MINERALIA SLOVACA

18 1986 3

MINERALIA SLOVACA

vol. 18
1986
No 3
193—288

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

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, DrSc., 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 Šarík, RNDr. Pavel Tkáčik, Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH **CONTENTS**

Bartolomej Leško

Geologické a naftovoložiskové zhodnotenie vrtu Smilno—1, severovýchodné Slovensko **193**

Appraisal of gelogical structure and conditions for natural hydrocarbon accumulation in the Smilno—1 deep drilling (NE Slovakia)

Miroslav Ivanov

Bázické dajkovité intrúzie v oblasti Hnilčíka a Závadky s magmatickými akumuláciami Fe—Ti minerálov **213**

Basic dyke intrusions with magmatic accumulations of Fe—Ti minerals in the Hnilčík and Závadka area (West Carpathians)

Ľubomír Divinec — Peter Volko

Charakteristika sekundárnej geochemickej aureoly ložiska Zlatá Baňa, Slanské vrchy **227**

Characteristics of the Zlatá Baňa deposit secondary geochemical aureole, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Eva Planderová

Nové poznatky o veku metasedimentov z ďumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenia) **237**

New knowledge on age of metasediments in the Ďumbier crystalline (Jasenie area, Central Slovakia), Low Tatra Mts.

Miroslav Hrašna — Ján Vlčko

Inžinierskogeologická rajonizácia pre sídelno-regionálnu aglomeráciu Košice — Prešov **253**

Engineering geological zoning for the Košice — Prešov residentially — regional agglomeration (Eastern Slovakia)

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky ***Continuation page 3 of the cover***

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 193 — 212

Geologické a naftovoložiskové zhodnotenie vrtu Smilno-1, severovýchodné Slovensko

BARTOLOMEJ LEŠKO

Na lánoch 6, 821 04 Bratislava

Doručené 7. 3. 1984

Геологическая и нефтеносная оценка глубокой скважины Смилно-1 (Северо-восточная Словакия)

Глубокая скважина Смилно-I оценивала наличие природных газов и нефти зборовского антиклинория магурского покрова.

Скважиной были определены условия залегания магурского флишевого пояса как экрана и геологическо-нефтяные условия флишевых комплексов тектонической единицы пинадлежащей внешнему флишевому поясу, На сейсмологической волновой схеме было определено происхождение динамических рефлексов на глубину ниже 4600 метров и причина лимитирующей скорости Вг 6250 м/с, На базе магурского покрова было найдено несколько сто метров мощное оползневое тело (брекчиевидное), в почве которого встречались смилнянские и чёрные флишевые слои с пачками флишевых пелитов и светлых кремнистых песчаников. способных аккумуляции природных углеводородов. Процесс возникновения и миграции газа и нефти продолжается от миоценного орогена, используя более молодую разрывную тектонику, почти до четвертичного периода. Беловежские свиты представляют усовершенствованный экран улетучиванию мигрующих из глубины углеводородов.

Appraisal of geological structure and conditions for natural hydrocarbon accumulation in the Smilno—1 deep drilling (NE Slovakia)

The Smilno—1 deep drilling was aimed at investigation of natural hydrocarbon occurrences in the Zborov anticlinorial zone of the Magura nappe. The drilling ascertained the geological structure of the Magura flysch belt creating a sealing horizon to deeper flysch units. Conditions for accumulation of natural hydrocarbons have been estimated also in underlying flysch units composing already part of the outer flysch belt. The drilling provided explanation to the geological nature of dynamic reflexes in the seismological wave pattern from depths below 4,600 m and explained the cause of 6,250 m . sec^{-1} marginal velocities as well. A tectonized submarine slump body has been found to occur at the base of the Magura flysch nappe. Below this nappe unit, the Smilno beds and sequences of black flysch with siliceous pelite and light quartz arenite seams create an appropriate environment for hydrocarbon accumulations.

The generation and migration of hydrocarbons was continuous from the time of last Miocene orogenic movements mainly along young dislocation tectonics reaching almost up to Quarternary levels. The Beloveža formation creates a perfect sealing horizon against the escape of migrating hydrocarbon from the depth.

Významným geologickým javom flyšového pásma na východnom Slovensku je smilnianske tektonické okno vonkajšieho flyšového pásma medzi Smilnom a Vyšným Orlíkom (Leško — Samuel, 1968). Takmer v strednej časti magurského príkrovu vystupujú na zemský povrch litologické komplexy tektonického podložia, patriace ku krosnianskej skupine flyšových Karpát (Koráb — Ďurkovič, 1978). Preto táto oblasť (na východ od Zborova) budila záujem geológov už v minulom storočí, keď v bývalej Rakúsko-uhorskej monarchii prepukla prospekčná aktivita na ropu a zemný plyn. S podobným úmyslom sme sa začali venovať tejto oblasti aj my.

Pomocou oporného vrtu Smilno-1 sme chceli vyriešiť niekoľko geologických a naftovoložiskových otázok, ako aj pridružené problémy, týkajúce sa geofyzikálnych a geochemických poznatkov, potrebných na aplikovaný výskum a vyhľadávací prieskum na ropu a zemný plyn. Náš zámer mal opodstatnenie z dvoch dôvodov:

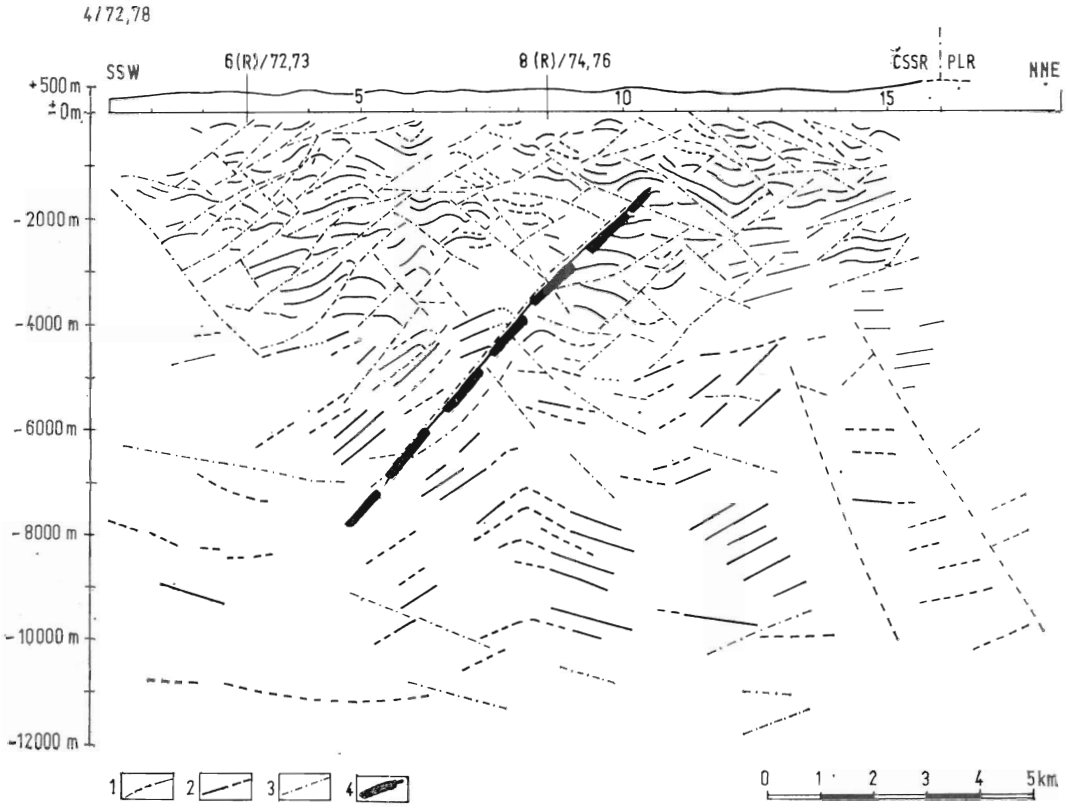
1. Zborovská oblasť bola predmetom naftovej prospekcie už na prelome nášho storočia súbežne s haličskou oblasťou bývalého Rakúsko-Uhorska. Pri Haliči sa objavili ložiská na tie časy svetového významu, zatiaľ čo v okolí Zborova aj napriek sľubným začiatkom prieskumné práce nepokračovali pre nedostatok finančných prostriedkov a krízové pomery pred a po prvej svetovej vojne (Telegdi Roth, 1912).

2. Z výsledkov geologického a geofyzikálneho výskumu sme poznali, že zborovská oblasť v celom flyšovom pásme na východnom Slovensku tvorí najvyššie vyzdvihnutú časť podložných flyšových a podflyšových geologických komplexov (Matějka et al., 1964). V dôsledku toho v zmysle príkrovovej stavby Západných Karpát a procesu pohlcovania spodných kôrových plastov počas orogénov môže táto oblasť poskytovať jedinečné podmienky pre genézu uhľovodíkov a ich odkrytie v hĺbkach pod 5000 m.

Ciele a lokalizácia vrtu

V projektovej príprave vrtného diela sme vyberali najvhodnejší spôsob na dosiahnutie našich výskumno-prospekčných cieľov za daných technických možností.

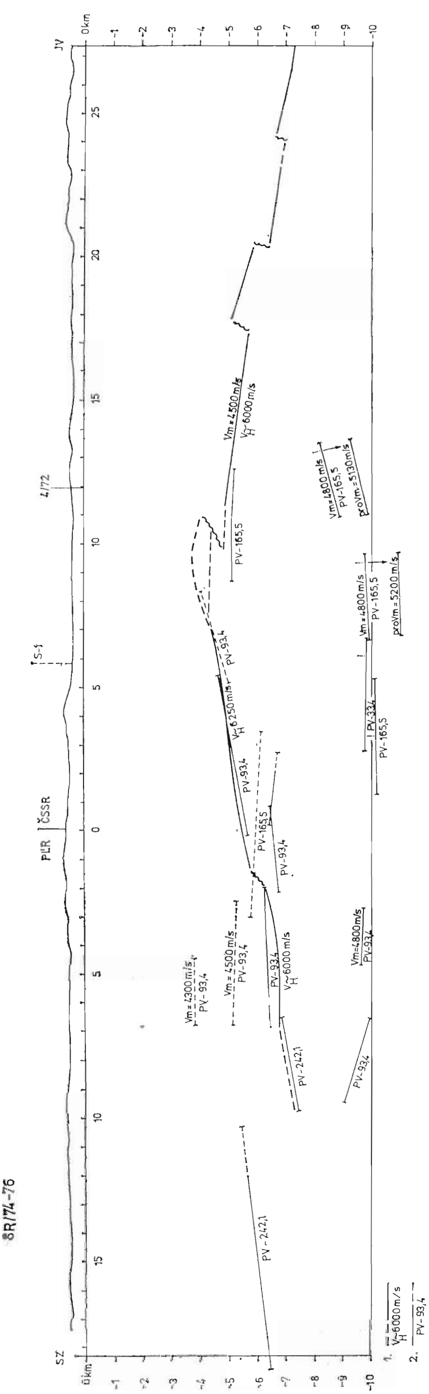
V prvom variante sme si mohli overiť hrúbku flyšových príkrovov v pásme optimálnych kladných hodnôt gravitačného poľa a morfologický povrch sedimentov aktivizovanej severoeurópskej platformy. Na základe seizmologického obrazu, v tom čase založeného na reflexnom profile 4/72—76 (obr. 1) a refrakčnom profile 8R/74—76 (Kadlečík in Leško et al., 1978) (obr. 2) a na základe rozloženia gravitačného poľa, sme predpokladali (Tomek, ib.), že elevovaný povrch platformy zodpovedá dobre sledovateľným rýchlostným rozhraniam a reflexným plôškam v hĺbkach 4800 — 6500 m. Keďže ešte vtedy vo flyšových komplexoch východného Slovenska neboli presne známe skutočné hodnoty rýchlostných rozhraní, nebol ani po prvých výsledkoch seizmického merania hĺbkový prejav smilnianskeho tektonického okna celkom jasný. Napokon až opakované premeranie a predĺženie seizmických profilov na poľské územie dokázalo hĺbkový elevačný prejav zborovskej oblasti (obr. 3). Preto sme usudzovali, že elevovaný povrch platformy mohol zapríčiniť vznik smilnianskeho tektonického okna a akumuláciu prírodných uhľovodíkov v nadložných flyšových vrstvách platformy. Podľa toho variantu sa do popredia dostal výskum naftovo-geologických pomerov flyšových komplexov pod magurským príkrovom alebo aj neflyšových sedimentov aktivizovanej platformy hlbšie ako 5000 m. Preto bolo nutné na profile 8R/72—76 za križovaním s reflexným profi-



Obr. 1. Hĺbkový rez seizmického profilu 4/72—76 po migrácii (Kadlečík, 1978) s geologickou interpretáciou (Leško, 1985). 1 — nevýrazné a predpokladané reflexné plochy, 2 — dynamicky výrazné reflexy, 3 — násuvné a prešmykové plochy, 4 — plocha tektonickej individualizácie zborovskej jednotky
Fig. 1. Deep seismic profile No 4/72—76 after migration (compiled by J. Kadlečík, 1978, geological interpretation by B. Leško, 1985). 1 — non pronounced reflexion surface, presumed surface, 2 — pronounced dynamic reflexion, 3 — thrust and nappe basal s urface, 4 — basal surface of tectonic individualization of the Zborov unit

lom 4/72—76 situovať vrtný bod v optime elevácie flyšového podložia.

Druhý variant riešenia spočíva na overení tzv. ľahkých sedimentov (Tomek in Leško et al., 1979) pod flyšovými príkrovmi. Tieto sedimenty s pórovitosťou asi 15 % a hustotou 2,45 g . cm^{-3} signalizovala v okolí Regetovky a pozdĺž československo-poľskej hranice gravimetrická analýza obrátených potenciálnych polí (obr. 4). Geologicky sme ich výskyt spájali s usadeninami oligénno-miocénnej molasy, pochovanej pod flyšovými príkrovmi Západných Karpát. Ak by tieto sedimenty patrili platformnej paleogeografickej proveniencii, potom by z ložiskovo-prospekčného hľadiska sľubovali pozitívne podmienky pre vznik a akumuláciu uhľovodíkov. Sledovanie tohto cieľa vyžadovalo zvoliť vrtný bod v okolí Regetovky, takmer 10 km

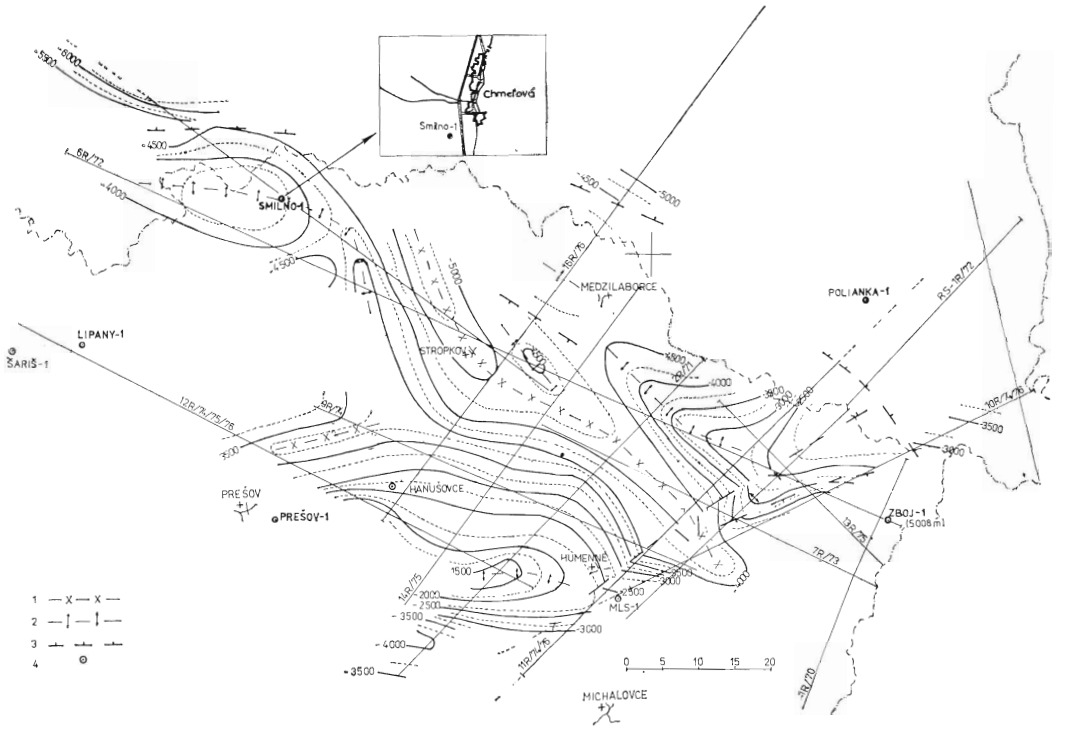


Obr. 2. Refrakčný seizmický profil 8R/74—76 (Kadlečík) Vh — refrakčné rozhranie rýchlosti, PV — odvodené reflexy z refrakčných vln

Fig. 2. Refraction seismic profile No 8R/74—76 (compiled by J. Kadlečík). Vh — refraction velocity boundary, PV — reflexion deduced from refraction wave

od smilnianskeho tektonického okna. Avšak sústredenie výskumu na tento cieľ nieslo prílišné riziko neúspechu, lebo hĺbkové parametre obrátenej gravimetrickej úlohy sme zatiaľ nemali overené a tiež preto, že technická kapacita vrtnej súpravy do 6000 m by hĺbkovým dosahom sotva stačila na overenie naftonosnosti ľahkých sedimentov v prípade ich výskytu pod flyšovými príkrovmi.

Na optimálne zabezpečenie výskumno-prospekčných cieľov mali vplyv aj merania elektrických potencií v zemskej kôre (Pěčová — Petr — Praus, 1976; 1978; obr. 5). Tieto merania poukázali na smerové rozloženie vektorových potenciálnych prejavov v celom karpatskom flyšovom oblúku. Hranica smerových premien vektorových potencií v západnej časti Karpát koinciduje zhruba s lednickou zónou, ale na východnom Slovensku ustupuje k južnému okraju zborovského antiklinoriálneho pásma. B. Leško et al. (1980) spája hranicu zmien vektorových potencií so zónou ulomenia granitovej vrstvy zemskej kôry, čiže s okrajom pod Karpatmi rozloženej južnej granitovej vrstvy, ktorá sa počas miocénneho orogénu alpínsky aktivovala. Severná časť granitovej vrstvy, ktorej južný okraj v tomto orogéne sčasti pohltila spodná kôra a vrchný plášť, ostala naďalej tektonickou súčasťou severoeurópskej platformy. Zóna ulomenia a pohltenia platformy zapríčiňuje podľa citovaných autorov zmenu smeru vektorov. Proces posunutia a pohltenia severnej časti platformy na jednej strane a nasunutia južnej časti



Obr. 3. Štruktúrna schéma (Wojas et al., 1977) zostrojená na základe seizmického vlnového poľa, získaného z refrakčných profilov a karotážnych meraní z vrtov, interpretovaná z hraničných rýchlostí 5500 — 5800 m/s. (v hĺbkovom rozložení nezodpovedá jednotnej stratigraficko-litologickej skupine hornín ani autochtónnemu či paraautochtónnemu fundamentu flyšového a bradlového pásma). 1 — os depresií, 2 — chrbát elevácií, 3 — interpretované zlomové línie, 4 — oporné a štruktúrne vrty

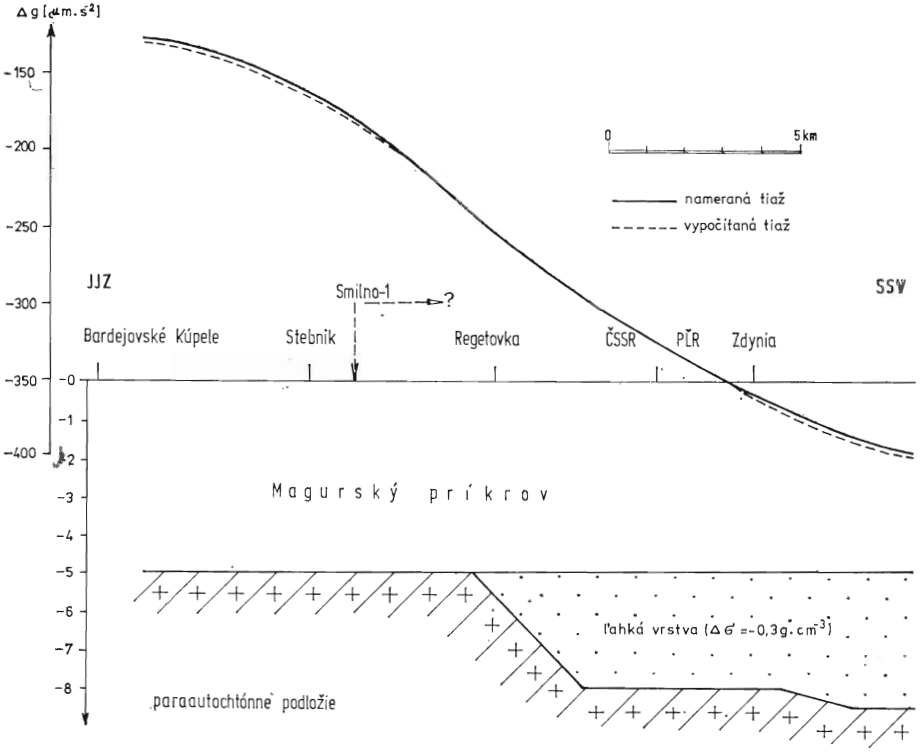
Fig. 3. Structural scheme compiled on the base of seismic wave pattern (A. Wojas et al., 1977) obtained from refraction profile measurements and drill-hole logging. The structural scheme is intepreted from marginal velocities of 5,500 — 5,800 m . sec^{-1}. In depthward distribution the pattern does not correspond to a single stratigraphic and lithologic sequence nor to autochtonous or parautochtonous basement of flysch units and the Pieniny Klippen Belt. 1 — depression axis, 2 — Elevation axis, 3 — fault line interpreted, 4 — wildcat and structural drilling site

platformy na druhej strane mohol v zborovskej oblasti vyvolať vertikálny pohyb platformného fundamentu a flyšového pásma o 4 — 6 km. Dosiaľ vykonané seizmické sondovania a z nich vyplývajúci seizmologický obraz podporujú takúto geologickú intepretáciu skúmanej oblasti.

Pri výbere lokality pre oporný vrt sme brali do úvahy všetky tieto kritériá. Rozhodli sme sa pre kompromisné riešenie s dôrazom na sledovanie flyšových sekvencií vyskytujúcich sa pod magurským príkrovom v oknovej elevácii. Okrajovo sme chceli sledovať aj ľahšie sedimenty.

Litologicko-stratigrafický profil vrtu

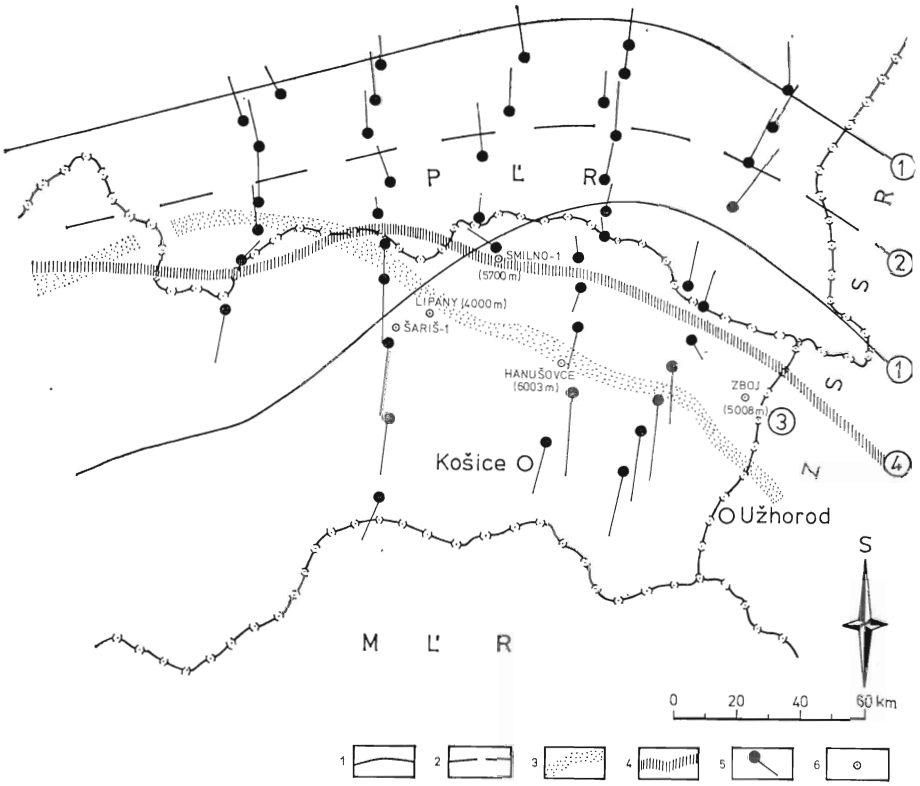
Oporný vrt Smilno-1 odkryl nasledujúce horninové komplexy (obr. 6). Od povrchu zemského reliéfu do hĺbky 2200 m sa zisti-



Obr. 4. Modelové riešenie tiažového poľa (Tomek, 1979) na profile Bardejovské Kúpele — Zdynia (PĽR)
Fig. 4. Model solution of the gravity field (Č. Tomek, 1979) along profile Bardejovské Kúpele (Czechoslovakia) — Zdynia (Poland)

lo belovežské súvrstvie račianskej fácie magurského flyšového príkrovu. Keďže v tomto intervale sme z vrtného profilu neodobrali vzorky z počvy, prítomnosť belovežského súvrstvia predpokladáme na základe petrografických rozborov vrtných úlomkov a karotážnych meraní. V tomto súvrství sme prevŕtali veľmi jemnopiesčité a sľudnaté íly a ílovce pestrých farieb. V niektorých hĺbkových intervaloch prevládali červené a fialovomodré ílovce nad modrosivými, zelenými a sivohnedými ílovcami. Posledná skupina vrstiev bola často dominujúcou zložkou súvrstvia. Domnievame sa, že tento jav svedčí o častejšej tektonickej frekvencii v dôsledku nahromadenia belovežského súvrstvia v zborovskom antiklinoriálnom pásme než o litologicko-stratigrafickej postupnosti a sedimentárnej variabilite súvrstvia.

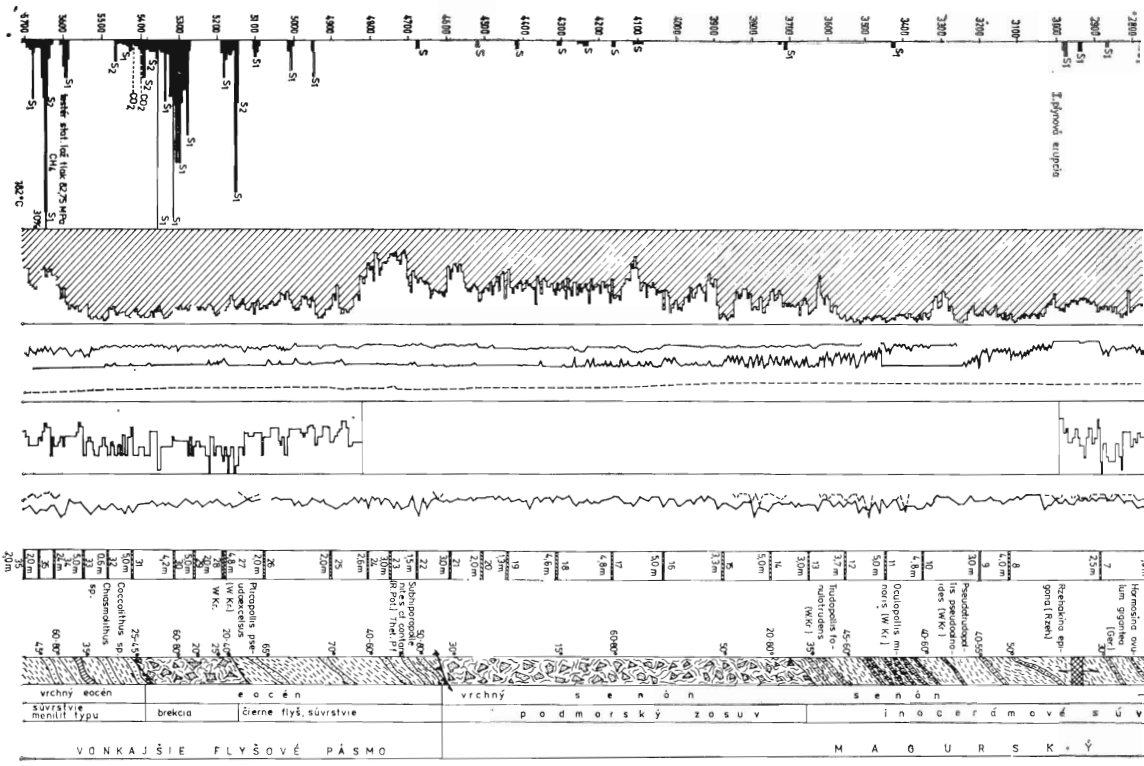
Jemnosľudnaté a vápnité pieskovce sa vo vrtnej drvine vyskytovali len sporadicky. Preto sa domnievame, že podobne ako v povrchových odkryvoch, tak aj vo vrtnom profile obsahuje belovežské súvrstvie psamitickú zložku len vo forme 2 — 10 cm hrubých lavičiek. Ale K. Telegdi Roth (1912) opisuje v okolí Smilna niekoľko polôh s nahromadením hrubých (7 —8 m) lavíc pieskovcov (obr. 7) v starom vrte z roku 1905 (Marta), kde technika vŕtania umožňovala dôkladnejšie vertikálne



Obr. 5. Významné geofyzikálne anomálne zóny v Karpatoch (Pěčová — Petr — Praus, 1978). 1 — schematické ohraničenie zápornej tiažovej anomálie v Karpatoch, 2 — schematický priebeh osi zápornej tiažovej anomálie, 3 — priebeh bradlového pásma, 4 — zóna zvýšenej elektrickej vodivosti na kontakte Karpát a európskej platformy (zóna je uvedená v priebehu Wieseho vektorov), 5 — veľkosť úsečky je úmerná intenzite magnetovariačných anomálií, 6 — niektoré hlboké vrty
Fig. 5. Main geophysical anomalous zones in the Carpathians (J. Pěčová et al., 1978). 1 — schematic boundary of the Carpathian gravity low, 2 — schematic axis of the gravity low, 3 — the Pieniny Klippen Belt, 4 — zone of higher electric conductivity along the contact of Carpathians and the European Platform (deduced from Wiese's vectors), 5 — intesity of magnetic variation anomalies in proportion to the vector lenght, 6 — some deep drillings

sledovať litologické premeny než v našom vrte. Prvá poloha s častou frekvenciou lavíc pieskovcov sa vo vrte Marta vyskytovala v hĺbkach 390 a 440 m, druhá v hĺbke 830 m. Ako uvádza citovaný autor, pieskovce boli nasýtené metánom a ropou, takže v hĺbke 840 m došlo k erupcii plynu, ktorú vrtná osádka technicky zdolala.

Odhadom určená hrúbka belovežského súvrstvia 700 — 900 m (Leško — Samuel, 1968) sa zdá byť reálna napriek tomu, že vo vrtnom profile bolo toto súvrstvie v dôsledku tektonického nahromadenia 2200 m hrubé. V tomto hĺbkovom intervale sa nevyskytovali mocné kremenné pieskovce v niekoľkostometrových polohách, ktoré spomína H. Świdzinski (1961)



Obr. 6. Profil hlbokého vrtu Smilno—1. 1 — pestré pelity, íly a ílovce s vložkami jemnozrnných, sľudnatých a glaukonitických pieskovcov — belovežské súvrstvie, 2 — tmavosivé až čierne tvrdé ílovce s lavicami sivých siltovcov a konvolutne zvrstvených drobnozrnných pieskovcov so žilkami kalcitu — inocerámové súvrstvie, 3 — tmavosivé až čierne nevápnité ílovce s polohami svetlosivých kremenitých pieskovcov so žilkami kremeňa a barytu, 4 — vložky — polohy tmavočiernych pelokarbonátov, 5 — sedimentárne brekcie silne tektonizované, 6 — dislokačné plochy: a, b — násunového charakteru, c — vertikálne a subvertikálne germanotypného charakteru, 7 — percentuálny pomer pelitickej (ílovcovej) a psamitickej (pieskovcovej) zložky určenej z vrtnej drviny

a J. Nemčok (1980) v okolí Bardejovských Kúpeľov z južnejších antiklinálnych pásem.

Spodnú hranicu belovežského súvrstvia vo vrtnom profile nevieme presne určiť, pretože belovežské súvrstvie pestrého pelitického zloženia ako nadmieru plastické a nekompetentné voči podložným flyšovým vrstvám vrchnej kriedy a spodného paleocénu sa do podložného súvrstvia pri transporte príkrovu mohlo zvrásňovať. Takáto situácia sa vyskytuje napr. v pásme Miková — Snina. Zamieňanie belovežských vrstiev s rovnovekovými pestrými pelitmi eocénu duklianskej jednotky na násunovej ploche magurského príkrovu viedlo v prvej polovici nášho storočia k nesprávnej geologickej, a tým aj ložiskovej interpretácii pri vyhľadávaní ropy a zemného plynu.

Výrazná litologická zmena vo vrtnom profile nastala v hĺbke 2200 m, kde z vrtnej drviny postupne vymizli pestré červené, zelenkastosivé a sivomodré ílovce

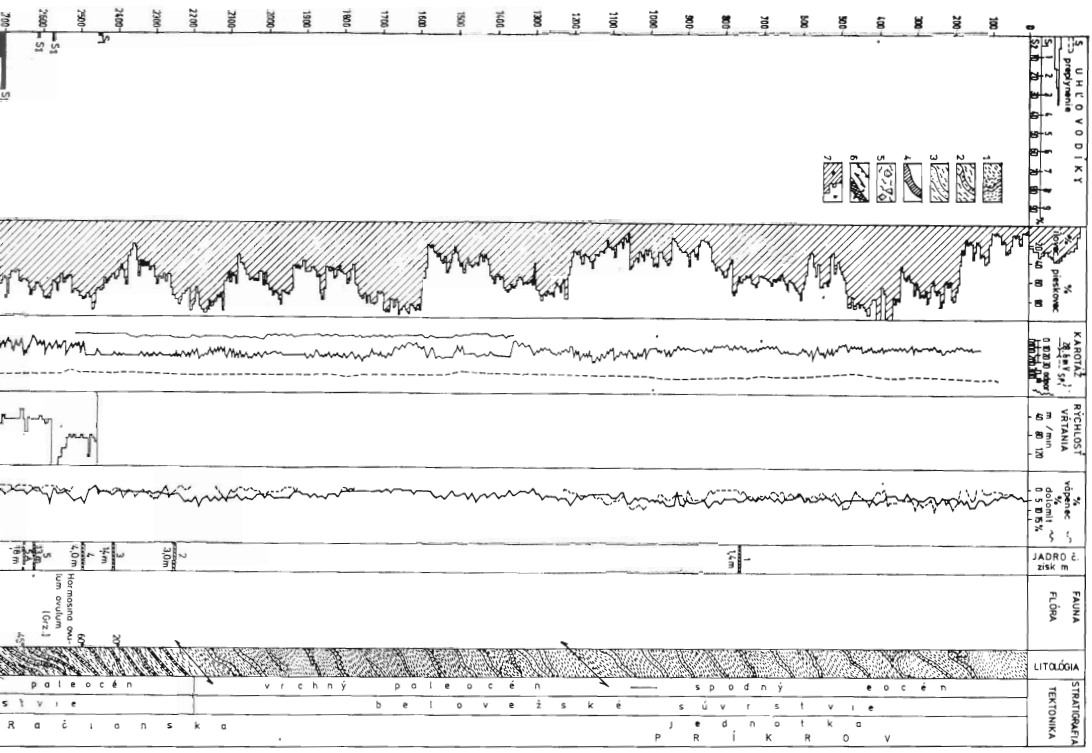
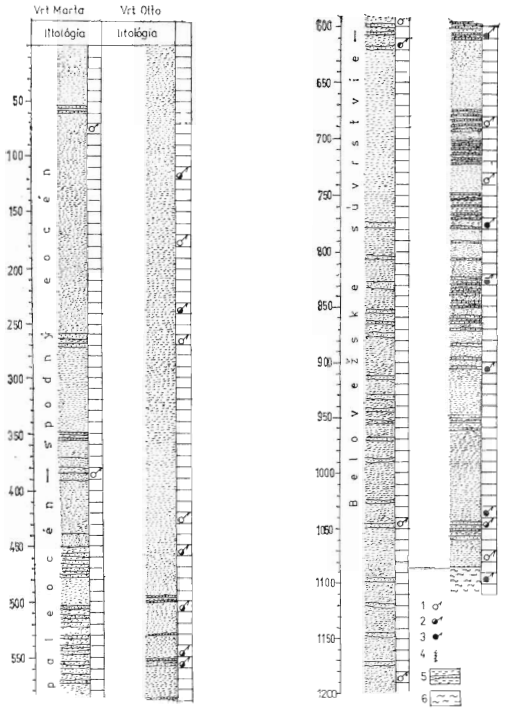


Fig. 6. Lithological profile of the Smilno—1 deep drilling. 1 — variegated pelite, claystone and clay with intercalations of fine-grained micaceous and glauconitic sandstone, Beloveža formation, 2 — dark grey to black hard claystone with banks of grey siltstone, interlayers of fine sandstone with convolute bedding and calcite veinlets, Inoceramus formation, 3 — dark grey to black, non-calcareous claystone with intercalations of light grey quartz arenite and quartz-baryte veinlets, 4 — seams and layers of dark to black pelocarbonate, 5 — sedimentary breccia, strongly tectonized, 6 — dislocation surface, a, b — thrust surface, c — fault, vertical to subvertical, 7 — share of claystone and psammite constituent in the borings (in percents)

a častejšie sa objavovali úlomky pieskovcov. Vo vrtných jadrách, ktoré sme od tejto hĺbky častejšie odoberali, sme zistili flyšové sekvencie v alterácii tmavosivých nevápnitých ílovcov, siltovcov a jemnozrnných silne sľudnatých pieskovcov. Pieskovce sa vyznačovali konvolutným zvrstvením a sieťou kremenných a kalcitových žiliek. Tmavosivé až čierne nevápnité ílovce v striedaní s ostatnými flyšovými litotypmi prevládali. Niektoré lavice pieskovcov konvolutného zvrstvenia sú vápnité, čím vytvárajú litologický typ drobnozrnných laminovane zvrstvených sivých pieskovcov inocerámového súvrstvia, známych z povrchových odkryvov. Pomer pieskovcov k ílovcom je premenlivý od 1 : 3 do 2 : 3. Miestami sme v jadrách zistili aj hrubšie lavice pieskovcov (40 — 120 cm). Hieroglyfy vyskytujúce sa na spodnej ploche lavíc boli prevažne mechanického pôvodu. Úklon prevrtávaných vrstiev bol od 20° do 85°, s priemernou hodnotou 50 — 53°. Podľa analýzy T. Ďurko-



Obr. 7. Geologický rez vrtmi Marta a Otto zo západného okraja obce Smilno (podľa Telegdiho Rotha, 1912, upravil Leško, 1985). 1 — výrazné plynové prejavy počas hĺbenia, 2 — prejavy metánu doprevádzané stopami ropy, 3 — výrazné výrony oleja a ropy, 4 — čerpacie skúšky, 5 — plastické pestré íly a ílovce s vložkami a lavicami pieskovcov — belovežské súvrstvie, 6 — tmavosivé pevné ílovce — inocerámové súvrstvie magurského príkrovu

Fig. 7. Geological profile accross drillings Marta and Otto in the western margin of Smilno village (compiled by K. Telegdi Roth, 1912, modified by B. Leško, 1985). 1 — pronounced gas inflow in the course of drilling, 2 — methane inflow followed by oil traces, 3 — pronounced oil inflow, 4 — pumping test, 5 — variegated plastic clay and claystone with arenite intercalations, Beloveža formation, 6 — dark grey massive claystone and silstone — Inoceramus formation, Magura nappe

viča (in Leško et al., v tlači) v pieskovcoch dominuje kremeň, obsah živcov je 2 — 9 % a muskovitu 5 — 18 %. Spodnú hranicu súvrstvia vo vrtnom profile asi v úrovni 3650 m určuje sedimentárna brekcia (pravdepodobne podmorský zosuv), miestami silne tektonizovaná.

Vek prevrtávaného súvrstvia v intervale 2200 m (2000 m) — 3650 m určil na základe biostratigrafických analýz malých foraminifer O. Samuel (ib.). V tomto súvrství zistil rody *Hormosina* a *Rzehakina*, a to predovšetkým druhy *Hormosina ovulum ovulum* (Grzybowski), *H. ovulum gigantea* (Geroch) a *Rzehakina epigona* (Rzehak). V niektorých vzorkách tohto hĺbkového intervalu sa však našli aj asociácie s dendrophryami, hyperaminami a rhabdaminami, ktoré poukazujú na paleocénny vek prevrtávaného súvrstvia. Tieto asociácie sú podľa O. Samuela (ib.) charakteristické pre vrchný senón až paleocén.

V intervale 3650 — 4600 m sme zistili nahromadenie takmer ostrohranných angulárne nedostatočne opracovaných úlomkov pieskovcov a siltovcov v čiernom ílovcovo-ílovitom prostredí. Psamitickú zložku tohto telesa (pravdepodobne podmorského zosuvu) tvoria jemnozrnné vápnité pieskovce a siltovce sivočiernych odtieňov s jemne roztrúseným muskovitom na odlučných plochách. Psamitické a pelitické 2 — 15 cm veľké klasty v brekcii druhotne spevňuje čierna ílovitá hmota. Obsah klastov je monomiktný a rovnakého stratigrafického postavenia ako tmeliaca hmota. Ani petrograficky sa klasty ničím nelíšia od nadložných flyšových hornín.

Litologický charakter klastov a ílovitého tmelu poskytol len veľmi skromné dôkazy o stratigrafickom postavení tohto chaoticky usporiadaného hĺbkového intervalu. Foraminiferová asociácia sa nenašla. Mikroflóra (peľové zrná zo skupiny Normapolles) poukazujú podľa P. Snopkovej (ib.) na paleocénny až vrchnokriedový vek.

Na základe makroskopického štúdia

petrograficko-litologického zloženia a stupňa diagenézy klasty pieskovcov, siltovcov a čiernych ílovcov pripomínajú flyšové sekvencie inocerámové súvrstvie.

Báza zosuvného brekciovitého telesa vo vrte končí asi v hĺbke 4600 m. Presná hranica bázy sa ťažko určuje, lebo v tomto telese sa vyskytujú súvislé polohy akoby nenarušených flyšových sekvencií. Domnievame sa, že reprezentujú ucelené vrstvové bloky ponorené do zosuvného telesa. V úrovni 3650 — 4600 m sa vyskytla sedimentárna brekcia, čo vysvetľujeme príslušnosťou celého inocerámového súvrstvia k magurskému príkrovu aj napriek tomu, že pri opise povrchovej stavby tektonického okna pri Smilne sme (Leško — Samuel, 1968) podobné súvrstvie paleocénu a vrchnej kriedy z podložia belovežského súvrstvia včlenili do skupiny duklianskej jednotky.

Treba uviesť, že ani v povrchovej stavbe širšieho okolia tektonického okna pri Smilne, ani pri vonkajšom okraji magurského nasunutia na duklianskú jednotku sa podobne sedimentárne a tektonicky postihnuté brekciovité telesá nenachádzajú. Domnievame sa, že vrtom sme odkryli úložné pomery plochy nasunutia južných častí magurského príkrovu na čiastkové jednotky vonkajšieho (krosnianskeho) flyšového pásma Karpát.

V hĺbkovom intervale 4600 — 5150 m vrt zistil flyšové sekvencie tmavosivých až čiernych nevápnitých ílovcov, konvolutne zvrstvených siltovcov s vložkami ílovcov a lavice drobnozrnných kremenitých pieskovcov s hojne roztrúsenou sľudou. Od tejto hĺbky do 5380 m sa vo vrtnom profile vyskytovala hrubá sedimentárna brekcia. Petrografické zloženie klastov psamitov a pelitov tejto brekcie je rovnaké ako litologické zloženie bezprostredného nadložia pod 4600 m. Popri pomerne veľkom množstve organických zvyškov sme tu našli (Snopková in Leško et al., v tlači) ojedinelú mikroflóru s druhmi charakteristickými pre eocénne sedimenty: *Plicapollis pseudoxalsus* (W. Kr.) W. Kr., *Subhiporopollenites* cf. *constans* (R. Pot.) Th. et Pf., *Triatriopollenites bituites* (R. Pot.) Th. et Pf.

V intervale od 5380 m do konečnej hĺbky vrtu 5700 m sa opakovali flyšové sedimenty zložené z čiernych a tmavosivých nevápnitých ílovcov a konvolutne zvrstvených svetlých (krištáľovosvetlých) pieskovcov s kremennými žilkami a s hojne roztrúseným muskovitom. Tento typ pieskovca na našom území na povrchu nepoznáme. T. Ďurkovič (ib.) ich charakterizuje ako psamity s dominujúcim kremeňom a sporadicky sa vyskytujúcimi živcami (0,4 — 1,9 %), úlomkami vápenca a rohovca. Základnú hmotu tohto typu pieskovca tvorí íl s kalcitovým tmelom. V mnohých črtách by azda pripomínali pieskovce od Mzsanky, ktoré v synklinálnom pásme Revejky zasahujú na naše územie severne od Kalinova. Okrem siltovcov a svetlých drobnozrnných pieskovcov v hĺbkovom intervale pod 5380 m boli aj lavice tvrdých pelokarbonátov (15 — 20 cm).

Presné stratigrafické zaradenie prevrtávaného súvrstvia od 4600 m do konečnej hĺbky nám sťažuje nedostatok paleontologických dát. Väčšina vzoriek bola sterilná, zistilo sa iba niekoľko foriem nanoflóry z rodu *Coccolithus* sp. a *Chiasmolitus* sp. reprezentujúcich všeobecne paleogén. Vedľa organických zvyškov okrem už vyššie spomínanej mikroflóry našla P. Snopková peľové zrnká druhov reprezentujúcich čiastočne paleocén až spodný eocén ako: *Laeviporopollis laevigatus* (W. Kr.) W. Kr., *Plicapollis pseudoexcelesus* (W. Kr.) W. Kr., *Plicapollis plicatus* (R. Pot.) W. Kr., *Stephanoporopollenites* cf. *Vacuopollis* a pod.

Z litologického hľadiska sme flyšové horniny prevrtávané v hĺbkovom intervale

4600 — 5700 m porovnávali s flyšovými sekvenciami vystupujúcimi na zemský povrch v smilnianskom tektonickom okne. Snažili sme sa takto určiť ich faciálno-stratigrafickú a tektonickú identitu vo vzťahu k litologickým zoskupeniam v duklianskej jednotke a v tektonickom okne pri Smilne, vystupujúcim na povrch. Niektoré tmavosivé až čierne nevápnité ílovce z vrtu sú popretkávané hrubostopovými fukoidmi. Tieto ílovce majú po narušení odlučnej plochy sivý vryp. Takéto znaky v duklianskej jednotke javia vápnité ílovce cisnianskej a lupkovskej vrchnej kriedy, menilitovým a cergowským pelitom vrchného eocénu až spodného oligocénu tieto črty chýbajú. Na druhej strane paleontologické nálezy z tohto hĺbkového intervalu vylučujú vrchnokriedový rozsah tohto prevažne čierneho flyšového súvrstvia menilitového typu.

Od hĺbky asi 5100 m sa v profile vrtu vyskytovali lavice drobnozrnných krištáľovobielych pieskovcov s kremennou, kalcitovou a barytovou výplňou puklinovej siete. Možno ich petrograficky porovnávať s pieskovcami od Mzsanky z podložia menilitovo-cergowských vrstiev, ale tam tieto pieskovce tvoria kompaktnú stabilnú spodnú časť týchto vrstiev. Vo vrtnom profile pri normálnom stratigrafickom uložení flyšových sekvencií sa vo vertikálnom smere nepravidelne a roztrúsene vyskytovali svetlé kremenité pieskovce, pričom ich sprevádzali lavice hnedočiernych pelokarbonátov.

Na základe tejto analýzy sa domnievame, že hĺbkový interval 4600 m a hlavne 5380 — 5700 m reprezentuje spodnú časť čierneho flyšového (čiastočne cergowského) súvrstvia menilitového typu s polohami pieskovcov mzsanského petrografického typu vrchného eocénu, prípadne až spodnej časti oligocénu. Flyšové súvrstvie v intervale od 4600 m do 5380 m, ktorý reprezentujú čierne pelity s hrubostopovými fukoidmi a sivým vrypom a lavice hnedočiernych pelokarbonátov, známych z vrstiev podmenilitového eocénu duklianskej jednotky, reprezentuje eocén. Zo stratigrafického hľadiska by mohli azda zastupovať hieroglyfové vrstvy (Ślączka, 1971) alebo vrstvy podmenilitového eocénu (Leško — Samuel, 1968) v rozpätí eocénu.

Geologické a plynonosné aspekty vrtu

Napriek tomu, že oporný vrt nedosiahol projektovanú hĺbku 6000 m, pomohol objasniť geologické, geofyzikálne a naftovoložiskové pomery flyšového pásma severovýchodného Slovenska. Vrtom dosiahnuté výsledky upresňujú niektoré ciele vytýčené v projekte, mnohé otázky sú však naďalej nezodpovedané alebo na úrovni hypotézy.

Belovežské súvrstvie sa v seizmologickom obraze prejavuje ako chaoticky rozložené, krátke a navzájom nesúvislé reflexné plôšky. Predstavuje ich vrchná chaoticky usporiadaná časť reflexného profilu 4/72—76 a 34/81. Pretože súvrstvie je intenzívne prevrásnené a naviac v ňom chýbajú súvislé polohy alebo lavice pieskovcov, nemožno na týchto profiloch vyhľadať také tektonické formy, ktoré by poukazovali na úložné pomery celého 2200 m hrubého súvrstvia. Ani seizmokarotážne merania vo vrte (Filková, ib.) neumožnili urobiť geologickú interpretáciu úložných pomerov súvrstvia vo vrchnej časti oporného vrtu.

Belovežské súvrstvie pôsobilo ako dokonalý tesniaci plášť proti komunikácii a úniku plynných a ropných uhľovodíkov z hlbokého podložia na zemský povrch. Vyskytujú sa v ňom rozsahom malé ložiská ropy a plynu, bez hospodárskeho význa-

Ďakujem prof. dr. A. Ślączkovi z Jagielowskej univerzity v Krakove za spoluprácu pri vyhodnocovaní jadrových vzoriek z vrtu.

mu. Ich výskyt sa viaže na sieť puklín v ílovcovom prostredí a v rudimentárne sa vyskytujúcich pieskovcoch. Takéto ložiská sme prevrtávali v celom intervale 2200 m, o čom svedčí skutočnosť, že obohatili výplachovú suspenziu až na 4 %. Aj vrtné diela z rokov 1905 — 1912 (obr. 7) poukázali na výskyt ropy a zemného plynu so silným výronom, napr. v hĺbkach 830 m a 1190 m (Marta) a 430 m (Otto). Viac nádeje vkladal Telegdi Roth do výsledkov z druhého vrtu (Otto), ktorý situoval ešte južnejšie od obce Smilno. Uvádza, že prvé stopy oleja vo vrte Marta sa objavili až v 840 m, kým v druhom vrte už v hĺbke 80 m, pričom plynové výrony sa počas vŕtania nepretržite opakovali. V hĺbke 430 m nastala erupcia plynu. Medzi 450 — 460 m sa hojne objavovali stopy nafty. V hĺbke 590 m sa v tomto súvrství nachádzal prvý mäkký pieskovec nasýtený ropou. Žiaľ čerpacia skúška zistila len slabý prítok ropy. Podobné prejavy ropy, sprevádzané výronmi zemného plynu, sa zaznamenali až do konečnej hĺbky vrtu. Autor poznamenáva, že v prevažne ílovcovom litologickom komplexe sa vyskytovali len tenké vložky pieskovcov.

V hĺbke 1100 m sa vrtné práce pre nedostatok finančných prostriedkov zastavili, hoci K. Telegdi Roth predpokladal v hĺbke 1200 m hospodársky využiteľné ložisko ropy. Správne odhadol geologické pomery, pretože v posledných desiatkach metrov vrtného profilu zistil zmenu flyšovej litológie — výskyt inocerámových vrstiev, ktoré mali hojnejší vývoj pieskovcových lavíc než belovežské súvrstvie, preto mohli vytvárať kolektorské prostredie pre uhľovodíky.

Z geochemického hľadiska je belovežské súvrstvie vo vrte Smilno-1 chudobné na organickú hmotu (Širáňová in Leško et al., v tlači), preto sa domnievame, že bohatý puklinový výskyt uhľovodíkov v ňom je alochtónneho pôvodu, migrovaný z hlbších flyšových a podflyšových úrovní. Od 2200 m do 4600 m sú reflexné záznamy relatívne lepšie než v nadložnom belovežskom súvrství. Ale ani tam sa nevyskytujú zvlášť plynulé reflexné plôšky na čase 1,5 — 1,9 s., na základe ktorých by bolo možné predpokladať úložné pomery inocerámového súvrstvia. Príčinou je fakt, že aj hĺbková úroveň s brekciou od 3650 m do 4600 m sa prejavuje ako seizmický šum bez akýchkoľvek reflexných záznamov. Seizmokarotážny diagram šírenia vrstvových rýchlostí zaznamenal nápadný útlm rýchlostí seizmickej vlny v hĺbke 2850 — 3150 m, a to z 5000 m/s. na 3700 m/s.

Zistili sme, že toto podstatné zníženie rýchlostí šírenia seizmickej vlny nezapríčiňuje technické vybavenie vrtnej trasy ani tri úhybové stvoly, ale priečne karpatsky orientovaná mladá tektonická zóna, ktorá slúži ako prívodný (migračný) kanál plynných uhľovodíkov z hlbokého podložia. V reliéfe zemského povrchu sa drvená zóna neprejavuje, lebo ju zakrýva a retušuje vyše 2000 m hrubé belovežské súvrstvie. Jej povrchový priebeh by sme mohli viazať na dolinu Chmeľovského potoka. Úklon drvenej zóny v hĺbke 3000 m v okolí trasy vrtu určuje dĺžka (vertikálna) asi 300 m dlhého záznamu zníženej rýchlosti seizmickej vlny, čo predstavuje asi 80° — 85° úklon tejto plochy smerom na západ.

Z hľadiska výskytu uhľovodíkov sa inocerámové súvrstvie, podobne ako belovežské súvrstvie, vyznačuje malou koncentráciou rozptýlenej organickej hmoty (Širáňová, ib.). Nemôžeme v nich vyčleniť žiaden litologický komplex, ktorý by spĺňal kritériá ropomaterskej horniny. Zato však je v nich dosť puklinových výskytov zemného plynu, chemicky čistého, bez sprievodných ložiskových produktov. Preto sme toho názoru, že plynové ložiská v tomto horninovom prostredí sú aloch-

tónneho pôvodu, ktoré z hĺbok migrovali po zlomových plochách posledných geologických pohybov. Také je aj dlhodobo odskúšané malé ložisko zemného plynu z hĺbok 2990 — 3012 m. Podľa karotážnych meraní horninové prostredie drvenej zóny predstavuje porózno-puklinový kolektor od 10,9 do 15,4 %, sýtenie 25 — 55 % s priepustnosťou 4,19 darsy a s tlakom na ústí vrtu 8 — 9 MPa (Rudinec — Smetana, ib.), čo názorne dokazuje vlastnosti tektonického kolektora. Chemické zloženie plynu je veľmi kvalitné: metán 98,2 %, etán 0,5 %, propán 0,1 %, vodík 0,1 % a dusík 1,1 %, výhrevnosť je 32,755 Mj.

Podľa pôvodných projektových zámerov sme pod 4600 m na základe seizmologického vlnového obrazu odlišného od vrchnej flyšovej časti komplexu belovežského a inocerámového súvrstvia hypoteticky očakávali neflyšové horninové prostredie. Predpokladali sme to na základe analýzy obrátených gravitačných polí s výskytom más s hmotnosťou 2,45 g . cm^{-3} v hĺbkach pod 5000 m a relatívne výrazný seizmologický vlnový obraz širšieho územia zborovskej oblasti. Preto bolo treba geologicky určiť pôvod hraničnej rýchlosti 6200 m/s., kolidujúcej s reflexnou plochou PV-93 na profile 8 R/76, ako aj geologický pôvod dynamických reflexov na profile 4/72—76, vyskytujúcich sa v hĺbkach pod 4600 — 4800 m. Počas hĺbenia vrtu sa v tejto oblasti reflexnou metódou odmerali ďalšie seizmické profily, avšak ich kvalita, až na profil 34/81 vedený v smere S — J cez vrtný bod, zaostáva za skôr odmeranými seizmickými profilmi. Po ukončení vrtného diela môžeme konštatovať, že dynamicky sa prejavujúce reflexy z profilu 4/72—76 a hraničná rýchlosť 6200 m/s kreslia na profile 8R/72—76 reliéf čierneho, prevažne ílovcového súvrstvia v podloží sedimentárno-tektonickej brekcie. Seizmický šum patrí tejto niekoľkosto metrov hrubej chaoticky usporiadanej mase, naopak, dynamický prejav reflexov a hraničnej rýchlosti 6200 m/s. náleží rozhraniu solídne uložených eocénnych čiernych flyšových sekvencií. V seizmokarotážnom vlnovom obraze (obr. 8) tento reflex nie je taký presvedčivý a výrazný. Lepšie sa prejavuje reflexná plocha litologického rozhrania medzi inocerámovým súvrstvím a chaotickou masou brekcie v hĺbke okolo 3650 m na čase 1,9 s. (Filková, ib.).

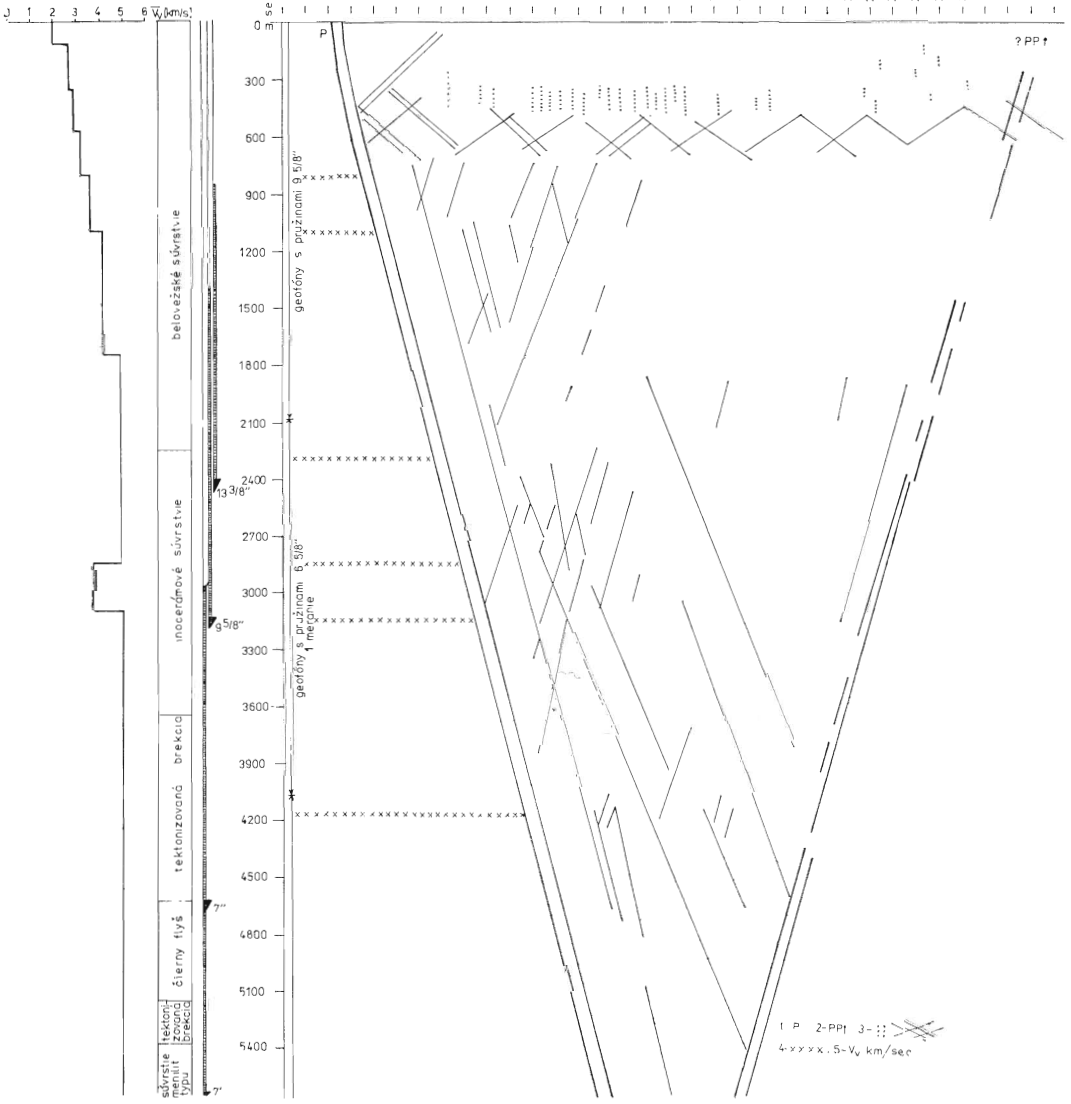
Od hĺbky 4600 m do konečnej hĺbky 5700 m sa prevrtávané čierne flyšové súvrstvie a súvrstvie menilitového typu veľmi pozitívne prejavovali z hľadiska výskytu zemného plynu, a to jednak vysokou frekvenciou kremenitých drobnozrnných pieskovcov v laviciach hrubých vyše 100 cm v úlohe kolektorov, jednak niekoľkými ílovcovými polohami s vyššou koncentráciou organickej hmoty (Širáňová, ib.), ako je v menilitových vrstvách karpatského flyšu (Šimánek, 1967). Z technických príčin sa nepodarilo ani jeden z týchto plynom sýtených hĺbkových obzorov dokonale vyskúšať. Zistili sme, že ložiskový tlak je takmer o 42 % vyšší ako hydrostatický tlak a ložisková teplota v hĺbkach pod 5000 m je asi 180 °C (Rudinec, ib.). Testerovacia súprava overila v intervale 5639 — 5680 m ložiskový tlak zemného plynu až 82,75 MPa a teplotu 182 °C (Smetana, ib.).

Diskusia

Predpokladaný výskyt oligomiocénnej molasy a starších sedimentov platformnej paleografickej proveniencie v hĺbkovom podloží vrtu Smilno-1 sme do hĺbky 5700 m nedokázali, ale domnievame sa, že by sa to nepodarilo, ani keby bol vrt dosiahol projektovaných 6000 m.

Hypoteticky však možnosť výskytu týchto sedimentov pretrváva, a to na základe výsledkov gravimetrického rie-

šenia obrátenej úlohy, ďalej na základe možnosti interpretovať vlnový seizmologický obraz z refrakčných profilov, zvlášť profilu 4/72—76 a profilu 34/81, ako aj zo seizmokarotážneho vlnového obrazu (obr. 8), v ktorom sa na čase



Obr. 8. Schéma vlnového obrazu zo seizmokarotážneho merania vo vrte Smilno—1 (Filková, 1985). 1 — priama pozdĺžna vlna, 2 — odrazená vlna, 3 — rušivé vlny, 4 — pásma silnej interferencie rôznych typov vĺn, 5 — vrstvová rýchlosť v km/s

Fig. 8. Scheme of wave pattern obtained from seismic logging data in the Smilno—1 deep drilling (V. Filková, 1985). 1 — longitudinal direct wave, 2 — reflected wave, 3 — interfering wave, 4 — zone of strong interference of various wave types, 5 — bedding velocity in km . sec^{-1}

3,2 — 3,3 m/s objavuje dynamicky výraznejší reflex, zodpovedajúci hĺbkam 6700 — 7000 m. Z geofyzikálnych výsledkov sa dá predpokladať, že tieto reflexy v okolí vrtu náležia litologickým a snáď aj tektonickým plochám, ktoré predstavujú hranicu medzi čiernym flyšovým súvrstvím a súvrstvím menilitového typu, overovaným od úrovne 4600 m, a horninovým komplexom pod 6700 — 7000 m. Tieto reflexy dosahujú v kulminačnom úseku elevácie smilnianskeho tektonického okna hĺbku len 5 — 6 km.

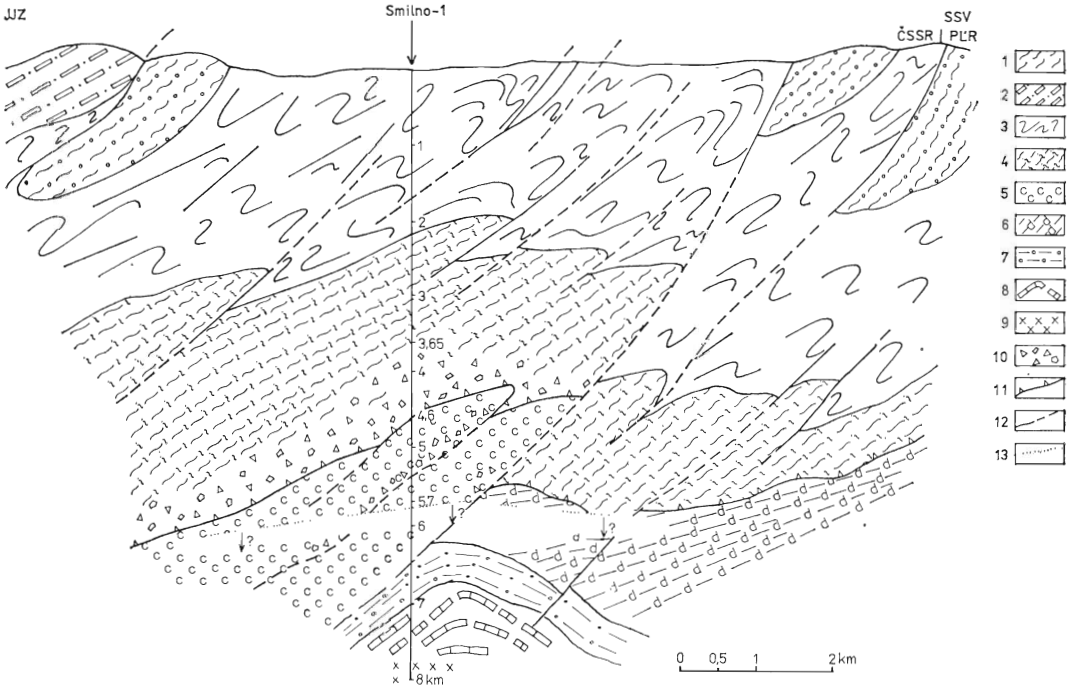
M. Mořkovský et al. (1982) hodnotí seizmologické výsledky na profiloch 34, 35, 36, 37/81 ako nepresvedčivé, lebo poskytujú nemenný vlnový obraz až do času 6 m/s. Podľa názoru autorov nemôžeme do hĺbky 15 000 m očakávať výraznú zmenu litologického prostredia. Tieto seizmické profily sú však príliš krátke pre náročný obraz, ktorý poskytuje flyšové prostredie s komplikovanou tektonikou veľkých úklonov jednotlivých litologických celkov. Predsa však priečne orientovaný profil 34/81, dokumentovaný vrtným horninovým rezom a seizmokarotážnym meraním, poskytuje obmedzenú, ale zaručenú možnosť geologickej interpretácie. Z tejto možnosti vychádzame aj my, keď výraznejšie reflexy na čase 3,2 — 3,3 m/s (6700 — 7000 m) hypoteticky považujeme za bázu čierneho flyšového súvrstvia menilitového typu, oddeleného od podložných sedimentov tektonickou plochou násunového charakteru. Predpokladáme, že násunová plocha vznikla v dôsledku vyzdvihnutia platformy ako rigidnej prekážky transportu molasových plastických a flyšových más, pozdĺž ktorej sa ešte v miocéne tektonicky diferencovali a individualizovali južné pásma flyšových príkrovov (obr. 9).

Elevovaný chrbát platformy je vo vlnovom seizmologickom obraze dobre sledovateľný v hĺbkach 6 — 10 km od československo-poľskej hranice pri Regetovke smerom na východ a juhovýchod priestoru Cerniny. Nazývame ho makovický chrbát (podľa vrchu Makovica v severovýchodnej časti východného Slovenska). Podľa povahy reflexov a gravimetrických kritérií usudzujeme, že makovický chrbát tektonicky patrí okraju južnej časti platformy, ktorú pohyby bádenského orogénu, ale aj neskoršie v pliocéne až pleistocéne aktivizovali pri dotváraní germanotypného systému flyšových príkrovov.

Litologický obsah a stratigrafický rozsah makovického chrbta zatiaľ nepoznáme. Analogický geologický obsah a litologický charakter platformných útvarov, vystupujúcich na zemský povrch v Poľsku a na Ukrajine, dovoľuje však predpokladať, že makovický chrbát je okrem kryštalických bridlíc a granitov od hĺbky 10 — 12 km do hĺbky 5 — 6 km zložený z terciérnych sedimentov karpatskej predhlbne a z komplexov mezozoika a paleozoika platformy. Navyše litologicko-faciálne, ale predovšetkým štruktúrne poznatky z vrtu spochybňujú od úrovne 4600 m a nižšie príslušnosť flyšových komplexov k duklianskej jednotke. Treba tu pripomenúť, že už jej južná čiastková jednotka (pásmo Miková — Snina) má od vrchnej kriedy po vrchný eocén faciálne znaky odlišné od severnejších pásem v duklianskej jednotke (Leško — Samuel, 1968; Koráb — Ďurkovič, 1978; Slączka, 1971). V profile vrtu od hĺbky 4600 m sme prevrtávali také flyšové sekvencie, ktoré sú v celom stratigrafickom rozsahu ťažko porovnateľné s niektorými na povrch vystupujúcimi flyšovými zoskupeniami v duklianskej jednotke. Vo vrte Smilno-1 sme ich predbežne označili ako vrstvy menilitového typu a čierne flyšové vrstvy, lebo ich niektoré litologické polohy pripomínajú smilnianske a menilitové vrstvy z tekto-

nického okna v okolí Smilna.

Tektonický štýl flyšových komplexov pod úrovňou 4600 m sa odlišuje od tektonických čŕt duklianskej jednotky, a to ich nedovoľuje spájať so zväzkom duklianskych vrás a pásem. Predovšetkým je to šupinovitý (bradlový) štýl stavby s množstvom násunových plôch, z ktorých sa zvlášť výrazne prejavuje tektonická plocha pri južnom okraji makovického chrbta. Domnievame sa, že z uvedených dôvodov možno včleniť flyšové komplexy so svojskými litologicko-tektonickými črtami v podloží magurského príkrovu a v nadloží makovického chrbta do samostatného tektonického a litologic-



Obr. 9. Geologický profil širším okolím vrtu Smilno—1. 1 — zlínske súvrstvie, 2 — súvrstvie kremenitých pieskovcov, 3 — belovežské súvrstvie, 4 — inocerámové súvrstvie, 1 až 4 — magurské flyšové pásmo, 5 — čierne flyšové súvrstvie menilitového typu zborovskej jednotky, 6 — flyšový komplex duklianskej jednotky, 7 — molasy a sedimenty vrchného paleogénu až spodného miocénu, 8 — sedimenty alpínsky aktivizovanej platformy v rozsahu predkambrium — paleogén, 9 — kryštalinikum platformy, 10 — zosuvné telesá, 11 — plocha násunutia magurského príkrovu, 12 — druhoradé tektonické línie, 13 — úsek hypotetickej interpretácie

Fig. 9. Geological profile in wider surroundings of the Smilno—1 deep drilling (compiled by E. Leško, 1985). 1 — Zlín formation, 2 — complex of quartz arenite, 3 — Beloveža formation, 4 — Inoceramus formation, 1 — 4 — Magura flysch belt, 5 — black flysch and Smilno formation of the Zborov unit, 6 — flysch complex of the Dukla unit, 7 — molasse and sediment of Upper Paleogene to Lower Miocene age, 8 — sediment of the alpinotype activized platform cover, Precambrian to Paleogene, 9 — crystalline of the platform, 10 — slumping body, 11 — nappe thrust surface of the Magura nappe, 12 — tectonic line of second order, 13 — area of hypothetical interpretation

ko-stratigrafického celku. Seizmologický vlnový obraz (Wojas et al., 1977) a rozloženie gravitačného poľa v podloží magurského príkrovu, duklianskej jednotky a pribradlového pásma (Leško et al., 1979) signalizujú „plytkosť" (6 — 8 km) rigidného podložia, čo sa odráža na povrchových stavebných formách flyšových komplexov a spôsobuje ich tektonickú individualizáciu. Flyšové sekvencie v podloží magurského príkrovu pri južnom okraji makovického chrbta so svojským litologicko-stratigrafickým obsahom a tektonickou individualitou voči duklianskej jednotke vyčleňujeme z vonkajšieho flyšového pásma ako druhoradú zborovskú jednotku. Nachádza sa južnejšie a štruktúrne vyššie ako duklianska jednotka. Tento názor vychádza z počiatočných a obmedzených pozorovaní. Je potrebný ďalší výskum, aby tieto údaje preveril, doplnil a prípadne opravil.

Literatúra

Koráb, T. — Ďurkovič, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). *GÚDŠ Bratislava, s. 7 — 144.*

Leško, B. — Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Bratislava, SAV, s. 7 — 168.*

Leško, B., 1978: Geologický projekt oporného vrtu Smilno—1. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Leško, B. — Beránek, B. — Varga, I., 1980: Cisaillements horizontaux profonds sous les Karpates occidentales à la lumière des connaissances géophysiques. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique, Vol. 22 Fas. 4 — 5 (Paris), pp. 255 — 266.*

Leško, B. et al. (v tlači) Oporný vrt Smilno—1. *Region. Geol. Západ. Karpát, 20 (Bratislava).*

Leško, B. — Kadlečík, J. — Mořkovský, M. — Tomek, Č. 1979: Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní.

Mořkovský, M. — Novák, J. — Kaňová, M. — Klímková, V. — Soukeník, K. — Rejman, P. 1982: Zpráva o reflexném měření ve východoslovenském flyši v r. 1981. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Matějka, A. et al. 1964: Vysvetlivky k Prehľad. geolog. mape ČSSR 1 : 200 000, M—34—XXII, M—34—XXVIII, Zborov — Košice. *GÚDŠ Bratislava, s. 7 — 254.*

Nemčok, J. 1980: Geologické pomery okolia Bardejovských Kúpeľov. *Geol. Práce, 74 (Bratislava), s. 79 — 84.*

Pěčová, J. — Petr, V. — Praus, O. 1978: Výsledky magnetovariačných sondáží na prof. P—77 a v oblasti čs. Karpát. Výzkum hlub. geol. stavby v Československu. *In: Sbor. refer. ze semin. konaného ve dnech 29. — 31. 3. 1978. Geofyzika Brno, s. 43 — 54.*

Rudinec, R. — Leško, B. 1984: Súčasné naftovo-geologické výsledky z flyšových súvrství východ. Slovenska. *Geol. Práce, 10, s. 273 — 275.*

Šimánek, V. — Adamová, M. — Strnad, M. 1981: Geochemická charakteristika menilitových vrstiev v čs. Karpatoch. *Zem. Plyn Najta, 1 (Hodonín), s. 101.*

Ślączka, A. 1971: The Geology of the Dukla Unit. *Inst. geolog., T. 63 (Warszawa), pp. 1 — 97.*

Świdziński, H. 1961: La série de Richvald dans les Karpates flyscheuses. *Bull. Acad. pol. Sci. Sér. géol. Geogr. IX, N. 2 (Warszawa), pp. 109 — 119.*

Telegdi Roth, K. 1912: Die tiefbohrungen auf Petroleum bei Zboró im komitate Sáros. *Földt. Közl., XLII. B, (Budapest), pp. 393 — 399.*

Wojas, A. et al. 1977: Refrakčno-seizmický prieskum vo východoslovenskom flyši. *(Výročná správa PPG Warszawa.) Manuskript — Geofond Bratislava. 37 s.*

Appraisal of geological structure and conditions for natural hydrocarbon accumulation in the Smilno-1 deep drilling (NE Slovakia)

The Zborov area in northwestern Slovakia has been target of hydrocarbon exploration already in the beginning of this century, namely due to surficial occurrences of outer (Krosno) flysch unit amidst sequences of the Magura nappe. With similar ideas in mind, renewed investigations touched the area when the Smilno — 1 deep drilling has been proposed. The aim of the drilling was to solve several questions of geological structure and

answer the conditions for natural hydrocarbon accumulation as well as to gather basic knowledge for the interpretation of geophysical and geochemical data. Analysis of seismic wave pattern allowed to presume a high elevation (4 — 6 km) of underlying flysch and sub-flysch units. Moreover, the reverse problem of gravimetric criterions signalized the presence of low-density sediments (2.45 g . cm^{-1}) in depths below 5 km which could have been interpreted as molasse sequences of Oligocene to Miocene age buried by flysch nappes. This led to the presumption that consumption of lower crustal layers in the course of Miocene orogenic processes and the subsequent nappe thrusting may have create exceptionally favourable conditions for generation and accumulation of natural hydrocarbons.

The drilling traversed the following geological units. The Beloveža formation developed in Rača facies and of Lower Eocene to Upper Paleocene age composed the drill-hole profile from the surface to 2,200 m depth. Lithological change in this depth introduced flysch sequences of dark-grey colour, non-calcareosu claystone, siltstone and fine, rich micaceuos, arenite displaying convolute bedding (Lower Paleocene to Senonian). This flysch sequence composes the profile down to 4,600 m depth with the only exception between 3,650 — 4,600 m interval, where single lithological members are chaotically arranged. It is presumed that a tectonically disturbed submarine slump body was traversed there. Angular fragments of non-rounded sandstone, siltstone and claystone are contained there in a claystone to argillaceous matrix. From petrographical point of view, clasts are monomict and of the same stratigraphic value as are the overlying flysch sequences. Due to an average 50 — 55° dip of flysch beds between 2,200 and 3,650 m, a considerably lesser thickness than the 1,000 drilled one of this sedimentary breccia may be substantiated. Based on data, both petrographic and paleontological, the entire sequence between 2,200 and 4,600 m may be interpreted as part of the Inoceramus formation of the Magura nappe.

Flysch sequences composed of dark grey and mostly noncalcareous to siliceous siltstone, light grey siliceous siltstone and quartz arenite with convolute bedding occur in 4,600 — 5,700 m depth interval. Beside rich organic remnants, microflora assemblages are generally characteristic for Eocene. Beside the light grey siltstone and quartz arenite layers containing quartz—baryte veinlets, hard brownish-black pelosiderite seams (15 — 20 cm thin) occur below 5,380 m depth. A sedimentary breccia has been traversed between 5,150 and 5,380 depths.

Flysch sequences in 4,600 — 5,700 m depth interval are hardly comparable with surficial flysch lithologies of the Dukla unit. However the drilled sequence has some common features with the lithological content of beds creating the Smilno tectonic window. The light quartz arenite would therefore be compared with the Mazanka sandstone with the exception that this variety creates a firm underlier to menilite beds in the Cergov formation on the surface at the Mazanka locality. To the contrary, light quartz arenite is irregularly repeated in the Smilno—1 drilling.

Black non-calcareous claystone in the drilling profile is characterized by the content of thick worm traces (fukoids) known from the Lupkov and Ciszna formations in the Dukla unit, which have Lower Paleogene to Upper Cretaceous ages. To the contrary, such lithologies are missing from the Menilite and Cergov formations. The presumed age of sequences found between 4,600 and 5,700 depths in the drilling is Eocene to Lower Oligocene.

Geological and hydrocarbon prospection results

The Beloveža formation has been proved to represent a perfectly sealing mantle preventing communication and escape of gaseous and liquid hydrocarbons from the underlier. In the formation proper, accumulations of natural hydrocarbons are of but small size and without economic value. Occurrences are restricted to fissure networks in claystone environment and rudimentarily present arenite seams. Similarly, rocks of the Inoceramus formation are characterized by only slight amounts of disseminated organic matter. No lithological complex may be assigned in this formation which would satisfy the criterions of hydrocarbon-bearing, or collector, mother rock. To the contrary, small economic accumulations may occur in the formation concentrating hydrocarbons in fissured tectonic collector environment following crushed zones of Transcarpathian orientation which generated in the course of latest orogenic movements.

Attention was exceptionally concentrated to depths below 4,600 m where a non-flysch environment has been expected on the base of the seismological wave pattern. Moreover, analysis of the inverse gravimetric problem signalized possible presence of rock masses having 2,45 g . cm^{-3} density in depths below 5,000 m. Neither molasse sequences of Oligocene to Miocene age nor non-flysch sequences occur down to 5,700 final depth. In spite of that, the black flysch sequence with light quartz arenite intercalations supplied very positive data for the forecast of hydrocarbon occurences. Such deduction is substantiated by the frequent presence of quartz arenite collector layers in banks exceeding 100 m thickness and the numerous claystone levels with high content of disseminated organic matter.

Obtained parametres of hydrocarbon reservoir conditions point to reservoir pressures of the environment higher by 42 % than the hydrostatic pressure whereas temperatures below 5,000 m are higher by 170 — 182 °C. Collector properties of the flysch environment are indicated by 10 — 15,4 % porosity and the methane content is as high as 98,2 %.

The expected presence of molasse sequences of Oligocene to Miocene age as well as of older sediments of the platform cover was not proved by the Smilno — 1 drilling down to its 5,700 m final depth. However the possibility remains that such sequences do occur in the flysch belt. Such expectation may be deduced from the solution of the reverse gravimetric problem as well as form the seismic wave pattern along seismic profiles No 4/72—74 and 34/81. This presumption is substantiated also by the wave pattern interpretation obtained from seismic logging in the Smilno — 1 drilling where a pronounced dynamic reflexion is indicated on 3.2 — 3.3 m/sec^{-1} time corresponding to 6,700 —7,000 m depths. It may be presumed also from geophysical data that these reflexes indicate a lithological boundary between the black flysch unit and lithologies of non-flysch development below 6,700 depth. These reflexes elevate to —5 km in the summit of the Smilno tectonic window creating here an elevation followable from the Czechoslovak/Polish frontier of Regetovka eastward to southeastwards into Cernina area. The elevation is named the Makovica elevation and its name is deduced from the name of area in this northeastern part of Slovakia.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Janočko: **Kvartérne sedimenty severnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov** (Košice 16. 12. 1985)

Územie severnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov možno podľa výskytu jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov rozdeliť na časť tvorenú dolinou Torysy a časť tvorenú Slanskými vrchmi a Toryskou pahorkatinou.

V doline Torysy prevládajú fluviálne sedimenty, ktoré tu v pleistocéne vytvorili pätstupňový terasový systém, v holocéne dvojstupňovú riečnu nivu. Podľa výšky eróznych báz, zachovania a stupňa zvetrania fluviálnych štrkov jednotlivých terasových stupňov a na základe ich korelácie s proluviálnymi sedimentmi potoka Delňa a Šebastovka sme ich stratigraficky zaradili do staršieho a mladšieho mindelu, staršieho a mladšieho risu a würmu.

V Slanských vrchoch a Toryskej pahorkatine prevládajú deluviálne a proluviálne sedimenty, na strmých svahoch neovulkanitov aj gravitačné sedimenty. Vývoj sedimentov v pleistocéne kontrolovala periglaciálna klíma, panujúca na študovanom území. Kryogénne procesy spôsobili rozsiahlu deštrukciu neovulkanitov, ich následný transport a akumuláciu. Podľa prevládajúceho transportného činiteľa rozlišujeme gravitačné sedimenty, akumulované v tvare osypových kužeľov, svahových polí a kamenných morí, deluviálne sedimenty, vytvárajúce na úpätí svahov mocný deluviálny plášť a proluviálne sedimenty, tvoriace niekoľko generácií rozsiahlych náplavových kužeľov Delne a Šebastovky.

Na plochých chrbtoch neovulkanitov sa zachovali eluviálne sedimenty. V doline Torysy sme vymapovali eolické sedimenty — spraše, ktoré sme na základe výskytu malakofauny zaradili do würmu.

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 213 — 226

Bázické dajkovité intrúzie v oblasti Hnilčíka a Závadky s magmatickými akumuláciami Fe—Ti minerálov

MIROSLAV IVANOV

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

Doručené 19. 6. 1984

Основные дайковидные интрузии в районе Гничика к Завадки с магматическими аккумуляциями железо-титановых минералов (Западные Карпаты

Основные дайковидные породы габродиориты и габра в северной части Спишско-гемерского рудогория с аккумуляциями магматических железо-титановых минералов (до 30 % объем) и апатита до сих пор считались как приводные каналы основного вулканизма старшего палеозоя. Автор их считает за интрузии карбонского возраста. Самые крупные аккумуляции железо-титановых минералов были пока обнаружены на месторождениях Гниличик и Завадка (Шайкан). Первоначально титаномагнетиты, позднее были изменены в магнетит и ильменит. Во время автометаморфных процессов этих пород ильмениты в дальнейшем были леукоксенизированные и измененные на титанит, псевдобрукит и рутил.

Basic dyke intrusions with magmatic accumulations of Fe—Ti minerals in the Hnilčík and Závadka area (West Carpathians)

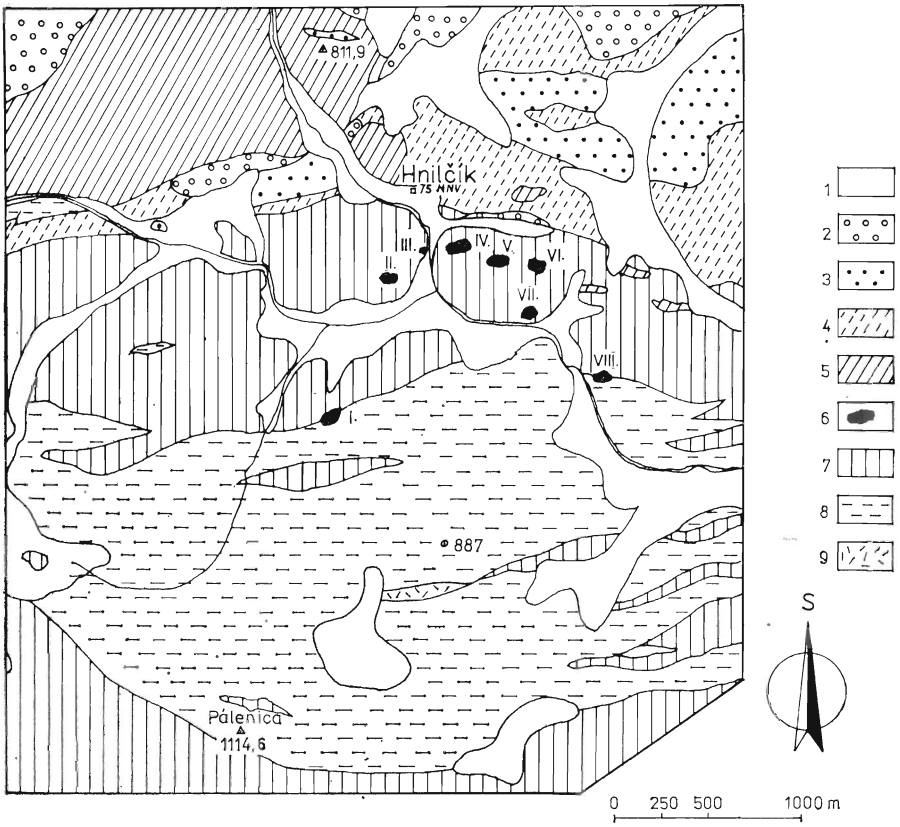
Basic dyke intrusive rocks (gabbrodiorites and gabbros) in the northern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. are magmatic accumulations rich in Fe—Ti minerals (up to 30 % of vol.) and apatite, which have been considered the vents of the Lower Paleozoic basic volcanism up to now. The author considers them as the Carboniferous intrusions. The largest accumulations of Fe—Ti minerals have been ascertained on the Hnilčík and Závadka (Šajkan) localities so far. Primary titanomagnetite was altered to magnetite and ilmenite later. During the autometamorphic processes ilmenite was leucoxenizated and altered to titanite, pseudobrookite and rutile.

V severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vystupuje na viacerých lokalitách skupina menších intruzívnych bázických telies, ktoré sa zjavne štruktúrne líšia od efuzívnych foriem vulkanizmu rakoveckej „série".

Sú to šedozelené, všesmerne zrnité horniny, stredno až hrubozrnné, masívneho vzhľadu. Tvoria samostatné telesá, ktoré spravidla nedosahujú veľké rozmery (niekoľko stoviek m^2). Prerážajú horninami rakoveckej i gelnickej „série" (obr. 1, 2).

V lokalite Hnilčík (výskyt II a III — obr. 1), kde sa otvorili lomy na drvené štrkové kamenivo, pozorovať i kontaktný účinok na okolité horniny (vznik 2 — 3 m mocného pásma kontaktných rohovcov). L. Kamenický a M. Marková (1957) sa zmieňujú o týchto horninách ako o prívodných kanáloch vulkanizmu rakoveckej „série". Tento názor sa akceptoval i pri novších geologickomapovacích prácach v týchto oblastiach (Pecho, 1969; Ivanička — Snopko, 1975; Bajaník et al., 1979 a i.).

Najpočetnejšie zastúpenie týchto bázických intrúzií je v oblasti obce Hnilčík a juhovýchodne od Závadky (oblasť vrchu



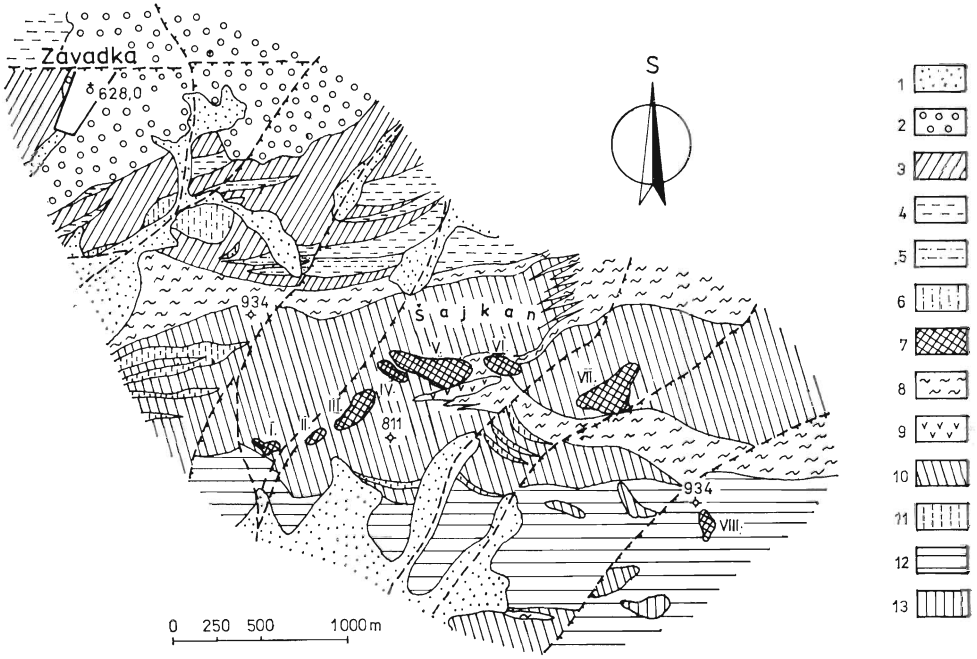
Obr. 1. Situačná mapa výskytov gabrodioritov v oblasti Hnilčíka. Časť z geologickej mapy J. Pecha (1969), upravené podľa vlastných terénnych pozorovaní. 1 — kvartér 2 — perm, 3 — zlepence, 4 — tmavé fylity, 5 — diabázy a tufy, 6 — dajkovité intruzívne gabrodiority (3 — 6 karbón), 7 — fylity a diabázové tufity, 8 — diabázy, 9 — zrnité diabázy (7 — 9 rakovecká séria — devón), I — VIII — označenie intruzívnych telies

Fig. 1. Situation map of gabbrodiorite outcrops in the Hnilčík area. A part of the geological map by J. Pecho (1969) arranged according to the author's field observations. 1 — Quaternary, 2 — Permian, 3 — conglomerates, 4 — dark phyllites, 5 — diabases, 6 — dyke intrusive gabbrodiorites (3 — 6 Carboniferous), 7 — phyllite and diabase tuffites, 8 — diabases, 9 — grained diabases (7 — 9 Rakovec Group — Devonian). I — VIII — the marks of intrusive bodies

Šajkan). J. Pecho (1964) v tomto území (obr. 1, 2) na oboch lokalitách zistil osem malých bázických telies. Je pozoruhodné, že sú usporiadané do tvaru polmesiaca. Nie je vylúčené, že smerom do hĺbky sa tieto východy bázik spoja do súvislejšej hypoabysálnej bázickej intrúzie. Treba mať však na zreteli, že alpínske orogenetické procesy mohli narušiť kontinuitu týchto bázických telies.

Petrografia bázických intruzívnych hornín

Po petrografickej stránke nemajú tieto bázické horniny jednotný charakter. Obzvlášť výskyty v oblasti Hnilčíka majú značne nevyrovnaný štruktúrno-kryštalizačný a petrografický ráz. Zaznamenávame tu jednak strednozrnné horniny gabrodioritového zloženia s pomerne nerovnomerne rozptýlenými minerálmi (výskyt



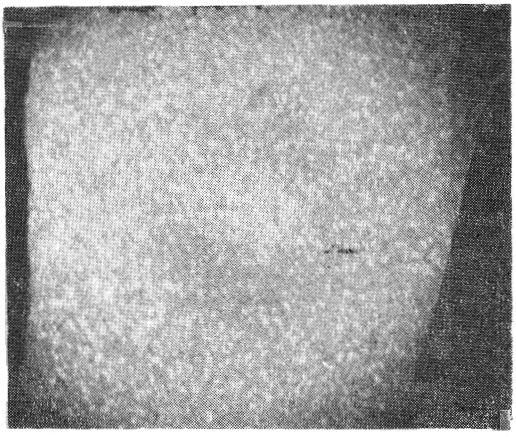
Obr. 2. Situačná mapa výskytov amfibolických gabier JV od Závadky (Šajkan). Časť z geologickej mapy J. Pecha (1969). 1 — kvartér, 2 — polymiktné hrubozrnné zlepence (perm), 3 — tmavé fylity, 4 — metadiabázy, 5 — diabázové tufity, 6 — zlepence bindtsko-rudnianskeho vývinu, 7 — dajkovité intrúzie amfibolických gabier (3 — 7 karbón), 8 — chloriticko-sericitické fylity, 9 — diabázové tufy, 10 — metadiabázy, 11 — diabázové tufity (8 — 11 rakovecká skupina — devón), 12 — ílovito-piesčité fylity, 13 — porfyroidy (12 — 13 kambrium — silúr, gelnická séria), I — VIII označenie intruzívnych telies

Fig. 2. Situation map of amphibole gabbro outcrops SE of Závadka (Šajkan). A part of the geological map by J. Pecho (1969). 1 — Quaternary, 2 — polymict coarse grained conglomerates (Permian), 3 — dark phyllites, 4 — metadiabases, 6 — Bindt — Rudňany conglomerates, dyke intrusions of amphibole gabbros (3 — 7 Carboniferous), 8 — chlorite — sericite phyllites, 9 — diabase tuffs, 10 — metadiabases, 11 — diabase tuffits (8 — 11 Rakovec Group — Devonian), 12 — clay-sandy phyllites, 13 — porphyroides (12 — 13 Cambrian — Silurian, Gelnica Group). I — VIII the marks of intrusive bodies

I, VII, VIII — obr. 1) a na druhej strane hrubozrnnejšie horniny gabrodioritového zloženia, ktoré majú miestami až pegmatitoidný charakter (výskyt II, III, IV, V, VI). Tento pegmatitoidný charakter možno veľmi dobre pozorovať v starom opustenom lome na ľavej strane potoka Hnilčík asi 50 m nad jeho úrovňou (výskyt IV).

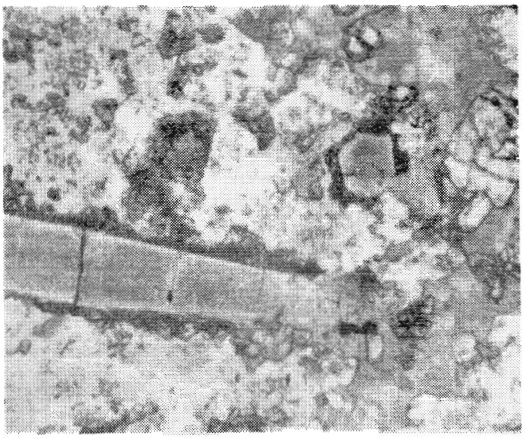
Z primárnych horninotvorných minerálov majú v týchto horninách prevahu plagioklasy, ktoré zodpovedajú bázickým andezínom až kyslým labradorom (45 — 55 An) a hornblendy. Ich pomer sa mení od miesta k miestu. Ďalej je v týchto miestach zastúpený undulózny kremeň (asi 5 %) a v malej miere jednoklonný pyroxén — diopsid.

Pre tieto intrúzie je charakteristické veľké množstvo Fe—Ti minerálov (7 — 30 % obj.). Pôvodne išlo o titanomagnetity, ktoré sa už rozpadli na magnetity a ilmenity, pričom ilmenity sú leukoxenizované. V menšej miere sa tu nachádza i sekundárny hematit. Pyrity sú tu zastúpené len akcesoricky.



Obr. 3. Fe-Ti minerály rozmiestnené v amfibolických gabrách (na leštenej ploche horniny pri bočnom osvetlení sa javia ako svetlé minerály). Lokalita Šajkan, zmen. 2 x

Fig. 3. Fe — Ti minerals distributed in amphibole gabbros (they appear as light minerals on a polished surface of the rock in the side light). The Šajkan locality, dim. x2



Obr. 4. Cigarovité tvary apatitov. Gabrodiorit z lok. Hnilčík, zv. 50 x

Fig. 4. Cigar-shaped apatites. Gabbrodiorite from the Hnilčík locality, magn. x 50

Ďalším veľmi charakteristickým minerálom týchto bázik je apatit. Býva idiomorfný, alotriomorfný, príp. cigarovitého tvaru (obr. 4). Má značné percentuálne zastúpenie (2 — 3 % i viac). V bázických intrúziách z oblasti Hnilčíka sa zistil zatiaľ najvyšší obsah apatitu medzi magmatickými horninami v celých centrálnych Západných Karpatoch. Apatity si zachovávajú svoj pôvodný ráz. Sú uzatvorené v horninotvorných mineráloch, alebo vystupujú v asociácii s Fe—Ti minerálmi.

Primárna paragenéza horninotvorných minerálov týchto bázik prekonáva v dôsledku zvyškových hydrotermálnych roztokov obohatených o Na, Ca, CO_2, SiO_2 rozsiahle autometamorfné procesy. V ich dôsledku sú plagioklasy sausuritizované (vzniká jemnozrnný agregát epidotu + zoisitu), obyčajné amfiboly sú chloritizované (často pozorovať i pseudomorfózy chloritu po amfibole).

Okrem týchto premien hlavných minerálov v hornine pozorujeme novotvorené jedince epidotu, lúčovitý tremolit, v malej miere karbonáty, albit (často v šachovnicovom vývine) a jemnozrnný kremeň.

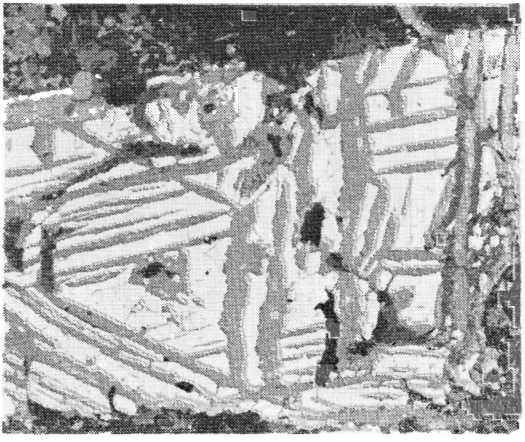
Štruktúrno-petrochemickými štúdiami bázik a na základe ich obsahov apatitov na lokalite Hnilčík usudzujeme, že by mohlo ísť o najvrchnejšie — apikálne — partie intruzívnych telies.

Bázické intruzívne horniny v oblasti vrchu Šajkan majú vyrovnanejší charakter ako na predchádzajúcej lokalite. Ich štruktúrno-petrografický ráz sa na výskytoch I — VIII (obr. 2) len veľmi málo mení. Na rozdiel od bázik lokality Hnilčík usudzujeme, že by mohlo ísť o trochu hlbšie obnažené partie intruzívnych telies. Sú to tmavošedozelené strednozrnné masívne horniny všesmernej textúry s hornblendom (obyčajným amfibolom). Na základe petrografických štúdií ich môžeme označiť ako amfibolické gabrá. Dominantnými horninotvornými minerálmi sú výrastlice hornblendu (40 — 50 % obj.), ktoré sú do značnej miery chloritizované, príp. aktinolitizované. Z tmavých súčiastok sú tu v menšej miere prítomné uralitizované pyroxény a lištovité drobné biotity. Pôvodné plagioklasy sú už skoro celkom zmenené — saussuritizované (bez lamelovania) — len na reliktoch sa dá stanoviť, že zodpovedali labradorom (60 % An). Akcesoricky je v týchto horninách prítomný undulózny kremeň. V celej hornine je roztrúsené veľké množstvo epidotu, menej kinozoisitu a zoisitu. Aj v týchto bázických intrúziách je veľké množstvo Fe—Ti minerálov (10 — 30 %). Zaznamenávame tu tiež zvýšené množstvo apatitu (1 — 2 %). Podobne ako na lokalite Hnilčík, tak aj na lokalite Šajkan sa tieto bázické intrúzie pod vplyvom autometamorfných procesov značne zmenili, čoho výsledkom je pestrá paragenéza horninotvorných minerálov.

Petrochemická charakteristika bázických intrúzií

Bázické intruzívne horniny z oblasti Hnilčíka a Závadky (Šajkanu) sa od seba výrazne líšia i po petrochemickej stránke. Keď porovnáme výsledky silikátových analýz z oboch lokalít (tab. 1 a 2), vidíme, že intrúzie z oblasti Šajkanu sú bázickejšie, čo sa prejavuje jednak v nižšom % zastúpení SiO_2, Al_2O_3 a Na_2O, a naopak vo zvýšenom % zastúpení MgO, CaO a Fe_2O_3 + FeO, čo je v zhode s petrografickými charakteristikami oboch typov bázik. Pozoruhodné sú veľmi nízke hodnoty K_2O na oboch lokalitách, čo hovorí o tom, že gabrodiority z oblasti Hnilčíka sú len kyslejšími diferenciátmi bázickej (gabroidnej) magmy.

Najzaujímavejšie v týchto bázických intrúziách sú však výrazné magmatické akumulácie Fe—Ti minerálov (pôvodne titanomagnetitov) a apatitu. Aby sme získali



Obr. 5. Trojsmerné prerastanie lamiel magnetitu s lamelami titanitu. Amfibolické gabro, lok. Šajkan, zv. 100 x
Fig. 5. Three dimensional intergrowth of magnetite lamellae with titanite ones. Amphibole gabbro, the Šajkan locality, magn. x 100

TAB. 1

Silikátové analýzy gabrodioritov, lok. Hnilčík
Silicate analyses of gabbrodiorites, the Hnilčík locality

Geol. zn.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2 s. ž.	Súčet
1. H/II/c	46,80	3,62	13,87	7,69	6,90	0,18	3,94	7,72	3,70	0,04	0,78	0,18	3,44	99,54
2. H/III/a	48,88	2,56	14,17	5,75	6,90	0,15	4,24	8,82	2,90	0,07	0,68	0,13	3,73	99,74
3. H/III/c	44,65	3,77	14,29	8,87	7,33	0,24	5,29	8,21	2,58	0,04	0,72	0,05	3,48	99,61
4. H/IV/c	48,13	4,50	16,13	7,17	7,51	0,16	3,84	4,22	4,48	0,02	0,71	0,03	2,23	99,95
5. H/IV/f	46,40	4,31	16,28	5,76	9,13	0,23	3,64	5,06	3,47	0,04	0,77	0,03	3,70	99,82
6. H/V/b	42,46	4,90	14,47	9,27	9,20	0,23	4,85	7,73	2,04	0,02	0,79	0,02	3,01	99,80
7. H/VI/b	44,80	5,29	12,43	10,78	7,47	0,21	4,24	8,71	1,51	0,02	0,62	0,02	2,76	99,68
8. H/VII/a	46,00	2,83	14,63	6,48	6,97	0,21	7,13	6,23	4,35	0,04	1,07	0,04	3,94	100,00

TAB. 2

Silikátové analýzy amfibolických gabier, lok. Šajkan (JV od Závadky)
Silicate analyses of amphibole gabbros, the Šajkan locality (SE of Závadka)

Geol. zn.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2 s. ž.	Súčet
1. Z/II—1	42,29	3,91	15,09	9,70	6,39	0,16	5,45	10,39	1,42	0,02	0,33	0,11	3,90	99,86
2. Z/IV—1	40,47	3,72	11,88	10,57	8,99	0,25	6,56	11,87	1,25	0,12	0,25	0,05	3,74	99,65
3. Z/IV—c	38,68	5,15	11,28	12,92	8,78	0,19	6,06	12,10	1,26	0,12	0,22	0,03	1,97	99,81
4. Z/V—1	38,95	4,76	11,52	12,30	8,62	0,31	6,16	11,39	1,02	0,12	0,36	0,03	3,22	99,71
5. Z/V—c	38,96	5,24	11,87	11,24	11,30	0,18	7,08	7,32	1,70	0,07	0,25	0,03	3,26	99,73
6. Z/V—d	40,24	4,80	11,00	12,00	8,63	0,19	6,37	11,54	1,54	0,07	0,26	0,03	1,98	99,60
7. Z/VI—b	35,42	5,85	9,10	10,89	12,66	0,20	9,11	11,25	0,25	0,12	0,53	0,03	3,14	99,93
8. Z/VI—d	40,45	4,63	11,30	11,32	8,51	0,19	6,27	11,67	1,42	0,09	0,26	0,02	2,82	99,88

aspoň čiastočný obraz o obsahoch hlavných prvkov viažúcich sa na tieto minerály, urobili sme sériu analýz z povrchových kusových asi 1 kg vzoriek z oboch lokalít bázik. Analýzy sú zoradené podľa jednotlivých výskytov, ich označenie je na príslušných geologických mapkách (obr. 1, 2). Obsah TiO_2, Fe (sumárne Fe_2O_3 + FeO) a P_2O_5 uvádzame v percentách. Obsah vanádu, niklu, kobaltu a medi v ppm. Chemické analýzy sa urobili v laboratóriách Geologického prieskumu Brno a Spišská Nová Ves, silikátové analýzy v laboratóriách Geologického prieskumu Turčianske Teplice. Z chemických výsledkov P_2O_5 (mikroskopicky sa v horninách nezistili žiadne iné fosforečnany) si možno násobením hodnoty 2,5-krát približne vypočítať i percentuálny obsah apatitu v hornine.

Z výsledkov chemických analýz pozorujeme v priemere vyššie zastúpenie P_2O_5 na lokalitách bázik od Hnilčíka. Naopak báziká zo Šajkanu zaznamenávajú v prie-

TAB. 3

Chemické analýzy gabrodioritov, lok. Hnilčík
Chemical analyses of gabbrodiorites, the Hnilčík locality

Geol. zn.	TiO_2	Fe	P_2O_5	V	Ni	Co	Cu
H/I/a	1,76	9,33	0,94	87	5	31	24
H/I/b	2,35	9,24	0,72	247	5	33	43
H/I/c	2,10	10,44	0,66	168	5	30	18
H/II/a	3,53	9,42	1,26	131	5	29	24
H/II/d	2,31	8,82	0,82	128	5	28	20
H/II/f	2,12	8,28	1,14	131	5	28	11
H/III/c	3,03	10,78	0,30	317	42	57	30
H/III/e	2,17	9,71	0,51	253	50	51	22
H/III/11	3,32	10,58	0,43	330			
H/III/12	3,37	8,85	0,43	335			
H/III/13	3,60	9,36	0,43	330			
H/IV/d	3,12	9,59	0,63	207	14	42	38
H/IV/f	2,95	11,86	0,83	204	8	40	36
H/IV/12	3,09	10,92	0,39	300			
H/IV/11	3,03	11,01	0,39	300			
H/IV/18	4,00	11,01	0,88	265			
H/IV/19	4,35	11,45	0,52	300			
H/IV/20	4,32	10,92	0,52	295			
H/V/1	4,26	12,35	0,70	265			
H/V/2	2,80	9,89	0,70	250			
H/V/3	3,66	10,76	1,16	205			
H/VI/11	3,37	10,58	0,56	250			
H/VI/12	3,86	11,18	0,59	250			
H/VI/13	3,95	10,41	0,64	270			
H/IV/a	3,53	10,76	1,68	206	7	32	21
H/VII/a	1,56	7,60	0,87	62	5	14	20
H/VII/b	1,45	7,68	0,85	62	7	20	17
H/VII/c	1,76	8,66	1,01	50	7	12	18
H/VIII/a	2,11	8,44	1,09		9	25	40

TAB. 4

Chemické analýzy amfibolických gabier JV od Závadky (Šajkan)
Chemical analyses of amphibole gabbros SE of Závadka (Šajkan)

Geol. zn.	TiO_2	Fe	P_2O_5	V	Ni	Co	Cu
Z/I—1	2,84	10,72	0,61	543	20	44	14
Z/II—1	2,57	10,80	0,40	580	18	49	19
Z/III—1	3,20	10,66	0,32	974	37	63	55
Z/III—2	2,92	13,98	0,62	917	30	65	85
Z/IV—1	2,94	3,06	0,60	968	35	60	124
Z/IV—e	3,52	13,09	0,21	890			
Z/IV—b	3,09	13,69	0,19	805			
Z/IV—d	3,83	12,83	0,18	815			
Z/V—1	2,92	13,52	0,27	949	38	62	106
Z/V—2	2,75	12,94	0,37	958	38	63	125
Z/V—3	3,07	13,28	0,84	998	34	69	84
Z/V—b	4,18	14,09	0,18	850			
Z/V—c	4,38	14,57	0,17	980			
Z/V—d	4,12	13,08	0,17	840			
Z/VI—1	3,00	10,96	0,74	427	9	45	148
Z/VI—2	3,19	12,68	0,50	896	17	56	50
Z/VI—b	4,29	14,74	0,18	880			
Z/VI—c	4,06	13,62	0,16	875			
Z/VI—d	3,89	13,18	0,17	800			
Z/VII—1	3,11	13,12	0,29	1005	13	56	64
Z/VII—2	3,33	13,32	0,29	926	20	53	38
Z/VII—3	2,98	14,36	0,41	832	49	74	59
Z/VIII—1	3,08	11,50	0,64	978	15	54	136

mere vyšší obsah TiO_2, železa a podstatne vyššiu koncentráciu vanádu. Zo stopových prvkov je z analýz bázik pozoruhodný veľmi nízky obsah niklu v porovnaní s bázikami z oblasti Rochovce — Chyžné (Ivanov, 1983) i s ostatnými bázickými intrúziami Spišsko-gemerského rudohoria (Ivanov, 1982), ako aj bázickými horninami tatroveporíd (Cambel — Kamenický, 1982). Charakteristickou geochemickou zvláštnosťou týchto bázických intrúzií je tiež prevaha Co nad Ni.

Mineralogické formy premien titanomagnetitov

Zo štúdia bázik od Hnilčíka a Závadky za pomoci elektrónového mikroanalyzátora vyplynulo, že Fe—Ti minerály, ktoré v nich pozorujeme, sú druhotné. Pôvodne sa jednalo o titanomagnetity. Pri rozpade titanomagnetitov v oblasti bázik od Hnilčíka a zo Šajkanu vznikli najprv charakteristické lamelované štruktúry. Lamely magnetitov sa striedali s lamelami ilmenitov. Pritom usporiadanie lamiel je jednosmerné, dvojsmerné až trojsmerné (obr. 5).

V dôsledku autometamorfných procesov dochádza v týchto intrúziách k ďalšej premene lamiel ilmenitov — k ich leukoxenizácii.

Aby sme identifikovali mineralogické produkty leukoxenizácie ilmenitov, študo-

TAB. 5

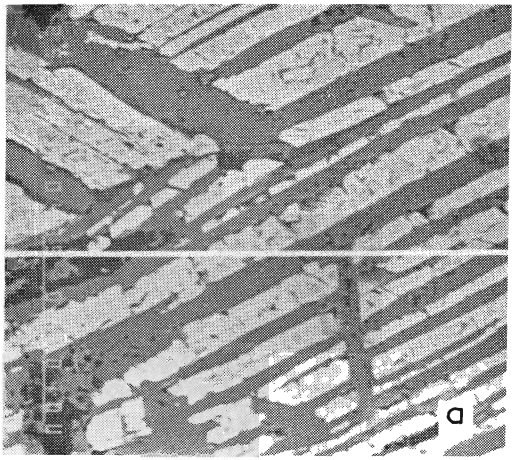
Kvantitatívne analýzy lamiel leukoxenizovaných ilmenitov — titanitov
Quantitative analyses of leucoxenized ilmenite — titanite lamellae

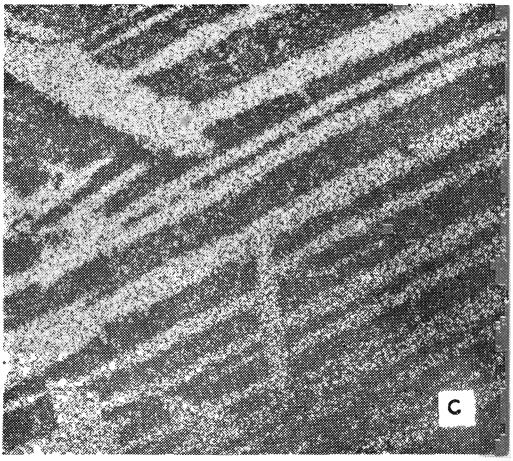
Geol. zn.	SiO_2	TiO_2	CaO	MgO	MnO	FeO	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	Cr_2O_3	Suma
H/III/b	30,83	38,63	28,20	0,00	0,003	1,232	0,47	0,003	0,02	0,019	99,43
	30,04	38,38	28,30	0,00	0,009	1,673	0,52	0,011	0,00	0,015	98,95
	30,77	38,60	28,15	0,00	0,016	1,240	0,42	0,007	0,01	0,008	99,26
	30,75	38,89	28,46	0,00	0,014	1,645	0,57	0,010	0,02	0,007	100,37
	30,81	39,30	28,94	0,00	0,020	1,454	0,62	0,000	0,07	0,000	101,16
H/II/e	30,75	38,65	28,42	0,00	0,010	0,913	0,58	0,000	0,00	0,020	99,36
	30,35	38,42	28,39	0,00	0,001	0,567	0,58	0,010	0,02	0,00	99,36
Z/IV—1	30,47	38,01	28,15	0,00	0,000	2,140	0,74	0,000	0,01	0,030	99,57
	30,94	38,91	28,96	0,00	0,003	1,350	0,51	0,005	0,03	0,010	100,71
	30,62	38,45	26,96	0,00	0,140	2,058	0,86	0,060	0,00	0,020	99,15

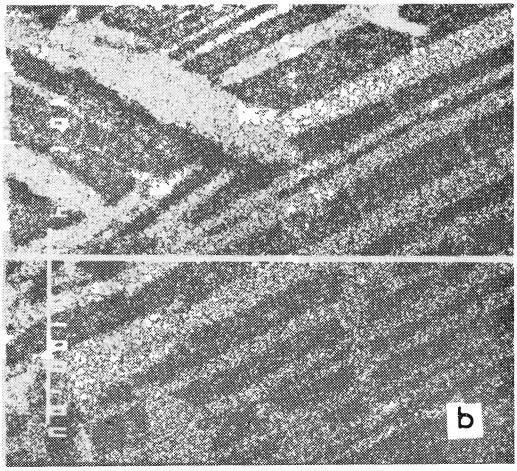
TAB. 6

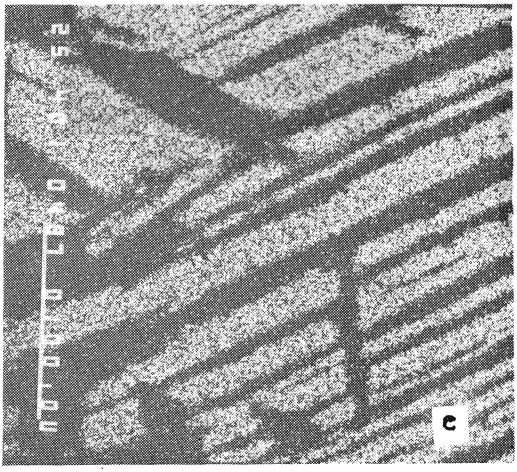
Kvantitatívne analýzy z lamiel magnetitov
Quantitative analyses of magnetite lamellae

Geol. zn.	FeO	MnO	MgO	TiO_2	Al_2O_3	CaO	SrO	Cr_2O_3	Suma
H/III/b	83,70	0,00	0,00	8,77	0,02	5,14	0,08	0,00	89,02
	85,62	0,00	0,00	3,35	0,00	0,31	0,09	0,00	89,38
	74,37	0,00	0,00	6,27	0,18	4,66	0,05	0,00	85,56
	73,40	0,03	0,00	6,01	0,22	4,82	0,07	0,00	84,58
	74,08	0,04	0,00	4,36	0,00	4,70	0,00	0,09	82,96
Z/IV—1	78,46	1,20	0,00	10,96	0,00	0,19	0,08	0,02	90,92
	82,91	0,64	0,00	7,64	0,00	0,22	0,08	0,00	91,52
	83,14	0,26	0,00	5,03	0,00	0,77	0,07	0,00	89,32
	80,42	0,50	0,00	9,06	0,00	0,22	0,08	0,02	90,33
	81,95	0,83	0,00	8,07	0,00	0,16	0,00	0,00	91,03



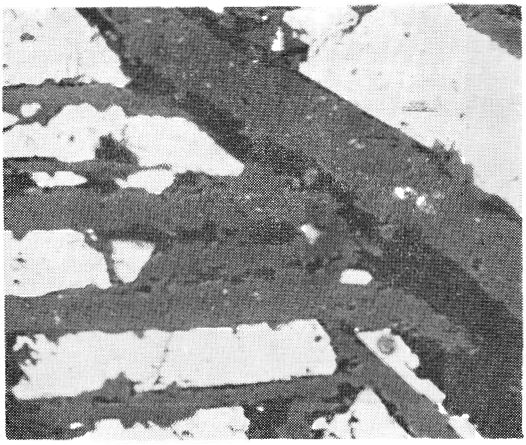






Obr. 6. Lamely magnetitu a titanitu v leukoxenizovanom ilmenite získané pomocou elektrónového mikroanalyzátora. Celková kompozícia (a), distribúcia titánu (b), vápnika (c), kremíka (d) a železa (e). Lok. gabrodiorit Hnilčík, zv. 300 x

Fig. 6. Lamellae of magnetite and titanite in leucoxenized ilmenite obtained via electron probe microanalysis. The whole composition a) distribution of titanium, b) distribution of calcium, c) distribution of silica, d) distribution of iron, e) gabbrodiorite from the Hnilčík locality, magn. x 300



Obr. 7. V lamelách titanitov (šedé minerály) pozorovať drobné (svetlošedé) minerály rutilu a pseudobrookitu. Gabrodiority z lok. Hnilčík, zv. 1000 x

Fig. 7. Tiny minerals of rutile and pseudobrookite (light grey) can be observed in titanite lamellae (grey minerals). Gabbrodiorite from the Hnilčík locality, magn. x 1.000

vali sme ich kvalitatívne i kvantitatívne na elektrónovom mikroanalyzátore (obr. 6, tab. 5 a 6). Pri kvantitatívnych analýzach sme merali na rôznych lamelách a z rôznych Fe—Ti minerálov v hornine.

Pri leukoxenizovaných ilmenitoch vychádza, že tak na lokalite Hnilčík, ako aj na lokalite Šajkan pri premene dominantne vzniká titanit. V strede niektorých lamiel titanitov pozorujeme však sporadicky menšie minerály, ktoré, ako sme na elektrónovom mikroanalyzátore zistili, zodpovedajú rutilu a pseudobrookitu (obr. 7).

Pri leukoxenizácii ilmenitov sa uvoľnené železo pravdepodobne viazalo v novovzniknutom hematite a v epidote, ktoré sa nachádzajú v blízkosti Fe—Ti minerálov v hornine. Pri lamelách Fe minerálov potvrdili kvantitatívne merania na elektrónovom mikroanalyzátore prítomnosť magnetitu. Výsledky železa pri analýzach uvádzame ako FeO. V magnetitoch je však pomer FeO : Fe_2O_3 približne 1 : 2. SiO_2 sme nestanovili. Pri analýzach, pri ktorých vystúpili hodnoty CaO, treba rátať i s vyšším zastúpením SiO_2. Je pozoruhodné, že v magnetitoch z bázik z lokality Závadka (Z—IV/1) je oproti lokalite Hnilčík zvýšený obsah TiO_2, a naopak znížený obsah CaO.

Tým, že lamely magnetitov sú úzko prerastené lamelami titanitov pri magnetickej separácii jemne rozdrvenej horniny, oba tieto minerály sa dostávajú do magnetickej frakcie (titanit je strhávaný magnetitom). Takýmto spôsobom možno pomerne jednoduchou cestou získať z týchto bázických hornín magnetický koncentrát

TAB. 7

Chemické analýzy z magnetickej frakcie
Chemical analyses of magnetic fraction

Lokalita	Označenie	Fe (%)	TiO_2 (%)	Mn (%)	V (ppm)	Nb (ppm)	Cr (ppm)
Hnilčík	H/III/a	28,01	16,63	0,078	600	60	st.
Hnilčík	H/IV/b	23,86	16,92	0,088	600	30	20
Hnilčík	H/II/c	23,89	14,35	0,092	390	30	5
Šajkan	Z—V/1	22,92	14,05	0,248	1100	100	st.
Šajkan	Z—VII/1	21,69	16,37	0,198	1060	120	st.
Šajkan	Z—VII/2	25,28	19,23	0,160	1290	110	st.

minerálov (sú v ňom i zrasty s horninotvornými minerálmi).

Z lokality Hnilčík a z lokality Závadka (Šajkan) sme analyzovali takýmto spôsobom získaný magnetický koncentrát (po troch vzorkách z každej lokality). Výsledky uvádza tab. 7. Keďže sa jedná o vzorky z povrchu, ktoré už čiastočne podľahli procesom zvetrávania, je možné predpokladať, že pri materiáloch z hĺbky bude koncentrácia železa a vanádu ešte vyššia.

Je pozoruhodné, že obsah vanádu na lokalite Šajkan je až dvojnásobne vyšší ako na lokalite Hnilčík. Nb, Cr a Mn sú zastúpené len stopove a nemajú praktický význam.

K problému akumulácie titanomagnetitov

V bázických intrúziách z oblasti Hnilčíka a JV od Závadky (Šajkanu) sa doposiaľ v literatúre uvádzali len akcesorické množstvá Fe—Ti minerálov a apatitu. Na základe našich pozorovaní kolíše percentuálne zastúpenie Fe—Ti minerálov v povrchových kusových vzorkách v študovaných intrúziách v rozmedzí 7 — 30 %.

Pri makroskopickom štúdiu týchto hornín sa Fe—Ti minerály dajú väčšinou voľným okom veľmi ťažko postrehnúť a ľahko sa zamenia za amfiboly. Až pri rozrezaní horniny, príp. na leštených plochách vynikne ich koncentrácia a charakter rozloženia v hornine. Zrejme preto tieto lokality doteraz unikali bližšej pozornosti geológov.

Rozloženie Fe—Ti minerálov je v týchto intruzívnych horninách veľmi nepravidelné — vytvárajú sa vtrúseniny, šmuhy, šlíry, nepravidelné hniezda. Koncentrácia Fe—Ti minerálov sa mení od miesta k miestu. Spolu s Fe—Ti minerálmi vystupujú i apatity. Veľkosť Fe—Ti minerálov (pôvodne titanomagnetitov) sa na lokalite Hnilčík pohybuje najčastejšie v rozmedzí 1 — 3 mm, na lokalite JV od Závadky okolo 1 mm.

Magmatické titanomagmatity sa akumulujú (ložiská vo Švédsku, Nórsku, Fínsku, na Urale, na polostrove Kola, v Indii, v Kanade, v Bushwaldskom komplexe a i.): 1. pri veľkých diferencovaných bázických magmatických telesách (v gabrách, pyroxenitoch, anortozitoch), kde sa pri pomalej frakciovanej kryštalizácii magmy a gravitačnej diferenciácii tieto minerály sústredili v niektorých ich častiach v podobe nepravidelných polôh, hniezd, ale i v súvislejších tvaroch a ložných žilách; 2. pri tektonicko-orogenetických pochodoch, kedy sa bázická magma primárne obohatená o titanomagnetity (už čiastočne diferencovaná) vytlačila z hĺbky do nadložných horninotvorných komplexov v podobe dajkovitých intrúzií. Titanomagnetity sa pritom sústreďujú hlavne v stredných častiach týchto hypoabysálnych telies, kde vytvárajú vtrúseninové, šlírové, šošovkovité polohy (Kašin, 1948; Mališev, 1957; Lundegardt, 1957; Smirnov, 1982). Magmatické akumulácie titanomagnetitov nadobúdajú pri týchto typoch ložísk značné rozmery. Jedná sa o komplexné rudy, pri ktorých úžitkovými prvkami sú železo, titán, vanád a v niektorých magmatických provinciách i nióbu. Sprievodným znakom týchto ložísk titanomagnetitov je, že s nimi spravidla vystupuje i zvýšené množstvo apatitu.

Hypoabysálne bázické intrúzie pri Hnilčíku a na Šajkane patria podľa nášho názoru práve k typom dajkovitých intrúzií s magmatickými akumuláciami titanomagnetitov.

Pretože usudzujeme, že erózia obnažila zatiaľ len ich apikálne časti (Hnilčík), prípadne len o niečo hlbšie partie hypoabysálnych intrúzií (Závadka — Šajkan), mohli by sme v hlbších častiach týchto intrúzií očakávať ešte výraznejšie akumulácie Fe—Ti minerálov.

Pozoruhodné sú i výsledky regionálnych magnetometrických geofyzikálnych štúdií v danom území.

V oblasti Hnilčíka sa výskyty bázických dajkovitých intrúzií nachádzajú na severnom okraji výraznej pozitívnej magnetickej anomálie (so stredom v oblasti Pálenice), ktorú zistil M. Filo et al. (1969).

V oblasti výskytov amfibolických gabier JV od Závadky (Šajkan) sa výrazná pozitívna magnetická anomália zistená leteckou geofyzikou kryje s povrchovými východmi týchto bázik.

Domnievame sa, že by bolo prospešné overiť genézu titanomagnetitov v týchto bázikách podrobným geofyzikálnym povrchovým štúdiom s použitím hlavne magnetiky a gravimetrie a v miestach najvýraznejších anomálií sledovať vrtnými prácami zmeny v koncentráciách Fe, Ti, V v celom profile vrtov.

Postavenie bázických dajkovitých intrúzií v rámci magmatizmu Spišsko-gemerského rudohoria

Bázický vulkanizmus (magmatizmus) pozorujeme v paleozoiku gemerika od kambroordoviku až po perm. Jeho intenzita sa však v jednotlivých geologických obdobiach značne mení.

V gelnickej „sérii" sú to len slabšie lokálne prejavy extruzívneho diabázového, porfyritového vulkanizmu. V rakoveckej „sérii" už zaznamenávame mohutný diabázový vulkanizmus spolu s intruzívnymi formami, ktorý sa vyvinul v celej severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Intenzívny bázický karbónsky vulkanizmus zastúpený hlavne diabázmi a porfyritmi a ich hypoabysálnymi formami bezprostredne nadväzuje na devónsky vulkanizmus (magmatizmus) v rakoveckej „sérii". Jeho hlavné prejavy poznáme v západnej a severnej (strednej) časti gemerika. V perme sú to opäť len slabšie lokálne prejavy porfyritového vulkanizmu.

Z hľadiska nami sledovanej problematiky je zaujímavé, že vo všetkých týchto formách bázického vulkanizmu Spišsko-gemerského rudohoria pozorujeme medzi rudnými minerálmi zmenené formy pôvodných titanomagnetitov (leukoxenizované ilmenity, titanity, rutily, anatasy, pseudobrookity, magnetity). Titanomagnetity sú teda charakteristické pre celú spišsko-gemerskú paleozoickú magmatickú provinciu.

Najviac Fe—Ti minerálov v bázických horninách gemerika je v karbónskych vulkanitoch (Ivanov, 1965). Uvedené bázické dajkovité intrúzie považujeme za súčasť karbónskych magmatických procesov. Dlhotrvajúca hlbinná frakciovaná diferenciácia bázickej magmy, ktorá prebiehala v devóne a karbóne, spôsobila nahromadenie titanomagnetitov v posledných magmatických derivátoch (v karbóne). Jedná sa teda a neskoré magmatické akumulácie týchto minerálov.

Variské orogenetické procesy dovŕšili tento kumulačno-diferenciačný proces tým, že sa skôr vykryštalizované minerály (titanomagnetity, apatity) vytlačili (squeezing out) z bázickej magmy z hĺbky do dajkovitých bázických hypoabysálnych intrúzií.

Záverom ďakujem dr. J. Stankovičovi za spoluprácu pri terénnom výskume, dr. J. Krištínovi, CSc., a dr. J. Határovi, CSc., za spoluprácu pri štúdiách preparátov na elektrónovom mikroanalyzátore.

Literatúra

Bajaník, Š. et al. 1979: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria. *Archív — GÚDŠ Bratislava.*

Cambel, B. — Kamenický, L. 1982: Geochémia metamorfovaných bázických hornín tatroveporíd centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 514 s.*

Filo, M. et al. 1969: Magnetometrické štúdie v Spišsko-gemerskom rudohorí. [Záv. správa o geofyzikálnom výskume Spišsko-gemerského rudohoria.] *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Ivanička, J. — Snopko, L. 1975: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Hnilec. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Ivanov, M. 1965: Litológia, petrografia a metamorfizmus paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor. Záp. Karpaty, zv. 3, s. 43 — 92.*

Ivanov, M. 1982: Záverečná správa za výskum bázických intruzívnych hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí z hľadiska magmatických akumulácií rudných prvkov. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Ivanov, M. 1983: Bázické intruzívne horniny v oblasti Rochovce — Chyžné a ich nikionosnosť. *Miner. slov., 15, s. 437 — 447.*

Kamenický, L. — Marková, M. 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemerid. *Geol. Práce, 45, s. 107 — 185.*

Kašin, S. A. 1948: Meďno-titano-magnetitovoje orudinenije v osnovnych porodach Urala. *Trudy Inst. geol. Nauk (Moskva), 9, s. 1 — 130.*

Lundegardt, H. 1957: The titanoferous orebearing gabro of Helsingland — central Sweden. *Sver. geol. Unders., Ser. C (Stockholm), 549, s. 1 — 32.*

Mališev, I. I. 1957: K voprosu o tipach mestoroždenij titanovych rud i zakonomernostach ich razmeščenija. *Dokl. Akad. Nauk (Moskva), 2, s. 311 — 314.*

Pecho, J. 1969: Nové poznatky o geologickej stavbe územia medzi Novoveskou Hutou a Súľovou. *Geol. Práce, Spr., 48, s. 63 — 70.*

Smirnov, V. I. 1982: Geologija poleznych iskopajemych. *Moskva, Nedra, 669 s.*

Uslonskij, A. S. 1953: K voprosu o geochemii endogennych mestoroždenij železa. *Vopr. Petrogr. i mineral. (Moskva), s. 184 — 192.*

Basic dyke intrusions with magmatic accumulations of Fe—Ti minerals in the Hnilčík and Závadka area (West Carpathians)

A group of small basic intrusive bodies, which have been considered the vents of volcanism of the Rakovec group (Devonian) up to now, occur on several localities in the northern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The authors gives a new genetic view on these intrusions. He considers them as dyke basic Carboniferous intrusions. The basic rocks of this type, from the Hnilčík and SE of Závadka (Šajkan) area, where they are the most abundant ones in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., are detailed evaluated in the presented work. Eight smal basic intrusive bodies in a crescent shape occur on both localities.

There are gabbrodiorites on the Hnilčík locality and amphibole gabbros on the Šajkan locality.

After the intrusion (which intruded into the rocks of the Rakovec and Gelnica group respectively) these rocks were intensively metamorphosed. Motley associations of rock forming minerals are the result of these processes.

The article deals with the petrographical, mineralogical and petrochemical evaluations of the above rocks.

The expressive magmatic accumulations of Fe — Ti minerals (primary titanomagnetites) are the most characteristic for these basic intrusions. Their content in rocks is different from place to place. The concentrations of 7 do 30 % vol. in a rock have been ascertained in surficial samples. The distribution of these minerals has disseminated and maculose character respectively. Apatiete also occurs in these basic rocks.

During the cooling of the basic magma and during the authometamorphism of the rocks primary titanomagnetites were desintegrated into a mixture of magnetite and ilmenite (with a typical laminated structure). Ilmenites were leucoxenized and titanite, rutile and pseudobrookite were formed instead of them.

The author considers the outcrops of basic bodies in the Hnilčík and Šajkan area as deeper seated hypoabyssal basic (gabbroid) intrusions. Higher concentrations of the Fe—Ti minerals would be theoretically expected in central parts of these dyke basic instructions.

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 227 — 236

Charakteristika sekundárnej geochemickej aureoly ložiska Zlatá Baňa, Slanské vrchy

ĽUBOMÍR DIVINEC, PETER VOLKO

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

Doručené 19. 4. 1985

Характеристика вторичного геохимического ореола месторождения Злата Баня, Сланские горы (Восточная Словакия)

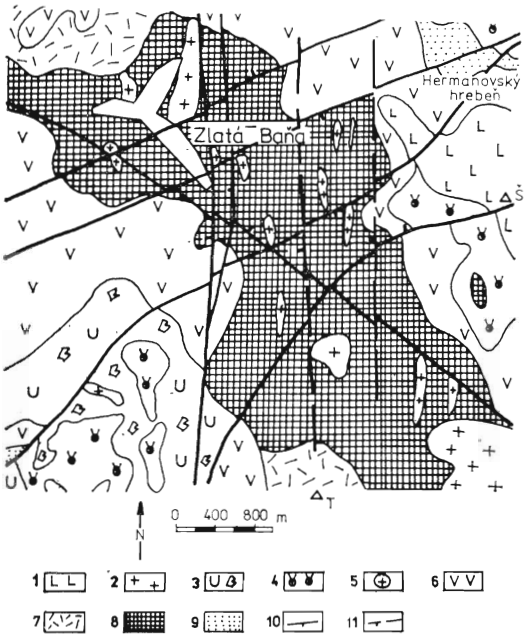
Положительные геохимические аномалии ограничиваются в почвах прикрывающих центральную зону стратовулкана Злата Баня. Свинцово-цинковая аномалия принадлежит вторичному геохимическому ореолу месторождения полиметаллических руд. Аномалии меди имеют преимущественно самостоятельное, независимое положение. Свинцово-цинковые аномалии индицируют наличие 4—5 параллельных линеарных рудных структур, которые имеют северо-южное направление. Интензита и расширение вычлененных аномалий расширяют перспективы территории для дальнейших геолого-разведочных работ при разведке полиметаллических руд в районе Злата Баня.

Characteristis of the Zlatá Baňa deposit secondary geochemical aureole, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Positive geochemical anomalies have been identified in soils covering the Zlatá Baňa volcanic edifice central zone. Anomalies of Pb and Zn belong to the secondary geochemical aureole of the polymetalic deposit. Anomalies of Cu have mostly independent position. Anomalies of Pb and Zn indicate the existence of 4 — 5 parallel linear ore structures, which have N — S direction. The intensity and extent of ascertained anomalies extend the prospective areas for futher geological prospecting activity in the Zlatá Baňa surroundings.

Jednou z účinných metód vyhľadávania nerastných surovín je geochemická prospekcia. Použili sme ju aj pri vyhľadávaní ložísk rúd v Slanských vrchoch. Najlepšie výsledky sme dosiahli pri vymedzení a prieskume sekundárnej geochemickej aureoly ložiska polymetalických rúd Zlatá Baňa.

Ložisko sa nachádza v centrálnej zóne stratovulkánu Zlatá Baňa v severnej časti Slanských vrchov. Zrudnenie má žilníkový a žilníkovo-impregnačný charakter, takže neexistuje jeho ostré ohraničenie oproti okolitým horninám. Rudné štruktúry sú strmé, najčastejšie majú smer S — J, s úklonom 60° — 80° na západ. Sú od seba vzdialené 40 — 60 m. Rudné minerály (pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit) sa spolu so sprievodnými minerálmi (karbonátmi



Obr. 1. Geologická mapa centrálnej zóny stratovulkánu Zlatá Baňa (podľa Tőzséra, 1972 a Kaličiaka, 1980). 1 — lávové prúdy pyroxenických andezitov (panón), 2 — extrúzie amfibolicko-biotiticko-pyroxenických dacitov (panón), 3 — pyroklastiká amfibolicko-pyroxenických andezitov (vrchný sarmat), 4 — lávové prúdy pyroxenicko-amfibolických andezitov (vrchný sarmat), 5 — intruzívne telesá dioritových porfyritov (stredný sarmat), 6 — lávové prúdy pyroxenických andezitov (stredný sarmat), 7 — autoklastiká pyroxenických andezitov (spodný sarmat), 8 — areálne hydrotermálne premenený stratovulkanický komplex (vrchný báden — spodný sarmat), 9 — ryolitové pyroklastiká (spodný báden), 10 — overené zlomy, 11 — predpokladané zlomy

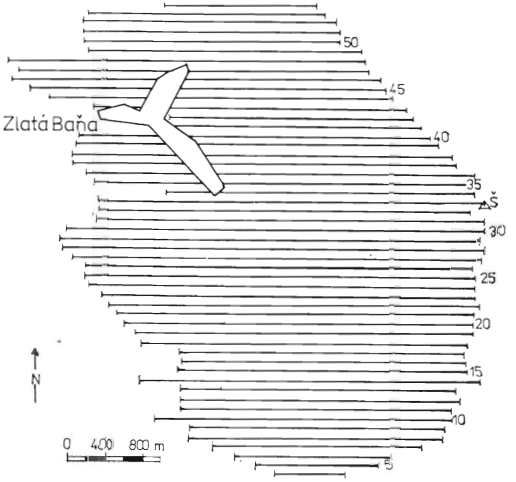
Fig. 1. Geological map of the central zone of the Zlatá Baňa stratovolcano (after Tözsér, 1972 and Kaličiak, 1980). 1 — lava flows of pyroxene andesite (Pannonian), 2 — extrusions of amphibole-biotite-pyroxene dacites (Pannonian), 3 — pyroclastics of amphibole-pyroxene andesites (Upper Sarmatian), 4 — lava flows of pyroxene-amphibole andesites (Upper Sarmatian), 5 — intrusive bodies of diorite porphyries (Middle Sarmatian), 6 — lava flows of pyroxene andesites (Middle Sarmatian), — 7 autoclastics of pyroxene andesite (Lower Sarmatian), 8 — areally hydrothermally altered stratovolcanic complex (Upper Badenian — Lower Sarmatian), 9 — rhyolite pyroclastics (Lower Badenian), 10 — ascertained faults, 11 — assumed faults

a kremeňom) akumulovali v horninách s vhodnými fyzikálnymi vlastnosťami, najmä v andezitoch a ich pyroklastikách sarmatského veku. Zrudnenie priestorovo a pravdepodobne aj geneticky súvisí s intruzívnymi telesami amfibolicko-pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických dioritových porfyritov. Rudné štruktúry a ich primárne geochemické aureoly miestami, najmä v centrálnej časti ložiska, vychádzajú na zemský povrch.

Rozptylom prvkov pôvodne skoncentrovaných v ložisku a v jeho primárnej geochemickej aureole a ich redistribúciou vplyvom hypergénnych procesov vznikla v podzolových a sivých lesných pôdach Zlatobanskej kotliny sekundárna rozptylová geochemická aureola. Geochemickými prospekčnými prácami v centrálnej a čiastočne aj v prechodnej zóne stratovulkánu Zlatá Baňa (obr. 1) sme zisťovali rozsah, intenzitu a charakter tejto aureoly.

Materiál a metodika spracovania

Vzorky pôd sme odoberali z 51 profilov na ploche 15 km^2, na ktorých sa zároveň realizovali geofyzikálne merania. Dĺžka profilov je 750 až 4400 m (obr. 2), vzdialenosť medzi



Obr. 2. Lokalizácia geochemických profilov
Fig. 2. Localization of geochemical profiles

profilmi je 100 m, krok odberu vzoriek na profile 40 m.

Vzorky sa odoberali z humusovej vrstvy podzolových a hnedých lesných pôd z hĺbky 15 — 20 cm, hmotnosť vzorky bola 150 — 200 g. Odobralo sa 4228 vzoriek.

Každú vzorku sme analyzovali na túto asociáciu prvkov: Ag, As, Co, Cu, Mo, Ni, Pb, Sb. Analýzy sú kvalitatívne, ich hodnoty sú vyjadrené v ppm. Zo stanovovaných prvkov sme spracovali iba Co, Cu, Ni, Pb a Zn. Hodnoty analýz ostatných prvkov sme nespracovali, pretože ich podstatná časť (80 — 90 %) je pod medzou citlivosti použitej analytickej metódy. Prvky sa stanovili metódou atómovej emisnej spektrometrie s indukčne viazanou plazmou. Medza citlivosti tejto metódy je pre stanovené prvky od 0,2 do 5 ppm.

Hodnoty analýz prvkov Cu, Pb, Zn sa spracovali na počítači Olivetti, hodnoty analýz Co a Ni na kalkulátore Sharp El—5812. Zistili sa štatistické zákony distribúcie prvkov a vypočítali sa základné štatistické parametre. Pôvodný súbor 4228 vzoriek sme redukovali na základe Grubbsovho testu odľahlých hodnôt (Schejbal, 1979). Počet analýz, ktoré sa po tomto teste ďalej matematicky spracovávali, je v tab. 1. V súboroch hodnôt analýz Co a Ni sa Grubbsovým testom nezistili mimoriadne vysoké hodnoty.

Zo štatistických parametrov sme vypočítali: priemernú hodnotu x′ (aritmetický priemer) pre každý prvok, strednú kvadratickú odchýlku s, disperziu, variačný koeficient a 95 % intervaly spoľahlivosti odhadu strednej hodnoty. Tieto štatistické parametre sme vypočítali pre súbory hodnôt z každého profilu zvlášť. Pre celý súbor analýz sme vypočítali priemerné hodnoty x′, stredné kvadratické odchýlky s (tab. 1). Párové lineárne koeficienty korelácie medzi Pb — Zn, Pb — Cu a Zn — Cu sa vypočítali zo súborov analýz patriacich jednotlivým geochemickým profilom.

Pri vymedzení geochemických anomálií sme vychádzali z vypočítaných priemerných hodnôt a stredných kvadratických odchýlok. Priemernú hodnotu prvku, vypočítanú zo súboru analýz, považujeme za miestne geochemické pozadie. Za regionálne geochemické pozadie sme vzali obsah prvku udávaný v literatúre pre pôdy rôznych regiónov sveta. Anomálna hodnota je rovnaká alebo vyššia ako priemerná hodnota plus trojnásobok strednej kvadratickej odchýlky: $H_A = x' + 3s$. Nakoniec na základe anomálnych hodnôt vypočítaných zo súborov analýz z jednotlivých profilov (nie z celého súboru hodnôt) sme na základe primárnych geochemických aureol rekonštruovali priebeh predpokladaných rudných štruktúr v centrálnej zóne stratovulkánu Zlatá Baňa (obr. 8).

Získané výsledky

Sledované prvky majú lognormálne rozdelenie obsahu v pôde. Normálnemu rozdeleniu sa najviac blížia hodnoty analýz Zn.

Matematické a kartografické spracovanie výsledkov pôdnej geochémie nám umožnilo vymedziť anomálie Pb, Zn, Cu, Ni a Co. Veľká časť z nich je nepochyb-

TAB. 1

Výsledky matematického spracovania analýz pôd
Results of mathematical working out of soil analyses

	Prvok x′ (ppm)	s (ppm)	x′ + 3s	Disperzia	Variačný koeficient	Interval (95 %) spoľah.
Cu	11,58	3,17	21,09	407,48	61,91	11,40
Pb	31,46	10,44	62,78	1022,79	76,27	29,26
Zn	67,53	20,35	128,43	1262,91	50,86	65,42
Ni	5,63	2,77	13,94	—	—	—
Co	10,59	5,83	27,88	—	—	—

x′ — priemerná hodnota (aritmetický priemer), s — stredná kvadratická odchýlka
x′ — mean value (arithmetical mean), s — standard deviation

ne súčasťou primárnej geochemickej aureoly ložiska.

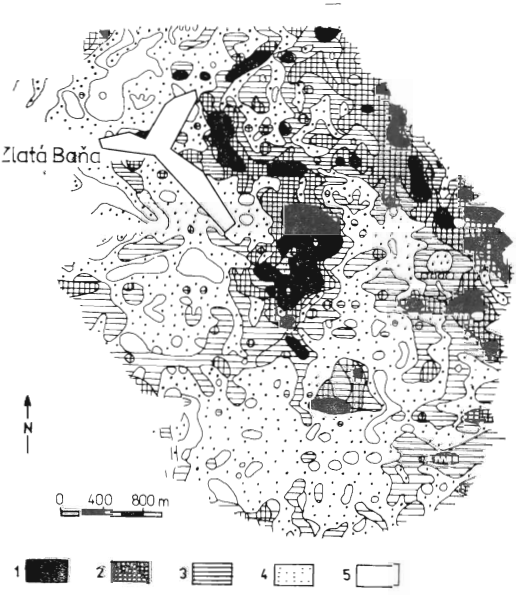
Olovo vytvára v centrálnej zóne stratovulkánu Zlatá Baňa niekoľko rozsiahlych anomálií. Do pôdy sa dostáva pôsobením hypergénnych procesov najmä z galenitu, ale i z iných rudných a horninotvorných minerálov (plagioklasov, pyroxénov, amfibolov). Jeho transport do zvetraninového a pôdneho prostredia (vznik sekundárnej rozptylovej aureoly) ovplyvňovala najmä rozpustnosť sekundárnych minerálov Pb, ktoré vznikajú oxidáciou galenitu. Pri hypergénnych procesoch olovo preniká do okolorudného prostredia menej ako zinok a meď, preto vytvára kontrastnejšie geochemické anomálie.

Priemený obsah Pb v pôdach rôznych regiónov sveta v hĺbke 20 cm je 16 ppm (Wedepohl, 1972). Pretože máme nedostatok údajov o chemickom zložení pôd Slanských vrchov, budeme túto hodnotu považovať za regionálne geochemické pozadie. Miestnym geochemickým pozadím je priemerný obsah Pb vypočítaný z analyzovaného súboru vzoriek (31 ppm). Minimálna vypočítaná anomálna hodnota (prah anomálie) je 63 ppm Pb.

Najdôležitejšia anomália Pb sa nachádza asi 500 m JV od Zlatej Bane (obr. 3). Má nepravidelný tvar SJ smeru, ktorý sa zhoduje so smerom rudných štruktúr. Dĺžka anomálie je 1500 m, šírka 500 m, obsah Pb v pôde kolíše v rozmedzí 60 — 600 ppm. Je súčasťou aureoly centrálnej časti ložiska. Druhá najdôležitejšia anomália Pb sa nachádza pri severovýchodnom okraji Zlatej Bane. Sleduje priebeh druhej najvýznamnejšej rudnej štruktúry. Je dlhá asi 700 m, široká v priemere 200 m, obsah Pb v pôde sa pohybuje od 60 do 500 ppm. Menšie anomálie Pb sú v oblasti Hermanovského hrebeňa, asi 2 km východne od Zlatej Bane (obr. 3), sú kulisovite usporiadané, majú smer S — J a obsah Pb v pôde dosahuje 50 — 200 ppm. Mohli by indikovať neznámu zrudnenú štruktúru.

Anomálie Zn sa zhodujú s anomáliami Pb, sú však o niečo rozsiahlejšie (je to dôsledok ľahšej geochemickej migrácie Zn). Obsah Zn býva v pôdach často vyšší ako v horninách, z ktorých vznikli (Wedepohl, 1972). Tento jav akumulácie Zn sa pozoroval aj v pôdach skúmaného územia (130 ppm v pôde oproti 82 ppm v horninách).

Priemerný obsah Zn v pôde v hĺbke 20 cm je 50 ppm (Wedepohl, 1972). Túto hodnotu považujeme za regionálne geochemické pozadie (podobne je to u všetkých ďalších prvkov). Miestne geochemické pozadie je 67 ppm, anomálie Zn začínajú nad 128 ppm. Tvar, rozsah, intenzita



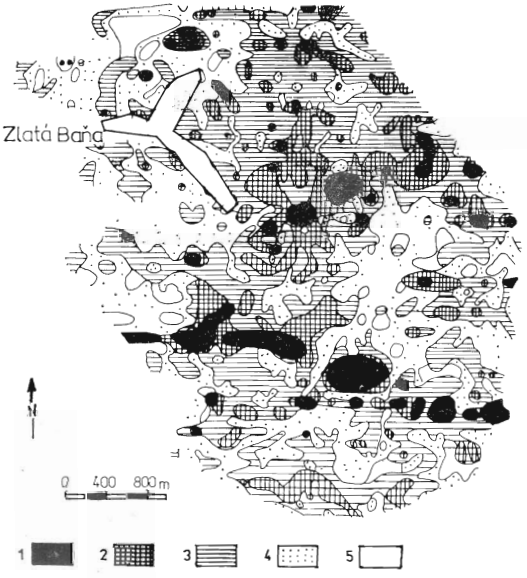
Obr. 3. Geochemická mapa sekundárnej aureoly olova. Obsah Pb v ppm: 1 — nad 63 (anomálie), 2 — 42—62, 3 — 32—41, 4 — 21—31, 5 — pod 20

Fig. 3. Geochemical map of lead secondary aureole. Content of Pb in ppm: 1 — above 63 (anomalies), 2 — 42 to 62, 3 — 32 to 41, 4 — 21 to 31, 5 — under 20

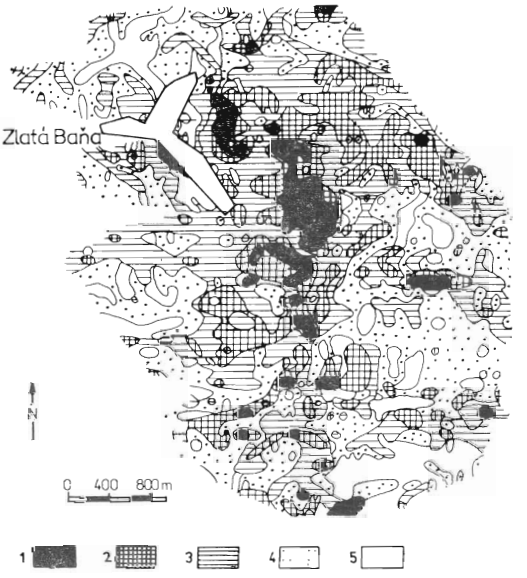
a lokalizácia anomálií Zn sa takmer zhodujú s anomáliami Pb, iba v oblasti Hermanovského hrebeňa sú anomálie Zn menšie a menej intenzívne ako anomálie Pb. V oblastiach anomálií Zn pri severovýchodnom okraji Zlatej Bane a juhovýchodne od nej sa obsah Zn pohybuje od 130 do 600 ppm, v oblasti Hermanovského hrebeňa od 100 do 200 ppm (obr. 4).

Iný obraz majú anomálie Cu. Regionálne geochemické pozadie pre Cu je 20 ppm, miestne 11 ppm, prah anomálie začína pri 21 ppm. Je pozoruhodné, že miestne geochemické pozadie má nižšiu hodnotu ako regionálne geochemické pozadie. Znamená to, že minerály medi nie sú v ložisku podstatnejšie zastúpené. Iba časť, aj to nevýrazných anomálií Cu, sa nachádza na rovnakých miestach ako anomálie Pb a Zn. Meď v nich pochádza z ložiskových štruktúr, z ich minerálnej výplne. Výraznejšie anomálie Cu nemajú smer S — J, ale sú lineárne zoradené v smeroch SV — JZ a ZSZ — VJV (obr. 5). Ich dĺžka je 300 — 600 m, šírka 100 — 300 m, obsah Cu v nich kolíše od 20 do 140 ppm.

Anomálie Ni a Co sú menej výrazné a plošne menšie ako anomálie Pb, Zn a Cu. Regionálne geochemické pozadie pre Ni je 40 ppm (Polanski — Smulikowski, 1971), miestne 6 ppm, prah anomálie je 14 ppm. Pre Co je regionálne geochemické pozadie podobné ako pre Ni, lokálne 10 ppm, prah anomálie 28 ppm (tab. 1). Miestne geochemické pozadie pre Ni a Co je teda, podobne ako u Cu, nižšie ako regionálne pozadie. Distribúcia anomálií Ni a Co je odlišná od distribúcie anomá-



Obr. 4. Geochemická mapa sekundárnej aureoly zinku. Obsah Zn v ppm: 1 — nad 127 (anomálie), 2 — 87—126, 3 — 67—86, 4 — 47—66, 5 — pod 46
Fig. 4. Geochemical map of zinc secondary aureole. Content of Zn in ppm: 1 — above 127 (anomalies), 2 — 87 to 126, 3 — 67 to 86, 4 — 47 to 66, 5 — under 46



Obr. 5. Geochemická mapa sekundárnej aureoly medi. Obsah Cu v ppm: 1 — nad 21 (anomálie), 2 — 13—18, 3 — 10—12, 4 — 8—11, 5 — pod 7
Fig. 5. Geochemical map of copper secondary aureole. Content of Cu in ppm: 1 — above 21 (anomalies), 2 — 16 to 20, 3 — 12 to 15, 4 — 8 to 11, 5 — under 7

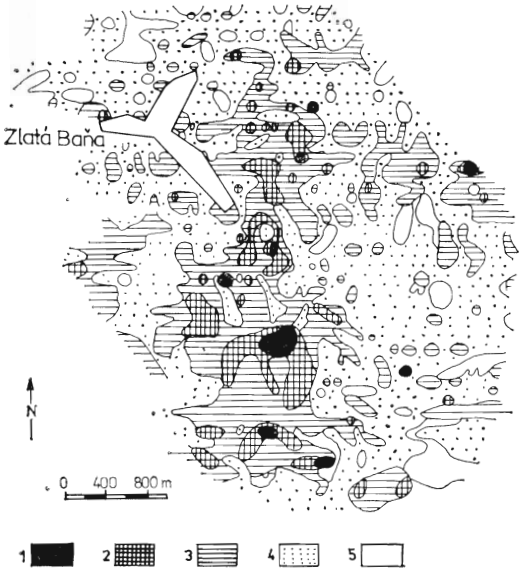
lií Pb, Zn a Cu, je nepravidelnejšia, možno však pozorovať, že anomálie Ni a Co tvoria nevýrazný lem okolo anomálií Pb a Zn, najmä na ich západnom a južnom okraji (obr. 6 a 7). Najlepšie to vidieť v priestore najrozsiahlejších anomálií Pb a Zn asi 500 m na JV od Zlatej Bane (porovnaj obr. 3, 4 a 6, 7).

Párové lineárne koeficienty korelácie medzi Pb — Zn, Cu — Pb a Cu — Zn sme vypočítali pre súbory vzoriek z každého profilu. Hodnoty koeficientov (0,6 — 0,9) sú najvyššie na profiloch, ktoré prechádzajú anomáliami. Vysoké hodnoty korelačných koeficientov sú aj na profiloch severného okraja skúmaného územia, kde nie sú výraznejšie anomálie (obr. 3 a 4).

Okrem anomálnych hodnôt vypočítaných z celého súboru vzoriek sme vypočítali anomálne hodnoty pre každý profil zvlášť.

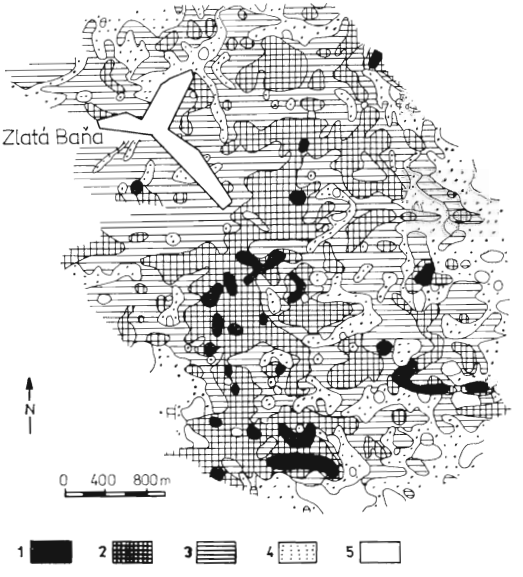
Na základe zistených anomálií sme rekonštruovali priebeh rudných štruktúr nachádzajúcich sa v blízkosti povrchu. Takto rekonštruované rudné štruktúry s Pb a Zn majú smer S — J, iba malá časť sa tiahne so SZ na JV a zo SV na JZ (obr. 8). Rekonštruované rudné štruktúry s Cu majú odlišný priebeh od rudných štruktúr s Pb a Zn, väčšinou majú smer VSV — ZJZ a SZ — JV.

Štatistickým spracovaním hodnôt analýz pre každý profil zvlášť sme získali aj ďalšie informácie. Zistili sme ďalšie anomálie, ktoré po spracovaní celého súboru vzoriek neboli zreteľné. Jedna z nich je južným pokračovaním rozsiahlej anomálie na SV okraji Zlatej Bane, iné sa črtajú na Z od Zlatej Bane (obr. 8).



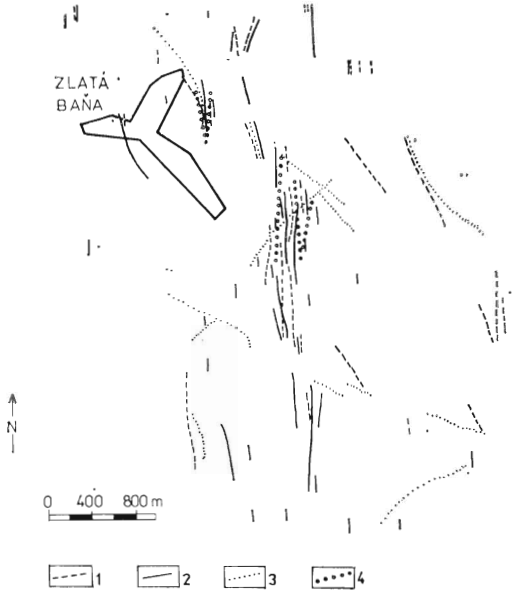
Obr. 6. Geochemická mapa sekundárnej aureoly niklu. Obsah Ni v ppm: 1 — nad 19 (anomálie), 2 — 13—18, 3 — 10—12, 4 — 7—9, 5 — pod 6

Fig. 6. Geochemical map of nickel secondary aureole. Content of Ni in ppm: 1 — above 19 (anomalies), 2 — 13 to 18, 3 — 10 to 12, 4 — 7 to 9, 5 — under 6



Obr. 7. Geochemická mapa sekundárnej aureoly kobaltu. Obsah Co v ppm: 1 — nad 25 (anomálie), 2 — 17—24, 3 — 13—16, 4 — 9—12, 5 — pod 8

Fig. 7. Geochemical map of cobalt secondary aureole. Content of Co in ppm: 1 — above 25 (anomalies), 2 — 17 to 24, 3 — 13 to 16, 4 — 9 to 12, 5 — under 8



Obr. 8. Predpokladaný a zistený priebeh rudných štruktúr (predpokladaný priebeh — na základe zistených anomálií prvkov v pôde, zistený priebeh — na základe údajov z vrtov a banských prác). 1 — predpokladané rudné štruktúry Pb, 2 — predpokladané rudné štruktúry Zn, 3 — predpokladané rudné štruktúry Cu, 4 — zistené rudné štruktúry Pb + Zn

Fig. 8. Assumed and ascertained course of ore structures (assumed course — on the basis of ascertained anomalies in soil; ascertained course — on the basis of data obtained from boreholes and mine workings). 1 — assumed ore structures of Pb, 2 — assumed ore structures of Zn, 3 —assumed ore structures of Cu, 4 — ascertained ore structures of Pb and Zn

Diskusia

Okontúrované anomálie možno podľa A. A. Buesa a S. V. Grigorjana (1975) klasifikovať ako naložené odkryté difúzne čiastočne infiltračné aureoly vznikajúce v podmienkach akumulačno-denudačného reliéfu v miernej klíme.

Anomálie Pb a Zn v centrálnej časti Zlatobanskej kotliny sú sekundárnou geochemickou aureolou polymetalického ložiska, ktoré overili vrtné práce. Priebeh aureol je zhodný so smerom rudných štruktúr, ktorý bol zistený v banských prácach (obr. 8). Rudné štruktúry majú smer S — J nielen v malej časti overenej banskými dielami, ale i mimo nej. Anomálie Pb a Zn na Hermanovskom hrebeni iba pravdepodobne zodpovedajú zrudneným štruktúram.

Pri oceňovaní anomálií podľa významu a súvislosti s rudnými akumuláciami mohlo dôjsť vplyvom rôznych činiteľov k určitému skresleniu a nesprávnej interpretácii (čo sme sa snažili vylúčiť alebo aspoň redukovať na minimum). Sekundárne aureoly sú vyvinuté v zvetraninovom plášti a v pôdach, ktoré ležia na horninovom substráte tvorenom stratovulkanickým komplexom. Stratovulkanický komplex pozostáva z lávových prúdov pyroxenických andezitov, ktoré sa striedajú s telesami explozívnych pyroklastík (obr. 1). V nich sú intruzívne telesá pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických dioritových porfyritov, s ktorými priestorovo súvisí polymetalické zrudnenie. Horniny v centrálnej zóne stratovulkánu sú hydrotermálne premenené: chloritizované, karbonatizované, pyritizované, silicifikované a hematitizované. Oproti tomu andezitové lávové prúdy na svahoch Zlatobanskej kotliny, patriace k prechodnej zóne stratovulkánu (k stratovulkanickému plášťu), sú relatívne čerstvé, hydrotermálne nepremenené. Iba na niektorých miestach sme identifikovali prejavy K metasomatózy.

Najvýznamnejšie a najrozsiahlejšie anomálie sú v oblastiach intenzívnych hydrotermálnych premien hornín, ktoré koincidujú s miestami najhustejších výskytov intruzívnych telies dioritových porfyritov, čo je prirodzené, pretože tu sa najviac koncentrujú rudné telesá.

Tieto anomálie sa nachádzajú v podzolových a hnedých lesných pôdach pokrý-

vajúcich Zlatobanskú kotlinu a priľahlé horské svahy. Reliéf Zlatobanskej kotliny (ktorá je zhruba totožná s centrálnou zónou stratovulkánu Zlatá Baňa) je relatívne málo zvlnený, nadmorská výška sa pohybuje od 600 do 700 m, jednotlivé kužeľovité vrcholy sa dvíhajú na dno kotliny 50 — 100 m, svahy majú sklon 5 — 10°, miestami sú aj strmšie. Masívy obklopujúce kotlinu dosahujú nadmorskú výšku až 1092 m (Šimonka), ich svahy sú strmé (15 — 30° sklon). Zlatobanská kotlina je pokrytá eluviálnymi a deluviálnymi uloženinami (zvetraninami) hrúbky 1 — 7 m. Nepredpokladáme rozsiahlejší posun a transport tohto zvetraninového materiálu, ktorý by výraznejšie ovplyvnil polohu anomálií oproti primárnym zdrojom (obr. 8). Väčší pohyb mohol nastať iba na strmých svahoch obklopujúcich kotlinu a v miestach vzniku rozsiahlejších deluviálnych kužeľov. Pohyby delúvií a pôd počas kvartéru v podmienkach periglaciálnej klímy zrejme sekundárne aureoly podstatnejšie nedeformovali a neposunuli. Maximálny posun v Zlatobanskej kotline predpokladáme niekoľko desiatok metrov, na jej svahoch a v oblastiach deluviálnych kužeľov 100 — 200 m, čo vzhľadom na šírku aureol nie je podstatné.

Hydrografická sieť je v skúmanom území relatívne hustá. Toky sú však malé, s nerovnomernými prietokmi, časť z nich za minimálneho stavu vody vysychá (Bajo et al., 1983). Prevažná časť potokov stekajúcich z Hermanovského hrebeňa, ktorý je miestnym rozvodím, tečie západným smerom, teda naprieč anomáliami. Očakávalo by sa, že toky nejakým spôsobom anomálie a sekundárne aureoly ovplyvnili. Po porovnaní morfológie riečnej siete s okontúrovanými anomáliami sme prišli k záveru, že riečna sieť ovplyvnila vznik sekundárnych aureol, ich rozsah, morfológiu, kontrastnosť a polohu oproti primárnym zdrojom iba vo veľmi obmedzenej miere.

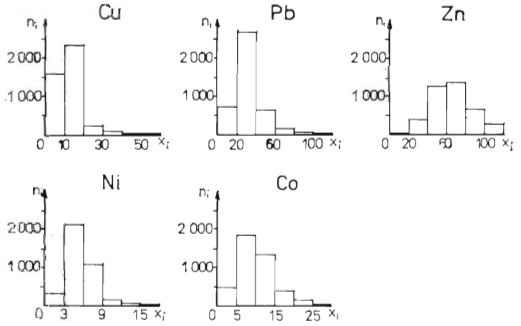
Pri oceňovaní anomálií podľa významu mohlo tiež dôjsť k určitému skresleniu a chybám vplyvom antropogénnej kontaminácie skúmaného územia. Na východ od Zlatej Bane sú známe staré banské práce, ktoré zrejme ovplyvnili koncentráciu rudných prvkov v pôdach. Je veľmi ťažké zistiť rozsah a intenzitu týchto vplyvov a oddeliť ich od výsledkov prírodných procesov. Isté však je, že časť anomálií antropogénna kontaminácia neovplyvnila. Je úplne vylúčené, aby niektoré anomálie vznikli iba antropogénnou činnosťou (uvoľňovaním prvkov z materiálu, ktorý sa dostal na povrch banskou činnosťou).

Pretože najrozsiahlejšia kontaminácia sa predpokladá v oblasti najvýznamnejšej anomálie Pb a Zn, mohol byť jej význam trochu nadhodnotený a význam ďalších anomálií potlačený. Platí to najmä pre vyššie spomínané anomálie Pb na Hermanovskom hrebeni. Je pozoruhodné, že v oblasti výskytu týchto anomálií erózia neodkryla intruzívne telesá dioritových porfyritov a nevyskytujú sa tu ani intenzívne hydrotermálne premenené vulkanické horniny. Identifikovali sme tu iba prejavy draselnej metasomatózy (novovzniknuté aduláry v andezitoch). Ďalšou negatívnou skutočnosťou je, že sme tu nezistili geofyzikálne anomálie VP. Geochemické anomálie Pb a Zn v centrálnej časti Zlatobanskej kotliny spadajú do oblastí geofyzikálnych anomálií VP, ktoré dosahujú hodnoty 6 — 12 % (Tkáč, 1983). To, že geofyzikálne anomálie VP a niektoré ďalšie príznaky zrudnenia chýbajú, môže znamenať, že rudné štruktúry sú prikryté mladšími vulkanickými horninami stratovulkanického plášťa a nevychádzajú až na povrch, ako je to v centrálnej časti Zlatobanskej kotliny. Anomálie mohli vzniknúť rozptylom prvkov z primárnej aureoly a ich transportom po

tektonických poruchách. Svedčila by o tom aj relatívne nízka intenzita týchto anomálií.

Zvýšením kontrastnosti anomálií tým, že sa minimálne anomálne hodnoty vypočítali z menších súborov hodnôt (pre každý profil zvlášť), sme zistili pravdepodobný priebeh rudných štruktúr a ich primárnych geochemických aureol (širokých 40 — 60 m). Po tomto spracovaní sa objavili ďalšie anomálie a s nimi súvisiace štruktúry, ktoré v celkovom spracovaní neboli zreteľné. Jednoznačne sa potvrdilo, že rudné štruktúry majú hlavne smer S — J (obr. 8). Toto zistenie podporujú aj výsledky z banských prác a orientácia starých banských diel.

Z distribúcie anomálií medi možno usúdiť, že minerály obsahujúce Cu sú viazané na štruktúry SZ — JV a SV — JZ (alebo sa po týchto tektonických štruktúrach meď vynášala z väčších hĺbok). Tieto štruktúry sú staršie ako tektonické štruktúry severojužného smeru, na ktoré je viazané zrudnenie Pb a Zn. Relatívne nízky obsah Cu v pôde Zlatobanskej kotliny je pozoruhodný, lokálne geochemické pozadie je nižšie ako regionálne. Je to jeden z faktov, ktoré upozorňujú na to, že väčšie akumulácie medi sa dajú očakávať v hĺbkach až 1,5 — 3 km.



Obr. 9. Charakter distribúcie Cu, Pb, Zn, Ni a Co v pôde
Fig. 9. Character of Cu, Pb, Zn, Ni and Co distribution in soil

Záver

Priebeh, rozsah a intenzita zistených geochemických anomálií umožňujú presnejšie orientovať prieskumné práce (najmä vrtné) v tejto oblasti. Vrtným a banským prieskumom sa potvrdilo, že časť anomálií je skutočne sekundárnou geochemickou aureolou polymetalického ložiska. Anomálie však prekračujú hranice a rozsah územia skúmaného vrtným a banským prieskumom, naznačujú tak perspektívne oblasti pre ďalší prieskum. Okrem toho zistené anomálie viac-menej presne indikujú existenciu 4 — 5 paralelných lineárnych štruktúr, dlhých 1 — 4 km, smeru S — J. Z nich sa zatiaľ skúmajú len dve, plánuje sa začať s prieskumom tretej.

Získané pozitívne výsledky (čiastočne už aj overené), vysoká kontrastnosť a relatívne ľahké vyčlenenie a okontúrovanie anomálií prvkov stanovených kvantitatívne hovoria v prospech použitia tejto metódy aj na inom území (v priamom susedstve skúmaného ložiska, v ďalších stratovulkánoch tvoriacich Slanské vrchy i v neovulkanických oblastiach vôbec). V kombinácii s komplexom geologických a geofyzikálnych metód je to veľmi účinný spôsob vyhľadávania rúd v oblastiach so zložitou geologickou stavbou a starou banskou tradíciou.

Literatúra

Bajo, I. — Bujalka, P. — Haluška, M. 1983: Hydrogeológia neovulkanitov Slanských a Vihorlatských vrchov. *Miner. slov. — Monogr. 1, Bratislava, Alfa, 126 s.*

Beus, A. A. — Grigorjan, S. V. 1975: Geochimičeskije metody poiskov i razvedki mestoroždenij tverdych poleznych iskopajemych. *Moskva, Nedra, 280 s.*

Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Miner. slov., 12, s. 1 — 25.*

Polanski, A. — Smulikowski, K. 1978: Geochémia. *Bratislava, SPN, 607 s.*
Schejbal, C. 1978: Metodika interpretace geochemického průzkumu. *[Vysokoškolské učebné texty.] VŠB Ostrava, 81 s.*
Tkáč, J. 1983: Záverečná správa z detailného geofyzikálneho prieskumu v oblasti Zlatej Bane. *Manuskript — Geofond Bratislava.*
Tőzsér, J. 1972: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. *Manuskript — Geofond Bratislava.*
Wedepohl, K. H. 1972:Handbook of geochemistry. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.*

Characteristics of the Zlatá Baňa deposit secondary geochemical aureole, Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Positive anomalies of Pb, Zn, Cu, Ni and Co have been ascertained in the Zlatá Baňa volcanic edifice central zone on the basis of mathematical working out of quantitative soil sample analyses. About 4,200 samples of soil were worked out.

Ascertained anomalies of Pb an Zn have elongated shape in the N — S direction. They indicate an existence of 4 — 5 linear ore structures. Two of them are investigated by drilling prospection. Anomalies of Cu have different position and course against anomalies of Pb an Zn. They are connected with older tectonic structures which have the NW — SE and NE — SW directions. Polymetallic mineralization, on the other hand, is bound on younger tectonic structures of the N — S direction. This direction is indicate by geochemical anomalies. The N — S direction has been ascertained by mining works, too.

The intensity of Pb and Zn anomalies is from 200 ppm to 600 ppm, copper anomalies are less distinctive, from 100 ppm to 200 ppm. Low concentrations of copper minerals in the deposit are reflected in these indistinctive anomalies. The contrast of Ni and Co anomalies is less than that of Pb, Zn and Cu. Ascertained anomalies were not essentially shifted against their primary sources (against ore bodies and their primary geochemical aureoles). Origin of some anomalies was influenced, however, by anthropic contamination (by old mining works). It is proved that ascertained anomalies are the secondary geochemical aureole of the Zlatá Baňa polymetallic ore deposit.

Extent of anomalies enables to extend the geological prospection of polymetallic ores in the Zlatá Baňa area. Geochemical prospection using quantitative analyses in combination with other geological and geophysical methods is suitable for ore prospection in the complex geological fields with an old mining tradition.

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 237 — 251

Nové poznatky o veku metasedimentov z ďumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenia)

EVA PLANDEROVÁ

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

Doručené 19. 3. 1985

Новые сведения о возрасте метаседиментов дюмберского кристалиника (район Ясения, Средняя Словакия), Низкие Татры

Возраст метаморфитов кристалиника Низких Татр (эпизональные метаморфованные осадки) на основании палинологических работ относится к верхнему силуру, даже девону, верхнему девону даже нижнему карбону и стефану — нижней перьми. На основании палинофлоры метаседименты можно сопоставлять с палиноморфами западной Европы.

New knowledge on age of metasediments in the Ďumbier crystalline (Jasenie area, Central Slovakia), Low Tatra Mts.

Due to the lack of reliable fossil funds, the age of metamorphics in the Ďumbier crystalline has been interpreted by various authors in different manner. Applying palynological methods, sporomorph assemblages have been gained from green-schist grade metamorphics which allow certain deduction on the age of metasediments from several profiles in the Jasenie area (Low Tatra Mts., Central Slovakia). Ascertained ages of metasediments in single profiles investigated are Upper Silurian to Devonian, Upper Devonian to Lower Carboniferous and Stephanian to Lower Permian with typical palynofloristic assemblages well correlatable with contemporaneous West European data.

V rámci riešenia geologicko-ložiskových problémov scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Jasenia sa venovala pozornosť aj vekovému zaradeniu metasedimentov.

Za poskytnutie vzoriek a uvedenie do terénu patrí moja vďaka A. Klincovi, B. Molákovi, M. Pulcovi a J. Pechovi.

Pri biostratigrafickom výskume metasedimentov sa palinologicky spracovalo 70—80 vzoriek. Z nich časť (30 vzoriek) bola pozitívna na relatívne dobre zachované palinomorfy. Ich rodová a druhová identifikácia bola podkladom na určenie veku metasedimentov z niektorých profilov z oblasti Jasenia, počnúc Bukovskou dolinou na západe a končiac Bystrou dolinou na východe skúmanej oblasti.

V minulosti metamorfity ďumbierskeho kryštalinika rôzni autori interpretovali vekove rôzne. V. Zoubek (1960) ich považoval za predkambrické. Odvtedy sa nie-

ktorými výskumami (Ar^{40}—K^{40} metódou; Kantor, 1961) zistil vek biotitických migmatitov z oblasti Kyslej na 260 mil. rokov. B. Cambel et al. (1977) určili vek niektorých minerálov nízkotatranského kryštalinika na 315 mil. rokov a 390 mil. rokov. O. Čorná a L. Kamenický (1976) palinologicky preukázali staropaleozoický vek metasedimentov v Bystrej doline v Nízkych Tatrách.

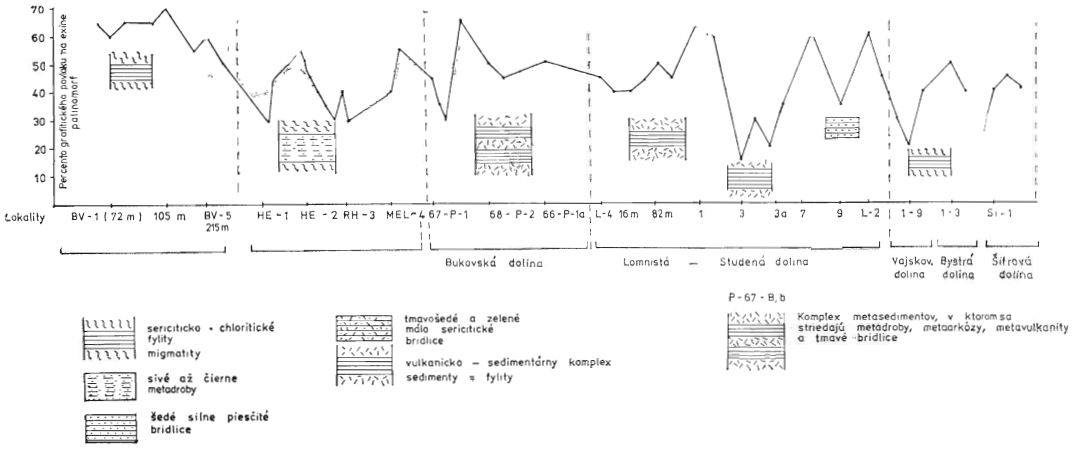
Podobnému štúdiu biostratigrafie sme sa v tejto oblasti venovali v posledných rokoch v náväznosti na detailné geologické mapovanie, ktoré robil v tejto oblasti A. Klinec, M. Pulec, B. Molák (1983) a iní v súvislosti s riešením volfrámového a zlatonosného zrudnenia.

Palinologický výskum sa v celej tejto oblasti robil systematicky z mnohých profilov a vrtov. Na základe vyhodnotenia určiteľnej časti palinomorf sa podarilo preukázať, že všetky skúmané metasedimenty sú paleozoického veku. Metasedimenty, ktoré poskytli pozitívne výsledky pre určenie veku, obsahovali spóry suchozemských rastlín, ktorých výskyt sa na celom svete uvádza len od silúru.

Na základe rodovej a prípadne aj druhovej identifikácie spór a akritarch sa podarilo vymedziť vek (so širokým diapazónom) v rámci paleozoika.

Pri palinologickom výskume sme sa zaoberali aj postihom exiny palinomorf vplyvom metamorfných činiteľov či už teplotnými alebo diagenetickými pohybmi. Podrobne sme túto otázku riešili v profile pod Ráztockou hoľou (Molák et al., v tlači) a zistili sme, že palinomorfy zostávajú zachované s určitým postihom grafitizácie pri metamorfóze do fácie zelených bridlíc. To znamená, že pri teplote do 300 °C neprekrýva čierny (? semigrafit) povlak celú spóru alebo planktonický druh patriaci do skupiny akritarch. Do určitej miery to odporuje laboratórnym pozorovaniam Brooksa (1971), ktorý pripúšťa pôsobenie tepla na exinu len do 200 °C. Pri vyššej teplote uvádza úplné prekrytie exiny organických zvyškov grafitom. Je možné, že v laboratórnych podmienkach sa nedajú zistiť všetky možnosti uchránenia organických zvyškov od postihnutia teplotami vyššími ako 200 °C. Toto pripúšťa aj autor (Brooks, 1971), ktorý zozbieral všetky dovtedy známe okolnosti metamorfných vplyvov na organickú hmotu a na mnohých prípadoch dokazuje, že aj v komplexoch vyššie metamorfovaných sedimentov sa nachádzajú sedimenty postihnuté nižšími termálnymi premenami ako okolité horniny. Okrem podrobného štúdia vplyvu metamorfózy na jednom profile rôznymi metódami, ktoré urobil kolektív autorov (Molák et al., v tlači), sme pozorovali prekrytie exiny čiernym povlakom na všetkých skúmaných lokalitách vo všetkých pozitívnych vzorkách v oblasti Jasenie.

Robili sme to tak, že sme vypočítali percento prekrytia palinomorf grafitoidným nánosom a potom sme urobili priemer výsledkov pre každú vzorku zvlášť. Vypracovali sme graf s krivkou, ktorá ukazuje polohy maxima a minima čiernych plôch na exine spór a akritarch v rámci tých vzoriek, ktoré sme považovali za pozitívne a v ktorých sme palinomorfy pokladali za natoľko určiteľné, že tvorili základ pre vyhodnotenie veku. Krivka je skreslená tým, že do nej nie sú zahrnuté vzorky, ktoré síce boli pozitívne na organický kerogén, včítane palinomorf, ale pre vysoké prekrytie grafitoidným nánosom, pri ktorom sa zachoval len tvar palinomorf, sme ich nepovažovali za vhodné pre vekovú identifikáciu. Táto časť laboratórne spracovaných vzoriek tvorí väčšinu. Pri časti vzoriek sa už aj grafitoidný nános rozpadol pôsobením chemických činidiel počas laboratórneho spracovania. Tieto vzorky sme považovali za sterilné na organické zvyšky.



Obr. 1. Grafické znázornenie percenta postihu exiny palinomorf grafitizáciou, oblasť Jasenie
Fig. 1. Graphic representation of percentage of exine destruction in palynomorphs due to graphitization, Jasenie area

Krivka (obr. 1) ukazuje stav zachovanosti sporomorf len menšej časti celkove spracovaných vzoriek, ktoré sme vekove vyhodnocovali. V profile Lomnistej — Studenej doliny sme vyzbierali okolo 25 vzoriek, z ktorých prevažná väčšina bola negatívna na organické zvyšky. Časť vzoriek obsahovala organické zvyšky zničené oxidačnými účinkami alebo vysokým termálnym pôsobením. Časť vzoriek (lok. 1, 7) obsahovala palinomorfy na 60—65 % prekryté grafitoidným nánosom. Najlepšie zachované palinomorfy boli z lok. 3 a 3a, ktoré len miestami obsahovali malé grafitoidné zvyšky na exine, čo predstavovalo iba 25—30 % prekrytia povrchu spóry. Vyššie postihnutie povrchu palinomorf karbonifikáciou bolo pri všetkých ostatných skúmaných sedimentoch a pohybovalo sa v rozpätí od 40 do 70 %. Určiteľnosť druhov palinomorf sa vyšším percentom karbonifikácie znižuje, ale ak zostane zachovaný tvar a okraj štruktúry spór, považujeme ich za určiteľné na základe porovnania s dobre zachovanými jedincami z literatúry.

Teraz už vidíme určitú závislosť v zachovaní palinomorf od typu sedimentov. Ak sa pokúsime zatriediť metasedimenty podľa zachovanosti kerogénu (včítane palinomorf), môžeme vyčleniť typy na palinológiu vhodnejšie a nevhodné.

a) Najvhodnejšie sú šedé až svetlošedé slabo sericitické a chloritické fylity bez lesklých plôch na lome. Niekedy sú vhodné aj zelenkasté a šedozelené bridlice.

b) Horšie zachované palinomorfy nachádzame vo fylitoch sericiticko-chloritických. Čím je stupeň sericitizácie vyšší, tým je zachovanosť palinomorf horšia. Prítomnosť muskovitu avizuje, že vzorky budú bez organických zvyškov.

c) Čierne alebo veľmi tmavé fylity obyčajne obsahujú vysoké percento kerogénu, ktorý však býva na 50—70 % prekrytý grafitoidným nánosom. V takom prípade možno ešte sedimenty považovať za vekove určiteľné.

d) Grafitoidné bridlice nie sú vhodné na palinologické vyhodnotenie, keďže obsahujú palinomorfy na 80—90 % pokryté grafitoidným povlakom.

e) Okrem týchto poznatkov, vyplývajúcich z dlhodobého laboratórneho výskumu, sme zistili, že na palinologické spracovanie sú menej vhodné metasedimenty s priečnou bridličnatosťou.

f) Antracit obsahuje palinomorfy na 100 % prekryté grafitoidným povlakom.

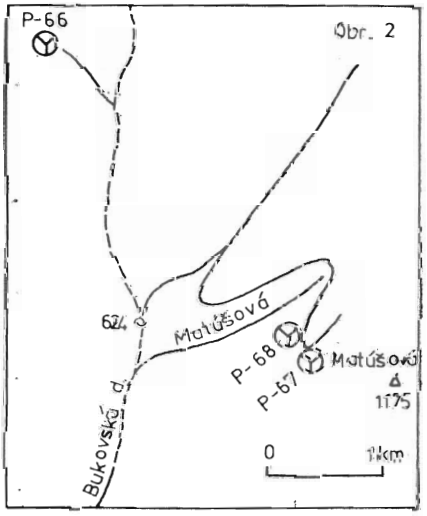
Zistili sme však, že aj pri posledne menovaných typoch sedimentov sa našli v bezprostrednej blízkosti sedimenty litologicky málo odlišné, obsahujúce oveľa lepšie zachovaný organický kerogén. Napr. v nadloží aj podloží antracitového uhlia (Zemplínsky ostrov) sme v nadložných a podložných tmavých bridliciach zistili dobre zachované asociácie sporomorf, na základe ktorých sa dal určiť vek celého súvrstvia (Planderová et al., 1981). Podobne v profile tmavých bridlíc medzi Sirkom a Železníkom sme po niekoľkonásobnom podrobnom odbere vzoriek našli polohu bridlíc s relatívne dobre zachovanými sporomorfami (Planderová, 1982). Ďalej v profile pod Ráztockou hoľou sa pri prvom odbere podarilo nájsť z celej série sericitických bridličnatých metadrôb len jednu pozitívnu vzorku v celej sérii vzoriek negatívnych na organické zvyšky. Pri ďalších odberoch sme zistili ďalšie tri vzorky, ktoré poskytli určitý podklad pre vekové určenie metasedimentov (Molák et al., v tlači). Vystihnúť celú závislosť medzi organickým obsahom v metasedimentoch a petrografickým charakterom tých istých sedimentov by si vyžadovalo veľmi dobrú tímovú prácu. Nateraz máme len málo metasedimentov, pri spracovaní ktorých sa použili metódy petrografické, röntgenové, DTA, svetelnej odrazivosti a palinologické z tých istých polôh. Ale už ten jeden pokus (Molák et al.) priniesol nové výsledky, ukázal ďalšie okolnosti závislosti zachovania organickej hmoty od teploty, stupňa metamorfózy a postihu organickej hmoty karbonifikáciou. Krivka percenta grafitoidného postihu na exine palinomorf (obr. 1) by bola úplnejšia, keby boli všetky body doplnené opisom petrografického charakteru sedimentu na základe mikroskopovania. Ďalší trend výskumu metamorfizmu si možno predstaviť len vyššie uvedeným spôsobom práce.

Palinologicky sme vyhodnocovali metasedimenty v Bukovskej doline, Vajskovskej doline, Jasení, v doline Kyslá, pod Ráztockou hoľou (Hornou Erensteinkou), v Lomnistej a Studenej doline a najvýchodnejšie v Bystrej doline. Na palinologické spracovanie sme odobrali vzorky z celých profilov. Z nich asi jedna tretina pozitívnych na palinomorfy tvorila základ pre vekové vyhodnotenie metasedimentov, prípadne súvrství.

Palinologické vyhodnotenie

Pozitívne výsledky pre určenie veku metasedimentov sme získali z profilov v Bukovskej doline, pod Ráztockou hoľou (Horná Erensteinka), v Bielej Vode (vrty BV-1 až BV-5), v Lomnistej a Studenej doline, vo Vajskovskej a Bystrej doline, v Šifrovej a z vrtov L-2 a L-4.

Bukovská dolina. Nachádza sa v zárezе lesnej cesty naľavo od doliny (obr. 2).



Obr. 2

Jedná sa o tmavé fylitické bridlice, málo sericitické. Z väčšieho množstva odobratých vzoriek z dvoch profilov boli pozitívne vzorky z lokality P-67, P-68 a P-66. Ostatné vzorky boli väčšinou pozitívne na organické zvyšky, ale na vekovú identifikáciu nevhodné.

Zachovanosť palinomorf z metasedimentov vyššie uvedených lokalít bola relatívne dobrá. Niektoré tmavé metabridlice (66 P-1b) obsahovali organické zvyšky tmavšie, viac postihnuté grafitoidným povlakom. Vo všetkých vzorkách boli veľké kamerátne spóry postihnuté koróziou a ich centrálne telo bolo karbonifikované. Po laboratórnom spracovaní vzoriek sa podarilo určiť nasledujúce rody a druhy palinomorf:

Vo vzorke 67 P-1/84d *Convolutispora* sp. McGregor rozšírená v spodnom devóne *Dibolisporites* sp. rozšírená v devóne, *Hymenozonotriletes commutatus* Naum. rozšírená v spodnom devóne, *Grandispora medicona* (Rich.) *Moreau-Benoit* rozšírená v strednom devóne, *Auroraspora aurora* Rich. rozšírená hlavne v strednom devóne, *Caliptosporites velatus* (Eis.) Rich. rozšírená v strednom a vrchnom devóne, *Polyedryxium decorum* Dff. rozšírené hlavne v spodnom a strednom devóne, *Cymatiosphaera* cf. *canadensis Deunff* rozšírená v spodnom až začiatkom stredného devónu, *Grandispora* sp. z devónu, *Cymatiosphaera peligrossa* Cramer rozšírená v strednom devóne, *Acritarcha* div. sp. bez bližšieho druhového určenia.

Vo vzorke 68 P-1 *Emphanisporites* sp. zo spodného a stredného devónu, *Polyedryxium decorum* Dff. hlavne zo spodného a stredného devónu a Dictyotriletes sp.

Vo vzorke 66 P-1/a z tmavej semigrafitickej polohy medzi tmavými fylitmi bolo málo druhov palinomorf, z ktorých sa podarilo určiť druh *Dibolisporites wetteldorfensis* Lann. zo stredného devónu, *Cymatiosphaera peligrossa* Cramer zo stredného devónu a Baltisphaeridium sp.

Všetky tu uvedené asociácie palinomorf poukazujú s najväčšou pravdepodobnosťou na devónsky vek skúmaných metasedimentov.

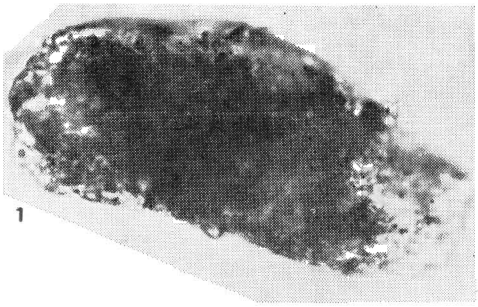
Na devónsky vek poukazujú aj extrémne veľké formy kamerátnych spór. Všetky vyššie uvedené vzorky obsahovali pomerne chudobné asociácie palinomorf. Predpokladáme preto, že ďalším spracovaním vzoriek sa teraz uvádzaný široký vekový diapazón bude môcť zúžiť a veková identifikácia spresniť.

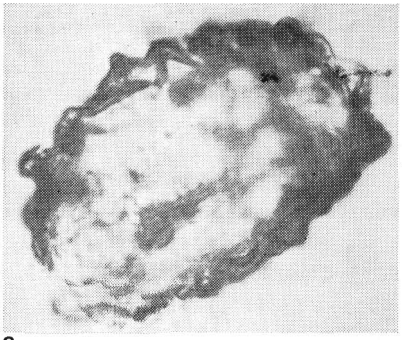
Podľa palinologických výsledkov usudzujeme, že sedimenty z niektorých lokalít (P-67, P-68) boli nízko metamorfované. Poukazuje na to aj dobre zachovaná štruktúra exiny palinomorf. Prekrytie grafitoidným povlakom na exine je 35—60 % (obr. 1). Keďže palinomorfné asociácie zo všetkých troch lokalít sú približne rovnakého zloženia, môžeme predpokladať, že sa jedná litologicky aj vekove o jeden komplex hornín. Pre tento komplex sedimentov predpokladáme vekový diapazón vrchný silúr až devón.

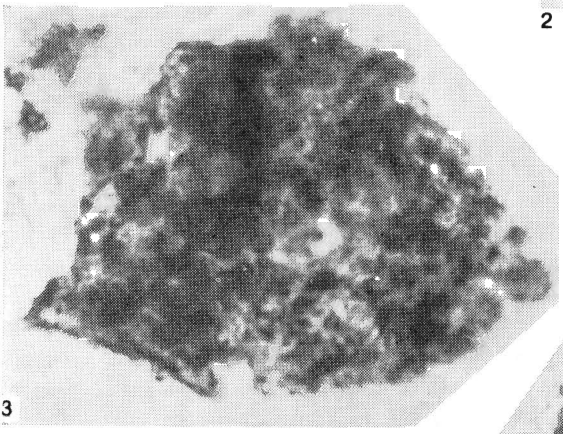
Profil pod Ráztockou hoľou. Z tohto profilu sme palinologicky vyhodnotili 15 vzoriek, čiastočne z odberu B. Moláka a tiež z vlastného odberu.

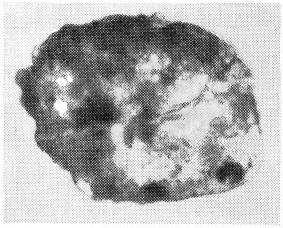
Biostratigrafické výsledky z tohto profilu uvádza vo svojej práci B. Molák et al. (v tlači). Pre úplnosť palinostratigrafických výskumov z celej oblasti Jasenia uvádzame aj výsledky z tohto profilu.

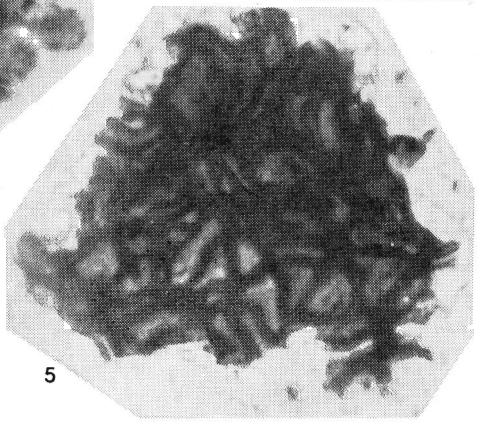
Metasedimenty z uvedených lokalít obsahovali určiteľné druhy palinomorf. Časť asociácie palinomorf je zložená zo spór, ktoré sú produktom suchozemských rastlín a časť pozostáva z akritarch patriacich do morského planktónu. Druhové zloženie je nasledovné: *Cristatisporites* cf. *conannulatus* Rich. zo spodného devónu, *Samarisporites* sp. z devónu, *Leotriletes gulaferus*. R. Pot. Kr. zo spodného devó-

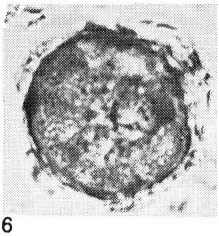

1


2


3

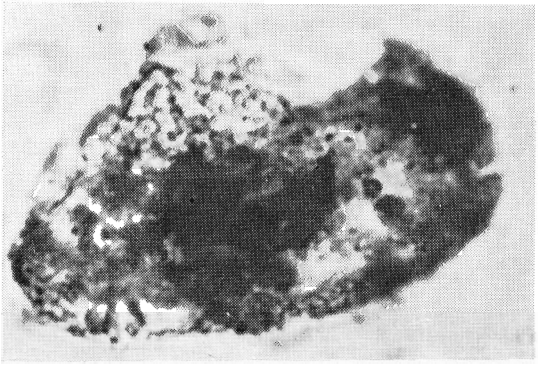

4

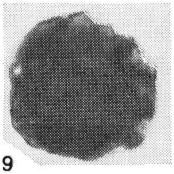

5


6

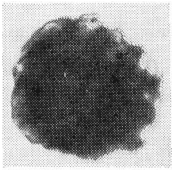
7

8

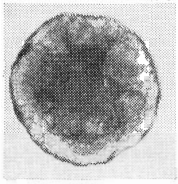


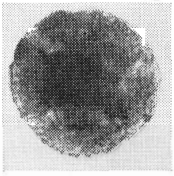

9

11


10

12

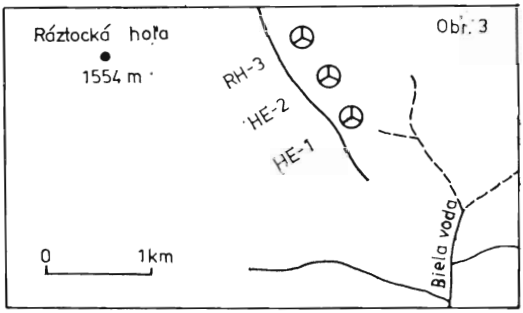




nu, cf. *Samarisporites* rod z givetu, *Azonomonoletes* sp., rôzne druhy rodu *Hymenozonosporites* z devónu, *Rhabdosporites* div. sp., druhy z rodu *Emphanisporites*, *Granulatisporites triconvexus* Stapl. zo spodného až stredného devónu, *Azonomonoletes usitatus* Tschibr. zo spodného devónu, *Trachytriletes* cf. *lasius* (Waltz.) Naum. zo spodného devónu, *Accinosporites* sp. „A" Riegel zo spodného až stredného devónu, *Archeozonotriletes semireticulatus* Tschibr. z devónu, *Archeozonotriletes* sp. z devónu. Zistili sme jeden druh rastlinného pletiva *Pullovicenites devonicus* z devónu. Zloženie akritarch je nasledovné: *Ammonidium* sp., *Buedingisphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Protosphaeridium* sp. so širokým vekovým diapazónom, *Veryhachium* sp., *Triangulina* cf. *alorgada* Cramer zo silúru až spodného devónu, *Veryhachium* cf. *valiente* Cramer, *Staplinium* cf. *cuboides* (Deunff.) z devónu, *Chelinospora* cf. *concina* Allen z givetu až eifelu, *Evittia* sp. z devónu. Ako vidno z vyhodnotenia asociácií palinomorf, sú druhove aj početne hojnejšie ako v oblasti Bukovskej doliny. Najbohatšie palinomorfné spoločenstvá sme získali zo vzoriek HE-1/83, HE-2/83, RH-3/83. Rozšírenie druhov spór a akritarch je hlavne v spodnom až strednom devóne. Pretože sa jedná o spoločenstvo palinomorf získaných z metamorfovaných hornín horšieho zachovania, uvádzame širší vekový diapazón vrchný silúr až spodný devón.

Porovnaním s palinomorfami iných lokalít veporidného kryštalinika sme zistili čiastočne odlišnú palinoflóru, najmä čo sa týka planktonických foriem. Niektoré druhy spór sú také isté ako tie, čo sme zistili v prednohoľskom komplexe.

Vzorka Mel-1/84 (obr. 3) obsahuje len málo určiteľných palinomorf. Tie, ktoré sa vyskytli, majú zachovaný tvar, ale semigrafitom prekrytú exinu. Vo vzorke sa vyskytli druhy rodu *Baltisphaeridium*, *Cymatiosphaera* cf. *canadensis* Deunff. z devónu, *Micrhystridium* sp. Na základe týchto údajov môžeme len predpokladať, že sa jedná o staršie paleozoikum (? devón).



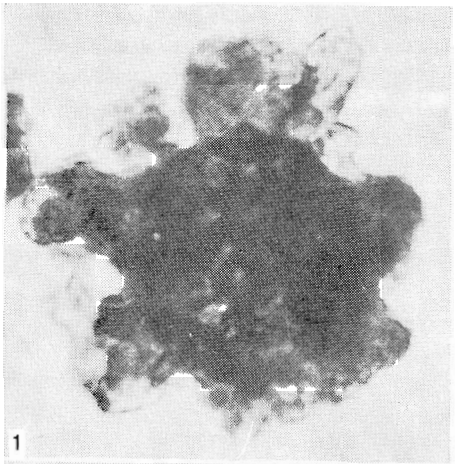
Obr. 3

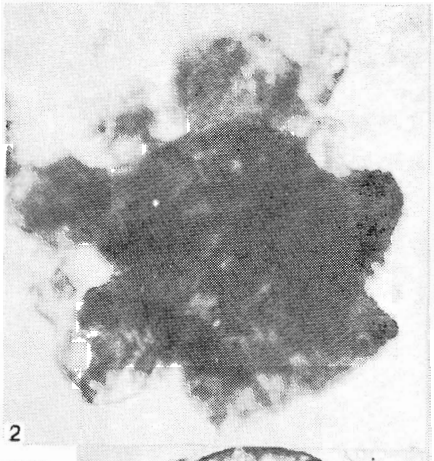
Lokalita Biela Voda. Vrty BV-1 a BV-5, z ktorých sme spracovali tmavé fylitické bridlice, sa nachádzajú na lokalite Biela Voda.

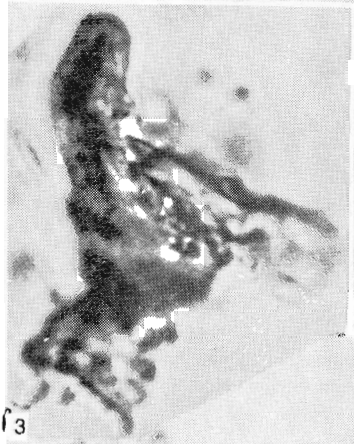
Šedé sericitické fylity sa nachádzajú v pozícii medzi migmatitmi. Laboratórne bolo spracovaných okolo 10 vzoriek, z ktorých 3 boli pozitívne na relatívne dobre zachované palinomorfy, na základe ktorých vekove zaraďujeme metasedimenty.

Vrt BV-1 72,80 m — tmavé fylity s nasledujúcou asociáciou palinomorf: *Leiotriletes simplex* Naum. s rozšírením v spodnom devóne, *Emphanisporites* sp. s rozší-

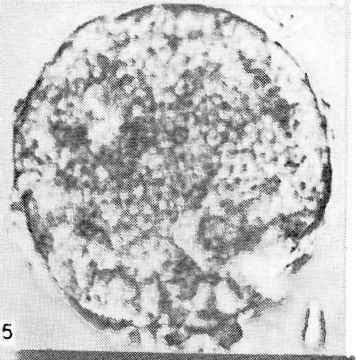
◀ Tab. I
1 — *Schulzospora compiloptera* (Waltz) Hoffm., Stap. 1—2 158,8 m; 2 — *Reticulatisporites papillatus* (Naum.) Playf., Lomnistá — Studená dolina 1—3; 3 — *Diboisporites* sp., P—67; 4 — *Schopfites* sp. „A" Higgs., Bystrá dolina; 5 — *Dictyotriletes clatriformis* (Artuz.) Sull., Lomnistá — Studená dolina 3; 6 — 7 — *Punctatisporites perfrugalis* Playf., Lomnistá — Studená dolina 1—3; 8 — *Florinites* sp., Studená dolina 1—3; 9 — 10 — *Cymatiosphaera* sp., BV—1 (105 m); 11 — 12 — *Acritarcha* indet., P—67. Zv. 1000x

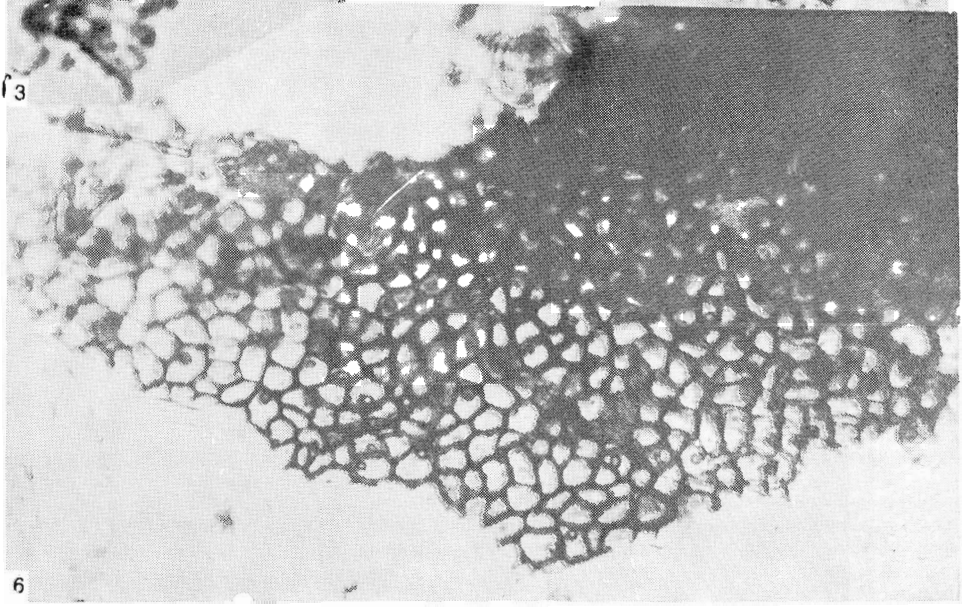

1

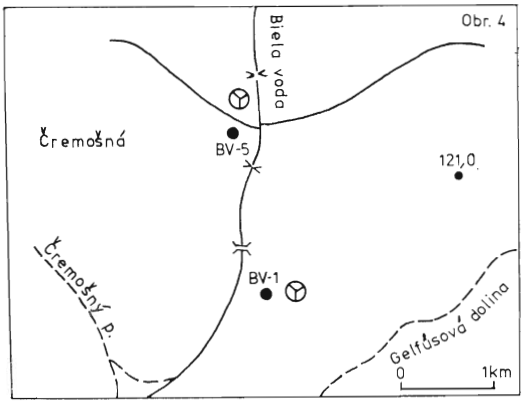

2


3

4


5


6



rením v spodnom a strednom devóne, *Comptozonotriletes* sp. „G" Streel. s rozšírením v spodnom devóne, *Brochotriletes* sp. „B" Streel. zo spodného devónu, *Retusotriletes* cf. *warringtonii* sensu Rich. a Lister z vrchnej časti spodného devónu. Ostatné palinomorfy patria do skupiny Acritarcha a majú takéto zloženie: *Visbysphaera* sp. z emsu, *Leiofusa* sp. z devónu, *Trachypsophosphaera uspenskae* (Tim.) Tschibr. zo spodného devónu. Ďalej sa našli planktonické formy bližšie neurčiteľné, patriace do skupiny Acritarcha.

Vrt BV-1 105,50 m. Metasedimenty sú rovnakého litologického charakteru ako predchádzajúca vzorka s nasledujúcim zložením palinomorf: *Punctatisporites punctatus* Ibr. s rozšírením v spodnom devóne, *Dictyotriletes* cf. *minor* Naum. s rozšírením v spodnom a strednom devóne, *Dictyotriletes ? gorgoensis* Cramer s rozšírením v emse až strednom devóne, *Densosporites minutus* Bharadw. s rozšírením v strednom devóne, *Densosporites* cf. *spitzbergensis* Playf. s rozšírením v devóne, *Archeozonotriletes* sp., *Samarisporites* sp. z devónu, *Archeoperisaccus oblongus* Owens zo stredného devónu, *Grandispora tomentosa* Toug. Lanz. zo stredného devónu, *Verrucosisporites* cf. *premnus* Rich. s rozšírením hlavne v strednom devóne, *Grandispora douglastowensis* McGregor s rozšírením koncom spodného a v strednom devóne, *Samarisporites triangulatus* Allen zo stredného devónu, *Stenozonotriletes fruticus* Allen zo spodného devónu, *Chelinospora concinna* Allen z konca spodného až stredného devónu, *Emphanisporites* sp. z devónu, *Dibolisporites libycus* Rich. zo spodného devónu, *Emphanisporites microzonatus* Rich. — Lister zo spodného devónu, *Polyedryxium multifrans* Dff. z devónu, *Baltisphaeridium* cf. *gordonense* Cramer zo spodného devónu, *Staplinium* sp., *Trachypsosphaera uspenskae* (Tim.) Tschibr. zo spodného devónu, *Polyedryxium decorum* Dff., zo spodného až stredného devónu.

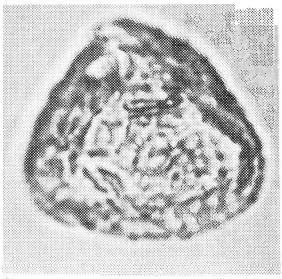
Vzorka BV-5 215,0 m je rovnakého litologického charakteru ako vzorky z vrtu BV-1. Palinomorfy sú nasledujúceho zloženia: *Tumulispora rarituberculata* (Lub.) Pot. z devónu, *Samarisporites* sp. z devónu, *Acinosporites* sp. „A" Riegel zo spodného devónu, *Acanthotriletes* sp. 1 zo spodného devónu, *Chitinozoa* sp. *Acritarcha* indet.

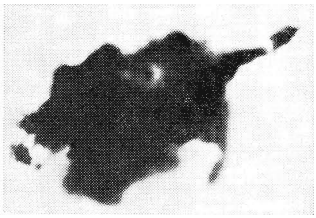
Vekové rozpätie jednotlivých druhov poukazuje na to, že celý komplex skúmaných metasedimentov môžeme zaradiť do devónu (? spodný — stredný devón). Za vekove určujúcu vzorku považujeme vzorku z vrtu BV-1 105,50 m, ktorá bola bohatšia na relatívne dobre zachované a druhove určiteľné palinomorfy.

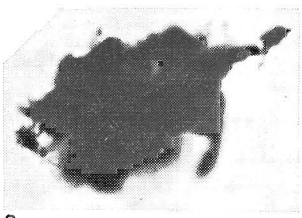
Veľké percento spór suchozemských rastlín hovorí o možnej blízkosti suchej

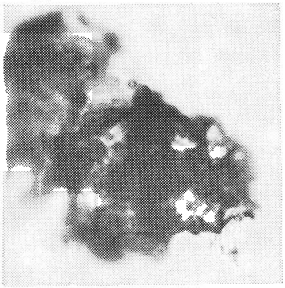
Tab. II

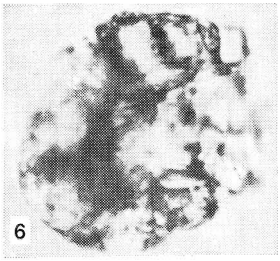
◀ 1 — 2 — *Baltisphaeridium* cf. *gordonense* Cramer, BV—1; 3 — *Triangulina* cf. *alorgada* Cramer, HE—1; 4 — *Acritarcha* indet., HE—1; 5 — ? *Stenozonotriletes* sp., Lomnistá — Studená dolina; 6 — *Pullovicenites devonicus* (Huebr.) Schuster, Vajskovská dolina. Zv. 1000x

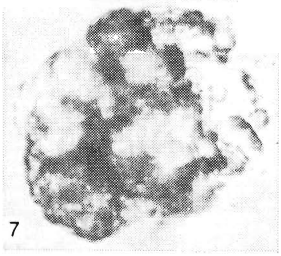

1

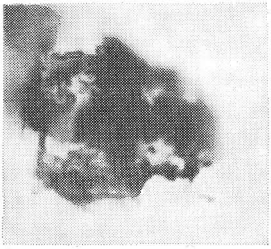

2

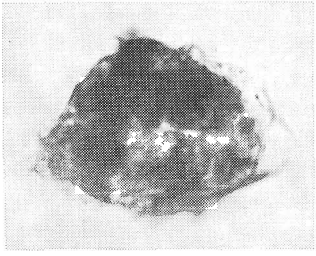

3

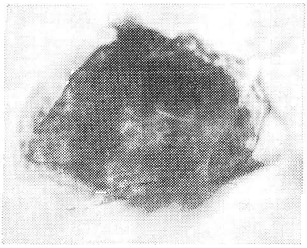

4

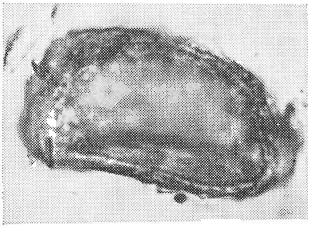

6

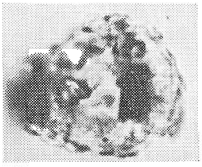

7

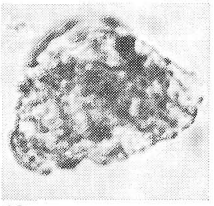

5


8

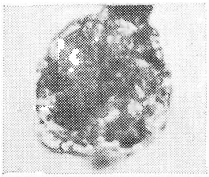

9


10


11


12

16

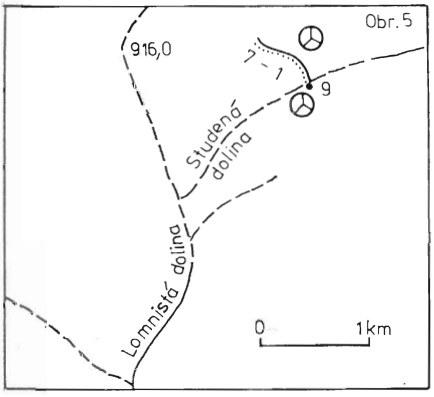

13

4

15

zeme a nie príliš hlbokom morskom sedimentačnom prostredí. Prítomnosť akritarch poukazuje na morské sedimentačné prostredie.

Lokalita Lomnistá — Studená dolina. Profil sa nachádza v zárezе lesnej cesty v Studenej doline. Zo spracovaných 25 vzoriek niektoré boli pozitívne na organické zvyšky a štyri vzorky boli dostatočne bohaté na druhove určiteľné palinomorfy. Tie tvorili základ pre určenie veku skúmaného vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Metasedimenty predstavovali fylity rôzneho stupňa sericitizácie vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe. Tie fylitické bridlice, ktoré boli menej sericitické, obsahovali najlepšie zachované palinomorfy.

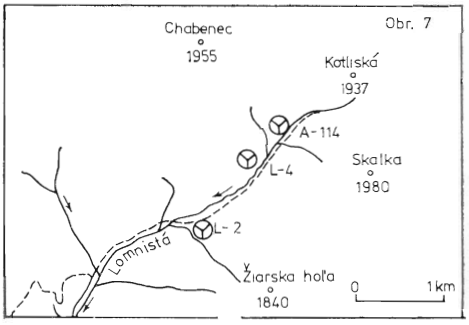


Druhové a rodové zloženie palinomorfnej asociácie je také odlišné od asociácií na ostatných lokalitách, že v tejto práci môžeme uviesť len to, že palinomorfy boli lepšie zachované ako na ostatných lokalitách. Druhová identifikácia poukazuje na spodnokarbónsky vek.

Dokiaľ sa podobné spoločenstvá nevyskytnú aj na iných lokalitách ďumbierskeho kryštalinika, považujeme vekové zaradenie metasedimentov za otvorené.

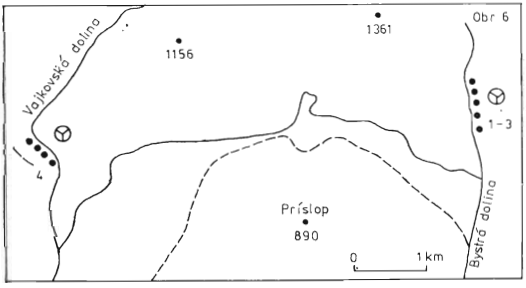
Lomnistá dolina, vrt L-4 16,0 m, 82,0 m. Litologicky sa jedná o tmavé fylity. Palinomorfy boli zastúpené približne rovnakými druhmi v 16 m aj v 82 m, preto ich vyhodnotíme spolu. Chudobná asociácia palinomorf má takéto zloženie: *Azonomonoletes* sp. s rozšírením v devóne, *Archeozonotriletes crassispinosus* Tchibr. s rozšírením v strednom devóne, *Densosporites* sp., *Azonomonoletes usitatus* Tchibr. s rozšírením v spodnom a strednom devóne, *Emphanisporites rotatus* McGregor s rozšírením hlavne v spodnom až strednom devóne, *Polyedryxium embudum* Cramer s rozšírením v spodnom a strednom devóne, *Triangulina* cf. *alorgada* Cramer s rozšírením v strednom devóne, *Veryhachium trispinosum* (Eis.) Cramer s rozšírením v strednom devóne, *Cymatiosphaera* cf. *canadensis* Deunff. s rozšírením v strednom a vrchnom devóne.

Podľa stratigrafického rozpätia zistených palinomorf sa môže jednať o vrchnosilúrsky až devónsky vek metasedimentov.



◄ Tab. III.
1 — *Archeozonotriletes* sp., HE—1; 2 — 3 — *Ammonidium* cf. loriferum Cramer, HE—1; 4 — 5 — *Tumulispora rarituberculata* (Lub.) Pot., BV—1; 6 — 7 — *Polyedryxium carinatum* Playf., P.—67; 8 — 9 — *Archeoperisaccus oblongus* Owens, BV—1; 10 — *Azonomonoletes* sp. 1, HE—1; 11 — Trilétna spóra, HE—1; 12 — Trilétna spóra, HE—1; 13 — Trilétna spóra, HE—2; 14 — 15 — *Trachypsophosphaera* sp., HE—1; 16 — *Azonomonoletes* Tschibr., HE—1. Zv. 1000x.

Lokalita Vajskovská a Bystrá dolina. Vzorky z Vajskovskej doliny sme odoberali zo zárezu cesty, kde vystupujú ako komplex tmavých fylitických bridlíc v pozícii pod mylonitmi. Z viacerých odobratých vzoriek z tejto lokality boli niektoré pozitívne na palinomorfné asociácie. Veľa vzoriek bolo pozitívnych na štruktúrny kerogén s úlomkami palinomorf, ktoré neboli vhodné na palinologické vyhodnotenie.



Niektoré vzorky poskytli určiteľné druhy palinomorf hlavne však spór bez akritarch. Vekove dôležitý je druh rastlinného pletiva *Pullovicenites devonicus* (Huebr.) Schuster rozšírený v devóne. Ostatné určené druhy poukazujú na vrchný devón až spodný karbón. Uvedené výsledky nie sú zatiaľ dostačujúce na vekovú identifikáciu metasedimentov tejto lokality.

Je pravdepodobné, že sa jedná o devónsky vek, ale to si treba overiť získaním bohatších palinomorfných asociácií.

Lokalita Bystrá dolina. Je situovaná v zárezе hradskej z Táľov na Srdiečko asi $^1/_2$ km od rázcestia. O. Čorná a L. Kamenický (1976) určili na základe štruktúry rastlinných pletív vek tmavých bridlíc z tejto lokality na devón.

Zloženie palinomorf je relatívne bohatšie ako vo Vajskovskej doline a rodová a druhová determinácia zatiaľ poukazuje na vrchný devón až spodný karbón.

Na troch lokalitách sa vyskytli palinomorfy zaraditeľné do mladšieho obdobia staršieho paleozoika (vrchný devón — spodný karbón). Palinomorfné asociácie z metasedimentov ostatných lokalít sú vrchnosilúrskeho až devónskeho veku. Tieto sedimenty by sme mohli rozčleniť do dvoch vekove odlíšiteľných komplexov: 1. vrchný silúr — devón, 2. devón — spodný karbón. Toto široké vekové zaradenie je zatiaľ predbežné a po spracovaní ďalších vzoriek z ďumbierskeho kryštalinika sa môže spresniť.

Lokalita Šifrová. Stručné palinologické výsledky z vrtov Ši-1 a Ge-1 už boli publikované (Planderová, 1983). Pre úplnosť biostratigrafického zhodnotenia celej oblasti uvedieme hlavné výsledky palinologického výskumu.

Z vrtu Ši-1 bolo na sporomorfy pozitívnych 8 vzoriek v intervale od 107 do 131 m.

Z vrtu Ge-1 boli pozitívne dve vzorky, a to z hĺbky 37 m a 68 m. Okrem toho sme vyhodnotili vzorky z povrchových lokalít zo Šifrovej s označením W-119, W-119a a W-359.

Vzorky z vrtov obsahovali veľmi bohaté spoločenstvo relatívne dobre zachovaných palinomorf. Vzorky z povrchových odkryvov obsahovali horšie zachované a oxidáciou zničené organické zvyšky. Za podklad pre vekové určenie metasedimentov preto dávame hlavne výsledky určenia sporomorf z vrtu Ši-1.

Laboratórne spracovanie vzoriek ukázalo, že spôsob zachovania vzoriek nie je rovnaký. Niektoré vzorky obsahovali sporomorfy a organický kerogén viac postihnutý grafitoidným povlakom, ale vzorky z vrtu Ši-1 v hĺbke 107 m, 114,5 m, 126,8 m a 131 m obsahovali najlepšie zachované sporomorfy.

Z povrchových odkryvov (W-119, W-119a, W-359) sme získali len spóry určiteľné rodove. Sú to: *Tripartites* sp., *Triquitrites*

sp. s hlavným zastúpením od vestfálu po vrchný stefan, *Vittatina* sp. s hlavným zastúpením od vrchného stefanu po vrchný perm, *Sporonites uniosus* (Horst.) Dyb. Jach. s výskytom hlavne vo vrchnom karbóne, *Apiculatisporites* sp. so širokým stratigrafickým rozšírením v karbóne až spodnom triase.

Z vrtu Ši-1 sme získali dobre zachované spoločenstvo sporomorf nasledujúceho zloženia: *Punctatisporites fissus* Leschik, *Grebespora concentrica* Jansonius s hlavným rozšírením v spodnom perme, *Lycospora* cf. *punctata* Kos. s hlavným rozšírením v stefane až spodnom perme, *Marsupipollenites* sp. s rozšírením v stefane až spodnom perme, *Sporonites uniosus* (Horst.) Dyb. Jach. s rozšírením v mladšom karbóne, *Tripartites* sp. s rozšírením od vestfálu po vrchný stefan, *Vittatina striata* Luber, *Florinites minutus* Bharadw. s rozšírením stefan — spodný perm, *Pityosporites zapfei* Klaus, Kremp., *Florinites* cf. *ovatus* Dyb. Jach. s rozšírením v stefane, *Schopfipollenites ellipsoides* (Ibr.) Pot. Kr. s rozšírením v stefane a spodnom perme, *Colluminisporites ovalis* Peppers s rozšírením hlavne v stefane a spodnom perme, *Torispora laevigata* Bharadw. z vrchného karbónu až spodného permu.

Okrem uvedených sporomorf vzorky obsahovali zachovaný morský planktón zo skupiny Acritarcha. Zistili sme druhy rodu *Veryhachium* sp., *Cymatiosphaera* sp. a iné zatiaľ neurčené druhy tejto skupiny. Vzorky obsahovali aj pletivá rastlín, niektoré staropaleozoické spóry, ako druh rodu *Samarisporites*. Z ostatných sa vyskytli *Microforaminifera* bez stratigrafického významu.

Na základe tohto palinomorfného zloženia usudzujeme, že sa jedná o metasedimenty mladšieho paleozoika veku stefan — perm. Preplavené sporomorfy sú z vestfálu a staršieho paleozoika (? devón).

Zhrnutie poznatkov o veku metasedimentov z oblasti Jasenia

Z predchádzajúcich údajov vyplýva, že z celého súboru spracovaných vzoriek z ďumbierskeho kryštalinika (oblasť Jasenia) sa získal dosť veľký počet vzoriek metasedimentov pozitívnych na palinomorfy, určiteľných rodove a mnohé aj druhove. V mnohých prípadoch pri vyhodnotení uvádzame predbežne širší vekový diapazón, lebo ide o metamorfity s palinomorfami rôzneho stupňa zachovanosti a väčšinou chudobnejšieho spoločenstva, než aké sa získajú z nemetamorfovaných sedimentov. Pri určovaní veku sme sa opierali o koreláciu druhov získaných z metamorfitov s dobre zachovanými druhmi z uhoľnej alebo platformnej sedimentácie v Západnej Európe.

Celé paleozoikum má vypracované zóny s palinomorfami, ktoré sú korelované s faunistickými výsledkami, a tie zodpovedajú definíciám stupňov chronostratigrafickej škály.

Zhrnutím údajov vekového zaradenia metasedimentov predbežne uvádzame nasledujúce výsledky:

1. Vrchnosilúrske až devónske palinomorfné asociácie sme získali z veľkého množstva vzoriek na lokalitách Biela Voda (BV-1 72,8 m, 105,5 m, BV-5 215 m), v profile pod Ráztockou hoľou (HE-1, HE-2, RH-3), v profiloch z Bukovskej doliny (P-67, P-68, P-66) a z vrtu L-4 (16 m, 88,3 m). Charakteristické spoločenstvo palinomorf je nasledujúce: *Trachytriletes* cf. *lasius* (Waltz.) Naum., *Punctatisporites punctatus* Ibr., *Baltisphaeridium* cf. *gordonense* Cramer, *Triangulina* cf. *alorgada* Cramer atď., *Emphanisporites* sp., *Samarisporites* sp., *Grandispora medicona* (Rich.) Moreau-Benoit, *Rhabdosporites langi* Rich., *Archeozonotriletes variabilis* Naum. a zo skupiny akritarch druhmi *Cymatiosphaera* cf. *canadensis* Deunff., *Po-*

lyedryxium embudum Cramer, *Veryhachium trispinosum* (Eis.) Cramer a iné.

2. Mladšie palinomorfné asociácie zachovanosťou aj zložením odlišné od predchádzajúcich sme zistili v Studenej doline, Vajskovskej a Bystrej doline (vrchný devón — spodný karbón). V tejto práci uvádzame len výskyt palinomorf podstatne lepšie zachovaných než na ostatných lokalitách ďumbierskeho kryštalinika bez podrobného druhového vymenovania. V najbližšom období bude predmetom palinologického výskumu vyhľadávanie a podrobné spracovanie vzoriek z týchto lokalít.

3. Najmladšiu mikroflóru mladopaleozoického veku sme zistili už v minulosti v Šifrovej z vrtu Ši-1 (Planderová, 1983). Mikroflóru sme prehodnocovali ešte raz a dospeli sme k rovnakému poznatku, že sa jedná o vrchný karbón — perm s typickou asociáciou spór rodu *Colluminisporites, Thymospora, Florinites, Pityosporites* a iných, ktoré sa začínajú vyskytovať až vo vrchnom karbóne, mnohé až v stefane. Vo vzorkách sú zastúpené aj preplavené devónske spóry.

V zásade možno pre všetky obdobia sedimentácie predpokladať morské prostredie. Poukazuje na to prítomnosť morského planktónu zo skupiny Acritarcha. Vo všetkých skúmaných sedimentoch sa však nachádzajú aj spóry ako produkty suchozemských výtrusných rastlín, ktoré poukazujú na existenciu vynorenej suchej zeme v období sedimentácie.

Korelácia palinomorfných asociácií z ďumbierskeho kryštalinika s asociáciami z iných oblastí Slovenska

Vekove obdobné spoločenstvá zistené zo spodného devónu v Malých Karpatoch (Cambel — Planderová, 1985) majú odlišné zloženie palinomorf a sú odlišne deštruované vplyvom metamorfózy. Najlepšie korelačné možnosti máme s palinomorfnými asociáciami z veporidného kryštalinika a niektorými druhmi spór zo stredného devónu s asociáciami z metasedimentov Prednej hole, najmä z oblasti Ráztockej hole (HE-1, 2) a Bielej Vody (BV-1, BV-5).

Literatúra

Brooks, J. et al. 1971: Sporopollenin. *Proc. of a Symposium held at the Geology Dept. Imper. Coll. London, Sept. 1970. Academia Press, London — New York. 718 p.*

Cambel, B. et al. 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristallinikuma Západných Karpát na osnove dannych U—Ph—Pb metod. *Geol. Sbor. Geol. Carpath. 28, s. 243 — 259.*

Cambel, B. — Planderová, E. 1985: Biostragraphic evoluation of Metasediments in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Sbor. Geol. Carpath. 36, Bratislava, s. 683 — 700.*

Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum der West Karpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 27, s. 111 — 132.*

Kantor, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpathischen Kristallins. *Geol. Práce, Zoš., 60, s. 303 — 368.*

Klinec, A. — Pulec, M. 1983: Geologická stavba a prospekčné zhodnotenie W-zrudnenia v území medzi Sopotnicou a Vajskovskou dolinou (Nízke Tatry). *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Molák, B. — Miko, O. — Planderová, E. — Franců, J. [v tlači]: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Spr.*

Planderová, E. — Sitár, V. — Grecula, P. — Együd, K. 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafitických bridlíc zo Zemplínskeho ostrova. *Miner. slov., 13, s. 97 — 128.*

Planderová, E. 1982: Prvý nález visénskej mikroflóry v ochtinskej skupine gemeríd. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 8, s. 111 — 127.*

Planderová, E. 1983: Biostratigrafia slabometamorfovaných sedimentov v oblasti Jasenia. Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. *In: Konferencie, sympóziá, semináre, Bratislava, s. 55 — 56.*

Planderová, E. 1984: Biostratigrafické zhodnotenie metasedimentov z oblasti medzi Breznom a Heľpou. *Čiastková záverečná správa — archív GÚDŠ Bratislava.*

Snopková, P. — Snopko, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov. Západné Karpaty — paleozoikum. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, s. 57 — 102.*

Zoubek, V. 1960: Osnovnyje čerty geologičeskogo rozvitija centraľnych Karpat v domezozoidskij period. *Materiály Karpato-balkánskej Associacii, 1.*

New knowledge on age of metasediments in the Ďumbier crystalline (Jasenie area, Central Slovakia), Low Tatra Mts.

Palynological research made into metasediments (mostly phyllite and dark slate) from Jasenie area in the Low Tatra Mts. led to the first discovery of identifiable palynomorpha assemblages coming from several profiles between Bukovská dolina and Bystrá dolina valleys. Based on obtained data, several complexes of metasediments differing by age have been distinguished:

1) Upper Silurian to Devonian age have metasediments in the Biela dolina, Ráztocká hoľa hill and Bukovská dolina valleys containing the assemblage made of *Cymatiosphaera kreuseli, Polyedryxium decorum Trachytriletes* f. *lasius, Punctatisporites punctatus, Baltisphaeridium* cf. *gordonense, Triangulina* cf. *alorgada.*

2) Probably Upper Devonian to Lower Carboniferous age may be substantiated by samples coming from the Vajsková dolina, Bystrá dolina and Lomnistá dolina valleys with association composed of *Convolutispora substriquetra Pullovicenites devonicus, Verrucososporites nitidus* and others.

3) Upper Carboniferous to Permian age is maintained by assemblage identified in samples from the Šiffrová dolina valley: *Punctatisporites fissus, Vittatina striata, Pityosporites zapfei, Florinites div.* sp. *Columninisporites ovalis* etc.

From a paleoecological point of view, the following einvironments of sedimentation may be deduced.

a) Marine sedimentary environment is reflected Acritarcha associations but also by the presence of dry-land spores of spore plants indicating emerged land by the end of Devonian time in the area of sedimentation.

b) Correlation of newly discovered palynomorphs from the Jasenie area is possible with similar Lower Paleozoic sequences in the Veporic and Tatric units and with the Paleozoic developments of the Predná Hoľa complex.

Biostratigraphic results indicated in the paper are based on palynomorphs indentified by species on genus. A broad age span is indicated for all metasediment samples from the area. This age may be considered to represent preliminary determination which may further be accurated by processing and evaluation of palynomorphs in further samples. Simultaneously, research is made into the organic matter contained in metasediments with the aim to state the metamorphic degree achieved by the rocks complemented also by a comprehensive petrographic and lithologic evaluation on all localities investigated.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Z. Spišák: **Svahové deformácie severnej časti Košickej kotliny a priľahlej časti Slanských vrchov** (Košice 16. 12. 1985)

Svahové deformácie na uvedenom území môžeme rozdeliť do dvoch základných skupín. Prvú tvoria svahové deformácie typické pre vnútrokarpatské depresie a druhú deformácie vyvíjajúce sa na okrajoch vulkanických komplexov.

V rámci prvej skupiny svahových deformácií je možné vyčleniť niekoľko typických štruktúr priaznivých pre vznik a rozvoj. Takéto štruktúry vznikli v severnej časti Prešova a viažu sa na súvrstvia egenburgu (lokality Kúty a Surdok), na V a JV od Prešova na súvrstvia karpatu a bádenu, kde sa zosúvaním deformujú svahy prevažne so severnou expozíciou. Svahovými deformáciami typu zosúvania sú postihnuté rozsiahle územia na okrajoch náplavových periglaciálnych kužeľov v okolí Ľubotíc, Solivaru, Záborského a Petrovian. Charakteristickým znakom týchto zosuvných území je ich čiastočná aktivizácia v posledných dvoch-troch rokoch.

Svahové deformácie na okrajoch vulkanických komplexov majú charakter blokových rozpadlín, blokových polí lemovaných výraznými zosuvmi. Takéto deformácie vznikajú na okraji extruzívnych telies andezitov v okolí Severnej, na území medzi Kapušanmi a Finticami, v okolí Abranoviec a Mirkoviec.

Priaznivú štruktúru pre rozvoj uvedených typov deformácií vytvárajú aj epiklastické súvrstvia v nadloží plastických ílovitých súvrství v okolí Varhaňoviec a Ortáš.

L. Petro — E. Polaščinová: **Zostavenie inžinierskogeologických máp v okolí Prešova** (Košice 16. 12. 1985)

Od roku 1982 sa pracovníci oddelenia inžinierskej geológie v Košiciach zaoberajú zostavovaním základných inžinierskogeologických máp 1 : 25 000 v oblasti košicko-šarišského urbanizačného regiónu v rámci štátnej výskumnej úlohy S-52-547-109 Inžinierskogeologický výskum vybraných území SSR.

V oblasti košicko-šarišského urbanizačného regiónu, ktorý je dôležitý z hľadiska investičnej výstavby, zostavili pracovníci GÚDŠ v Košiciach listy IG mapa Solivar (1984) a IG mapa Prešov (1985). Do roku 1984 zostavili pracovníci GÚDŠ Bratislava listy Myslava (1981), Ťahanovce (1982), Drienov (1983).

V roku 1988 sa má vydať inžinierskogeologická mapa 1 : 50 000 severnej časti Košickej kotliny.

Základné inžinierskogeologické mapy sa zostavujú do topografických podkladov 1 : 10 000 v súlade so smernicami riaditeľa SGÚ o inžinierskogeologickom mapovaní (1971), odporúčaniami IAEG — komisie pre IG mapovanie (1981), typologickou rajonizáciou (Matula — Hrašna, 1975).

Základná geologická mapa ako syntetická, mnohoúčelová mapa, pozostávajúca z mapy inžinierskogeologických pomerov a mapy inžinierskogeologického rajónovania (+ mapa dokumentačných bodov, 2 profily a sprievodná správa), je vhodnou pomôckou na zhotovovanie územných plánov a na projektovanie rôznych druhov inžinierskych diel.

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 253 — 258

Inžinierskogeologická rajonizácia pre sídelno-regionálnu aglomeráciu Košice — Prešov

MIROSLAV HRAŠNA, JÁN VLČKO

Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 11. 2. 1985

Инжинерногеологическая районизация для гражданско-строительной агломерации Кошице — Прешов (Восточная Словакия)

Специальные инжинерногеологические карты позволяют дать тем более детальную оценку геологических условий для строительства, чем конкретнее формулируется планированное инжинерное решение геологических условий. Поэтому и карта инжинеро-геологических условий строительства в строительнорегиональной агломерации Кошице — Прешов построена исключительно для глубин 2—5 метров. Территориальные единицы изображенные на карте вычленены на основании апликации геофакторов способствующих непосредственно гражданское строительство. В них неусмотренны геопотенционалы позволяющие иной способ использования территорий для которых ограничивающее влияние на строительство оценивается особым способом.

Engineering geological zoning for the Košice — Prešov residentially-regional agglomeration (Eastern Slovakia)

Special engineering geological maps enable the more detailed evaluation of geological conditions for construction the more concrete is the planned engineering interference to the geological environment. For this reason the map of engineering geological conditions for the Košice — Prešov residentially-regional agglomeration construction has been compiled, particularly for 2 m and 5 m depth of foundation. Territorial units represented in the map are separated on the basis of special purpose classification of geofactors which influence immediately an urban construction. Geopotentials which enable another way of utilization of this area are not included there. Their limited influence on the construction has been evaluated particularly.

Rozsah a miera podrobnosti informácií obsiahnutých v inžinierskogeologických mapách závisia od ich účelu a mierky. Mnohoúčelové inžinierskogeologické mapy malej mierky poskytujú iba najzákladnejšie informácie o inžinierskogeologických pomeroch územia, pričom podmienky výstavby určitého druhu stavieb z nich možno odvodiť len v hrubých rysoch. Naproti tomu špeciálne (účelové) inžinierskogeologické mapy rovnakej mierky, keďže neobsahujú komplexnú (mnohoúčelovú) informáciu o zložkách inžinierskogeologických pomerov, môžu inžinierskogeologické

podmienky výstavby pre určitý druh stavieb vyjadriť podrobnejšie. Podrobnosť informácie môže byť tým väčšia, čím konkrétnejšie sa formuloval plánovaný zásah do geologického prostredia.

Pri analýze úlohy zhodnotiť inžiniersko-geologické podmienky výstavby v území plánovanej sídelno-regionálnej aglomerácie Košice — Prešov sme sa po dohode s objednávateľom prác (Urbion Bratislava) rozhodli zostaviť špeciálnu rajónovú mapu v mierke 1 : 200 000, ktorá by vhodným spôsobom zohľadňovala všetky faktory geologického prostredia (geofaktory) relevantné pre vyjadrenie geologických podmienok výstavby bežných urbanistických stavieb. Mapu sme zostavili v dvoch variantoch: pre uvažovanú hĺbku zakladania 2 m a 5 m na základe účelovej klasifikácie geofaktorov uvedených v tabuľke. Do úvahy sme nevzali geopotenciálové faktory, umožňujúce iné spôsoby využitia územia (ložiská nerastných surovín a podzemnej vody, poľnohospodársku pôdu a pod.), ktorých limitujúci vplyv na výstavbu sa hodnotí osobitne.

Vzhľadom na charakter výstavby a v súčasnosti platné ČSN sme hodnotené geofaktory podľa miery ich vplyvu na podmienky výstavby rozdelili do 2 — 4 kategórií, ktoré sme zoskupili do troch skupín vhodnosti. Rozčlenenie skupiny podmienečnej vhodnosti na 2 kategórie umožňuje konkrétnejšie hodnotiť podmienky výstavby v závislosti na konkrétnom type stavieb a obťažnosti prekonania nepriaznivých vplyvov jednotlivých geofaktorov.

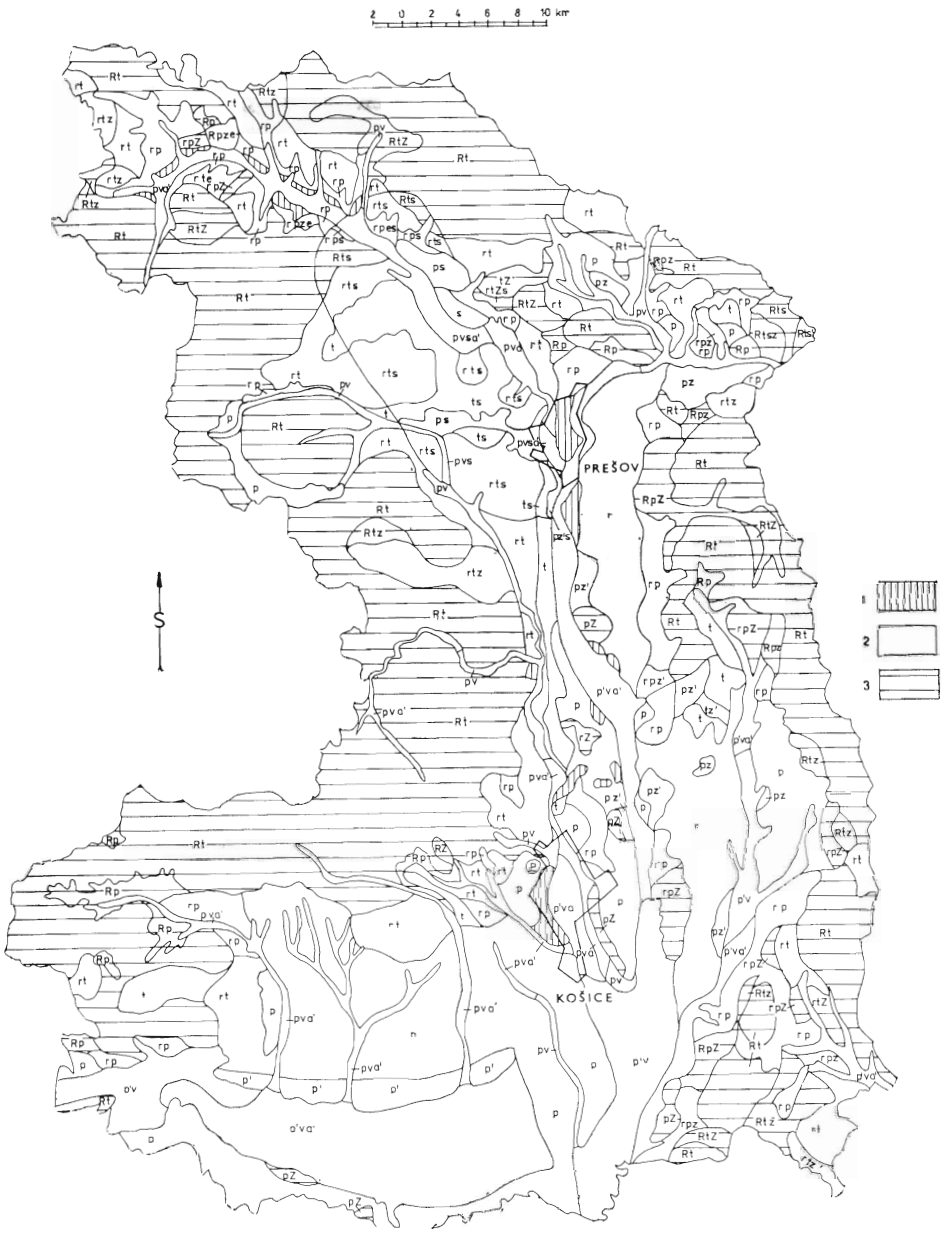
V každom vyčlenenom územnom celku uvádzame v mapách symboly príslušných geofaktorov spôsobujúcich podmienečnú vhodnosť alebo nevhodnosť územia pre výstavbu. Vhodné a nevhodné územné celky sme okrem tohto označili šrafami, ktoré umožňujú pohotové vizuálne zhodnotenie územia.

Mapy sa, pochopiteľne, vzájomne líšia iba hodnotením tých geofaktorov, ktorých vplyv na výstavbu sa mení s hĺbkou zakladania. Na zostavených mapách sú to prípustné namáhanie základových pôd, triedy pre zemné práce a hĺbka hladiny podzemnej vody.

Na zvýšenie názornosti máp možno vhodnosť vyčlenených územných celkov pre výstavbu zdôrazniť vyfarbením jednotlivých kategórií vhodnosti. Aby sme vyjadrili litologické pomery, resp. spätosť kategórií vhodnosti s celkovými inžinierskogeologickými pomermi, možno farbu použiť aj na označenie územných celkov delimitovaných podľa celoštátne prijatého systému typologickej inžinierskogeologickej rajonizácie (Matula — Hrašna, 1976).

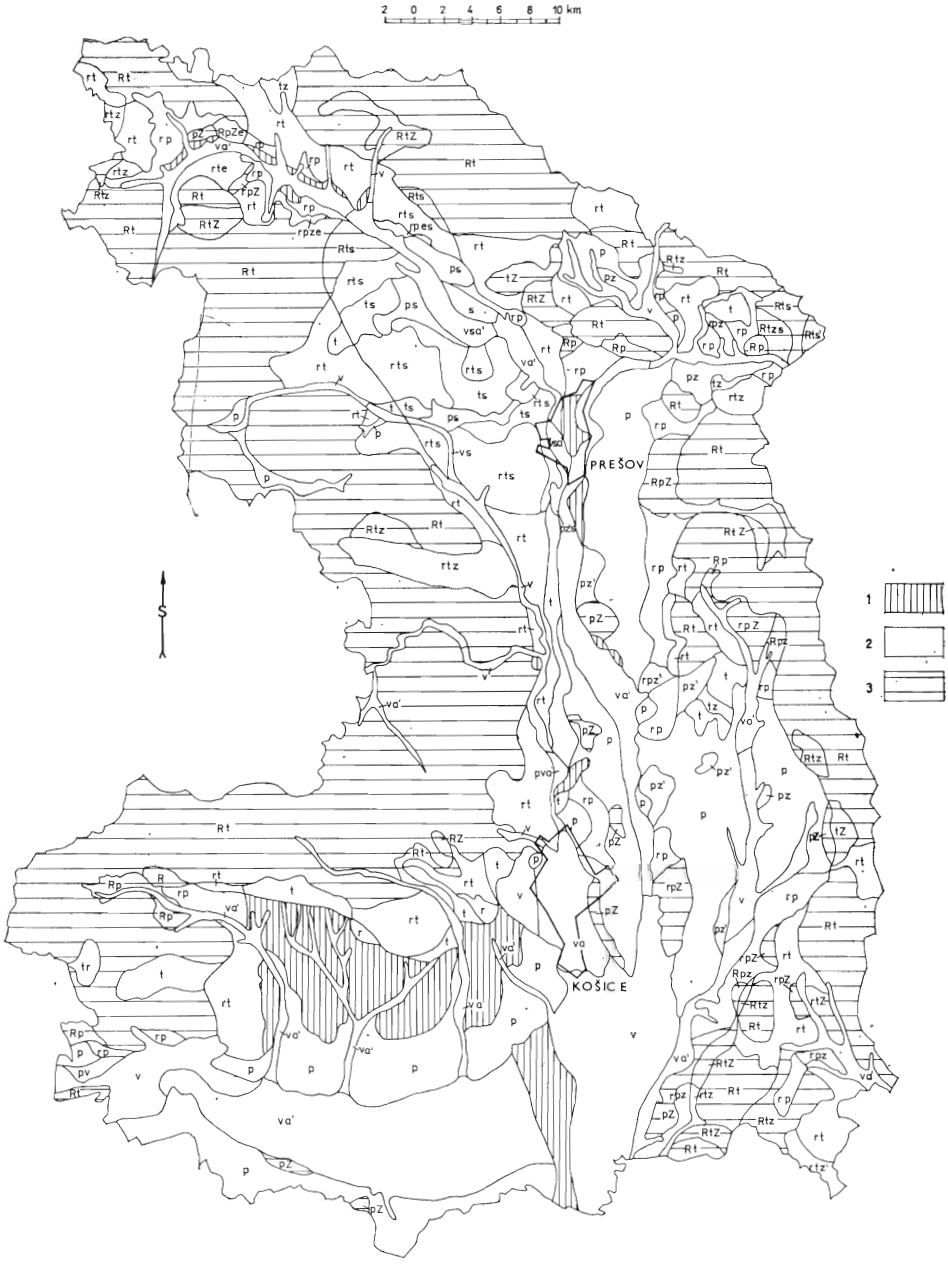
Zostavené mapy umožňujú v počiatočných etapách prípravy územnoplánovacej dokumentácie v súlade s platnými ČSN i predpismi pre územné plánovanie a urbanizáciu pohotové zhodnotenie podmienok výstavby v rôznych častiach plánovanej sídelno-regionálnej aglomerácie. Ich presnosť je však do značnej miery ovplyvnená mierkou mapy. Týka sa to najmä stupňa generalizácie morfologických a litologických pomerov a presnosti vedenia hraníc medzi územnými celkami rôznej vhodnosti. Pri aplikácii vypracovanej metodiky na mapách väčšej mierky okrem menšieho stupňa generalizácie možno informáciu o inžinierskogeologických podmienkach výstavby spresniť aj rozšírením počtu hodnotených geofaktorov (napr. o členitosť územia alebo priepustnosť hornín), prípadne zohľadniť aj závislosť ďalších geofaktorov na hĺbke zakladania (napr. lokálna seizmicita územia).

Východiskovým podkladom pre zostavenie máp bola Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000 spracovaná na Katedre inžinierskej geológie PFUK, listy: Košice — Rimavská Seč (Holzer, 1984) a Svidník — Michalovce (Letko — Wagner, 1983).



Obr. 1. Inžinierskogeologické podmienky výstavby sídelno-regionálnej aglomerácie Košice — Prešov pri hĺbke zakladania 2 m. Územie pre výstavbu: 1 — vhodné, 2 — podmienečne vhodné, 3 — nevhodné

Fig. 1. Engineering geological conditions for construction of Košice — Prešov residentially — regional agglomeration at 2 m depth of foundation. The area for building construction: 1 — suitable, 2 — conditionally suitable, 3 — nonsuitable



Obr. 2. Inžinierskogeologické podmienky výstavby sídelno-regionálnej aglomerácie Košice — Prešov pri hĺbke zakladania 5 m. Územie pre výstavbu: 1 — vhodné, 2 — podmienečne vhodné, 3 — nevhodné

Fig. 2. Engineering geological conditions for construction of Košice — Prešov residentially — regional agglomeration at 5 m of foundation. The area for building construction: 1 — suitable, 2 — conditionally siutable, 3 — nonsuitable

TAB. 1

Klasifikácia geofaktorov pre urbanistickú výstavbu
Classification of geofactors for urban construction

Faktory	Inžinierskogeologické podmienky			
	Vhodné	Podmienečne vhodné		Nevhodné
	I	II	III	IV
Prípustné namáhanie základovej pôdy (MPa)[1]	>0,35	0,35—0,15 (p)	0,15—0,05 (p′)	<0,05 (P)
Trieda pre zemné práce podľa ČSN 73 3050	1—4	5—7 (t)		—
Hĺbka hladiny podzemnej vody (m)[2]	>2 (>5)	0,1—2,0 (v) (0,1—5,0)		<0,1 (V)
Agresivita podzemnej vody[3]	žiadna	na PC (a)	na SPC (a′)	—
Sklon povrchu územia (%)	<12	12—20 (r)		>20 (R)
Intenzita seizmicity (°MSK)	1—5	6 (s)	7—8 (s′)	—
Svahové gravitačné javy[4] (vplyv na výstavbu)	žiadny-nepatrný	malý (z)	značný (z′)	vylučujúci (Z)
Výmoľová erózia (km . km^{-2})	<1,5	>1,5 (e)		—

[1] Odvodené normové namáhanie základovej pôdy podľa ČSN 73 1001 pri šírke základu 1 m, so započítaním uľahlosti, hĺbky zakladania a úrovne hladiny podzemnej vody.

[2] Hodnoty v zátvorke platia pre hĺbku zakladania 5 m.

[3] Agresivita v zmysle ČSN 73 1001 na portlandský (PC) alebo struskovo-portlandský (SPC) cement stanovená s ohľadom na priepustnosť hornín nad základovou škárou.

[4] Vplyv svahových gravitačných javov na výstavbu zahrňuje ich charakter a rozsah a s nimi spojený technický význam, resp. nákladnosť sanačných opatrení, ktorú možno vyjadriť približne odhadnutými nákladmi na sanáciu nasledovne: I. kat. 0 — 2 %, II. kat. 2 — 5 %, III. kat. 5 — 20 %, IV. kat. > 20 % nákladov na výstavbu.

V zátvorke pri kategorizácii faktorov uvádzame ich symboly použité v mape.

Literatúra

Holzer, R. et. al. 1984: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Poprad — Košice — Rimavská Seč. *(Čiastková záverečná správa.) Katedra inžinierskej geológie PFUK Bratislava.*

Letko, V. — Wagner, P. 1983: Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Svidník — Michalovce. *(Čiastková záverečná správa.) Katedra inžinierskej geológie PFUK Bratislava.*

Matula, M. — Hrašna, M. 1976: Typologická rajonizácia v inžinierskej geológii. *Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol., 29, s. 5 — 28.*

Engineering geological zoning for the Košice — Prešov residentially—regional agglomeration (Eastern Slovakia)

A special map of engineering geological zoning compiled in the scale of 1 : 200,000 for utilization of the territory of planned Košice — Prešov residentially — regional agglomeration in two variants (for 2 m and 5 m depth of foundation respectively) is based on the special purpose classification of geofactors, which influence immediately the building construction (see Tab. 1). Some geofactors, which enable the other way of utilization of this area (deposits of ores and underground waters, agricultural soil etc.) have not been considered. Their limited influence to the building construction has been evaluated particularly.

Geofactors have been divided, according to their influence on the construction conditions and regarding to the character of construction and valid Czechoslovak standards, into two and/or four categories (the are marked by the Roman numerals in the table), which were divided into three groups of suitability (suitable, conditionally suitable, nonsuitable).

Symbols of geofactors, which cause a conditionally suitability or nonsuitability of the area for construction are presented in the maps. The suitable and nonsuitable areas are stressed by a hachure, which enables ready visual evaluation of these areas.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Zakovič: **Hydrogeologické poznatky z oblasti Mascary v Alžírsku** (Bratislava 5. 12. 1985)

Wilay (kraj) Marcara sa nachádza v západnej časti Alžírska, asi 400 km západne od hlavného mesta. Jej územie budujú sedimenty triasu až kvartéru. Na základe geologickej stavby sa v nej vyčlenili štyri hydrogeologické štruktúry. Od severu na juh sú to: Plaine d'Habra, Beni Chougrane, Plaine d'Eghris a Monts Cacherou.

Plaine d'Habru vypĺňajú kvartérne sedimenty (íly, piesčité íly, štrkopiesky) s hrúbkou 200 — 300 m. V ich podloží sú rozpadavé pieskovce pliocénu a modré sliene miocénu. Sú tu dva horizonty podzemnej vody. Prvý je viazaný na štrkopiesčité polohy kvartéru a druhý na pieskovce pliocénu. Výsledky hydrogeologických vrtov potvrdili, že podzemná voda prvého horizontu je slaná, s mineralizáciou od 4100 do 4900 mg . l^{-1} a druhého horizontu je sladká, s mineralizáciou 360 až 780 mg . l^{-1}. Vyhľadávanie pitnej vody sa zameralo na druhý horizont, v ktorom sme 7 vrtmi overili 131 l . s^{-1} podzemnej vody.

Beni Chougrane tvoria zvrásnené flyšové sedimenty spodnej kriedy až pliocénu, cez ktoré miestami na povrch prerážajú diapíry sadrovca a zelených bridlíc triasu. Pohorie ako celok sa vzhľadom na monotónny flyšový vývoj vyznačuje veľmi nízkym stupňom zvodnenia.

Plaine d'Eghris predstavuje priekopový prepadlinu smeru V — Z. Jej podložie tvoria skrasovatené jurské dolomitické vápence. Kotlinu vypĺňajú terciérne a kvartérne sedimenty (sliene, pieskovce, jazerné vápence, íly, piesčité íly a piesky). Na základe výsledkov hydrogeologických vrtov sme vyčlenili tri horizonty podzemnej vody, ktoré sa viažu na dolomitické vápence jury, na jazerné vápence pliocénu a kvartérne sedimenty. V tejto štruktúre bolo 7 hydrogeologických vrtov hlbokých 200 až 300 m, s výdatnosťou 2,5 až 50 l . s^{-1}. Podzemná voda je Ca—Mg—HCO_3 typu, s mineralizáciou od 600 do 755 mg . l^{-1}. Teplota vody je 15 — 26 °C.

Hydrogeologická štruktúra Monts Cacherou sa nachádza v južnej časti kraja. Je z nepriepustných slieňov (kelovej — oxfordu), na ktorých ležia polopriepustné až nepriepustné flyšové sedimenty (lusitan) a priepustné skrasovatené karbonáty (kimeridž). Z hľadiska zvodnenia sú najvýznamnejšie karbonáty, ktoré odvodňujú pramene na styku s podložnými sedimentmi a tiež skrytými prestupmi do štruktúry Plaine d'Eghris. V tejto štruktúre bolo 5 hydrogeologických vrtov hlbokých 132 až 300 m, s celkovou výdatnosťou 76 l . s^{-1}. Voda je Ca—Mg—HCO_3 typu.

V ALDR sa hydrogeologické vrty realizujú výlučne systémom Rotary s bentonitovým výplachom. Vybudenie prítokov sa robí pomocou air-liftu a na odkolmatovanie stien vrtu sa používa hexametafosfát sodný alebo kyselina soľná. Čerpacie skúšky sa vyhodnocujú metódami neustáleného prúdenia. Celkove sa v oblasti Mascary uskutočnilo 21 hydrogeologických vrtov hlbokých 132 až 575 m, ktoré dokumentovali celkovú výdatnosť 307 l . s^{-1}.

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 259 — 266

Fluorit a celestín z karbonatických hornín triasu z podložia viedenskej panvy

MILAN MIŠÍK

Katedra geológie a paleontológie PvF UK, Mlynská dol. B-2, 842 15 Bratislava

Doručené 5. 6. 1985

Флорит и целестин карбонатных пород триаса в почве венской впадины

В почве неогенной венской впадины в скважине Куклов-3 в лунзском покрове были обнаружены кристаллики флорита в дедоломитизированных породах („буриал дедоломите") в нижней части опоницких слоёв (верхний карн), на глубине 3678—3829 м. Флуор происходит вероятно из верхнетриасовых эвапоритов и переносился серно-соляными водами. В рейфлинских известняках верхнего аниса на глубине 4998—4999 метров были обнаружены кристаллики целестина.

Fluorite and celestite from carbonate rocks of Triassic age in the Vienna basin basement

Small crystals of fluorite have been found to occur in „burial dedolomite" composing lower part of Opponitz Limestone (Upper Carnian) of the Lunz nappe in 3,678 — 3,829 m depth of the Kuklov-3 drilling into the basement of Neogene beds of the Vienna basin. Fluorine is probably comming from Upper Triassic evaporite and has been moved by sulphate — saline waters. Small crystals of celestite occur in Upper Anisian Reifling limestone in 4,998 — 4,999 m depth.

Pri litologickom vyhodnocovaní vrtu Kuklov—3 (2,5 JV od Kútov) sme zistili kryštáliky fluoritu vo vápencoch vrchného a kryštáliky celestínu vo vápencoch stredného triasu.

Vrt Kuklov—3 prebiehal od podložia neogénu v hĺbke 2708 m až do konečnej hĺbky 5202 m v karbonatickom súbore triasu, a to pravdepodobne lunzského príkrovu. Stratigrafické rozčlenenie s približnými rozhraniami je nasledujúce: 2708 — 3013 m hlavný dolomit — norik; 3089 — 3238 m anhydrit a dolomitová brekcia s anhydritom — vrchný karn — spodný norik; 3390 — 3832 m oponické vrstvy — vrchný karn*; 3941 — 4448 m lunzské vrstvy — spodný karn — jul; 4491 — 4558 reingrabenské bridlice, resp. aónové vrstvy — kordevol — jul; 4711 — 5000 m reiflinský vápenec — vrchný anis — spodný ladin (illyr — fasam)**; 5118 — 5202 m tmavý vápenec — anis.

Stupňové zaradenie ostatných troch členov sme urobili na základe konodontov, ktoré určil R. Mock. V súbore označenom * sa vyskytol fluorit, v súbore označenom ** sa našiel celestín. Röntgenografické rozbory týchto minerálov urobila E. Šamajová z Geologického ústavu PFUK v Bratislave.

Fluorit

Vyskytol sa v spodnej časti oponických vrstiev (vrchný karn), pravdepodobne v dosť tesnom nadloží lunzských vrstiev, ktoré pri nepriebežnom jadrovaní začínali od hĺbky 3941 m.

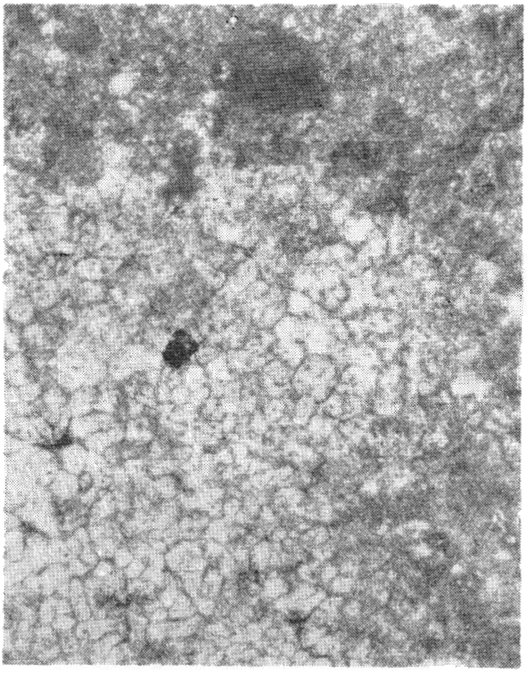
Oponické vrstvy ležia v podloží anhydritového komplexu. Tvoria ich kalové až jemnozrnné vápence s polohou slienitých vápencov so siltovou prímesou. V ich spodnej časti vystupujú dolomity a jemnozrnné vápence s akcesorickým fluoritom; tieto vápence vznikli aspoň sčasti dedolomitizáciou. Oponické vrstvy sa dajú rozčleniť takto:

a) 3390 — 3664 m — sivé kalové vápence so zriedkavými ostrakódami. V nich možno odlíšiť ešte polohu slienitých vápencov so siltovou prímesou (3438 — 3441 m), ktorá zodpovedá asi „Opponitzer Zementmergel", v intervale 3580 — 3583 m polohu so splachovými lamínami zo siltového kremeňa, s „vláknami" (juvenilnými lastúrnikmi) a foraminiferami *Agathammina spiroloculiformis* (Oravecz-né—Scheffer) so známym rozpätím karn — spodný rét, *Agathammina austroalpina* Kristan—Tollmann et Tollmann, *Frondicularia woodwardi* Howchin, *Earlandia tintinniformis* (Mišík) a konečne v 3562 — 3664 m polohu so zriedkavými echinodermovými článkami a a drobnými gastropódami;

b) 3676 — 3680 (jadro č. 20) — hnedosivé dolomity s čiastočnou dedolomitizáciou. Ide o kalové a jemnozrnné dolomity miestami s nejasnou laminácioú, s reliktami peletov a aglutinovaných foraminifer. Dedolomitizácia sa makroskopicky prejavuje prítomnosťou svetlejších škvŕniek. V mikroskope vidno zhluky novotvorených kalcitových zŕn s hojnými dolomitovými inklúziami (obr. 1). Novotvorený kalcit zriedkavejšie vystupuje aj v podobe nejasne obmedzených klencov (obr. 2). Spomenuté zatláčanie dolomitu kalcitom sa overilo na výbrusoch farbených alizarínom. Už v týchto dolomitoch sa vyskytli ojedinelé kryštáliky fluoritu (obr. 3);

c) 3826 — 3829 (jadro č. 21) — sivé jemnozrnné vápence s akcesorickým fluoritom. Prvú vzorku tvorí čiastočne rekryštalizovaný vápenec s reliktami peletov. V rekryštalizovaných partiách sú roztrúsené drobné žltkasté kocky fluoritu (obr. 4), okolo 0,03 mm veľké, s granulovanými okrajmi. Časté sú mikrostylolity, podfarbené Fe hydroxidmi. Zdá sa, že fluoritové kryštáliky sa prednostne koncentrujú do mikrostylolitov a blízko ich okrajov.

Druhú vzorku predstavuje sivý drobnobrekciovitý vápenec (intramikrosparit) s jemnými pórmi. Úlomky sú väčšinou menšie ako 1 mm. V niektorých vidno relikty peletov, siníc a *Earlandia* sp. Ojedinele sa vyskytli úlomky kalových vápencov s drobnými chal-



Obr. 1. Škvrnová dedolomitizácia v spodnej časti oponických vrstiev — vrchný karn. Tmavosivý jemnozrnný agregát je dolomit, svetlé zrná predstavujú novotvorený kalcit. Podložie viedenskej panvy, vrt Kuklov—3, 3679 — 3680 m, zv. 48x

Fig. 1. Spotted burial dedolomite from the lower part of Opponitz Limestone (Upper Carnian). The dark-grey, fine-grained aggregate is dolomite, light grains represent newly formed calcite. Vienna basin basement, Kuklov—3 drilling, 3,679 — 3,680 m depth, magn. x48

cedónovými mikrokonkréciami. Najväčšiu časť horniny tvorí jemno až strednozrnný vápenec, ktorý vznikol pravdepodobne dedolomitizáciou, s inklúziami pôvodného dolomitového substrátu. Práve v týchto partiách sú prítomné zriedkavé kocky fluoritu i jeho nepravidelné zrná. Sú väčšie (do 0,10 mm) než v predošlej vzorke.

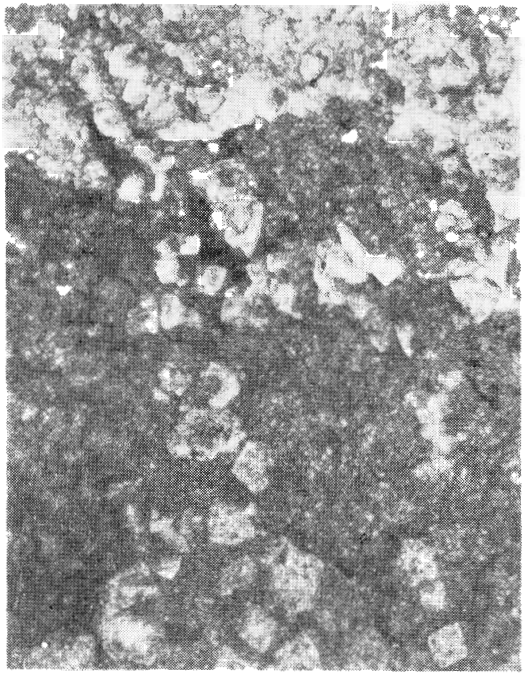
V preparátoch z vyseparovaných zŕn (obr. 5) sa preukázala ich izotrópna povaha a index lomu nižší než 1,45. Príslušnosť k fluoritu potvrdila rtg analýza.

Diskusia. O nálezoch fluoritu v karbonatických horninách Slovenska sú zatiaľ iba ojedinelé údaje. Z. Pouba (1953) uvádza od Šumiaca impregnácie fluoritu, pyritu, realgáru a kremeňa vo vápencoch (údajne karbónskych). A. Vendl (1954) zaregistroval výskyt fluoritu v dutinách travertínov pri Leviciach (produkt termálnych vôd nízkych teplôt), J. Slávik et al. (1967) uvádzajú fluorit zo strednotriasových vápencov z periférie ložiska Licince (hematitovo-barytové zrudnenie je v permských zlepencoch, pripisuje sa mu sedimentárny alebo efuzívno-sedimentárny vznik).

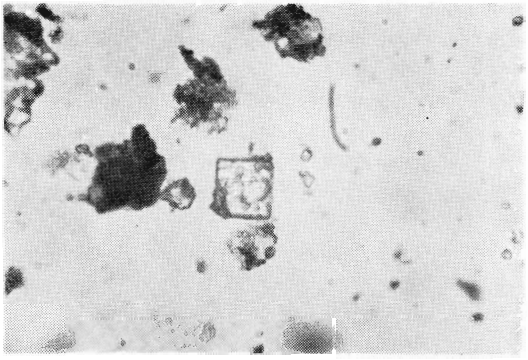
J. Turan — L. Vančová (1971) opísali z ružbašského mezozoického hrastu od Podolinca z tmavošedých dolomitov až dolomitických vápencov triasu kalcitové žilky (1 — 4 mm) s fluoritom, ktorý vznikol z hydrotermálnych roztokov viazaných na hlbšie časti zlomov podtatranského zlomového pásma. Na rozdiel od nášho výskytu sa fluorit viaže na žilky a neimpregnuje samotnú horninu. V zhode s naším výskytom sa nenašli nijaké sprievodné rudné minerály.

Najrozšírenejší prípad vzniku fluoritu v karbonatických horninách predstavuje mineralizácia typu Mississippi Valley. Okrem fluoritovo-kalcitových žíl, niekedy s prímesou sfaleritu, galenitu a kremeňa, je známe aj metasomatické zatláčanie vápenca fluoritom; bežná je väzba fluoritu na určité stratigrafické horizonty.

V drávskom pásme je fluorit v karbonatických horninách združený s Pb—Zn zrudnením typu Bleiberg — Kreuth (Schulz — Schroll, 1977). Keďže náš výskyt je bez sprievodných sírnikov, obmedzíme diskusiu iba na takéto výskyty. Prehľad početných lokalít s fluoritom z územia Rakúska podal H. Weninger (1969). Uvádza sa iba jediný výskyt z oponických vápencov karnu, teda stratigraficky totožný s naším výskytom. Podľa J. G. Haditscha (1967) by mal byť jeho vznik syngenetický. M. Götzinger — H. H. Weinke (1984) uvádzajú fluorit vystupujúci priamo v gutensteinských vápencoch a dolomitoch v podobe veľmi drobných jedin-



Obr. 2. Dolomit (tmavosivý) s čiastočnou dedolomitizáciou (novotvorený kalcit v svetlých nepravidelných agregátoch a nedokonalých klencoch). Ostatné ako na obr. 1
Fig. 2. Dolomite (dark-grey) partly dedolomitized (newly formed calcite creating irregular aggregates and imperfect rhombohendrons). Other data as in fig. 1

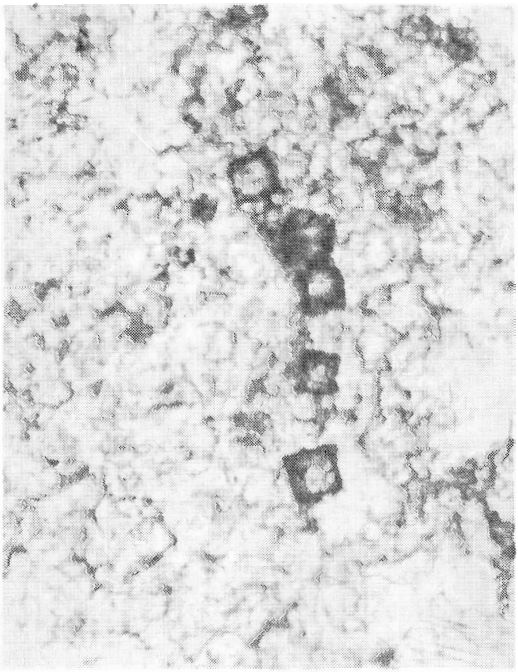


Obr. 3. Fluorit z nerozpustného zvyšku hnedastosivého dolomitu so slabou dedolomitizáciou. Spodná časť oponických vrstiev — vrchný karn. Vrt Kuklov—3, 3678 — 3679 m, zv. 470 x
Fig. 3. Fluorite from insoluble residue of brownish-grey dolomite, slighly dedolomitized. Lower part of Opponitz Limestone (Upper Carnian), Kuklov—3 drilling, 3,678 — 3,679 m, magn. x470

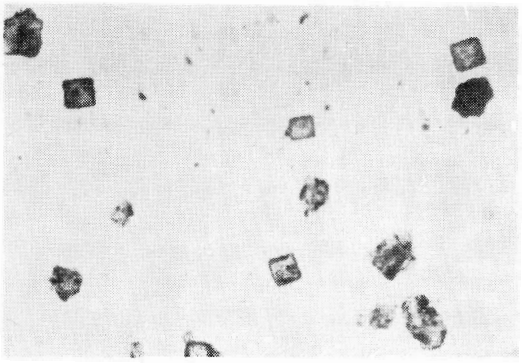
cov rozptýlených v bituminóznom karbonatickom sedimente, odkiaľ ho nízkoteplotná slaná voda sústredila do väčších zŕn v kalcitových žilách tohto súvrstvia. Spomenutí autori preukazujú sedimentárny pôvod fluóru pomocou distribúcie vzácnych zemín (REE) a prínos v slaných roztokoch dokazujú pomocou trojfázových inklúzií vo fluorite, ktoré obsahujú aj drobučké kryštáliky NaCl.

Z vápencov permu severného Talianska opisuje fluorit H. Mostler (1976). Jeho primárnym zdrojom boli permské ryolity, odkiaľ ho roztoky preskupili do milimetrových vrstvičiek v tmavých vápencoch a pri diagenéze sa ešte ďalej preskupoval do stromatolitov, fenestrálnych a iných priaznivých štruktúrnych prvkov. Väzbu fluoritu na fosílny kras opisujú L. G. Buchbinder — M. Magaritz — M. Goldberg (1984) s takýmto sledom dejov: 1. dolomitizácia, 2. ukladanie bieleho dolomitu na steny dutín, 3. ukladanie fluoritu, kremeňa a Kživca, 4. dedolomitizácia so vznikom novotvoreného kalcitu. Vznik fluoritu nevyžaduje vždy hydrotermálne prispenie. R. A. Sheppard — F. A. Mumpton (1984) opisujú jeho vznik zo slaných alkalických jazier obohatených fluórom. Náš prípad je však z morského prostredia panvovej fácie.

Najväčšia časť výskytov fluoritu sa pripisuje hydrotermálnej činnosti. V tejto súvislosti je zaujímavý mechanizmus vyzrážania fluoritu na výstupoch termálnej vody kúpeľov Teplice v Čechách, ktorý opísal J. Čadek — G. Kačura — M. Malkovský (1964). Táto voda je jednou z najbohatších fluórových vôd na svete (vyní-



Obr. 4. Fluoritové kryštáliky v sivom jemnozrnnom vápenci. Spodná časť oponických vrstiev — vrchný karn. Vrt Kuklov—3, 3826 — 3827 m, zv. 185 x
Fig. 4. Small crystals of fluorite in grey fine-grained limestone. Lower part of Opponitz Limestone (Upper Carnian), Kuklov—3, drilling, 3,826 — 3,827 m depth, magn. x185



Obr. 5. Kryštáliky fluoritu vyseparované z drobnobrekciovitého vápenca rozpúšťaním v HCl. Spodná časť oponických vrstiev — vrchný karn. Vrt Kuklov—3, 3828 — 3829 m, zv. 95 x
Fig. 5. Small crystals of fluorite gained from finely brecciated limestone using hydrochloric acid leaching. Lower part of Opponitz Limestone (Upper Carnian), Kuklov—3 drilling, 3,828 — 3,829 m depth, magn. x95

majúc fumaroly). Tvorba fluoritu trvá od konca terciéru dodnes. Kryštáliky majú výlučne tvar kociek. Autori vylučujú spojitosť tvorby tohto fluoritu s postvulkanickou činnosťou alebo z redistribúciou nejakého podložného ložiska. Obsah fluóru odvodzujú z podložných eruptív. Z transportných mechanizmov vyzrážania fluoritu z prívodných vôd za nízkych teplôt (Čadek — Malkovský, 1966) pre náš prípad najlepšie vyhovuje vyzrážanie z neutrálnych až silne alkalických roztokov nasýtených fluórom pri zmene karbonátovej rovnováhy spôsobenej poklesom pH alebo stúpnutím parciálneho tlaku CO_2.

Záver. Rozbor stratigrafického sledu ukazuje, že dedolomitizáciu spodnej časti oponických vrstiev nemožno spájať s vynorovaním, s hypergénnymi procesmi. Išlo o dedolomitizáciu hlboko pochovaných vrstiev „burial dedolomite" (Budai — Lohmann — Owen, 1984). Zdrojom sadrovcových vôd pre dedolomitizáciu boli evapority v nadložnom komplexe zistené vrtom Kuklov—3 asi o 500 m vyššie od dedolomitizovaných hornín s fluoritom (ide o nepravú mocnosť). Vrchnotriasové evaporitové súvrstvie bolo pravdepodobne aj zdrojom fluóru, ktorý z neho vyluhovala síranovo-slaná spodná voda a preniesla o niekoľko sto metrov nižšie. Nad nepriepustnými lunzskými vrstvami v spodnej časti oponických vrstiev spôsobila táto o málo teplejšia voda zaťáčanie dolomitu kalcitom a vyzrážanie fluoritu.

Celestín

Kryštáliky celestínu sa vyskytli v reiflinských vápencoch, ktoré sme v typickom vývoji zachytili v rozmedzí 4711 — 5000 m. V intervale 4818 — 4822 m zistil R. Mock asociáciu konodontov, ktoré umožňujú zaradiť túto časť (a teda aj horizont s celestínom) do vrchného anisu (ilýru).

Ide o sivé a tmavosivé hľuznaté vápence — intrabiomikrity — s vláknovou a radiolárioovou mikrofáciou. Obsahujú početné „vlákna" (juvenilné schránky lastúrnikov, pravdepodobne halóbií), kalcifikované radiolárie (dutinky po radiolériách vyplnené kalcitom), *Globochaete alpina* Lombard, *Osteocrinus* sp., zriedkavo ostrakódy, foraminifery: pyritizované *Austrocolomia* cf. *marshalli* Oberhauser, *Frondicularia woodwardi* Howchin, *Nodosaria* sp.; echinodermové články, osteň ježovky, gastropód, *Didemnoides moreti* (Durand Delga), fosfatické zvyšky (šupiny, ojedinele aj zúbky rýb). V jednej vzorke sa vyskytli fukoidy — chodbičky po červoch. Chalcedón v podobe drobných zhlukov (nedokonalých rohovcov) sa vyskytol vo dvoch vzorkách.

Hľuzy z tej istej vzorky vykazujú odlišnosť v zložení, čo svedčí o tom, že ide o intraklasty prenesené na krátku vzdia-

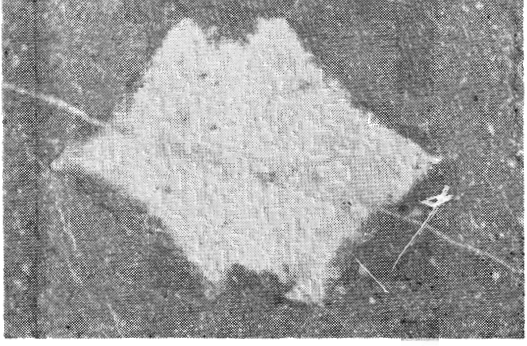
lenosť a zmiešané v prostredí usadzovania. Hľuzy mávajú korodovaný povrch, svedčiaci o ich rozpúšťaní (sčasti submarínnom, sčasti tlakovom epigenetickom — „Druchflaserung"). V medzernej hmote sa vyskytujú aj zrnká siltového kremeňa a hojnejšie ílové minerály, čo ukazuje, že časť kalcitu medzernej hmoty sa na rozdiel od hľúz rozpustila a medzerná hmota sa obohatila o spomenuté nerozpustné zložky. Medzerná hmota má miestami zelenkastý nádych pripomínajúci tufitické vložky známe z niektorých lokalít reiflinských vápencov Rakúska a Maďarska. Pri analýze ílovitého podielu sme nezistili montmorillonit. Tufitická prímes v reiflinských vápencoch z územia Slovenska sa doteraz nikde nepreukázala.

V jadre č. 36 (4998 — 4999 m) s kryštálikmi celestínu medzernú hmotu medzi hľuzami podfarbujú hnedé koloidy a na rozdiel od ostatných vzoriek obsahuje husto nakopené dolomitové klence, okolo 0,10 mm veľké (obr. 6), zväčša nedokonale obmedzené. Pyrit je v podobe drobných nepravidelných zŕn a kociek.

Celestín vytvára kryštáliky vyše 5 mm veľké (obr. 7), makroskopicky mliečno-biele, zatláčajúce vápenec. Majú idiomorfný tvar, avšak ich plochy nie sú celkom rovné, čo spôsobilo zatláčanie (obr. 6). Kryštáliky sú rozpukané a vyhojené tenkými kalcitovými žilkami, preto sa pri separovaní s HCl rozpadávajú na drobné úlomky. Index lomu je vysoký, dvojlom nízky, zhášanie paralelné; obsahujú dva navzájom kolmé smery dobrej štiepateľnosti (obr. 6). V rezoch bez viditeľnej štiepateľnosti je východ jednej optickej osi dvojosovej látky. Röntgenografická analýza (Šamajová) potvrdila určenie celestínu.

Diskusia. Makroskopické kryštáliky celestínu zo Slovenska sa doteraz uvádzali len z rudných žíl v Španej doline. Mikroskopické kryštáliky celestínu zistili M.

Obr. 6. Celestín s charakteristickou štiepateľnosťou v reiflinskom vápenci postihnutom slabou dolomitizáciou (nedokonalé biele klenčeky v čiernom podklade) — vrchný anis. Vrt Kuklov—3, 4998 — 4999 m, zv. 48 x
Fig. 6. Celestite with characteristic cleavage. Reifling limestone affected by weak dolomitization (imperfect white rhombohedrons on black background), Upper Anisian, Kuklov—3 drilling, 4,998 — 4,999 m depth, magn. x48



Obr. 7. Kryštál celestínu v reiflinskom vápenci vrchného anisu. Vrt Kuklov—3, 4998 — 4999 m, zv. 11 x
Fig. 7. Celestite crystals in Upper Anisian Reifling limestone, Kuklov—3 drilling, 4,998 — 4,999 m depth, magn. x11

Marková — R. Meier (1972) a M. Marková — E. Planderová — M. Polák (1972) v póroch dolomitu z oligocénnych evaporitov z vrtu Bzovík. Evaporitové súvrstvie tvoria dolomity a anhydrity s vložkami tufitov. Priemerný obsah Sr v ňom je 0,41 % (maximálny obsah bol 3,3 % Sr). Celestín sa objavil vo vrtnom jadre v hĺbke 1120 m.

Z hypersalinického sedimentačného prostredia sa uvádzajú celestínové kryštáliky do 0,2 mm dĺžky z metrovej hĺbky sedimentov sebkhy polostrova Quatar v Perzskom zálive a z občas vysýchajúcej lagúny Coorong v Austrálii (Bathurst, 1971). Evaporačný pôvod pripisuje G. Müller (1962) ložisku celestínu v Hemmelse-West v Nemecku.

Diagenetickým preskupovaním stopového obsahu stroncia v karbonatických horninách vznikajú kryštáliky celestínu laterálnou sekréciou v puklinách a dutinách vápencov, môžu metasomaticky zatláčať uhličitany a vytvárať konkrécie. Diagenetickým preskupovaním sa vytvorili kryštáliky celestínu dokonca i vo fosíliách z eocénu Rumunska (Imreh, 1959).

Problémom je zistiť, či zdrojom stroncia boli reiflinské vápence, v ktorých celestín vystupuje. J. Veizer — R. Demovič (1974) uvádzajú z reiflinských vápencov Západných Karpát z dvoch vzoriek obsah Sr 130 ppm a 133 ppm. Dve ďalšie vzorky, ktoré sme dali analyzovať, poskytli tento výsledok: Liptovský Ján — 204 ppm, Vápenná — Sološnica — 100 ppm (analyzoval J. Chudý). Je to pomerne nízky obsah v porovnaní s gutensteinskými vápencami, v ktorých J. Veizer — R. Demovič (l. c.) uvádzajú výsledky zo 7 vzoriek, pričom okrem jednej bol obsah vždy vyšší ako 600 ppm (max. 1525 ppm).

Záver. Vznik celestínu v reiflinských vápencoch vrtu Kuklov—3 možno sotva odvodiť z primárneho obsahu Sr v týchto vápencoch. Vápence predstavujú panvový sediment ukladaný pri normálnej salinite, hypersalinické podmienky pri sedimentácii neprichádzajú do úvahy. Celestín je produktom výnimočných podmienok pri ranej diagenéze, ktoré sa nateraz nepodarilo objasniť. Pravdepodobne sa vyzrážal zo síranových pórových vôd. Na rozdiel od fluoritu z oponických vrstiev ho sotva možno klásť do spojitosti s vrchnotriasovými evaporitmi, a to pre veľký časový posun a oveľa nižšiu pórovitosť, než mali dolomity slúžiace za substrát vyzrážavanému fluoritu. Na ranodiagenetický vznik celestínu poukazuje aj jeho silné rozpukanie pri horotvorných pochodoch.

Literatúra

Bathurst, R. G. C. 1971: Carbonate sediments and their diagenesis. *Development in Sedimentology, 12, Elsevier (Amsterdam — London — New York), 620 p.*

Buchbinder, L. G. — Magaritz, M. — Goldberg, M. 1984: Stable isotope study of karstic related dolomitization: Jurassic rocks from the Coastal Plain, Israel. *J. sed. Petrology (Tulsa), 54, 1, pp. 236 — 256.*

Budai, J. M. — Lohmann, K. C. — Owen, R. M. 1984: Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming and Utah Thrust Belt. *J. sed. Petrology (Tulsa), 54, 1, pp. 276 — 288.*

Čadek, J. 1966: Transport of fluorine in natural waters and precipitation of fluorite at low temperatures. *Acta Univ. Carol. Geol., 4 (Praha), pp. 251 — 270.*

Čadek, J. — Kačura, G. — Malkovský, M. 1964: Výskyt fluoritu v okolí lázní Teplice v Čechách a jeho geneze. *Sbor. Geol. Věd, Řada LG (Praha), 3, s. 7 — 41.*

Götzinger, M. A. — Weinke, H. H. 1984: Spureneiemente und Entstehung von Fluoritmineralisation in den Gutensteiner Schichten (Anis — Mitteltrias), Nördliche Kalkalpen, Österreich. *Tschermaks Min. Petr. Mitt. (3), 33, s. 101 — 119.*

Haditsch, J. G. 1967: Coelestin und Flussspat aus den Opponitzer Kalken von Obermichelsdorf (Oberösterreich). *Jb. OÖ. Musealver., I. Abh. (Linz), 112, S. 161 — 171.*

Imreh, J. 1959: Cölestin-Kristalle in Eocän-Versteinerungen. *Neues Jb. Geol. Pal. (Stuttgart), H. 11, S. 513 — 317.*

Marková, M. — Meier, R. 1972: Terciérne evapority v podloží neovulkanitov Krupinskej vrchoviny. *Geol. Práce. Spr., 58, s. 125 — 148.*

Marková, M. — Planderová, E. — Polák, M. 1972: Oligocene evaporites in Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 2, pp. 263 — 280.*

Mostler, H. 1976: Zur Genese schichtgebundener Fluoritvorkommen in den mittelpermischen Schichten von Tregovio (Nonsberg, Norditalien). *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 5, 8, s. 9 — 22.*

Müller, G. 1962: Zur Geochemie des Strontium in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätten von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). *Geologie (Berlin), 11, Beih. 35.*

Pouba, Z. 1953: Několik nových nálezů rud v mesozoických seriích u Šumlace a Švermova na Horehroní. *Sborník ÚÚG (Praha), 20.*

Sheppard, R. A. — Mumpton, F. A. 1984: Sedimentary fluorite in a lacustrine zeolitic tuff of the Gila conglomerate near Buckhorn, Grant County, New Mexiko. *J. sed. Petrology (Tulsa), 54, 3, pp. 853 — 860.*

Schulz, O. — Schroll, E. 1977: Die Pb—Zn Lagerstätte Bleiberg-Kreuth. *Verh. Geol. Bundesanstalt (Wien), s. 375 — 386.*

Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Praha, ÚÚG, 510 s.*

Turan, J. — Vančová, L. 1971: Výskyt fluoritu v karbonátových horninách ružbašského mezozoického ostrova. *Miner. slov., 3, s. 166 — 157.*

Veizer, J. — Demovič, R. 1974: Strontium as a tool in facies analysis. *J. sed. Petrology (Tulsa), 44, 1, pp. 93 — 115.*

Vendl, A. 1954: Vorkommen von Fluorit bei Levice. *Acta min.-petr. (Szeged), 7, s. 68.*

Weninger, H. 1969: Die österreichischen Flusspatvorkommen — Übersicht und genetische Stellung. *Carinthia II, Mitt. Nat. Vereins Kärnten (Klagenfurt), 79, s. 73 — 97.*

RECENZIA

J. Bauer — F. Tvrz: **Minerály a drahé kamene.** 1. vyd. Bratislava, 1985. 216 s.

Takýto farebný a užitočný atlas minerálov márne doteraz hľadali zberatelia minerálov v našich kníhkupectvách. V zahraničí existujú desiatky podobných príručiek (často rôznej kvality), no na Slovensku sa podobná publikácia objavuje po prvý raz. A prekvapenie je o to príjemnejšie, že hoci sa to na prvý pohľad nezdá, obsahuje táto pomerne útla príručka až 576 farebných fotografií rôznych minerálov, v malej miere aj drahých kameňov a hornín.

V úvode čitateľ nájde informácie o základných kryštalografických a fyzikálnych vlastnostiach minerálov, o ich systéme a genéze a rady, kde a ako zbierať a určovať minerály. Chýba azda stať o rudách a nerudách a o praktickom využití nerastov.

Hlavnú časť publikácie tvoria tabuľky na určovanie a obrazová príloha. Na ľavej strane je tabuľka s jednotne vypísanými vlastnosťami každého minerálu spolu s názvom lokality. Pravá strana obsahuje 8 farebných fotografií opísaných minerálov. Kvalita fotografií je zväčša veľmi dobrá a vystihuje daný minerál. Príručka je tak zároveň atlasom i kľúčom na určovanie nerastov. Minerály sú usporiadané podľa farby, čo je vyznačené farebným pásikom na okraji strán, a podľa tvrdosti.

Zvlášť treba oceniť, že hoci autori mali vzorky z ČSSR, vo viacerých prípadoch dali prednosť zahraničným minerálom, aby sa čitatelia mohli oboznámiť aj s inými svetovými lokalitami. Veľkou prednosťou sú aj fotografie zriedkavejších minerálov, ktoré tu v niektorých prípadoch vidí po prvý raz aj geológ (napr. aukairit, krennerit, apjohnit, gilbertit a mnohé ďalšie). Publikácia poskytuje preto cenné informácie aj odborníkom. Také široké spektrum svetových minerálov v podobe atlasu totiž ešte na Slovensku nevyšlo. Chýba nám však, že autori nikde neuvádzajú skutočnú veľkosť vyobrazených minerálov a príslušné zbierky. Drahé kamene a najmä horniny sa v knihe opisujú iba veľmi stručne, pretože u nás vyšli knihy ako Drahé kamene kolem nás (Bouška — Kouřimský, 1976) a Atlas hornín (Dudek — Malkovský — Sak, 1984), ktoré spracúvajú túto problematiku.

Určovacie tabuľky, názvový a lokalitný register a literatúra na konci knihy zvyšujú jej prehľadnosť. Prednosťou knihy je tiež to, že je vytlačená na kvalitnom kriedovom papieri, a tak sa svojím obsahom i vzhľadom vyrovná viacerým zahraničným publikáciám s obdobným zameraním. Preto akiste poslúži odborníkom, najmä však širšej pospolitosti záujemcov o krásu neživej prírody.

Pavel Uher

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 267 — 273

Antimonitové zrudnenie v humelskom príkrove gemerika a bloková stavba v oblasti Tinesovej doliny

DUŠAN PETEREC

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

Doručené 1. 3. 1985

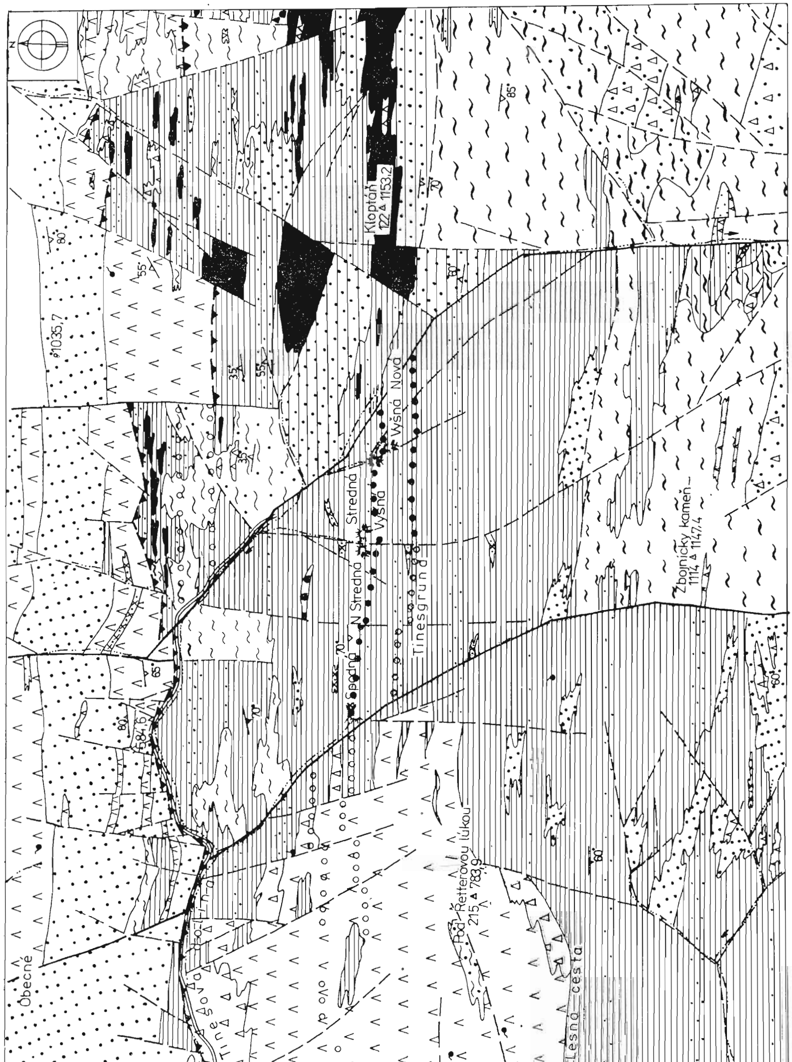
Антимонитовое оруденение гумельского покрова гемерика и блоковое строение Тинесовой долины (Западные Карпаты)

Кварц-антимонитовое оруденение в центральной части Спишско-гемерского рудогория пространственно связанное на породные комплексы верхней части бетлярской свиты и кислые метапирокластики залегающие в их кровле. Гумельский прикров является более всего воздвигнутым и одновременно с найвысшей степенью метаморфизации покрова гемерика. Пространственная связь кварц-антимонитовой минерализарии на породные комплексы бетлярской свиты метаморфированной высшим этапом, наблюдались и в Тинесовой долине. Антимонитовая минерализация прослеживается в кровле лидитового горизонта, в кварцево-графито--серицитических филитах с редкими прослойками диабазовых метапирокластик и кератофиров.

Antimonite ore mineralization in the Humel nappe of the Gemeric unit and the block pattern of the Tinesova dolina Valley (Western Carpathians)

Quartz — antimonite ore mineralization in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. is spatially bound on the upper parts of the Betliar formation of the Humel nappe, which consist of quartzy graphite — sericite phyllites and acidic metapyroclastics. The Humel nappe is the most upthrown as well as the highest metamorphosed one in the Gemericum. We have observed spatially bounding of the quartz — antimonite mineralization on rock complexes of the higher metamorphosed Betliar formation in the Tinesova dolina Valley, too. Antimonite ore mineralization occurres in the overlying rocks of lydite horizon, in quartzy graphite — sericite phyllites with unique intercalations of diabase metapyroclastics and keratophyres.

V rámci projektu SGR — geofyzika sme v sezóne 1983 zmapovali oblasť Tinesova dolina — Kloptáň (obr. 1). V náväznosti na výskumy vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (Grecula, 1982) sme sa zamerali na vyššie metamorfovaný humelský príkrov. Osobitnú pozornosť sme venovali antimonitovému zrudneniu. Študovali sme vzťah zrudnenia k metamorfóze, litostratigrafii a tektonike.


Klopták
Vyšná Nová
Stredná
Vyšná
Tinesgrund
Zbojnícky kameň
Obecné
Lesná cesta
Pod Retterovou lúkou
Smolnícka píla

◀ Obr. 1. Geologická mapa Tinesovej doliny — Kloptáne. 1 — hrubolaminované grafiticko-sericitické fylity s vložkami metapsamitov, 2 — tenkolaminované grafitické fylity s polohami lyditov, 3 — kyslé metapyroklastiká, 4 — laminované chloriticko-sericitické fylity, 5 — laminované metapsamity so žilkami sekrečného kremeňa, 6 — metapsamity, 7 — bázické metapyroklastiká, 8 — intermediárne metapyroklastiká, 9 —kyslé metapyroklastiká so znakmi granitizácie a migmatitizácie, 10 — keratofýry a kremenité keratofýry, 11 — staré riečne terasy, 12 — príkrovové plochy, 13 — regionálne zlomy, 14 — ostatné zlomy, 15 — geologické hranice, 16 — smery a sklony bridličnatosti, 17 — priebeh žilných štruktúr, a — zistený, b — predpokladaný

Fig. 1. Geological map of the Tinesova dolina Valley — Kloptáň area (Peterec, 1983). 1 — coarse-laminated graphite — sericite phyllites with intercalations of metapsammites, 2 — thin-laminated graphite phyllites with beds of lydites, 3 — acidic metapyroclastics, 4 — laminated chlorite — sericite phyllites, 5 — laminated metapsammites with veinlets of segregated quartz, 6 — metapsammites, 7 — basic metapyroclastics, 8 — intermediate pyroclastics, 9 — acidic metapyroclastics with features of granitization and migmatization, 10 — keratophyres and quartz keratophyres, 11 — old stream terraces, 12 — thrust planes, 13 — regional faults, 14 — the other faults, 15 — geological boundaries, 16 — strikes and dips of clevage, 17 — course of vein structures, a — ascertained, b — assumed

Litostratigrafia

Humelský príkrov v oblasti Tinesova dolina — Kloptáň buduje betliarske a smolnícke súvrstvie. Betliarske súvrstvie pozostáva z kloptánskych fylitov, tvorených hrubolaminovanými grafiticko-sericitickými fylitmi až metapieskovcami s ojedinelými vložkami bázických metapyroklastík a keratofýrov. V okolí Kloptáne vystupujú holecké vrstvy, zastúpené čiernymi pelitickými fylitmi a hojnými lyditmi, v ktorých pozorujeme vložky kyslých metapyroklastík.

Smolnícke súvrstvie zastupujú kojšovské metapsamity, ktoré sa vyvinuli len lokálne, a medzevské laminované zelenkasté fylity, ktoré vystupujú v oblasti Zbojníckeho kameňa a južne od Kloptáne.

V západnej časti územia vystupuje mocný súbor kyslých metapyroklastík, ktoré sú sivej až tmavosivej farby, masívne, kremenité, s výrastlicami sivého až sivomodrého kremeňa a plagioklasov. Často pozorujeme zhluky novotvarov kremeňa a živcov. Metapyroklastiká, ktoré sú menej mylonitizované, majú rulovitú textúru a v ich podloží ležia kloptánske fylity.

Mineralizácia

Antimonitový výskyt Tinesgrund v Tinesovej doline sa nachádza 3 km východne od Smolníckej píly. Priestorovo ho zaraďujeme k antimonitovému pruhu Čučma, Bystrý potok, Štofova dolina, Tinesova dolina. Je to najvýchodnejší známy antimonitový výskyt tohto pruhu. Na základe stratigrafie, metamorfózy a tektoniky predpokladáme, že tento pruh pokračuje na východ v smere Kloptáň, Zimná voda, Zlatá Idka, Hýlov.

Podľa najnovších výskumov (Grecula, 1982) leží celý antimonitový pruh v humelskom príkrove, ktorý je najvyššie vyzdvihnutým a zároveň najvyššie metamorfovaným príkrovom v Spišsko-gemerskom rudohorí. Zároveň sa poukazuje na spätosť Sb mineralizácie s prostredím vyššie metamorfovaných hornín.

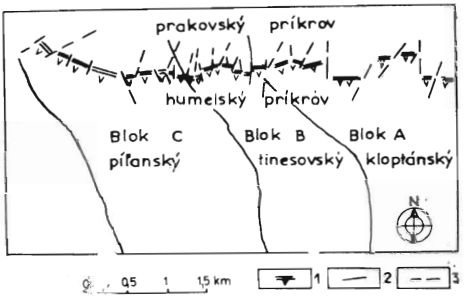
O. Rozložník (1970) uvádza 22 antimonitových ložísk a výskytov v Spišsko-gemerskom rudohorí. Ako geologické prostredie udáva u všetkých kremenité, grafitické, chloriticko-sericiticko-grafitické fylity, kremenité fylity až kvarcity alebo porfyroidy a kremenité porfyroidy. Táto

nápadná zhoda a spätosť antimonitového zrudnenia s komplexmi chloriticko-sericiticko-grafitických kremenitých fylitov a metapyroklastík má veľký význam pre vyhľadávanie antimonitových rúd.

Na základe terénneho výskumu sa nám podarilo zistiť závislosť výskytu antimonitovej mineralizácie v pruhu Čučma — Tinesova dolina na určitom stratigrafickom horizonte humelského príkrovu. Kremeňovo-antimonitová mineralizácia sa vyskytuje vo vrchných častiach kloptánskych fylitov a v kyslých metapyroklastikách ležiacich v ich nadloží v závislosti na výške metamorfózy. To znamená, že antimonitová mineralizácia sa vyskytuje iba vo vyššie metamorfovaných horninách betliarskeho súvrstvia.

Bloková stavba

Závislosť výskytu antimonitového zrudnenia na litotype a metamorfóze pozorujeme i v Tinesovej doline. Kremeňovo-antimonitové žily sa vyskytujú v kloptánskych fylitoch metamorfovaných v stupni R-3 podľa P. Greculu (1982). Ide o dve paralelné žily sledované štôlňami. Z haldového materiálu týchto štôlní sme zistili závislosť minerálneho zloženia kremeňovo-antimonitových žíl na litostratigrafickej pozícii, resp. na ich pozícii v tektonicky obmedzených blokoch A, B, C (obr. 2). Bloky A, B, C sme vyčlenili v humelskom príkrove na základe regionálnych zlomov smeru SZ — JV, pozdĺž ktorých dochádzalo k výraznejším vertikálnym pohybom, a na základe litologickej rozdielnosti týchto blokov, ktorá vznikla ako dôsledok týchto pohybov. Sú to zlomy, ktoré sa výrazne prejavujú nielen morfoštruktúrne, ale aj geologicky. P. Grecula (1982) ich zaraďuje k regionálnym zlomom, ktoré prechádzajú celým územím Spišsko-gemerského rudohoria a sú výrazným litostratigrafickým, pometamorfným a pomi-



Obr. 2. Schematická mapa blokov. 1 — príkrovové plochy, 2 — regionálne zlomy, 3 — ostatné zlomy
Fig. 2. Schematic map of blocks. 1 — thrust planes, 2 — regioni faults, 3 — the other faults

neralizačným rozhraním. Sú to zlomy porudné a poprešmykové, ktoré majú pre vyhľadávanie ložísk nerastných surovín veľký význam, na čo chceme v nasledujúcom poukázať. Severnú a južnú hranicu blokov tvoria hranice príkrovov. Na severe je to hranica medzi humelským a prakovským príkrovom, na juhu hranica medzi humelským a jedľoveckým príkrovom, ktorá je však mimo nami zmapovaného územia.

Súbežne so zlomami smeru SZ — JZ regionálneho charakteru prebiehajú tu aj zlomy s nimi paralelné, ktoré tieto bloky segmentovali na menšie bloky, niekoľko sto metrov široké. Zriedkavejšie tu vystupujú aj zlomy smeru S — J, ktoré pozorujeme najčastejšie v najviac vyzdvihnutom bloku A.

V nasledujúcom sa budeme zaoberať blokovou stavbou humelského príkrovu, a to tromi najväčšími blokmi, ktoré sme tu vyčlenili.

V študovanom území najzápadnejší zlom, ktorý ohraničuje blok C na západe, prechádza dolinou Smolníckeho potoka na J — JV od Smolníckej píly a pokračuje ďalej do doliny Zadné Porče. Má regionálny charakter a označujeme ho ako píľanský zlom (Grecula, 1982). Zlom od-

deľujúci bloky C a B označujeme ako tinesovský (Grecula, 1982), smerom na JV pokračuje do Zlatej doliny. Tieto zlomy vyčleňujú v humelskom príkrove píľanský blok (od názvu Smolnícka píla).

Blok B — tinesovský (od názvu Tinesova dolina) je zo západu ohraničený tinesovským zlomom a z východnej strany kloptánskym zlomom (od názvu Kloptáň), súbežným s tinesovským. Za hrebeňom sa kloptánsky zlom stáča na juh a smeruje do Zlatej doliny. Tinesovský blok je voči píľanskému bloku vyzdvihnutý o 100 — 200 m, čo výrazne zmenilo litológiu, hlavne zanikli kyslé metapyroklastiká, v kloptánskych fylitoch sa objavili vložky bázických metapyroklastík a keratofýrov a zvýšil sa stupeň metamorfózy.

Blok A — kloptánsky — je zo západnej strany oddelený kloptánskym zlomom a z východnej strany leží jeho hranica mimo nami zmapovaného územia. Kloptánsky blok je voči tinesovskému bloku vyzdvihnutý, čo sa prejavilo zmenou litológie a vyšším stupňom metamorfózy tohto bloku. Pozorujeme to smerom na JV, kde sú kyslé metapyroklastiká so známkami granitizácie a migmatitizácie (Grecula, 1982), asi 2 km na východ leží v tomto pásme migmatitov aj humelské granitové teleso, ktoré je súčasťou najvyššie vyzdvihnutého bloku, ktorý už naša mapa nezastihuje. Táto hrastová stavba humelského príkrovu s postupným vyzdvihovaním blokov smerom od Smolníckej píly ku Kloptáni má pre rozmiestnenie antimonitových výskytov priestorovo viazaných na určitý litostratigrafický horizont podstatný význam.

Charakteristika blokov z hľadiska antimonitového zrudnenia

Blok A — kloptánsky

Budujú ho kloptánske fylity a holecké vrstvy s hojným zastúpením lyditov s vložkami kyslých metapyroklastík, v nadloží ktorých ležia metapsamity. Tektonicky je to najviac vyzdvihnutý blok.

Z nášho pozorovania vyplýva, že kremeňovo-antimonitové žily vystupujú v oblasti tinesovej doliny v nadloží lyditového horizontu, ktorý môže byť potenciálnym zdrojom antimonitového zrudnenia. P. Grecula (1982) predpokladá, že zdrojom fluíd, ktoré mali na tvorbu rudných ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí najväčší vplyv, bolo súvrstvie čiernych metapelitov s lyditovým a karbonátovým horizontom, ktoré sa najčastejšie vyskytujú v zóne vyššej metamorfózy. V tomto tektonicky silne postihnutom bloku nevylučujeme prítomnosť antimonitovej mineralizácie. Jej možný priebeh, zistený pri geologickom mapovaní, vyznačuje obr. 1.

Blok B — tinesovský

Pozostáva z kloptánskych fylitov s ojedinelými vložkami diabázových pyroklastík a keratofýrov. V tomto bloku pozorujeme antimonitové zrudnenie s pozostatkami starých banských prác. Prieskumom (Korpeľ, 1959) sa sprístupnili štôlne: Vyšná Nová, Vyšná Stredná, Nová Stredná, Spodná, ktoré sledovali dve paralelné žily smeru V — Z s úklonom 60 — 75° na juh, vzdialené od seba 200 m.

Z východnej strany bloku to bola Vyšná štôlňa s najbohatšou antimonitovou rudou (Korpeľ, 1959). Na halde Vyšnej a Vyšnej Novej štôlne sa nám podarilo nazbierať najbohatšie vzorky s liatou antimónovou rudou, ku ktorej sa akcesoricky pridružuje pyrit, arzenopyrit a sfalerit.

V strednej časti bloku sú žily sledované Strednou a Novou Strednou štôlňou, na haldách ktorých nachádzame antimonit už zriedkavejšie, pričom v žilnej výplni pozorujeme okrem prevládajúceho kremeňa zriedkavo aj karbonáty, asociáciu Ni — Co,

Sb—Bi a Cu—Pb sulfidických minerálov. Na halde Spodnej štôlne nachádzame antimonit akcesoricky, pričom pozorujeme kremeň, karbonát, pyrit, pyrotín, zlato a arzenopyritovú výplň žíl. Domnievame sa, že Spodná a Nová Stredná štôlňa otvárala spodné časti kremeňovo-antimonitových žíl. Stredná a Vyšná štôlňa sledovala vo vertikálnom smere vyššie, resp. stredné časti zrudnenia.

Blok C — píľanský

Je zložený z kloptánskych fylitov, v nadloží ktorých ležia kyslé metapyroklastiká. V porovnaní s tinesovským je to poklesnutý blok. Počas geologického mapovania sa nám podarilo nájsť dôkazy, že žilná štruktúra pokračuje aj v tomto bloku. Nachádzali sme hlavne úlomky žilného kremeňa. V západnej časti bloku, t. j. v oblasti Smolníckej píly, sa v dôsledku morfologického zrezu, ale aj mierneho vyzdvihnutia vynára podložné súvrstvie kloptánskych fylitov s lyditmi. V tejto oblasti opisuje J. Ilavský (1957) antimonitové zrudnenie. Vo východnej časti bloku, kde sa opäť vynárajú podložné kloptánske fylity, sleduje žilnú štruktúru štôlňa, na halde ktorej nachádzame žilný kremeň. Podľa nášho názoru je antimonitové zrudnenie vo väčších hĺbkach tohto poklesnutého bloku. Zrudnenie kladieme do vrchných častí kloptánskych fylitov, ako je to v bloku tinesovskom, pričom žily môžu prechádzať aj do nadložných kyslých metapyroklastík, ako to opisuje W. Lamprecht (1931) v Spišskej bani — antimonitovom ložisku vzdialenom 4 km JZ od píľanského bloku.

Záver

Na základe geologického mapovania v oblasti Tinesovej doliny — Kloptáne sme vyčlenili v humelskom príkrove tri bloky ohraničené regionálnymi zlomami smeru SZ — JV. Sú to od východu kloptánsky, tinesovský a píľanský blok. Bloky sa líšia litológiou, stupňom metamorfózy a mineralizáciou kremeňovo-antimonitovej žilnej štruktúry, ktorá prechádza naprieč týmito blokmi.

Kloptánsky blok tvoria kloptánske fylity a holecké vrstvy s hojným zastúpením lyditov s vložkami kyslých metapyroklastík. Je to najviac vyzdvihnutý blok. Nezistili sme v ňom antimonitové zrudnenie.

V tinesovskom bloku budovanom kloptánskymi fylitmi s ojedinelými vložkami diabázových metapyroklastík a keratofýrov pozorujeme antimonitové zrudnenie sledované starými banskými prácami.

Píľanský blok, budovaný kloptánskymi fylitmi, v nadloží ktorých ležia kyslé metapyroklastiká, je relatívne poklesnutý blok. Počas geologického mapovania sa nám podarilo nájsť dôkazy, že kremeňovo-antimonitová štruktúra v tomto bloku pokračuje.

Kremeňovo-antimonitové zrudnenie sa v Spišsko-gemerskom rudohorí viaže na komplexy grafiticko-sericitických fylitov, kyslých metapyroklastík a na horniny metamorfované vo vyššom stupni, čo vyplýva z Mapy metamorfných zón a mineralizácie (Grecula, 1982). Určili sme jeho litostratigrafickú pozíciu vo vrchných častiach betliarskych vrstiev humelského príkrovu.

Na základe litostratigrafie a metamorfózy sme sa v rozblokovanom území Tinesova dolina — Kloptáň pokúsili o rekonštrukciu priestorovej pozície kremeňovo-antimonitového zrudnenia. Z tohto hľadiska sme určili píľanský blok ako územie, v ktorom môžeme v hĺbke očakávať antimonitové zrudnenie. Keďže píľanský blok sa nachádza v širokej zóne tektonického drvenia, prognózny význam bloku sa znižuje.

Literatúra

Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Bratislava, Alfa, 198 s.*

Ilavský, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš. 46, s. 51 — 59.*

Ilavský, J. 1962: Metalogenetický vývoj gemeríd a jeho problémy. *Geol. Práce, Zoš. 61, s. 87 — 100.*

Korpeľ, P. 1959: Helcmanovce Sb, WO_3 — okolie — záverečná správa. *Manuskript — GP Sp. Nová Ves.*

Lambrecht, W. 1931: O antimonitových baniach v Slovenskom rudohorí. *Metall und Erz, 14, roč. XXVIII.*

Rozložník, O. 1970: Slovensko Sb — štúdia. *Manuskript — GP Sp. Nová Ves.*

Antimonite ore mineralization in the Humel nappe of the Gemeric unit and the block pattern of the Tinesova dolina Valley (Western Carpathians)

Blocks bordered by regional faults of NW — SE strike have been separated in the Humel nappe on grounds of geological mapping in the Tinesova dolina Valley — Kloptáň area. These blocks are (from east to west) as follows: the Kloptáň block, the Tinesova block and the Píla block (Fig. 2). The blocks differ in lithology, in the grade of metamorphism and in mineralization of the quartz — antimony vein structure, which passes across these blocks.

Mineralization

Antimonite ore mineralization in the Tinesová dolina Valley is 3 km east of Smolnícka Píla. Spatialy we have included it to the Čučma — Bystrý potok — Štofova dolina Valley antimonite zone. This is the eastmost antimonite occurrence of this zone which is known up to date. According to the latest investigations (Grecula, 1982) the whole antimonite zone lies in the Humel nappe, which is the most upthrown, as well as the highest metamorphosed one in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Quartz — antimonite mineralization occurres in the upper parts of the Kloptáň phyllites and in overlying acidic metapyroclastics. Its occurrence depends on the grade of metamorphism, which has reached the amphibole facies with manifestations of granitization and migmatization.

Characteristic of blocks from the point of view of antimonite ore mineralization

The Kloptáň block is built by the Kloptáň phyllites and by the Holec beds with abundant occurrences of lydites with intercalations af acidic pyroclastics. This is the most upthrown block. We have not ascertained any occurrence of antimonite mineralization in this block.

The Tinesova block is built by the Kloptáň phyllites with unique intercalations of diabase pyroclastics and keratophyres. We have observed an antimonite mineralization in this block. This ore mineralization was followed by old minig works.

The Píla block is built by the Kloptáň phyllites overlying by acidic metapyroclastics. This is a relativelly downthrown block. During geological mapping we managed to find some evidences about continuity of the quartz — antimonite structure in the above mentioned block.

On grounds of lithostratigraphy and metamorphosis we attempted to reconstruct the spatial position of quartz — antimonite ore mineralization in the Tinesova dolina Valley — Kloptáň area. From this point of view we have determined the Píla block as an area, in which we can expect an antimony ore mineralisation in the depth.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

W. E. Petrascheck: **Nové názory na metalogenézu Východných Álp** (Bratislava 5. 12. 1985)

Pred tridsiatimi rokmi autor, ale i väčšina rakúskych geológov zastávala názor, že metalogenéza Východných Álp bola jednotná, jednorázová a bola alpínskeho veku. Dávala sa do súvisu s centrálnoalpskými granitoidnými horninami (tonalitmi, adamelitmi) kriedového veku.

Avšak za uplynalých tridsať rokov geologické výskumy značne pokročili, a to ako vo Východných Alpách, tak aj v Západných Karpatoch. Dotýkali sa mnohých typov rudných ložísk a ich vzťahov k okolným horninám. Prof. Maucher z Mníchova rozpracoval problematiku scheelitových zrudnení v kryštaliniku Álp, prof. Schulz z Innsbrucku sa venoval štúdiu geológie textúr a štruktúr ložísk sideritov, magnezitov, oloveno-zinkových rúd v útvaroch kryštalinika a mezozoika. Prof. Tufar z Marburgu rozpracoval štruktúrne a textúrne kritériá sideritových rúd z Erzbergu. Prof. Petrascheck spomenul tiež dr. Ilavského, ktorý rozpracoval polyfázový vývoj stratiformných zrudnení v Západných Karpatoch, prof. Friedricha z Leobenu, ktorý bol dlhý čas zástancom názorov o alpínskom veku východoalpských zrudnení a neskôr sa na základe výskumov ťažobných geológov prof. Kostelku, dr. Lesku, ako aj geochemických výskumov prof. Schrolla z Viedne postavil tiež do radov stúpencov syngenetického Pb—Zn zrudnenia v Bleibergu.

Podľa výskumov uvedených autorov treba dnes chápať východoalpskú metalogenézu ako polyfázovú, s veľmi dlhým prerušovaným časovým vývojom, látkove veľmi pestrú a závislú od rôznych zdrojov, ktorá sa vyvíjala od staršieho paleozoika až po kriedu a terciér.

K najstarším zrudneniam tu patria scheelitové stratiformné rudy v Mittersile, Tuxe a na ďalších lokalitách, ktoré ležia v rulách a metakvarcitoch ordovického a silúrskeho veku. Sú sedimentárneho alebo vulkanicko-sedimentárneho pôvodu, dodatočne boli metamorfované.

Viaceré ložiská kýzových, pyritových alebo pyritovo-meďnatých rúd v kryštaliniku Východných Álp sú syngenetické (časť Mitterbergu, Panzendorf ap.).

Syngenetické v kryštaliniku Vysokých Tatier sú magnezitové ložiská typu Radenthein. Detaily ich geológie, mineralógie, geochémie nenechávajú nikoho na pochybách, že ide o syngenetické ložiská, po svojom vzniku metamorfované. Syngenetickými sa ukázali aj magnezitové ložiská Grauwackenzóny, ktoré ležia vo viacerých stratigrafických obzoroch paleozoika: silúre, devóne a karbóne (typ Veitsch).

V kryštaliniku Východných Álp, ktorého vek sa považuje za paleozoický, sa vyskytujú tiež stratiformné oloveno-zinkové rudy.

Známe ložisko sideritových rúd Erzberg v Štajersku sa dnes považuje za syngenetické, ale v alpínskej epoche metamorfované. Siderity ležia vo vrchnom silúre, devóne a karbóne. V perme vystupujú ešte drobné, epigenetické žily a žilky sideritu, ktoré sú produktom alpínskej mobilizácie a metamorfózy.

Vo východoalpskom perme sú známe sedimentárne uránové rudy, ktoré dosahujú miestami aj priemyselný význam. Dávajú sa do súvisu s kyslým vulkanizmom.

Od šesťdesiatych rokov sa považujú za syngenetické tiež oloveno-zinkové zrudnenia typu Bleiberg — Mežica, ktoré ležia v strednom triase južných vápencových Álp a intenzívne sa exploatujú. Na ich vyhľadávanie platia kritériá stratiformné a strata bound.

V gosauskom vývoji kriedy sú v obliakovom materiáli zachované mnohé z uvedených typov paleozoického a mezozoického zrudnenia.

V orogénnej etape alpínskej epochy (v kriede až terciéri), kedy dochádzalo k intrúziám alpských tonalitov až adamelitov, je však nutné pripustiť mohutné procesy mobilizácie a metasomatózy pod vplyvom synchrónneho metamorfizmu. Príklady toho vidieť na Erzbergu (siderity), Bleibergu (Pb—Zn rudy), Mitterbergu (Cu rudy). V Grauwackenzóne na magnezitových ložiskách vidieť mladé mobilizované magnezity, tiež mladé žilné baryty, mladé alpínske antimonity, sfalerity a tetraedrity.

Princípy a pochody alpínskej metamorfózy a mobilizácie vo sfére rudných ložísk nie sú však jasné. Mnohé problémy, najmä fyzikálnochemické, izotopové zloženie, stopové prvky sa len teraz študujú. Pritom nie je vždy jasná a jednoznačná geologická interpretácia dosiahnutých výsledkov. Príkladom bolo aj zasadnutie rakúskych geológov-magnezitárov v novembri r. 1985.

J. Ilavský

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 275 — 281

Príspevok elektrónovomikroskopického štúdia k riešeniu genézy dolomitových pieskov

ANDREJ FÖLDES*, HELENA GERTHOFFEROVÁ**

* Západoslovenské kameňolomy a štrkopiesky, n. p., Beckovská 38, 823 61 Bratislava
** Geologický ústav UK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 17. 12. 1984

Очерк электронномикроскопического изучения для решения генезиса доломитовых песчаников

Методами электронной микроскопии определены призматические кристаллы проходящих на поверхность доломитовых зёрн идентифицировались как параморфизм кальцита по арагоните. Эти сведения поддерживали теорию о проникновении термальных вод в трещины доломита, седиментация арагонита, который рекристализировал в кальцит, увеличил свой обём и дезинтегрировал породы.

Contribution to the solution of dolomite sand genesis by investigations under electron microscope

Prismatic crystals protruding from the surface of dolomite grains identified by electron microscopic investigations proved to be paramorphoses of calcite after aragonite. This finding substantiates the theory on penetration of thermal water into dolomite fissures and precipitation of aragonite which subsequently recrystallized to calcite. Volume expansion due to this recrystallization leds to the desintegration of dolomite rock.

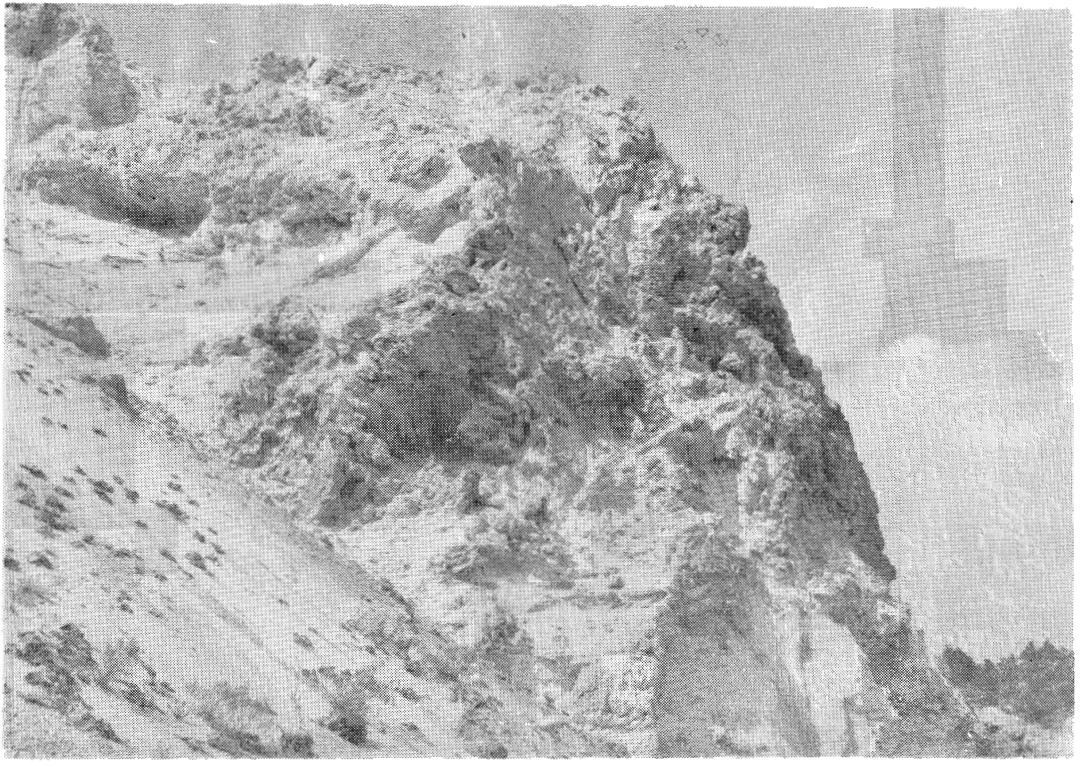
Niektoré doteraz otvorené ložiskovo-geologické otázky, hlavne hodnotenie kvality a voľba spôsobu dobývania dolomitovej suroviny v lome Chotárna dolinka, znova podnietili aj riešenie otázky, akým spôsobom vznikli ložiská dolomitových pieskov v oblasti Malé Krštеňany — Chalmová.

L. Jakucs (1950) v Budínskom pohorí okrem rozrušovania dolomitov zvetrávaním pozoroval, že dolomitová hornina sa rozpadá na prach. Tento proces nazval rozpojenie. Jeho príčinou je premena aragonitu na kalcit, ktorá je spojená s 8,7 % zväčšením objemu kalcitu. Proces rozpojenia dolomitov v prírode vysvetľuje takto: Vystupujúce vody termálnych prameňov ohrievajú horniny svojho okolia, cirkulujúca, zohrievajúca sa voda ukladá v ich vlasovitých trhlinách a póroch aragonit. V prítomnosti iónov horčíka sa už aj pri teplote nižšej ako 29 °C tvorí ara-

gonit. Poklesom teploty aragonit, ktorý vypĺňa vlasovité trhlinky a dutinky v textúre horniny, rekryštalizuje na kalcit a rozpojí horninu.

D. Andrusov (1955) považuje dolomitové piesky z Malých Krštenian za nepremiestnené neogénne elúvium. Za príčinu rozpadu považuje vzlínajúcu kapilárnu vodu, ktorá vyluhovala z dolomitov $CaCO_3$, ten sa koncentroval v konkréciách a dolomity sa menili na dolomitové piesky a múčku.

Pri geologickom prieskume (Földes — Očenáš, 1967) sa zistilo, že dolomitové piesky sa viažu na úzky pruh totožný so zlomovým pásmom, na ktorom vyvierajú aj termálne pramene pri Chalmovej. Pri vytváraní pracovnej hypotézy pre prieskum sa postupne hromadili fakty o tom, že dolomitové piesky vznikli v dôsledku pôsobenia termálnych prameňov. Nepriame dôkazy boli tieto: 1. v uvedenom pruhu súbežnom s poruchovým pásmom sa zistili zvyšky travertínov; 2. v pásme rozpojených dolomitov sa nachádzajú masy sekundárne kalcitom stmelených rozpojených dolomitov (obr. 1); 3. popri masách sekundárne spevnených partií sa vyskyto-



Obr. 1. Kopa dolomitového piesku sekundárne spevneného uhličitanom vápenatým. Odkryté dobývaním v lome ZKŠ Malé Krštenany, výška kopy cca 8 m, pohľad z juhozápadu
Fig. 1. Heap of dolomite sand secondarily cemented by calcium bicarbonate and uncovered by exploatation in the Malé Krštenany quarry. Heap height arround 8 m, view from SW

vali petrograficky obdobné, ale izolované, koncentricky stavané konkreciálne útvary; 4. v rozpojených dolomitoch zachované vložky ílu, pôvodne výplň na zlomoch, sú vybielené, majú svetlozelenú farbu, kým obdobné íly v nerozpojených dolomitoch sú hnedočervené; 5. chemizmus rozpojených dolomitov je odlišný od dolomitov kompaktných.

Na základe toho vznikla predstava, že v pásmach tektonických línií sa drvil dolomit a zvýšil sa jeho špecifický povrch. Zároveň bolo tektonické pásmo prívodnou cestou pre termálnu vodu. Tá mohla v už narušenej hornine vo zvýšenej miere cirkulovať a vnikať aj do najjemnejších trhlín horniny a intergranulárnych dutín, kde uložila $CaCO_3$, ktorý kryštalizoval na aragonit.

Zmenou prostredia aragonit rekryštalizoval na kalcit, čo malo za následok rozpojenie horniny.

K obdobným záverom o účinku vplyvu termálnej vody na rozpojenie dolomitových pieskov došiel E. Jablonský (1968).

E. Jablonský a J. Turan (1970) vysvetľujú proces mechanizmu rozpojenia ako priamy agresívny účinok termálnej vody.

Výsledky geofyzikálneho výskumu v oblasti Veľké Bielice — Chalmová (Ďuratný et al., 1964), ako aj výsledky hydrogeologického výskumu termálnych vôd v Malých a Veľkých Bieliciach a v Chalmovej (Franko, 1969) tiež dokumentujú, že dolomitové piesky mohli vzniknúť pôsobením termálnej vody za aktívnej premeny aragonitu na kalcit.

Aby sme mali exaktné dôkazy o genéze dolomitových pieskov, skúmali sme ich vzorky z oblasti Malé Kršteňany — Chalmová elektrónovou mikroskopiou a elektrónovou difrakciou.

Dosiahnuté výsledky sme konfrontovali s výsledkami získanými na kontrolných vzorkách dolomitov z lokalít Trebejov a Malá Vieska, na ktoré nepôsobila termálna voda, a so vzorkou dolomitu z Budínskeho pohoria, na ktorom sa proces rozpojovania v dôsledku termálnych vôd pôvodne opísal.

Štúdium v elektrónovom mikroskope

Pre štúdium v elektrónovom mikroskope je najvhodnejšia frakcia pod 0,05 mm. Keďže tá nie je v skúmaných pieskoch podstatne zastúpená, použili sme špeciálnu techniku prípravy preparátov metódou replík z relatívne veľkých zŕn frakcie 0,05 — 0,3 mm. Získala sa tak možnosť štatistického, planimetrického vyhodnotenia morfológie z väčšiny zastúpených zŕn prostredníctvom elektrónových mikrofotografií.

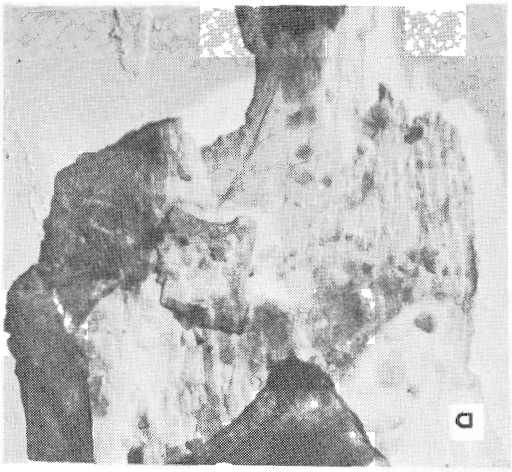
Zo suchej vzorky naprášenej na kryštál kamennej soli sme pripravili pozitívnu jednostupňovú repliku povrchu zŕn naparením uhlíkom, zlatom a paládiom a ďalej rozpúšťaním vzorky v kyseline soľnej. Použitou metódou replík sme sledovali povrchovú textúru dolomitových zŕn.

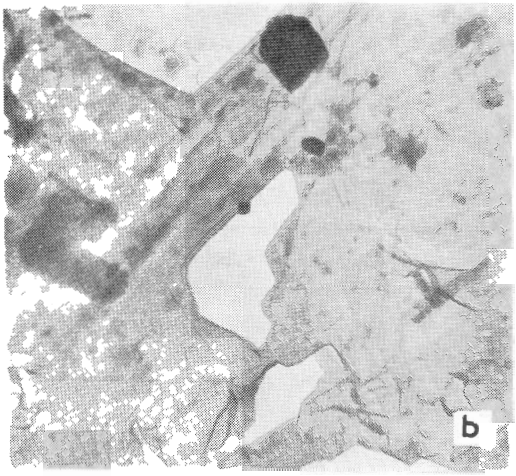
V elektrónovom mikroskope sa tvar zŕn dolomitových pieskov z Malých Krštenian javí nepravidelný, ostrohranný, povrch celistvý s hladkými lomovými plochami. Niektoré plochy majú terasovitý vzor, paralelný k hranám priehlbní. Zo zŕn nepravidelne vyčnievajú morfologicky nápadné útvary-hranoly až silne predĺžené prizmatické kryštály s odlišnou štiepateľnosťou a paralelnými ryhami v smere predĺženia.

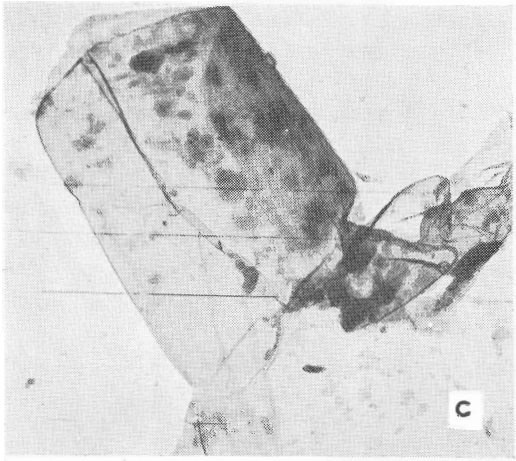
Ojedinele sa vyskytujú celé kostry priziem, ktoré tvoria samostatné zrno (obr. 2a).

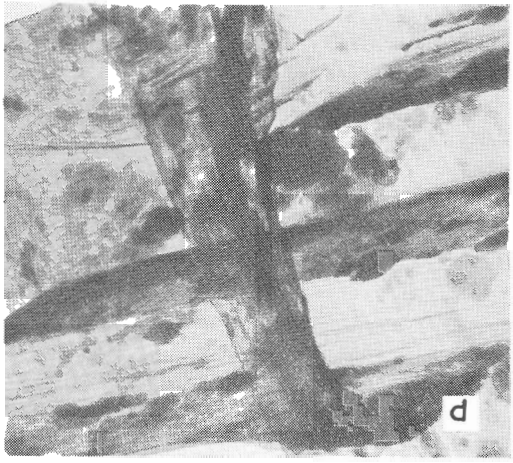
Časť povrchu zŕn má tvar matríc, ktorý svedčí o tom, že zrná boli pôvodne spojené s iným povrchom (obr. 2b).

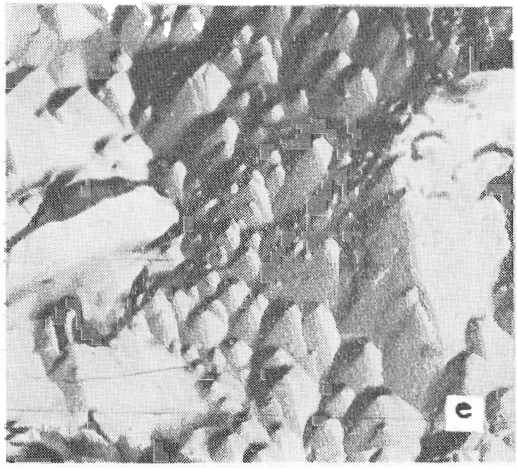
Podľa toho, či v kontakte s pozorovaným zrnom bol externý alebo interný po-

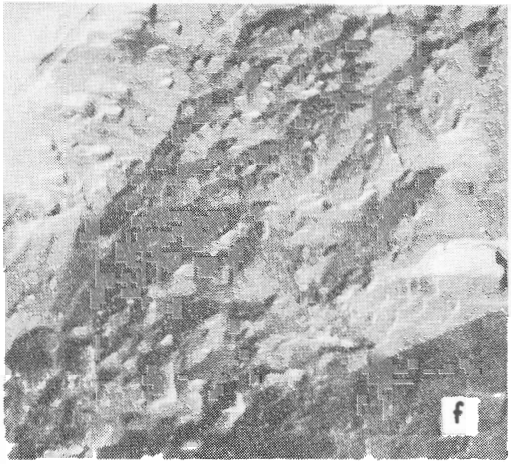

a


b


c


d


e


f

Obr. 2. Elektrónová mikrofotografia repliky dolomitového zrna, lokalita Chotárna dolinka, replika (Au—Pd, C). a — agregát prizmatických kryštálov, b — časť povrchu zrna, c, d — prizmatický kryštál, e, f — leptový obrazec. Zv. 7000 x — obr. 2a, b, d; 8000 x — obr. 2c; 13 000 x — obr. 2e; 40 000 x — obr. 2f

Fig. 2. Electron micrographs of replicas from dolomite grains. Dolomite sand, Chotárna dolinka locality (Au — Pd, C replica). a — aggregate of prismatic crystals, b — detail of grain surface, c, d — prismatic grains, e, f — etching figures. Magn. fig. 2a, b, d — x7,000, 2c — x8,000, 2e — x13,000, 2f — x40,000

vrch iného zrna, prípadne inej prizmy, sa objavujú konkávne alebo konvexné odtlačky.

Mineralogickú charakteristiku prizmatických kryštálov sme ďalej skúmali.

Veľkosť priziem kolíše v presných hraniciach. Nameraný priemet šírky sa pohybuje od 0,7 do 5 mikrometrov, ale prevažne je zastúpená hodnota 2,5 mikrometra. Pre malé rozmery nemožno prizmy pozorovať svetelným mikroskopom ani elektrónovými mikroskopmi s malou rozlišovacou schopnosťou.

Podľa planimetrického premeriavania elektrónových mikrofotografií je plošné zastúpenie priziem v dolomitových pieskoch z Malých Krštenian do 5 %.

Podrobne študovaný tvar priziem zodpovedá vlastnostiam aragonitu opísaným v literatúre: habitus prizmatický (často pseudohexagonálny), ihličkovitý; plochy základného hranola (110) zvierajú uhol 63° (63° 48′), stĺpce sú obmedzené tvarmi (110) a (010), zakončené brachyodómou (011) (obr. 2c) alebo spodovou plochou (obr. 2d). Niektoré kryštály majú miesto plôch zvislého pásma veľmi ostré dipyramídy (111), v dôsledku čoho majú kryštály hrotovitý, kopijovitý habitus (obr. 2a). Štiepateľnosť je podľa (010) a (110) nedokonalá, teda v jednom smere, a to pozdĺžnom (obr. 2d), lom je obyčajne lastúrnatý.

K mineralogickej identifikácii priziem prispeli záznamy elektrónovej mikrodifrakcie extrakčných replík. Dešifrovaním záznamov a porovnaním výsledkov s tabelárnymi hodnotami sme dospeli k záveru, že prizmy na zrnách dolomitových pieskov reprezentujú samostatný minerál kalcit. Podľa zistených výsledkov elektrónovej mikroskopie tu ide o paramorfózy kalcitu po aragonite.

Monotrópna zmena rombického aragonitu na trigonálny kalcit je viditeľná aj na leptových obrazcoch (obr. 2e, f). Po naleptaní (HCl, 1 : 3) sa na prizmách vyskytujú skalenoédrické kryštály kalcitu, zoskupené do nepravidelných, mozaikovite rozložených zŕn. Vyčnievajúce skalenoédre (obr. 2e) považujeme za prejav väčšej odolnosti hrán kryštálov kalcitu voči rozpúšťadlu.

Opísané leptové obrazce majú osobitú morfológiu a súmernosť, ktorá nesúvisí s morfológiou a súmernosťou pôvodných priziem. Podľa J. Petránka (1963) rekryštalizáciou aragonitu vzniká anhedrálna mozaika. Kalcit nemá svoj vlastný kryštálový tvar, ale tvar staršieho minerálu. Teda vplyvom rekryštalizačných pochodov máva kalcit nepravidelne zrnitú podobu (obr. 2f). Ani svojou morfológiou, ani veľkosťou sa dolomitové zrná z porovnávacích vzoriek z lokalít Trebejov a Malá Vieska nepodobajú dolomitovým zrnám vzorky Malé Krštenany. Majú síce obdobný tvar, ale na ich povrchu sa nevyskytujú opísané prizmatické kryštály.

Naproti tomu zrná dolomitových pieskov z lokality v Budínskom pohorí nesú prizmatické kryštály podobné opísaným kryštálom z Malých Krštenian. Sú väčšie a morfologicky dokonalejšie. Priemet šírky sa pohybuje od 2 do 15 mikrometrov, najčastejšie okolo 6 mikrometrov.

Diskusia výsledkov elektrónovej mikroskopie

Z vyššie uvedeného vyplýva, že elektrónové mikrofotografie zŕn dolomitových pieskov z Malých Krštenian poukazujú na ostrohranné ohraničenie, hladký povrch a chaoticky vyčnievajúce prizmatické kryštály s paralelným ryhovaním v smere predĺženia.

Zachované prizmatické kryštály patria svojou morfológiou aragonitu, zatiaľ čo výsledky elektrónovej difrakcie stanovili kalcit.

Identifikáciu paramorfóz kalcitu po aragonite podporujú aj výsledky naleptávania v podobe osobitej morfológie leptových obrazcov.

Elektrónovomikroskopické štúdium povrchovej textúry zŕn dolomitových pieskov a morfológie častíc vôbec ukázalo, že táto metóda je užitočnou súčasťou výskumu sedimentárno-petrografických problémov. Poznatky o textúre zŕn slúžili ako indikátor prostredia a podmienok vzniku dolomitových pieskov.

Povrchová textúra sa tu interpretuje vo svetle genetických dejov celej horniny. Výsledky elektrónovej mikroskopie dopĺňajú a potvrdzujú ostatné nepriame dôkazy o pôsobení termálnej vody na dolomitovú horninu a upresňujú predstavy o priebehu procesu rozpájania dolomitov, premeny kompaktnej horniny na sypké piesky.

Záver

Výsledný produkt procesu rozpojenia — sypká dolomitová hornina s vysokou chemickou čistotou — je cennou nerastnou surovinou. Objasnenie vzniku dolomitových pieskov má rozhodujúci význam pri ich vyhľadávaní a dobývaní. Okrem ložiskovogeologického významu majú znalosti o genéze dolomitových pieskov, na základe ktorých je možné robiť závery o mieste a charaktere výskytu, aj význam inžinierskogeologický a hydrogeologický.

Literatúra

Andrews, K. W. — Dyson, D. J. — Keown, S. R. 1968: Interpretation of Elektron Difraction Patterns. *London, Adam Hilger, LTD. 188 p.*

Andrusov, D. 1955: O pôvode slovenských dolomitových „pieskov". *Geol. Sbor. VI, 3 — 4, (Bratislava), s. 184 — 198.*

Brown, G. 1961: The x-ray identification and crystal strukture of clay minerals. *London, Mineralogical Society (Clay minerals Group). 544 p.*

Ďuratný, S. — Plančár, J. — Zbořil, L. 1964: Geofyzikálny výskum v oblasti Veľké Bielice — Chalmová. *Manuskript — Geofond Bratislava. 40 s.*

Földes, A. — Očenáš, D. 1967: Chotárna dolinka — dolomit. *[Záverečná správa s výpočtom zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu]. Manuskript — Geofond Bratislava.* 101 s.

Franko, O. 1969: Základný hydrogeologický výskum termálnych vôd v Malých a Veľkých Bieliciach a v Chalmovej. *Manuskript — Geofond Bratislava. 81 s.*

Jablonský, E. 1968: Genéza a chemizmus dolomitových pieskov v oblasti Malých Krštenian a Chalmovej. *[Diplomová práca.] Manuskript — archív PF UK Bratislava. 54 s.*

Jablonský, E. — Turan, J. 1970: Príspevok ku genéze dolomitových pieskov v oblasti Chalmovej a Malých Krštenian. *Miner. slov., 2, s. 109 — 117.*

Jakucs, L. 1950: A dolomit porlódas kérdése a Budai-hegységben. *Földatni közlöny, zv. 80 (Budapest), s. 361 — 380.*

Petránek, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. *Praha, ČSAV. 718 s.*

Contribution to the solution of dolomite sand genesis by investigations under electron microscope

Samples coming from dolomite sand deposit at Malé Kršteňany — Chalmová have been investigated under electron microscope with the aim yield exact proofs on the genesis of the rock. A method of replicas was used to follow surficial structures of dolomite grains. Prismatic crystals of 2.5 μm average size and chaotically protruding over dolomite surface (fig. c, d) bear morphological features of aragonite: parallel groovings along the sense of prolongation and basic prism (110) surfaces at 63° angle as well as the prisms terminating by brachydome (011) etc. Such mineralogical identification of prisms is supported by electron microdiffraction records of exaction replicas from dolomite grains. The check of records and their comparison with tabelled data point to calcite.

The presumed monotropic change from rhombic aragonite into trigonal calcite is observable also on etching figures (fig. 2e, f). The scalenohedric calcite crystals mentioned have peculiar morphology and symmetry which does not reflect the morphology and symmetry of original prisms.

Achieved results have been confronted with data obtained on control samples of dolomite sand from Trebejov and Malá Vieska localities where dolomite was presumably not affected by thermal waters. Dolomite grain surfaces in these samples do not display crystals. Further samples of dolomite sand from the Buda Mts., where the process of desintegration was originally described as developing due to the action of thermal water on dolomite, reveal the same features. These dolomite grains also bear the prismatic crystals similar to ones found at the Malé Kršteňany locality.

Electron microscopic investigation into surficial structures of dolomite sand grains and the identification of calcite paramorphoses after aragonite are hence interpreted in the light of genetic events affecting the entire rock. New data complement and confirm the indirect further proofs on the action of thermal water on dolomite rock and accurate views on the course of dolomite desintegration process which changed the original massive rock into loose sand.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Milan Mišík: **Zloženie a zdrojové oblasti jablonických zlepencov — oblasť Malých Karpát** (Bratislava 10. 4. 1986)

Odvodil sa deduktívny postup rekonštruovania znosových oblastí zlepencov: 1. pridanie eróziou odstráneného stĺpca hornín, 2. pravidlo starších eróznych zrezov, 3. možnosti redeponovania zo starších zlepencov, 4. pravidlo asociácie zdrojových hornín a korekcie na ich východiskový pomer. V jablonických zlepencoch karpatu dominujú horniny triasu vyšších príkrovov, hlavne wettersteinské vápence. Pre transport od JZ slúžia tieto indexové horniny: metamorfované vápence harmónskej a borinskej skupiny, vápenec s autigénnym živcom a kremeňom, krinoidový vápenec z Crassicolaria pochádzajúci z vysockej jednotky, ojedinelý granaticko-staurolitový svor atď. Dokladom menej zastúpenej zdrojovej oblasti na SV sú vápence plytkomorského malmu s Conicospirillina a Clypeina, vápence morského senónu s úlomkami rudistov a Nummofallotia cretacea, sladkovodné vápence vrchnej kriedy, vápence pelagického noriku s konodontmi a ryolity pochádzajúce z preplavenia kriedových zlepencov.

RECENZIA

Problemy neotektoniki i sovremennoj dinamiki litosfery. Estónska akad. vied, 1982. 1. a 2. zv. 411 s.

Referáty, ktoré odzneli na všezväzovej konferencii v Talline v r. 1982 sú v zborníku rozdelené do piatich skupín, v ktorých sa zaoberajú: 1. neotektonikou, dynamikou litosféry a fyzikou zemského vnútra; 2. neotektonickými pohybmi, problémom dynamiky litosféry platformných oblastí a všeobecnými otázkami neotektoniky; 3. dynamikou litosféry a neotektonikou mobilných oblastí kontinentov; 4. neotektonikou, geodynamikou súčasného reliéfu zemského povrchu a nerastnými surovinami; 5. neotektonikou a dynamikou litosféry dna oceánov a morí. Referáty, ktoré zostavilo vyše 500 autorov na základe zovšeobecnenia nových materiálov získaných hlavne v posledných rokoch, do značnej miery odzrkadľujú súčasnú úroveň poznatkov a problémov súvisiacich s riešením otázok neotektoniky a jej praktického využitia. Takto koncipovaný zborník má veľký význam pre široký okruh špecialistov.

Referáty názorne ukazujú, aký široký okruh problémov sa rieši v rámci neotektoniky, ďalej to, že neotektoniku treba chápať ako zvláštny smer v geotektonike, zaoberajúci sa štúdiom tektonických pohybov a nimi vytvorených štruktúr. Z referátov tiež vyplýva, že riešenie otázok neotektonických pohybov vychádza z pozície mobilizmu na základe komplexu geologicko-geomorfologických, geofyzikálnych, geochemických, astronomických, geodetických výsledkov s použitím matematických metód, výsledkov dešifrovania kozmických snímok atď. Spracovanie výsledkov všetkých spomínaných vedných disciplín je veľmi náročné na úzku spoluprácu, ktorá dnes už prechádza hranice jednotlivých štátov, preto aj riešenie neotektoniky zakotvujú viaceré medzinárodné programy (Štúdium súčasných pohybov, Medzinárodný geodynamický projekt, Medzinárodný projekt pre prognózy zemetrasení, Štúdium neotektoniky v rámci Medzinárodnej asociácie pre výskum kvartéru atď.). Väčšia pozornosť aj v zborníku, aj všeobecne sa teraz venuje metodike a náplni neotektonických máp rôznych území, kontinentov a pod., zostavených v rôznych mierkach.

Veľké množstvo predložených referátov, široká paleta nimi riešených problémov a tiež mnoho ďalších publikácií ukazujú, že neotektonika v ZSSR sa ako perspektívna disciplína veľmi rýchlo rozvíja. Doposiaľ zaznamenala mnohé úspechy v teórii, veľkú úlohu zohrala aj pri riešení praktických potrieb viacerých odvetví národného hospodárstva.

U nás nie je štúdium neotektoniky dostatočne docenené. Avšak dosiahnuté výsledky v neotektonike v ZSSR, praktická potreba poznatkov neotektoniky v našich podmienkach pri výbere investičných celkov (atómové a vodné elektrárne, vyhľadávanie štruktúr pre výskyt nafty, zemného plynu, hypertermálnej a podzemnej vody atď.) by mali aj nás inšpirovať k rozvíjaniu systematického výskumu neotektoniky v aplikácii na územie Západných Karpát.

Imrich Vaškovský

Mineralia slov.,
18 (1986), 3, 283 — 287

INFORMÁCIA

Poznámky k novému návrhu chemickej klasifikácie vulkanických hornín Komisie IUGS pre petrografickú systematiku

DUŠAN HOVORKA

Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 18. 6. 1985

Примечания к новому предложению химической классификации вулканических пород Комиссии ИУГС для систематики в петрологии

Работа даёт информацию о предложении классификации скловидных и скрытокристаллических эффузивных пород, которую составила Субкомиссия для изверженных пород ИУГС, Комиссии для систематики в петрологии. Информация составлена на основании предложения опубликованного в журнале Эписодец. К предложенной классификации приложено несколько заметок и предложений.

Remarks to the new proposal of chemical classification of volcanic rocks by IUGS Commission on Systematics in Petrology

Presented paper represents the information on new chemical classification of volcanic rocks prepared by Subcommission on igneous rocks, IUGS Commission on Systematics in Petrology, which was published in Episodes. Few comments and remarks are added to proposed classification. The presented classification is recommended for usage also by authors and readers of this journal.

Základné znaky klasifikácie a nomenklatúry hlbinných hornín, lamprofýrov, efuzívnych a vulkanoklastických hornín sa uverejnili v časopise Mineralia slovaca (4, s. 309 — 311; 7, s. 1 — 12; 12, s. 75 — 88; 14, s. 155 — 159). S odstupom času môžeme konštatovať, že najmä klasifikácia plutonických hornín sa uplatnila v širokom medzinárodnom rozsahu a že aj v prácach našich autorov dotýkajúcich sa problematiky magmatitov Západných Karpát sa s úspechom používa.

Komplikovanejšia situácia zostala aj napriek zverejneniu návrhu klasifikácie a nomenklatúry vulkanických hornín najmä preto, že uplatnenie minerálneho zloženia ako základného klasifikačného a nomenklatúrneho kritéria pre sklovité a jemnokryštalické vulkanické horniny neprichádzalo do úvahy. Situáciu jednoznačne nevyriešilo ani zverejnenie návrhu normatívnej klasifikácie vulkanických hornín.

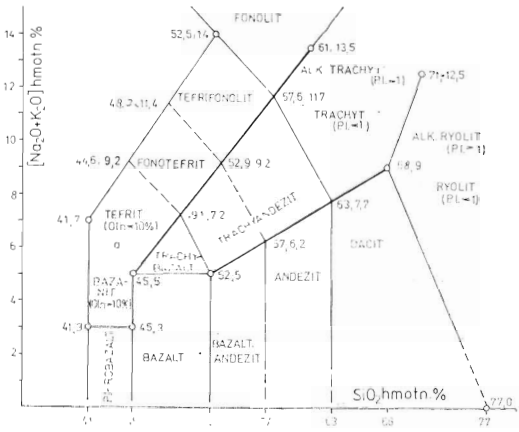
Preto subkomisia pre systematiku eruptívnych hornín Komisie IUGS pre syste-

matiku v petrológii súčasne navrhuje pre drobno až jemnokryštalické a sklovité horniny chemickú klasifikáciu založenú na pomere sumy kysličníkov nátria a kália : SiO_2 — klasifikačný diagram je označený ako „TAS diagram" (Total Alkali Silica Diagram). Použitie tohto diagramu vyplynulo z možnosti odlíšenia základných typov vulkanických hornín. Pritom jedna z diskriminačných veličín diagramu, SiO_2, dovoľuje vyčleniť základné typy vulkanických hornín rôznej proveniencie. Subkomisia súčasne zdôraznila, že klasifikácia okrem konštatovania, že klasifikovaná hornina je vulkanického pôvodu, nezahrňuje interpretačné prvky.

Vypracovaný návrh klasifikácie vyplýva aj z vyhodnotenia používania Q'A'P'F' diagramu, ktorý predstavuje normatívnu verziu QAPF diagramu používaného pre plutonické horniny. Subkomisia pred zverejnením návrhu testovala aj použitie CIPW normatívneho systému, resp. použitie An + Or : (100 An / An + Or) diagramu (normatívne minerály), pričom diagram predstavuje aproximáciu chemického zloženia hornín v QAPF klasifikácii (Rittmann, 1973), a prípadne aj diagram R_1 — R_2 H. de la Rochea et al. (1980) založený na atómových pomeroch.

Navrhnutú klasifikáciu s príslušným zdôvodnením uverejnil v mene Subkomisie jej člen Le Maitre (1984) v u nás nedostupnom austrálskom časopise Australian Journal of Earth Sciences (31, 243 — 255). Skrátenú verziu navrhnutej klasifikácie publikovalo decembrové číslo (1984) Episodes.

V TAS diagrame (obr. 1) sa vymedzili polia na základe údajov databánk CLAIR a PETROS (Le Maitre, 1982). Základnou podmienkou pre klasifikačné zaradenie študovanej horniny v TAS diagrame je, aby bola čerstvá (obsah H_2O menej ako 2 %, CO_2 menej ako 0,5 %). Hornina nesmie byť metamorfovaná a nesmie mať kryštálové kumuláty. Pred samotným vynesením projekčného bodu študovanej horniny sa musia analytické údaje prepočítať na 100 %, a to bez započítania stanoveného obsahu H_2O a CO_2.



Obr. 1. TAS diagram chemickej klasifikácie sklovitých a drobnokryštalických vulkanických hornín s vyznačením polí typových hornín. Oln — normatívny (CIPW) olivín, PI — peralkalický index //mol/Na_2O + K_2O/Al_2O_3//

Fig. 1. TAS diagram of the chemical classification of hyaline and fine crystalline volcanic rocks with indication of rock type fields. Oln — normative (CIPW) olivine, PI — peralkaline index //mol/Na_2O + K_2O/Al_2O_3//

Nasýtenosť kremíkom

V TAS diagrame (obr. 1) dve divergentne orientované priamky oddeľujú tri polia s rôznym stupňom nasýtenia kremíkom v CIPW norme. Zloženie hornín tvoriacich pole pod spodnou priamkou zodpovedá horninám nasýteným kremíkom (bazaltický andezit — andezit — dacit — ryolit). Ide prevažne o horniny s normatívnym kremeňom. Horniny vynášané do horného poľa predstavujú nenasýtené horniny (bazanit — tefrit — fonotefrit — tefri-

nolit — fonolit), ktoré vždy obsahujú normatívny nefelín. Do stredného poľa patria horniny s variabilným stupňom nasýtenia kremíkom.

Pre horninové typy vynášané do stredného poľa, t. j. medzi hrubo vyznačené línie, je vhodné uvedením príslušného typu špecifikovať obsah normatívneho kremeňa (Qn), normatívneho olivínu a hypersténu (Oln), ako aj normatívnych foidov (Nen). Keďže uvedené normatívne veličiny sú čiastočne závislé na oxidačnom stupni Fe, subkomisia odporúča uvádzať aj pomer FeO : Fe_2O_3.

Každá z 3 základných skupín hornín obsahuje prirodzené asociácie hornín. Pritom evolučné trendy komagmatických hornín sú paralelné s priamkami, ktoré ohraničujú 3 základné horninové rady v TAS diagrame (obr. 1). Priečne priamky ohraničujú polia jednotlivých horninových typov.

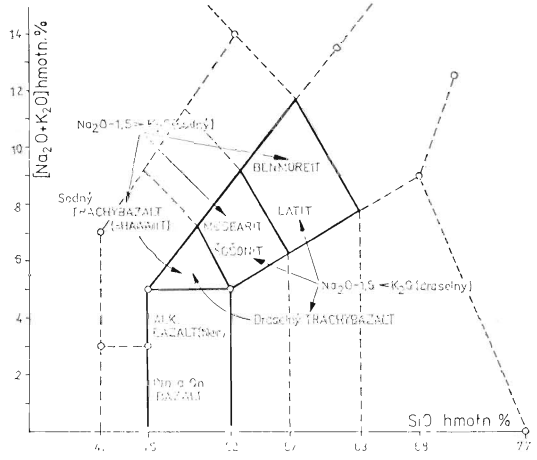
Navrhnutá klasifikácia

Klasifikačná schéma na obr. 1 je hierarchická. Základom označenia horniny je jej typové označenie (v origináli „root name"), napr. „bazalt". Ďalšie podrobnejšie členenie je možné za použitia vybraných chemických kritérií, pričom výsledkom je spresnené typové označenie (v origináli „sub-root name"), napr. „alkalický bazalt".

TAS diagram obsahuje 13 polí, pričom hranice medzi nimi sa definovali na základe viacerých faktorov. Komisia sa snažila zachovať čo najvyšší počet zaužívaných označení v ich súčasnom zmysle. Vertikálne hranice medzi poľami pikrobazaltov, bazaltov, bazaltických andezitov, andezitov a dacitov súhlasia s hranicami teraz používaných klasifikácií (napr. Peccerillo — Taylor, 1976). Tieto hranice sú súčasne zhodné s hranicami pre používané členenie efúzií na bázické, intermediárne a ultrabázické horniny (Johannsen, 1950). Niektoré ďalšie hranice sa vyznačili podľa ich lokalizácie v systéme QAPF (Le Maitre, 1984).

Zloženie 10 horninových typov padajúcich do príslušných polí TAS diagramu je odlíšiteľné na základe typového označenia. Sú to: pikrobazalt, bazalt, bazaltický andezit, andezit, dacit, trachybazalt, trachyandezit, fonotefrit, tefrifonolit a fonolit. Na označenie zostávajúcich 3 horninových typov treba použiť spresnené typové označenie. Ryolit — alkalický ryolit, trachyt — alkalický trachyt a bazanit — tefrit vyžadujú ďalšie kritériá na určenie jedného z typových označení, vyznačených v príslušných poliach klasifikačného diagramu. Ryolitické a trachytické horniny by sa mali klasifikovať ako alkalické ryolity, resp. alkalické trachyty v prípade, že „peralkalický index" je vyšší ako 1, t. j. $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ — v molekulárnych množstvách > 1, prípadne (1,6 Na_2O + 1,06 K_2O/ 0,98 Al_2O_3 — hmotnostné množstvá > 1. Bazanit a tefrit sa navzájom odlišujú na základe Ol_{norm} obsahu. Ak je obsah Ol_{norm} vyšší ako 10, ide o bazanit, ak má nižšiu hodnotu, ide o tefrit.

Polia trachybazaltov a trachyandezitov (obr. 2) obsahujú tak sodné (sodný trachybazalt — hawaiit, mugearit, benmoreit), ako aj draselné typy: draselný trachybazalt, šošonit a latit. Uvedené typy sa navzájom odlišujú na základe pomeru $(Na_2O - 1,5) > K_2O$ (sodný), alebo $(Na_2O - 1,5) < K_2O$ (draselný). Uvedené pomery kysličníkov alkalických kovov sa navrhujú namiesto obvykle používaných pomerov, pri ktorých draselné horniny sú tie, v ktorých pomer $K_2O > N_2O$, pričom pre sodné typy platil opačný pomer uvedených kysličníkov. V danom členení len 12 % vulkanických hornín patrí do skupiny draselných typov. Le Maitre (1984) uviedol ďalšie dôvody pre zavedenie no-



Obr. 2. Diagram podrobnejšieho členenia niektorých vulkanických hornín. Odlíšenie sodných a draselných typov je založené na pomere (Na_2O — 1,5 > alebo < K_2O)

Fig. 2. Diagram of more detailed division of some volcanic rocks. Distinction between sodium and potassium types is based on the rate of (Na_2O — 1,5 > or < K_2O)

vého kritéria na členenie vulkanických hornín na sodný a draselný rad.

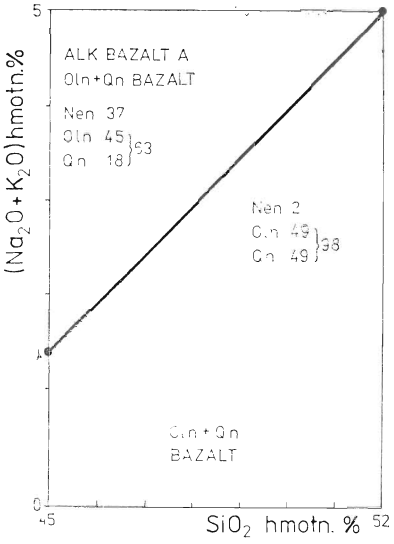
Subkomisia zatiaľ definitívne nestanovila hranicu medzi poľom bazaltických trachyandezitov (vľavo od prerušovanej čiary na obr. 1) a trachyandezitmi s. s. v poli trachyandezitov. V diskutovanej klasifikácii je možné označenie „sodný", resp. „draselný" spolu s každým typovým označením bez toho, aby sa uvádzalo ďalšie doplnkové označenie.

Pole bazaltov (obr. 3) obsahuje 2 doplnkové označenia. V súlade s prijatým tradičným označením bazaltov obsahujúcich normatívny nefelín (Ne bazalty) by sa mali tieto bazalty označovať ako „alkalické bazalty". Subkomisia zatiaľ nestanovila názov pre bazalty v CIPW norme, ktorým chýba normatívny nefelín — t. j. pre bazalty s normatívnym olivínom (Oln bazalty) a normatívnym kremeňom (Qn bazalty). Je potrebné uviesť, že všetky bazalty, ktorých priemetné body sa nachádzajú pod úsečkou (obr. 3), sa môžu klasifikovať bez použitia CIPW normy. Do toho poľa padá asi 70 % analyzovaných bazaltov obsiahnutých v databankách CLAIR a PETROS. Len malý podiel alkalických bazaltov (2 %) padá pod uvedenú úsečku. Alkalické (Nen) a olivín i kremeň normatívne (Qn, Oln) bazalty sa premietajú do poľa nad uvedenou úsečkou. Tieto typy si vyžadujú vypočítať CIPW normu pre vzájomné jednoznačné odlíšenie.

Ďalšie kvalifikujúce predpony, ako napr. nízkodraselný (low—K), vysokodraselný (high—K), s vysokým obsahom hliníka (high—Al), nízkohorečnatý (low—Mg) a i. sa môžu použiť podľa uváženia, subkomisia však zdôraznila, že každý takýto termín musí byť jednoznačne a presne definovaný.

Záverom si dovoľujeme uviesť niekoľko subjektívnych poznámok.

I napriek tomu, že k vypracovanému návrhu členenia a nomenklatúry efuzív-



Obr. 3. Klasifikácia bazaltov
Fig. 3. Classification of basalts

nych sklovitých a jemnokryštalických hornín možno mať námietky rôzneho druhu (napr. námietky voči použitiu alkálií ako jedného z diskriminačných kritérií, a to najmä pre ľahkú migráciu týchto katiónov; námietky voči členeniu bazaltov na navrhnuté typy; námietky voči tvaru a veľkosti vymedzených polí v TAS diagrame a z toho vyplývajúce ťažkosti pri konštrukcii ich určitého výseku diagramu pri niekoľkých typoch uhlov, ktoré zvierajú úsečky ohraničujúce jednotlivé polia a pod.), predsa sa prihovárame za používanie danej klasifikácie a nomenklatúry aj v našich periodikách a odborných publikáciách.

Subkomisii pre systematiku eruptívnych hornín možno vyčítať, že uverejnenie vypracovanej klasifikácie je málo podnetné už napr. tým, že úplný text s príslušným zdôvodnením bol publikovaný v málo rozšírenom austrálskom časopise (v ČSSR nie je v sieti vedeckých knižníc). Publikovaný výťah návrhu v Episodes (december 1984) trpí lakonickosťou textu, pri obr. 1 je chybne uvedená hodnota „65" namiesto správneho údaja „63". Je však pravdepodobné, že návrh v najkratšom čase uverejnia aj ďalšie periodiká v rôznych svetových jazykoch.

Literatúra

De la Roche, H. — Leterrier, J. — Grandclaud, P. E. — Marchal, N. 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 — R2 diagram and major element analyses — its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol., 29, 183 — 210.*

Johannsen, A.: 1950: A Decriptive Petrography of the Igneous Rocks. *Vol. 1, Introduction, textures, classification and glossary. Chicago.*

Le Maitre, R. W. 1982: Numerical Petrology: Statistical interpretation of geochemical data. *Elsevier, Amsterdam, 281 p.*

Peccerillo, A. — Taylor, S. R. 1976: Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Min. Petrol., 59, 63 — 81.*

Rittmann, A. 1973: Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. *Springer Verlag, Heidelberg, 262 p.*

Streckeisen, A. 1976: To each plutonic rock its propper name. *Earth Sci. Rev., 12, 1 — 33.*

Zanettin, B. 1984: Proposed New Chemical Classification of Volcanic Rocks. *Episodes, 7, 4, 18 — 20.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

P. Turček: **Význam indikátorových metód pri lokalizácii šmykových plôch zosuvov** (Bratislava 19. 9. 1985)

Účinok povrchovej a podzemnej vody na prírodné horninové prostredie spôsobuje za istých podmienok aktivizáciu svahových pohybov. Negatívne ovplyvňuje najmä mechanické parametre hornín (napr. zníženie súdržnosti). V horninovom masíve sa vytvárajú najprv lokálne, neskôr súvisle oslabené zóny, prejavujúce sa zvýšenou priepustnosťou. Zabudovaním hydrogeologických pozorovacích objektov do týchto komplexov možno sledovať intenzitu pohybu vody v okolitých horninách. Na Katedre geotechniky Stavebnej fakulty SVŠT v Bratislave používame jednovrtovú rádioindikátorovú metódu založenú na princípe sledovania vertikálneho pohybu vody vo vrte.

Indikátorové metódy sa pokusne použili pri riešení problematiky zosuvných území v Mikšovej po aktivizácii zosuvu počas hĺbenia prívodného kanála k hydrocentrále a pri prieskume v miestach projektovanej trasy diaľnice pri Turanoch. V oboch prípadoch rádioindikátorová metóda potvrdila polohy šmykových plôch z predchádzajúceho inžinierskogeologického prieskumu.

Skúsenosti sme využili pri prieskume zosuvného územia neďaleko Liskovej. Poloham s najintenzívnejšou filtračnou rýchlosťou sme prisúdili šmykovú plochu, ktorá ďalej slúžila ako okrajová podmienka v stabilnom výpočte.

Rozsiahle merania sme realizovali v oblasti Vtáčnika, pri Podhradí a Veľkej Lehôtke. V Podhradí sme urobili úspešné sanačné opatrenia v akumulačnej časti zosuvu, ktoré pozostávali z horizontálnych odvodňovacích vrtov. Súčasne sme upozornili na oslabené polohy vo väčších hĺbkach. Zistili sme, že perspektívne využitie územia na povrchovú ťažbu vo Veľkej Lehôtke si vyžiada sekundárne sanačné opatrenia.

Analýzou starších výsledkov a meraním na aktuálnom zosuvnom území sa ukázalo, že jednovrtová rádioindikátorová metóda merania vertikálneho pohybu vody vo vrte je vhodná na lokalizovanie oslabených zón podložia, ako aj na preverenie účinnosti realizovaných sanačných opatrení.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 18, číslo 3, september 1986.

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 90,—. Imprimované dňa 8. 9. 1986

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

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

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1986.

Milan Mišík

Fluorit a celestín z karbonatických hornín triasu z podložia viedenskej panvy — **259** Fluorite and celestite from carbonate rocks of Triassic age in the Vienna basin basement

Dušan Peterec

Antimonitové zrudnenie v humelskom príkrove gemerika a bloková stavba v oblasti Tinesovej doliny — **267** Antimonite ore mineralization in the Humel nappe of the Gemeric unit and the block pattern of the Tinesova dolina Valley (Western Carpathians)

Andrej Földes — Helena Gerthofferová

Príspevok elektrónovomikroskopického štúdia k riešeniu genézy dolomitových pieskov — **275** Contribution to the solution of dolomite sand genesis by investigations under electron microscope

INFORMÁCIE — INFORMATIONS

Dušan Hovorka

Poznámky k novému návrhu chemickej klasifikácie vulkanických hornín Komisie IUGS pre petrografickú systematiku — **283** Remarks to the new proposal of chemical classification of volcanic rocks by IUGS Commission on Systematics in Petrology

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Abstrakty z prednášok — **212** **252** **258** **274** **281** **287** Abstracts of lectures

RECENZIE — BOOK REVIEW

Pavel Uher

Minerály a drahé kamene (J. Bauer — F. Tvrz) — **265** Minerals and precious stones (J. Bauer — F. Tvrz)

Imrich Vaškovský

Problemy neotektoniki i sovremennoj dinamiki litosfery — **282** Problems of the neotectonics and the recent dynamics of lithosphere

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ BRATISLAVA
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD BRATISLAVA
INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA
NAFTA, K. P., GBELY
GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES
GEOFOND BRATISLAVA

49 374