text{CaNaFe}_4\text{Fe}^3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
hlinitý barroisit	$\text{CaNaMg}_3\text{Al}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
železnato-hlinitý barroisit	$\text{CaNaFe}_3\text{Al}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_4$
železitý barroisit	$\text{CaNaMg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
železnato-železitý barroisit	$\text{CaNaFe}_3\text{Fe}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
horečnatý-železitý katoforit	$\text{NaCaNaMg}_4\text{Fe}^3\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
horečnatý-hlinitý katoforit	$\text{NaCaNaMg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
železitý katoforit	$\text{NaCaNaFe}_4\text{Fe}^3\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
hlinitý katoforit	$\text{NaCaNaFe}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
železitý taramit	$\text{NaCaNaFe}_3\text{Fe}^3\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
horečnatý-železitý taramit	$\text{NaCaNaMg}_3\text{Fe}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
hlinitý taramit	$\text{NaCaNaFe}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
horečnatý-hlinitý taramit	$\text{NaCaNaMg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Adjektiva charakteristické pre skupinu sodno-vápenatých amfibolov

Tab. 4a

po slovensky	po anglicky	
hlinitý	alumino-	Al ^{VI} 1,00

Skupina alkalických amfibolov: názvy krajných členov amfibolov a ich vzorce

Tab. 5

krajný člen:	vzorec
glaukofán	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnatý glaukofán	$\text{Na}_2\text{Fe}_3^2\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
horečnatý riebeckit	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2^3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
riebeckit	$\text{Na}_2\text{Fe}_3^2\text{Fe}_2^3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
eckermannit	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
železnatý eckermannit	$\text{NaNa}_2\text{Fe}_4^2\text{AlSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
horečnatý arfvedsonit	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_4\text{Fe}^3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
arfvedsonit	$\text{NaNa}_2\text{Fe}_4^2\text{Fe}^3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
nyboit	$\text{NaNa}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
kozulit	$\text{NaNa}_2\text{Mn}_4(\text{Fe},^3\text{Al})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Adjektiva charakteristické pre alkalické amfiboly

Tab. 5a

po slovensky	po anglicky
slabovápenatý	calcian $\text{Ca} \geq 0,050$ (~ 3 % CaO)
slabolitný	lithian $\text{Li} \geq 0,50$ (~ 1 % Li ₂ O)

Všeobecné poznámky

Na označenie amfibolov, ktoré sa neanalyzujú elektrónovým mikroanalýzátorom, ale ich povaha je známa na základe optických metód, odporúčame používať názvy vo forme adjektívum + amfibol, napr. aktinolitický amfibol, pargasitický amfibol atď. (Hawthorn, 1983). Názov hornblend sa môže používať na označenie vápenatých

amfibolov, ktoré nemožno pomocou optických a fyzikálnych metód presne určiť.

Amfibolové azbesty možno označovať názvami typu antofylitový azbest v prípade, ak je známe presné zloženie amfibolu. Názov azbestu s adjektívom na -ický (antofylitický azbest) treba používať, ak je približne známe, o aký minerál ide, ale jeho chemické zloženie nie je presne zistené. Názvom krokydolit sa bežne pome-

núvajú azbesty alkalických amfibolov, ktorých presné zloženie nie je známe.

Podakovanie

Ďakujeme Ing. J. Kozáčovi, za pomoc pri stanovovaní chemickej terminológie a PhDr. P. Kušnírovi, CSC., za konzultácie pri tvorbe slovenského názvoslovía amfibolov.

Úprimnou vďakou sme zaviazaní prof. J. Kamenickému, DrSc., a prof. F. Fediukovi, CSC., za starostlivé prečítanie rukopisu a cenné pripomienky.

Recenzovali J. Kamenický a F. Fediuk

LITERATÚRA

- Cambel, B. — Pitoňák, P. 1980: Geochémia amfibolov z metabazitov Západných Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 35, s. 45—90.
- Harwithorne, F. C. 1983: The Crystal Chemistry of the amphiboles. *Canad. Mineralogist*, 21, part 2, 480 pp.
- Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineralogist*, 16, pp. 501—520.
- Rock, N. M. S. — Leake, B. E. 1984: The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: Computerization and its consequences. *Mineral. mag.* 48, pp. 211—227.
- Shimazaki, H. — Bunno, M. — Ozawa, T. 1984: Sadanagaite and magnesio-sadanagaite, new silicic-poor member of calcic amphibole from Japan. *Amer. geologist*, 69, pp. 465—471.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Kamil Lopašovský — Stanislav Rapant — Kamil Vrana — Dušan Bodiš: **Výskum chemického zloženia zimných zrážok na území Slovenska a jeho hydrogeologické vyhodnotenie** (Bratislava 16. 5. 1985)

V rámci štátnych výskumných úloh regionálneho hydrogeologického výskumu Západných Karpát, riešených na GÚDŠ Bratislava, dochádza k zhodnocovaniu primárnych i sekundárnych faktorov tvorby chemického zloženia podzemnej vody.

V roku 1976 sa začal systematicky hydrochemický výskum zimných zrážok, ktoré sú z hľadiska zásob podzemnej vody určujúce. Jeho cieľom bolo zistiť chemické zloženie vodných roztokov z jarného topenia snehu a zachyteného prášku prírodného i antropogénneho pôvodu.

Vzorky sa odobrali zo 44 lokalít s prednostnou orientáciou na horské oblasti, v ktorých sa formuje hlavná zásoba vodohospodársky využiteľnej podzemnej vody a na hydrogeologicky priaznivé horniny. Zohľadnili sa tiež prevládajúce cyklonálne a anticyklonálne situácie v zimnom období a lokalizácia niektorých významných zdrojov znečisťovania atmosféry (Bratislava, Nováky, Vojany).

Vzorky sa odoberali v januári a februári

do polyetylénových vrecúšok z celého profilu snehovej pokrývky. V teréne sme merali a fixovali všetky nestále zložky.

Najdôležitejšie poznatky z tohto sledovania sú:

— Celková mineralizácia zrážok sa pohybuje v rozmedzí 3,90—162,76 mg.l⁻¹, v priemere okolo 21 mg.l⁻¹, pričom je nižšia pre horské oblasti (pod 20 mg.l⁻¹) a vyššia pre nižšie položené oblasti (Skalica 15,82 — 99,22, 30,47; Nitra-Zobor 9,0 — 103,63, priemer 32,93; Patince 11,2 — 64,99, priemer 31,56; Plešivec 9,79 — 87,68, priemer 37,91; Pernek-Baba 17,54—162,76, priemer 46,68 — údaje sú v mg.l⁻¹). Vysoká mineralizácia je tiež v snehu z oblastí priemyslových centier, napr. Bratislava-Slovnaft 14,37 — 65,5, priemer 38,83 mg.l⁻¹; Vojany 22,61—70,39, priemer 37,02 mg.l⁻¹).

— Rozdiely v celkovej mineralizácii snehu sa zistili aj v jednotlivých rokoch (hodnoty udávajú priemer): 22,68 mg.l⁻¹, 1977 — 17,23 mg.l⁻¹, 1978 — 26,41 mg.l⁻¹, 1979 — 17,82 mg.l⁻¹, 1980 — 24,74 mg.l⁻¹, 1981 — 28,81 mg.l⁻¹, 1982 — 27,94 mg.l⁻¹, 1983 — 12,93 mg.l⁻¹, 1984 — 13,52 mg.l⁻¹.

— Hodnoty pH sa v sledovanom období pohybovali v rozmedzí 3,7—9,4, ale prevahu mali hodnoty v rozmedzí pH 4,0—5,0. Výskyt vyšších hodnôt pH je obmedzený a prevažne

viazaný na neutralizované zimné zrážky s vyššou mineralizáciou. Viac ako polovica analyzovaných vzoriek mala $\text{pH} < 4,4$, t. j. obsahovali voľné minerálne kyseliny (hlavne H_2SO_4).

— V chemickom zložení zimných zrážok dominujú zložky indikujúce antropogénne znečisťovanie atmosféry (NH_4^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- a pod.).

Kamil Vrana—Stanislav Rapant:
Nová metodika zostavovania hydrogeochemických máp v mierke 1:50 000 na príklade regiónov Poľany, Javoria a Šarišskej vrchoviny
(Bratislava 16. 5. 1985)

Od roku 1981 sa realizuje na území Slovenska hydrogeochemické mapovanie vybraných regiónov v mierke 1:50 000. Základnou úlohou z metodologického hľadiska bolo vypracovať novú metodiku zostavovania hydrogeochemických máp.

Základný rozdiel oproti metodike zostavovania máp chemizmu podzemných vôd v mierke 1:200 000 možno zhrnúť do troch bodov:

1. Pri vyjadrovaní chemického typu sa upustilo od používania Palmerovej klasifikácie v úprave S. Gazdu (1971), ako aj od

používania Alekinovej klasifikácie, ktoré sa v mapách M 1:200 000 používali súbežne.

Základom bola kombinácia jednotlivých typomorfných iónov. Dodržiali sa pravidlá klasifikácie S. Gazdu (1971), avšak symbolika bola zjednodušená s cieľom priblížiť uvedenú metodiku širokému okruhu hydrogeológov a vodohospodárov.

2. Pre vyjadrenie celkovej mineralizácie vôd boli na rozdiel od predchádzajúcej metodiky navrhnuté izolínie mineralizácie s číselným opisom jej rozsahu, čo prispelo k celkovému zjednodušeniu kartografického vyjadrenia.

3. Kartograficky sa samostatne nevyčleňujú genetické typy podzemných vôd, genetický aspekt je zahrnutý v znázornení geologického podkladu.

Zásady zostavovania hydrogeochemických máp sa demonštrovali na regiónoch Poľany, Javoria a Šarišskej vrchoviny. Zistilo sa, že je postačujúca hustota vzorkovania cca 1 vz./km², pričom chemický typ sa kartograficky vymedzuje iba vtedy, ak v určitej ploche sa vyskytuje minimálne 5 dokumentačných bodov. Početnosť výskytu znázorňovaného typu v kartograficky vymedzenom poli musí byť aspoň minimálne 75 %. V mapách sú líniovými značkami a symbolmi znázorňované tiež vodohospodársky, geohygienicky a prospekčne zaujímavé prvky.

Vplyv neotektonických pohybov na výstavbu vodných diel v Strečnianskom prelome

RUDOLF ONDRÁŠIK

Katedra inžinierskej geológie PFUK. Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

(2 obr. v texte)

Doručené 17. 1. 1985

Влияние неотектонических движений на строительство гидросооружений в районе разлома Стречню

В отчёте приведены результаты изучения активных неотектонических нарушений на основании анализа геологических и геоморфологических данных, а также геологического картирования четвертичных покровных осадков, деформаций склонов и дисконтинуит. Оценивается также и их влияние на условия строительства.

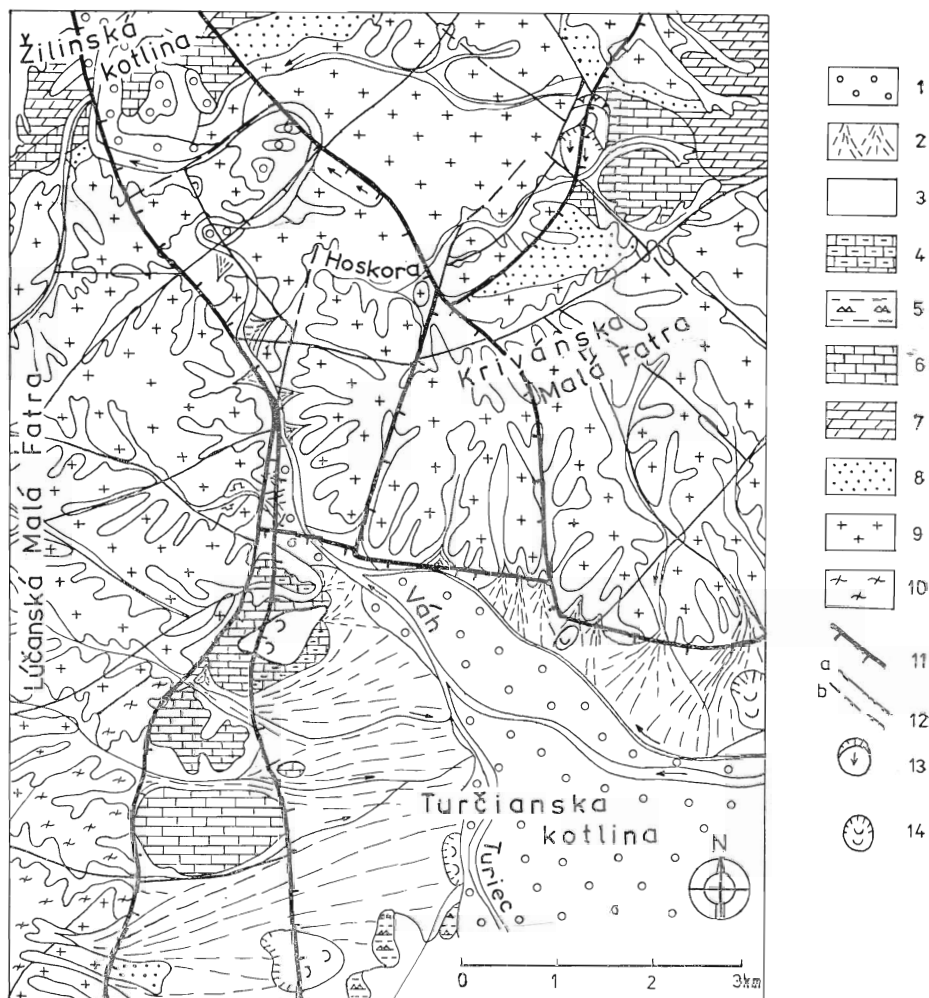
Influence of neotectonic movements on the waterwork construction in the Strečno passage

Investigation results of neotectonically active faults are evaluated on the base of geological and geomorphological data analysis including new mapping of the Quarternary cover, slope deformations and discontinuities. Influences of all these factors on the conditions of hydrotechnic construction are evaluated.

V súvislosti s úvodnými etapami inžinierskogeologického prieskumu pre projektované vodné dielo na Váhu pri Strečne a na jeho pravostrannom prítoku v doline Hoskory treba vyriešiť charakter diferenciálnych tektonických pohybov a nimi podmienenej nerovnorodosti horninového masívu patriaceho do seizmicky aktívneho územia s intenzitou 7—8° MSK.

Na základe paleogeografickej analýzy a transgresívneho uloženia sarmatských oligohalinných sedimentov v Turčianskej

kotline sa predpokladá, že diferenciálne pohyby a výrazné vyzdvihnutie Malej Fatry oproti susedným kotlinám sa začali v spodnom sarmate (Buday, 1960; Mazúr, 1963). Výdvih Malej Fatry oproti Žilinskej kotline mal antiklinálny charakter, bez výraznejších súbežných zlomov. Diferenciálne pohyby medzi Malou Fatrou a Turčianskou kotlinou boli výraznejšie a uskutočňovali sa pozdĺž súbežných zlomových porúch. Vznik vlastného Strečnianskeho prelomu súvisí so začiatkom slad-



Obr. 1. Neotektonicky aktívne zlomy v okolí Strečianskeho prelomu. Zostavené na základe terénneho mapovania a leteckých snímok. 1 — riečne piesčité štrky a piesčité hliny (Q), 2 — proluviálne kužele, hlinité štrky a piesky (Q), 3 — svahové uloženiny (Q), 4 — ílovité a prachovité sedimenty (jazerné — N₂), 5 — poloskalné vápence (jazerné — N₂), 6 — vápencovité komplexy (T₂₋₃), 7 — dolomitové komplexy (T₂₋₃), 8 — kremencový komplex (T₁), 9 — komplex granitoidov (C₁), 10 — rulový komplex, 11 — zlomy s výraznými diferenciálnymi pohybmi, 12 — menej výrazné zlomy s príznakmi neotektonickej aktivity a) overené, b) predpokladané, 13 — svahové plazivé deformácie, 14 — zosuny

Fig. 1. Neotectonically active faults in the Strečno passage based on data from field mapping and aerial photography. 1 — fluvial sandy gravel and sandy loam, Quarternary, 2 — proluvial cone, loamy gravel and sand, Quarternary, 3 — slope sediment, Quarternary, 4 — argillaceous and silty sediment, lacustrine, Upper Neogene, 5 — lacustrine limestone semirock, Upper Neogene, 6 — limestone complex, Middle to Upper Triassic, 7 — dolomite complex Middle to Upper Triassic, 8 — quartzite complex, Lower Triassic, 9 — complex of granitoids, Lower Carboniferous, 10 — complex of gneiss, 11 — fault displaying pronounced vertical movement, 12 — less pronounced fault with signs of neotectonic movements, a — proved, b — presumed, 13 — tongue-like slope movement, 14 — landslide

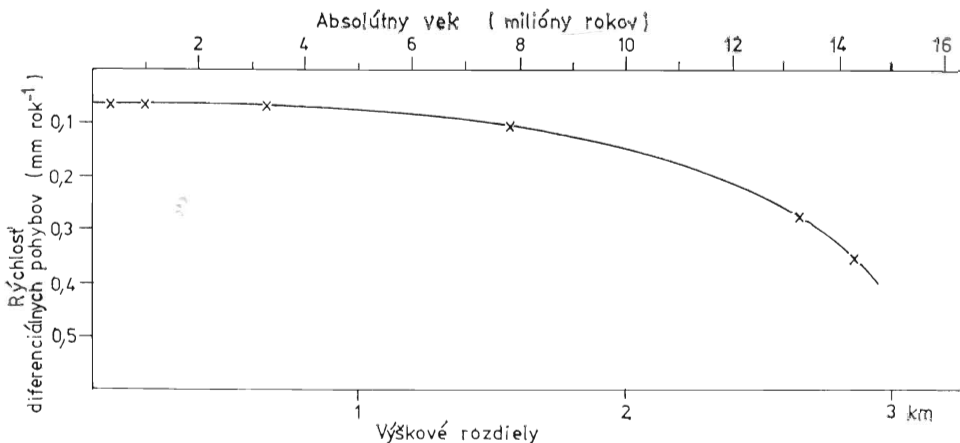
kovodnej sedimentácie v Turčianskej kotline (Mazúr, 1963; Kalaš, 1965), t. j. vo vrchnom sarmate.

Pri hodnotení diferenciálnych tektonických pohybov a ich vplyvu na inžinierskogeologické pomery sa opierame o analýzu a rekonštrukciu geologického a geomorfologického vývoja Strečnianskeho prelomu a jeho širšieho okolia. Vychádzame z geologických kritérií (Buday, 1962, Ivanov — Kamenický, 1957 a Haško — Polák, 1979) a z týchto predpokladov: 1. erózia má selektívny charakter a v kryštaliniku Malej Fatry je prednostne viazaná na oslabené zóny zlomových porúch; 2. selektívnu eróziu zintenzívňujú súčasné diferenciálne pohyby pozdĺž zlomov; 3. na klesajúce kryhy viaže sa akumulácia pokryvných útvarov a pri starších prvkoch reliéfu i mocnejšie polohy elúvia; 4. na vyzdvihnutých kryhách vystupuje na povrch neveľmi zvetraný skalný podklad; 5. zlomové poruchy majú zonálny charakter a smerove sa zhodujú s dominantným puklinovými systémami v ich blízkosti; 6. na zlomové poruchy

s prejavmi súčasnej tektonickej aktivity sa viažu svahové deformácie predkvartérneho podložja; 7. diferenciálne pohyby sa prejavujú v spádovej krivke vodných tokov.

Výsledná schéma neotektonicky aktívnych zlomových porúch je na obr. 1. V schéme je vyznačený priebeh dvoch kategórií zlomov s prejavmi neotektonickej aktivity. V prvej kategórii sú zlomy oddeľujúce tektonické kryhy s rozdielnym tektonickým režimom. Diferenciálny pohyb pozdĺž týchto zlomov je výrazný v reliéfe a prejavuje sa i zaklesnutím mezozoika, napr. v hornom toku Hoskory až o 300 m. V druhej kategórii sú zlomy s prejavmi neotektonickej aktivity v rámci tektonických krýh. Zo schémy vyplýva, že Strečniansky prelom je viazaný na tektonicky klesajúcu kryhu medzi Lúčanskou a Krivánskou Malou Fatrou. Svedčí o tom rozdielna úroveň neogénnych povrchov zarovnávaní a kvartérnych terás v Strečnianskom prelome a v priľahlých častiach kotliny.

Približný obraz o rýchlosti diferenciál-



Obr. 2. Diagram rýchlosti diferenciálnych pohybov medzi Malou Fatrou a Turčianskou kotlinou

Fig. 2. Plot of differential movement velocities between the Malá Fatra Mts. and the Turčianska kotlina basin

ných pohybov možno si vytvoriť na základe porovnania úrovni povrchov zarovnania v Strečnianskom prelome a neogénnej výplne Turčianskej kotliny, ako aj terasových úrovni Váhu (obr. 2). Z grafu vyplýva, že rýchlosť diferenciálnych pohybov medzi pohorím a kotlinou má klesajúcu tendenciu a v kvartéri dosahuje rádovo stotiny milimetra za rok.

Z hľadiska diferenciálnych pohybov možno rozdeliť okolie Strečnianskeho prelomu na niekoľko kryh s jednotným neotektonickým režimom. Na ich rozhraní sa i v kvartéri prejavujú diferenciálne tektonické pohyby rádovo niekoľko milimetrov za sto rokov. Pozdĺž nich v širokej zóne, desiatky až stovky metrov, sú horniny intenzívne porušené a sú tu predpoklady vzniku svahových deformácií. Možno očakávať i zvýšený účinok seizmických otrasov. Centrálné časti zlomových porúch môžu vytvárať pre podzemnú vodu relatívne nepriepustné bariéry, zatiaľ čo v ich okrajových častiach môžu byť zóny

zvýšenej priepustnosti. Podobne sa prejavujú i zlomové poruchy nižších kategórií. Preto treba náročné objekty situovať čo najďalej od neotektonicky aktívnych zlomov. Zlomové poruchy menšieho významu sa vyskytujú v celom masíve a ich presná identifikácia je možná až po technických prieskumných prácach.

LITERATÚRA

- Buday, T. 1962: Neogén Turčianskej kotliny. *Zborník ÚÚG*, roč. 27, s. 475—498.
- Haško, J. — Polák, M. 1979: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1:50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Ivanov, M. — Kamenický, L. 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. *Geol. práce*, Zoš. 45, s. 189—214.
- Kalaš, L. 1965: Geomorfologický vývoj a kvartér Strečnianskeho prelomu. *Zjazdový sprievodca XVI. zjazdu čs. spol. pre mineralógiu a geológiu, Žilina*, s. 40—48.
- Mazúr, E. 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. *Bratislava, SAV*, 185 s.

Nové skúšobné zariadenia na zisťovanie pevnosti a pretvárných vlastností hornín v teréne

BARTOLOMEJ GROMA, JÚLIUS BOHYNÍK

IGHP, n. p., organizácia pre inžiniersku geológiu hydrogeológiu, Rajecká cesta,
010 51 Žilina

(1 obr. v texte)

Doručené 17. 1. 1985

Новые приборы для полевого определения прочности и других свойств пород

В работе дана оценка усовершенствования приборов для определения физических свойств и прочности скольжения пород в подземных разведочных выработках. Развитие измерительных и снимающих систем для обоих типов измерительных приборов. Новые измерительные приборы вполне берут во внимание советы „Интернационал Социети фор Роцк Механикс“ и также новейшие итоги исследований механики пород.

New devices for in situ rock strength and ductile rock properties testing

The paper introduces results in development of new devices for in situ testing of ductile rock properties and of the shearing rock strength aimed for measurements in underground workings. The device consists the measuring instrument itself and a sensing unit applicable for both purposes. The new devices fulfill recommendations of the International Society for Rock Mechanics as well as the recent needs of rock mechanics.

Pri zabezpečovaní inžinierskogeologického prieskumu pre národohospodársky významné stavby, ako sú prečerpávacie vodné elektrárne a iné hydroenergetické diela, atómové elektrárne, vodohospodárske stavby, diaľnice a tunely, je dôležité poznať pevnosť a pretvárne charakteristiky horninového masívu. Jednou z metód ich stanovenia sú poľné skúšky šmykovej pevnosti zisťovacej na horninových blo-

koch a zafažovacie skúšky. Uvedené testy naša prieskumná organizácia zabezpečovala donedávna formou kooperácie, čo veľmi nepriaznivo ovplyvňovalo termíny záverečnej geologickej dokumentácie. Z tohto dôvodu sme v rámci vedeckotechnického rozvoja rezortu SGÚ uskutočnili vývoj skúšobného zariadenia a technológie pre poľné skúšky pevnosti a pretvárných vlastností hornín, ktorý sme

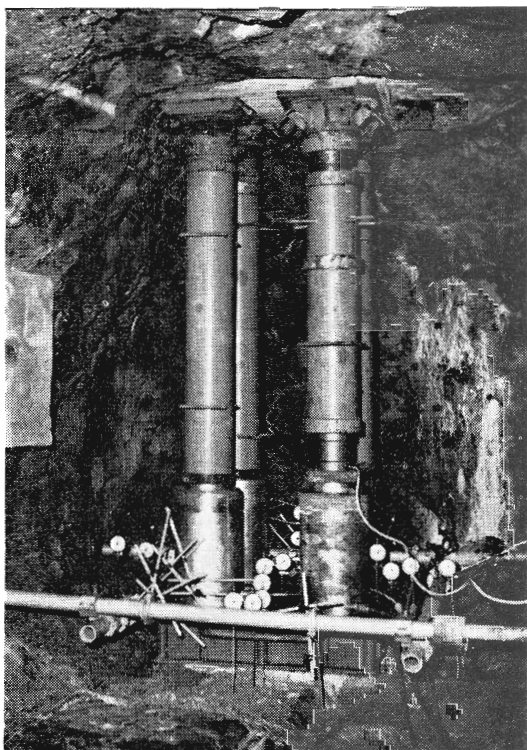
ukončili v roku 1983 (Bohyník et al., 1983).

Pri vývoji skúšobného zariadenia a technológie poľných skúšok sme v celom rozsahu zohľadnili doporučená International Society for Rock Mechanics. Išlo hlavne o dodržanie viacerých okrajových podmienok, týkajúcich sa konštrukcie skúšobných zariadení, ako aj pracovných postupov, aby získané výsledky boli vzájomne porovnateľné.

Opis skúšobného zariadenia pre všesmerné zaťažovacie skúšky. Určujúcimi kritériami pri vývoji skúšobného zariadenia boli predovšetkým tuhosť nosných prvkov, univerzálnosť a variabilita jednotlivých prvkov zostavy s prihliadnutím na požiadavku jednoduchšej montáže, zníženie hmotnosti, plynulé vyvodzovanie zaťaženia a odľahčenia bez straty tlaku v silovom systéme, presnosť snímania sily a deformácie, odolnosť voči extrémnym podmienkam v podzemných prieskumných a banských dielach a v neposlednom rade splnenie podmienok bezpečnosti práce. Okrem toho bola pozornosť sústredená aj na možnosť sledovania deformácie jednotlivých vrstiev zaťažovaného horninového prostredia. Uvedené kritériá sa splnili ďalej popísaným konštrukčným riešením skúšobného zariadenia.

Skúšobné zariadenie (obr. 1) pozostáva z troch funkčných celkov:

a) *základný nosný systém* doplnený ochrannými prvkami proti prípadnému padaniu hornín. Pozostáva z tuhej zaťažovacej dosky 500 X 500, resp. 710 X 710 mm opatrenej 8 otvormi po obvode a v strede dosky, kľbu — guľového lôžka, sady nastaviteľných vzpier o dĺžkach 50, 150, 200, 250, 500, 1000 a 1500 mm, dimenzovaných na maximálne namáhanie silou 1 MN, sady ocelových spojok ako prechodových kusov pre jednotlivé prvky nosného systému, kruhovej opornej dosky $\varnothing$ 300 mm a konečne podpornej konštrukcie pre za-



Obr. 1. Skúšobné zariadenie pre všesmerné zaťažovacie skúšky

Fig. 1. Testing device for hydrostatic strength tests

bezpečenie ľahkej montáže zostavy funkčných prvkov pri všesmerne orientovaných zaťažovacích skúškach. Zostava je konštruovaná z trubiek rozličných dĺžok, ktoré sú vybavené vysúvateľnými koncovkami pre ich zafixovanie do horniny. Vzájomne trubkový systém je zmontovaný spojovacími uzlami.

Ochrana stropu proti prípadnému padaniu úlomkov a balvanov hornín sa zabezpečuje trubkovým systémom, ktorý sa prekrýva pod stropom sadou dosiek, príp. ocelovým pletivom, zakotveným do stropu ocelovými svorníkmi;

b) *hydraulický silový systém* tvoria hydraulické čerpadlá na ručný a elek-

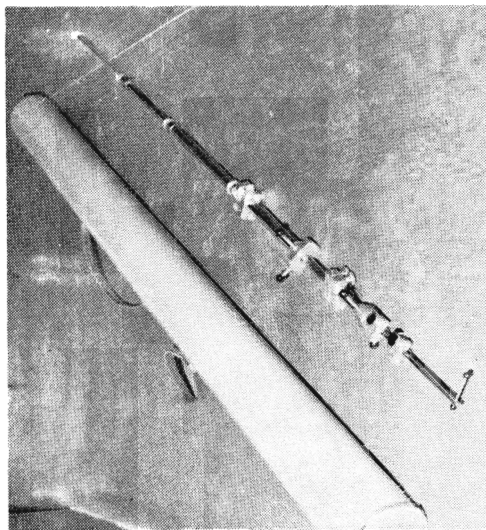
trický pohon, sada hydraulických zdvihákov firmy LUCAS o prevádzkovej sile od 250 do 1000 kN, sada vysokotlakových hadíc 2,5 a 10 m dlhých a dynamometre na indikáciu sily pôsobiacej pomocou odporových tenzometrov:

c) *merací a snímací systém* je usporiadaný pre poľné zaťažovacie, aj šmykové skúšky hornín. Tento pozostáva zo silovej meracej sústavy, meracej sústavy pre deformáciu a vlastného snímacieho systému.

Silovou meracou sústavou sa merajú normálové a šmykové sily vyvodzované hydraulickými lismi pomocou elektrických dynamometrov tenzometrického typu, ktoré sú zabudované do zostáv. Použili sa tenzometrické aparatúry fy Mikrotechna a fy Peekel. Meraciu sústavu pre deformáciu tvorí nosný rám, ktorý predstavuje voči sledovanému horninovému masívu rovinu nulových deformácií. Nosný rám musí byť preto zakotvený mimo ovplyvňovanej oblasti horninového masívu. Meranie posunov sledovaných miest sa zabezpečuje mechanickými snímačmi, ako aj elektrickými indukčnými snímačmi. Pri zisťovaní údajov elektrických snímačov sa používa merací zosilňovač. Pre meranie posunov v rozličných hĺbkach v priestore a v okolí zaťažovacej dosky sa využíva trojbodový systém zabudovaných meracích miest (obr. 2), ktorý sa osadzuje do úzkoprofilových vrtov.

Snímací systém tvoria elektrické meracie prístroje — tenzometrické aparatúry TSA 4 fy Mikrotechna a CA 605 fy Peekel, ďalej je to merací zosilňovač KWS 82 A 1 fy HBM. Merací zosilňovač sa používa pre elektrické indukčné snímače a tenzometre.

Snímací systém dopĺňujú prepínacie funkčné celky, zabezpečujúce zber signálov z viacerých meracích miest do jediného meracieho prístroja. Pre elektrické snímače posunu indukčného typu sme



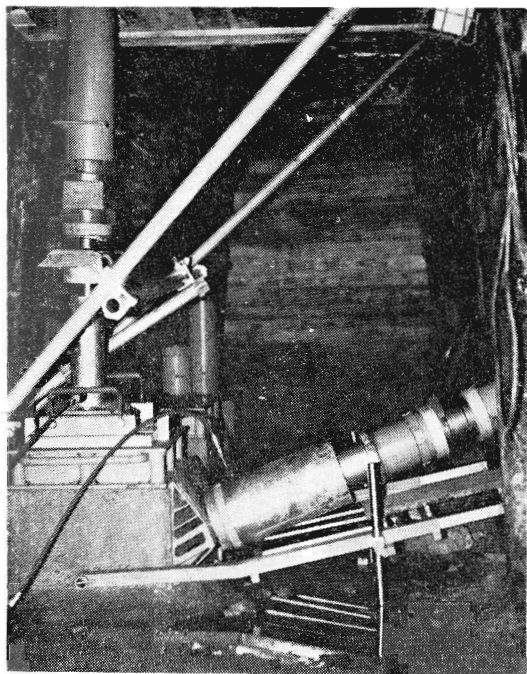
Obr. 2. Pohľad na trojbodový merací systém
Fig. 2. View on the three-point measuring system

vyvinuli prepínaciu skrinku. Je to ručne ovládaná 48-kanálová prepínacia jednotka, napájaná z autobaterií.

Skúšobné zariadenie pre stanovenie priamej šmykovej pevnosti v ráme. Určujúce kritériá pri vývoji zariadenia boli obdobné ako u zariadenia pre všesmerné zaťažovacie skúšky. Okrem toho išlo o presnosť snímanej sily a deformácie skúšobného bloku, zabezpečenie súososti jednotlivých prvkov normálovej a šmykovej silovej zostavy, dodržanie podmienky, že výslednica pôsobiacich síl bude prechádzať stredom predurčenej šmykovej roviny ako aj eliminovanie trenia v roznášacom systéme normáloveho zaťaženia pri šmykovom posune skúšobného bloku.

Skúšobné zariadenie (obr. 3) skladá sa z troch funkčných celkov:

a) *základný nosný systém* tvoria oceľový rám o rozmeroch 500×500×300 mm, opatrený otvormi pre snímanie šmykového posunu; vymeniteľné oceľové klíny v troch obmenách (10°, 15°, 20°); podporné zariadenie s možnosťou fixácie v sklo-



Obr. 3. Skúšobné zariadenie pre stanovenie priamej šmykovej pevnosti v ráme
Fig. 3. Testing device for rectilinear shearing strength measurements in testing frame

noch 10° , 15° a 20° ; stavateľné vzpery o dĺžkach 50 až 1500 mm, oceľové spojky, kĺb — guľové lôžko; oporné dosky $\varnothing$ 300 mm; roznášacie oceľové dosky 500×500 mm; kalotové ložisko ochrany stropu a rozperné trubky pre fixáciu

normálovej silovej zostavy. Progresívnym prvkom základného nosného systému je kalotové ložisko, ktoré umožňuje prenos sústredeného normáloveho zaťaženia cez roznášaciu dosku na skúšobný blok pri jeho posune s možnosťou nakláňania.

b) *hydraulický silový systém* je najdôležitejšou časťou skúšobného zariadenia, pretože umožňuje vyvodzovať kombinované zaťaženie normálovou silovou zostavou a šmykovou silovou sústavou. Hydraulický systém je konštrukčne riešený rovnako ako pri zariadení pre zaťažovacie skúšky.

c) *merací systém* je podrobne popísaný v stati skúšobného zariadenia pre všesmerné zaťažovacie skúšky.

Recenzoval V. Mencl

LITERATÚRA

- Bohyník, J. — Mencl, V. — Groma, B. — Mejzlík, L. — Štrba, F. — Štofko, S. — Ďurčanský, K. 1983: Modernizácia poľných zaťažovacích skúšok s prihliadnutím na požiadavky ich analytického vyhodnocovania. *Záverečná správa rezortnej výskumnej úlohy. Žilina*, 57 s.
- Bohyník, J. — Groma, B. — Štrba, F. — Štofko, S. — Fabini, P. — Ďurčanský, K. 1983: Racionalizácia prípravy a merania pri poľných skúškach pevnosti a pri zvláštnych deformačných skúškach. *Záverečná správa rezortnej výskumnej úlohy. Žilina*, 58 s.

AKTUALITA

Výskyt metasomatického sideritu v mladšom paleozoiku pri Rožňave

ARPÁD ABONYI, ONDREJ ROZLOŽNÍK

Месторождение метасоматического сидерита в младшем палеозое при Рожняве.

На месторождении Мария при Рожняве в свите пород младшего палеозоя была разведана линза метасоматического сидерита. Такой тип оруденения ещё небыл в этом рудном поле известен. Наличие карбонатных осадков свидетельствует о возможности расширения этого типа оруденения и последовательного метасоматоза сидеритом.

Occurrence of metasomatic siderite in the Late Paleozoic near Rožňava

A lenticle of metasomatic siderite has been ascertained in the Late Paleozoic sedimentary complex on the Mária deposit. Up to the present time such type of mineralisation have not been known in his ore field. The presence of carbonate sedimentation induces the possibility of its wider spreading and its metasomatism by siderite.

V juhozápadnej časti ložiska Mária sa na 13. obzore overila šošovka sideritu, ktorá svojou minerálnou výplňou, geologickou pozíciou a štruktúrne-textúrnymi vlastnosťami nezodpovedá bežnému žilnému typu charakteristického zrudnenia tohto ložiska.

Zrudnenie vystupuje južne od porfyroidov staršieho paleozoika. V oblasti meračského bodu 13 233 sa stýkajú porfyroidy, pravdepodobne tektonicky (charakter styku pre úplnú výstuž nebolo možné posúdiť), so zelenkavými fylitmi s prechodom do sivých sericitických kvarcitov druhotne turmalizovaných. V blízkosti styku porfyroidov s fylitmi vystupuje i poloha ostrohranných brekcií, ktoré sú podobné rožňavským zlepencom, s rozmerom úlomkov do 5 cm. Fylity sú impregnované pyritom a lokálne v nich vystupujú polohy ľateho pyritu s mocnosťou do 3 cm.

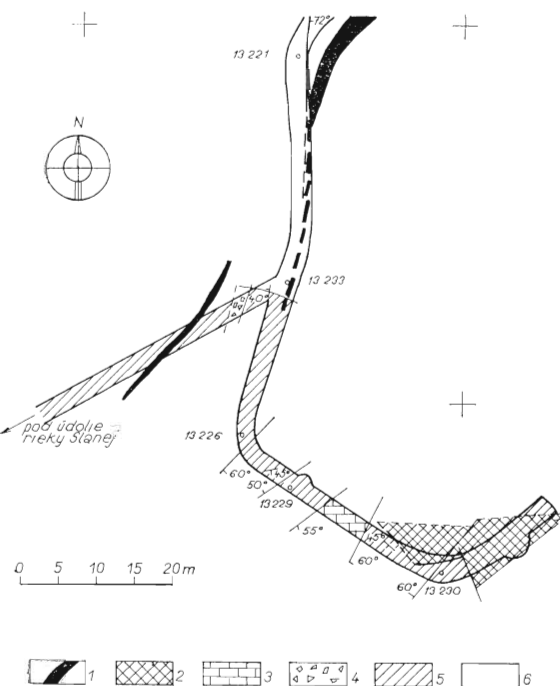
V prostredí fylitických a kvarcitických hornín vystupuje asi 6 m mocná poloha svetlo-

sivých vápnitých dolomitov so zhlukmi jemnozrnného pyritu. Dolomity sú prerázané žilkami hydrotermálneho sideritu. Karbonátová poloha má nasledujúce chemické zloženie: SiO_2 — 2, 65 %, Al_2O_3 — 1,88 %, Fe_2O_3 — 20,40 %, CaO — 23,10 %, MgO — 11,24 %, TiO_2 — 0,17 %, MnO — 1,32 %, s. ž. — 38,60 %, H_2O 105°C — 0,44 %.

V spomínanom horninovom prostredí vystupuje i šošovka metasomatického sideritu s dosiaľ známymi rozmermi asi $20 \times 8 \times ?$ m, ktorá je porušená mladšími zlomami.

Šošovku tvorí pomerne jednoduchá mineralizácia. Podstatnú časť tvorí siderit a v intergranulároch zŕn jemnozrnný pyrit. Akcesoricky je tu aj kremeň, sericit, rumelka, žilný siderit a na mladších puklinách kalcit a baryt.

Makroskopicky je siderit svetlohnedý s mozaikovitou textúrou zŕn sideritu, medzi ktorými je jemnozrnný sivý pyrit. Ojedinele sú



Obr. 1. Geologická pozícia metasomatického sideritu na 13. horizonte ložiska Mária. 1 — žilné sulfidicko-sideritové zrudnenie, 2 — metasomatický siderit, 3 — karbonát (dolo-mit), 4 — breccie, 5 — fylity s impregnáciou a ložnými polohami pyritu do 2—3 cm, 6 — porfyroidy

Fig. 1. Geological position of metasomatic siderite on the 13th horizon of the Mária deposit. 1 — Vein sulphide-siderite ore mineralisation, 2 — metasomatic siderite, 3 — carbonates (dolomite), 4 — breccias, 5 — phyllites with impregnation and intercalations of pyrite to 2—3 cm, 6 — porphyroides

Bi — 4 ppm, As — stopy, Ag — 1,2 ppm, Au — stopy.

Chemicky sa sledovalo i zloženie čistého sideritu. Výsledky analýzy separovaných zŕn metasomatického sideritu sú: Fe — 40,97 %, SiO₂ — 0,30 %, MnO — 3,20 %, MgO — 4,02 %, CaO — 0,30 %, Al₂O₃ — 0,20 %, S — 0,41 %, s. ž. — 38,58 %.

Geologická pozícia šošovky metasomatického sideritu je mimoriadne zaujímavá a možno ju označiť za nový (ložisko indikujúci) prvok v oblasti Rožňavy. Takýto typ zrudnenia sa v tomto rudnom poľi zatiaľ nezistil. Lokalizovaný je pri južnom okraji gemerika v blízkosti rožňavskej línie v súvrství hornín, ktorých stratigrafická príslušnosť (perm?, vrchný karbón?) je neistá.

Hydrotermálnometasomatické zatlačenie častí karbonátov do sideritu naznačuje (v prípade väčšieho rozšírenia karbonátovej sedimentácie) možnosť prítomnosti skrytých šošoviek sideritu. Indikujú to i sideritové a karbonátové konkrécie, ktoré sú rozšírené v tejto časti horninového komplexu.

Geologický prieskum
Rožňava

v siderite zelenkavé zhluky sericitu (muskovitu). V sericite sa zistila i rumelka. Mozaikovitý metasomatický siderit preráža žilný siderit vo forme drobných žiliek. Šošovka je porušená postmineralizačnými zlomami. Na mladších puklinách sa zistil kalcit s barytom.

Kvalita sideritu sa sledovala 6 zásekovými vzorkami. Priemerné zloženie je takéto: Fe — 34,56 %, Mn — 1,39 %, SiO₂ — 5,93 %, Hg — stopy, Cu — 0,001 %, CaO — 0,94 %, MgO — 5,10 %, P₂O₅ — stopy, S — 2,55 %.

Naši jubilanti

RNDr. Ján Gašparik, CSc., šesťdesiatnikom



RNDr. Ján Gašparik, CSc., riaditeľ Geologického ústavu D. Štúra sa v dobrom zdraví a plný životného optimizmu dožíva svojich šesťdesiatin.

Narodil sa 19. októbra 1925 v Tesárskych Mlyňanoch, okres Nitra, v rodine železničarskeho robotníka. Základnú a strednú školu absolvoval v Zlatých Moravciach a v Banskej Bystrici, kde v r. 1945 maturoval. Dva roky pracoval ako zamestnanec Povereníctva školstva a v roku 1947 sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave. Po úspešnom ukončení vysokoškolských štúdií a po obhájení doktorskej dizertačnej práce (r. 1952) nastúpil ako odborný asistent na Katedru geológie a paleontológie novozriadenej Geologicko-geografickej fakulty UK, kde prednášal stratigrafickú a historickú geológiu. Od roku 1956 pracoval ako vedúci vedecko-výskumného strediska a základného geologického mapovania Geologického prieskumu, n. p., Turčianske Teplice, neskôršie pôsobil v tom istom podniku v Ziline. Od roku 1966 pracuje v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Rok po

nástupe získal hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied. V rokoch 1969—1970 pomáhal organizovať novozriadený Slovenský geologický úrad. V Geologickom ústave D. Štúra bol v rokoch 1971—1974 vedúcim oddelenia neogénu, v rokoch 1974—1976 vedúcim odboru regionálnej geológie a od roku 1976 je riaditeľom ústavu. Od roku 1970 je členom edičnej rady časopisov GÚDŠ a ako riaditeľ ústavu predsedá jeho vedeckej rade.

Vedecko-výskumná práca jubilanta sa zameriavala na sedimentárny neogén a nerastné suroviny nachádzajúce sa v neogénnych panvách Západných Karpát. Jeho prvá vedecká práca sa zaoberá geológiou Bánovskej kotliny (1). Pozdejšie sa venoval štúdiu neogénu na východnom Slovensku, konkrétne neogénu pri úpätí Šlanských vrchov, kde spolu so svojimi spolupracovníkmi kládol základy poznania východoslovenskej neogénnej panvy (3, 4, 5, 6). Spolupracoval pri geologickom výskume východnej časti Podunajskej nížiny (7). Neskôr sa sústredil na štúdium litológie, stratigrafie a stavby Hornonitrianskej (8, 9, 14, 16, 17), Turčianskej (20, 24, 25, 29) a Žiarskej kotliny (18, 20, 31). Venoval sa tiež problematike paleogeografie neogénu Západných Karpát (27, 32, 39) a podieľal sa na práci medzinárodných kolektívov pri zostavovaní paleogeografických máp neogénu karpatsko-balkánskej oblasti v mierke 1 : 1 000 000 a paleogeografických máp neogénu strednej a východnej Európy, zostavených v rámci medzinárodného projektu IUGS/RDP.

Vo svojich vedeckých prácach vždy sa zaoberal aj nerastnými surovinami. Zvlášť sa venoval problematike uhľoňných ložísk Slovenska (2, 11, 23) a problematike ložísk kremenitých pieskov (10, 15, 19). Kapitola o ložiskách kaustobolitov prispel do prvej moderne spracovanej rozsiahlej príručky o nerastných surovinách Slovenska (13). Pracoval tiež ako expert na výskume niklových a železorudných ložísk v Albánsku.

Ako popredný odborník v problematike nerudných surovín na Slovensku je členom Komisie pre klasifikáciu zásob ložísk nerast-

ných surovín. Posúdil už mnoho výpočtov zásob ložísk, z ktorých sa surovina využíva v národnom hospodárstve.

Svoje bohaté skúsenosti a poznatky o neogénnych panvách, ale aj o slovenskej geológii ako celku, využil ako spoluautor prác, v ktorých sa zhodnotili prínosy Geologického ústavu Dionýza Štúra vo výskume geológie Západných Karpát a vytýčili nové smery výskumu (35, 36, 33, 37).

Vysoko treba hodnotiť organizátorskú prácu jubilanta vo vedúcich funkciách na Geologickom prieskume a neskôr na Geologickom ústave D. Štúra. Ako riaditeľ GÚDŠ rozhodujúcou mierou prispel k úspešnému plneniu náročných výskumných úloh ústavu, jeho vedecko-technického rozvoja, k riešeniu problematiky rozširovania surovinovej základne Slovenska, energetických zdrojov vrátane netradičných geotermálnych zdrojov energie a zásob podzemných vôd. Pod jeho vedením sa začali v ústave vo väčšej miere vydávať geologické mapy, zvlášť geologické mapy regiónov v mierke 1 : 50 000, hydrogeologické mapy a tematické mapy.

Jubilant sa aktívne zapájal do práce v Slovenskej geologickej spoločnosti. V rokoch 1963–1967 bol jej predsedom a v roku 1965 organizoval XVI. zjazd v Žiline (12).

Zúčastnil sa na viacerých geologických zjazdoch a sympóziách v Poľsku, Maďarsku, ZSSR, Francúzsku, Rakúsku, Juhoslávii, Kanade, Holandsku, Taliansku a i.

Za úspešnú vedeckú a organizátorskú činnosť v slovenskej geológii bol poctený viacerými vyznamenaniami. V roku 1957 dostal vyznamenanie Najlepší pracovník Ministerstva palív, v roku 1970 Najlepší pracovník geologickej služby, v r. 1975 mu udelili vyznamenanie Za pracovnú vernosť a v r. 1980 Rad Červenej hviezdy práce.

RNDr. Jánovi Gašparíkovi, CSc., patrí uznanie za všetku prácu, ktorú vykonal pre slovenskú geológiu, zvlášť za úspešné riadenie Geologického ústavu D. Štúra a jeho prínos pri koncipovaní výskumného programu ústavu a pri stanovovaní vysokých, ale reálnych cieľov slovenskej geológie.

Želáme mu, aby v zdraví a pohode pokračoval v práci, ktorej venoval celý svoj život, aby vnášal optimizmus a elán do radov spolupracovníkov a kolegov, aby svojimi dlhoročnými skúsenosťami prispel k usmerneniu a aktivizácii mladých pokračovateľov diela, ktoré on sám tak významne zveľadil.

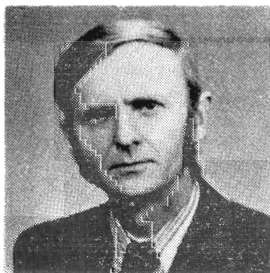
Dionýz Vass

Zoznam publikovaných prác

1. Gašparík, J. 1953: Geológia Bánovskej kotliny. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4, s. 353–371.
2. — — 1953: Vznik a vyhľadávanie uhľových ložísk. *Prír. a spoloč.* (Martin), 2, s. 270–274.
3. — — 1954: Stratigrafické štúdium severne od Drahova. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 5, s. 359–368.
4. — — 1954: Predbežná správa o geologickom mapovaní východného svahu Prešovských hôr. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 1, s. 96–97.
5. — — 1955: Stratigrafické pomery neogénu v oblasti medzi Herlanami a Bidovcami na východnom Slovensku. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 4, s. 61–71.
6. — — 1956: Stratigrafické pomery neogénu na úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 7, s. 86–90.
7. — — 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 55, s. 279–294.
8. — — 1959: Správa o geologickom mapovaní južne od Prievidze. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 53, s. 59–64.
9. Čechovič, V. — Gašparík, J. — Slávik, J. — Lacko, J. 1959: Geologická mapa Handlovskej panvy. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 53, s. 1–10.
10. Gašparík, J. — Žakovský, R. 1964: Geologická charakteristika kremičitých pieskov Slovenska. *Bulletin SVSP — Slovenské závody technického skla, Bratislava*.
11. Gašparík, J. — Vass, D. 1964: Geologické pomery širokého okolia Juhoslovenskej uhlovej panvy s úvahami na jej rozšírenie. *Zborník prednášok, Žilina*, s. 4–34.
12. — — 1965: Sprievodca exkurziami na XVI. zjazd čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. *Žilina (redakčná príprava)*.
13. — — 1967: Ložiská kaustobiolitov. In: J. Slávik et al.: *Nerastné suroviny Slovenska*. Praha, s. 379–406.
14. — — 1967: Novozískané poznatky o geológii Hornonitrianskej kotliny a pohoria Vtáčnik. *Geol. práce, Praha*, 9, s. 370–371.
15. — — 1969: Genéza piesčitých sedimentov v Turčianskej kotline a ich využitie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 50, s. 171–178.
16. — — 1969: Podložné série neogénu Hornonitrianskej kotliny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 50, s. 65–70.
17. — — 1969: Paleogeografia a rozšírenie neogénu Hornonitrianskej kotliny. *Zbor. geol. vied, rad. ZK (Bratislava)*, 11, s. 172–181.

18. Gašparik, J. — Planderová, E. 1970: Korelácia výplne Ziarkej kotliny so sedimentmi Handlovsko-nováckej panvy. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 13, s. 109—156.
19. — — 1971: Piesčité sedimenty a ich využitie v sklárstve a zlievárenstve. *Mineralia slov.*, 3, s. 587—595.
20. — — 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlin stredného Slovenska. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60, s. 259—266.
21. — — 1973: X. jubilejný zjazd Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie. *Geol. prúžk., Praha*, 15, s. 373—375.
22. — — 1974: Neogén Západných Karpát. *Zborník materiálov z III. celoslovenskej geologickej konferencie*. Bratislava, s. 132—136.
23. Gašparik, J. — Bartek, V. — Brodňan, M. 1974: Pevné palivá v Západných Karpatoch. *Zborník materiálov z III. celoslovenskej geologickej konferencie*, Bratislava, s. 270—276.
24. Gašparik, J. et al., 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Stubňa). *Regionálna geol. ZK*, 3, Bratislava, s. 1—97.
25. — — 1977: New data on the filling of immer Depression in the western carpathians (The Turčianska kotlina). *Materiály XI. Kongresu KBGA, Kiew (Naukova dumka)*, s. 28—29.
26. — — 1977: Za RNDr. Jozefom Janáčkom., CSc. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 67, s. 7—10.
27. — — 1978: Niektoré problémy paleogeografie neogénu Západných Karpát. In: *J. Vozár Paleogeografický vývoj Západných Karpát*, — GÚDŠ Bratislava et al., s. 81—96.
28. Ananiašvili, G. D. — Brestenská, E. — Gašparik, J. 1978: Stratigrafia neogénu Kavkazu a Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 69, s. 261—266.
29. — — 1978: Nové nálezy egenburgu v Západných Karpatoch (Turčianska kotlina). *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, s. 89—92.
30. — — 1978: Československo-poľská spolupráca v geologickom výskume (GÚDŠ Bratislava). *Geol. prúžk.*, 20, 132—133.
31. Gašparik, J. — Pulec, M. 1979: Štruktúrny vrt JP-1 Jastrabá. *Regionálna geológia Západných Karpát (Bratislava)*, 12—13, s. 9—78.
32. — — 1979: Paleogeografické mapy neogénu Slovenska. *GÚDŠ, Bratislava*, s. 1—34.
33. Gašparik, J. — Reichwalder, P. 1980: Štyridsať rokov Geologického ústavu Dionýza Štúra. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 74, s. 17—31.
34. Gašparik, J. — Reichwalder, P. 1980: Akademik Michal Maheľ — šesťdesiatročný. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 74, s. 7—10.
35. Gašparik, J. — Reichwalder, P. 1981: Bilancia práce Geologického ústavu D. Štúra Bratislava za roky 1970—1980 a jeho ďalšie výhlady. *Geol. prúžk.*, 23, s. 310—312.
36. Gašparik, J. — Kuráň, J. — Malík, P. 1981: Geologický výskum Slovenskej socialistickej republiky v 7. päťročnom pláne. *Mineralia slov.*, 16, s. 481—487.
37. Gašparik, J. — Reichwalder, P. 1981: 40 rokov Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave. *Geol. prúžk.*, 23, s. 58—60.
38. Gašparik, J. 1982: Recenzia knihy Princípy a metodika geochemických výskumov pri prognózovaní a vyhľadávaní rudných ložísk. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 171 s.
39. Vaškovský, I. — Vaškovská, E. — Gašparik, J. 1982: Zmenenie paleogeografických uslovij i ich otnošenje v tipach landšaftov v Slovákiji na protježeniji červvertičnogo perioda. *XI. kongres INQUA. Tezisi dokladov, Tom III, Moskva*, s. 69—70.
40. Gašparik, J. 1983: Za Ing. Stanislavom Gazdom, CSc. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 79, s. 7—9.

RNDr. Ivan Matula päťdesiatročný



V tomto roku sa uprostred tvorivej práce dožil významného životného jubilea RNDr. Ivan Matula, odborný oborový geológ v Geologickom prieskume, n. p., Spišská Nová Ves. Narodil sa 11. 8.

1935 v Bratislave-Vajnoroach v robotníckej rodine. Základné a stredoškolské vzdelanie získal v rodisku. Po maturite na gymnáziu rok pracoval v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave, čo mu dalo podnet študovať geológiu — odbor mineralógiu, petrografiá na Geologicko-geografickej fakulte UK v Bratislave. Po úspešnom absolvovaní v r. 1959 nastúpil do Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves, ktorému je (s výnimkou dvojročnej zahraničnej expertízy na Kube) verný dodnes. Jeho prí-

slovečná pracovná húževnatosť a odborná erudícia, získaná ustavičným štúdiom a dlhodobou praxou v odbore geochemie a špeciálnych geologických prác, ho zaradila medzi popredných odborníkov v problematike geochemického výskumu a prieskumu nerastných surovín na Slovensku. Vo svojom odbore prešiel celou škálou prác. V roku 1959—1960 pracoval ako chemik pri budovaní spektrálneho laboratória a vývoja spektrálnych metód. Potom štyri roky bol vedúcim spektrálneho laboratória a laboratória špeciálnych prác, spektrálnych röntgeno-štruktúrnym termických a mineralogicko-petrografických prác s náplňou riadenia prác a aplikáciou spektrálnych metód pre geochemickú prospekciu.

V rokoch 1969—1971 pracoval ako expert na Kube v spektrálnom laboratóriu Empresa Minería Havana.

Od návratu (v r. 1971) až dodnes je odborným odborovým geológom v geologickom útvere Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves s náplňou metodického usmerňovania a koordinácie geochemických prác v rámci podniku.

Zaslúžil sa o praktickú aplikáciu geochemických metód vyhľadávania ložísk nerastných surovín v rámci geologickoprieskumných prác vo všetkých ložiskových oblastiach a o preverenie územia Slovenska regionálnymi geochemickými metódami.

Jubilant sa bohatou publikačnou činnosťou zaraďuje medzi popredných odborníkov vo svojom odbore. Publikoval vyše 22 prác z metodiky geochemicko-prospekčných prác.

Od roku 1976 je predsedom Komisie pre geochemiu pri Slovenskom geologickom úrade, ktorá koordinuje a usmerňuje geochemiu v rámci rezortu.

Za odbornú a politickospoločenskú prácu v roku 1965 dostal jubilant rezortné vyznamenanie Najlepší pracovník rezortu a v rokoch 1971 a 1976 zaslúžilý pracovník podniku Geologický prieskum I. a II. stupňa.

Slovenská geologická verejnosť, spolupracovníci a známi želajú jubilantovi RNDr. Ivanovi Matulovi do ďalšej práce dobré zdravie a veľa ďalších pracovných a životných úspechov.

Tomáš Furiel

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 17, číslo 5, október 1985.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované 22. 10. 1985.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements me sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1985.

- Pavol Grecula — Shah Wali Faryad*
 Návrh slovenských názvov amfibolitov 457
 Proposal of Slovak nomenclature of amphiboles 457
- SPRÁVY** **REPORTS**
Rudolf Ondrášik
 Vplyv neotektonických pohybov na výstavbu vodných diel v Strečnianskom prelome 467
 Influence of neotectonic movements on the waterwork construction in the Strečno passage 467
Bartolomej Groma — Július Bohyník
 Nové skúšobné zariadenia na zisťovanie pevnosti a pretvárných vlastností hornín v teréne 471
 New devices for in situ rock strength and ductile rock properties testing 471
- AKTUALITY** **NEWS**
Arpád Abonyi — Ondrej Rozložník
 Výskyt metasomatického sideritu v mladšom paleozoiku pri Rožňave 475
 Occurrence of metasomatic siderite in the Late Paleozoic near Rožňava 475
- KRONIKA** **CHRONICLE**
Dionýz Vass
 RNDr. Ján Gašparik, CSc., šesťdesiatnikom 477
 Sixty-year anniversary of RNDr. Ján Gašparik, CSc. 477
Tomáš Furiel
 RNDr. Ivan Matula päťdesiatročný 479
 Fifty-year anniversary of RNDr. Ivan Matula 479
- ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI** **THE SOCIETY'S LIFE**
Dušan Obernauer
 Význam, uplatnenie a ekonomický prínos geofyzikálnych metód v komplexe geologicko-prieskumných prác 401
 Significance, application and economic contribution of geophysical methods in the complex of geological prospecting works 401
H. Tkáčová — P. Hladík — L. Zbořil — M. Janoščík — I. Lizoň
 Aplikácia geofyzikálnych metód pri hydrogeologickom prieskume 402
 Application of geophysical methods in hydrogeological prospecting 402
A. Panáček — I. Daňko — M. Filo — J. Lanc
 Geofyzikálne metódy v rudnej prospekcii 413
 Geophysical methods in the prospecting of ores 413
V. Vybíral — S. Janík — I. Pinter — M. Spekávková
 Geofyzikálne metódy pri vyhľadávaní nerudných surovín 414
 Geophysical methods in the prospecting of nonmetalliferous raw materials 414
Stanislav Rapant
 Výsledky hydrogeochemického vyhľadávania rúd v Nízkyh Tatráh 424
 Results of hydrogeochemical prospecting of ores in the Nízke Tatry Mts. 424
L. Husák — F. Hrouda — P. Muška — V. Gajdoš — M. Stránska — J. Jančí
 Petrofyzika — špeciálne výskumy 440
 Petrophysics — special investigations 440
Miroslav Khun
 Geochemický výskum čiernych bridlíc z niektorých lokalít Západných Karpát 446
 Geochemical investigation of black shales from some localities in the West Carpathians 446
Ján Babčan
 Geochemia na 27. medzinárodnom geologickom kongrese v Moskve 455
 Geochemistry on the 27th International Geological Congress in Moscow 455
Stanislav Rapant
 Možnosť využitia palinológie pri riešení otázok podzemných vôd 456
 Possibility of using of palynology for the solving of ground water problems 456
K. Lopašovský — S. Rapant — K. Vrana — D. Bodiš
 Výskum chemického zloženia zimných zrážok na území Slovenska v r. 1976–1984 a jeho hydrogeologické vyhodnotenie 465
 Investigation of chemical composition of winter precipitation on the Slovakia area in 1976–1984 and its hydrogeological evaluation 465
Kamil Vrana — Stanislav Rapant
 Nová metodika zostavovania hydrogeochemických máp v mierke 1 : 50 000 na príklade regiónov Poľany, Javoria a Šarišskej vrchoviny 466
 New method of the hydrogeochemical compilation of maps to a scale of 1 : 50 000 setting on example of the Poľana Mts. Javorie Mts. and Šarišská vrchovina respectively 466

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

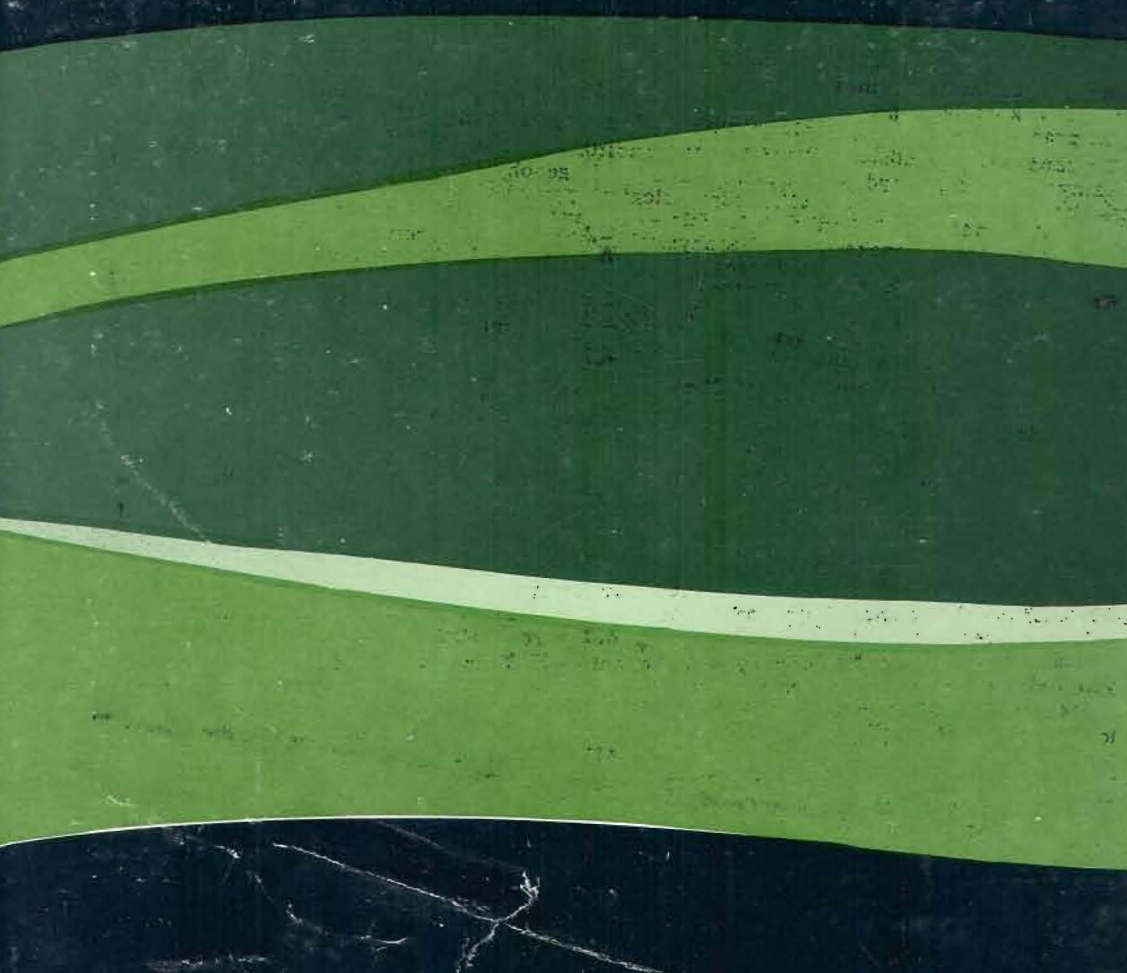
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the image features an abstract graphic design. It consists of several thick, wavy, horizontal bands of color. From top to bottom, the colors are a dark forest green, a lighter lime green, a bright yellow-green, and a pale yellow. These bands are set against a dark, textured background that appears to be a deep navy blue or black. The overall effect is reminiscent of a stylized landscape or geological strata.