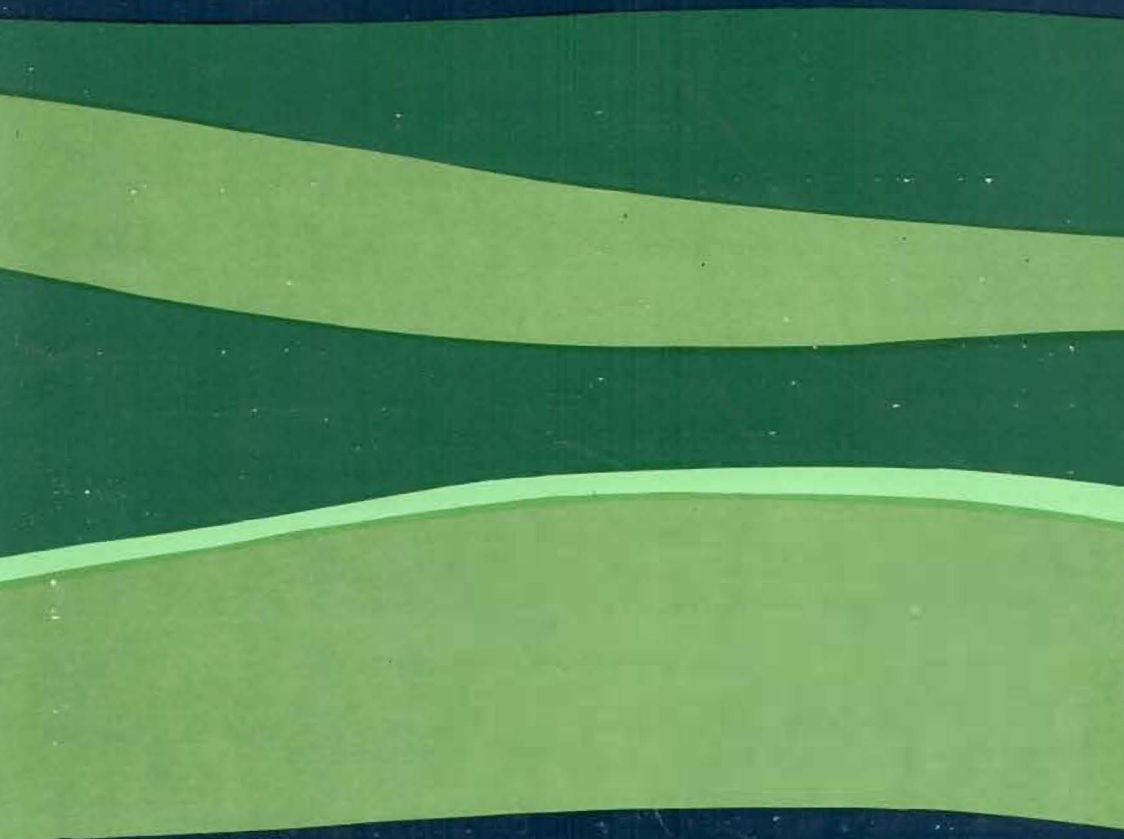


MINERALIA SLOVACA

18

1986

5



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

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

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

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc.,
Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ,
prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc.,
Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slav-
kay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Tapák, CSc.,
prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH

CONTENTS

Lubomil Pospíšil — Ján Nemčok — Marek Graniczny — Stanislaw Doktor

Príspevek metod dálkového průzkumu
k identifikaci zlomů s horizontálním po-
sunem v oblasti Západních Karpat

Contribution of remote sensing to the
identification of the strike-slip faults in
the West Carpathians

385

Jerzy Grodnicki — Stanislaw Bachnacki

Geofyzikálno-geologická charakteristika
hornín východnej časti Spišsko-gemer-
ského rudohoria

Geophysical and geological characteristics
of rocks in the eastern part of the Spiš-Ge-
mer Ore Mts. (Western Carpathians)

403

Milan Mořkovský — Regina Lukášová

Problémy tectogeneze jihovýchodní části
východoslovenské neogenní pánve

Problems of tectogenesis in the SE part of
the East Slovakian Neogene basin

421

Luboslav Maťo — Slavomír Štubňa

Alterácia hornín v okolí žily Schrämen a
Hlavnej žily v ložisku Kremnica-Šturec

Altered country rocks of the Schrämen and
Hlavná žila veins on the Kremnica-Šturec
deposit

435

Vladimír Droppa — Stanislav Klaučo

K problematike tvorby chemického zlože-
nia krasovej vody (Nízke Tatry — Demä-
novská dolina)

Contribution to the genesis of karstic
water chemistry (Demänovská jaskyňa
cave, Low Tatra Mts.)

451

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation page 3 of the cover

Príspevek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat

LUBOMIL POSPÍŠIL*, JÁN NEMČOK**, MAREK GRANICZNY***,
STANISLAW DOKTÓR***

* Geofyzika, n. p., Brno, Ječná 29a, 612 46 Brno

** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 06 Bratislava

*** Instytut Geologiczny, Rakowiecka ul. 4, 00975 Warszawa, Polsko

Doručené 25. 3. 1985

Заметка о съёмке спутником для определения передвигающихся разломов в Западных Карпатах

Три большие линейментарные зоны интерпретированные на съёмках спутников части польских и словацких Карпат заслуживают особое внимание. Главные линейментарные зоны следующие: миявско-субтатранская, гронеская и пржемысловская. Анализом расположений линейментов по отношению к геологическим, геофизическим и фотогеологическим данным возможно их считать как региональные транскурентные дислокационные системы. Большинство знаменательных структурно-тектонических элементов, которые чисто связаны с главной системой (ступенчатые складки, малые передвижения, трещины и другие), утвердились как возможные индикаторы горизонтальных передвижений. Существование выше указанных дислокационных систем было доказано на нескольких примерах магурского флиша, центральных Карпат и в районе Пржемышля. Установилось, что комплексный анализ палеофациальных, палеомагнетических и спутнико-исследовательских методов является очень полезным.

Contribution of remote sensing to the identification of the strike-slip faults in the West Carpathians

Three major lineament zones interpreted on the satellite images of the Polish and Slovakian Carpathians deserve special attention. They are as follows: Myjava-Sub-Tatra, Hron and Przemysl. The analysis of the lineament courses in respect to the geological, geophysical and photo-geological data enable to consider them as a regional transcurrent dislocation systems. Several important structural tectonic elements which are often associated with the main system (en echelon folds, small thrusts, joints and others) have been demonstrated as a possible indicators of the horizontal movements. The existence of the above cited dislocation systems has been shown on several examples from the Magura flysch, the Central Carpathians and the Przemysl area. The complex analysis of paleofacies, paleomagnetic and remote sensing methods have been found to be very useful.

Zvláštností současného modelu stavby Západních Karpat, do něhož se už dnes běžně vkládají prvky globální tektoniky, je kromě jiného nepřítomnost výraznějších zlomů s horizontálním posunem (transkurentní zlomy, angl. wrench faults). Přitom jsou tyto zlomy typické pro většinu oblastí orogénu alpínského typu, včetně recentních aktivních území.

Interpretace horizontálních posunů podél transkurentních zlomových systémů v oblasti Alp, dinarid a panonské pánve se objevuje v mnoha publikacích. Důvody a důkazy pro jejich interpretaci uvádějí např. Hadži et al. (1971), Laubscher (1971), Wein (1978), ale i Varga (1978). V prostoru Karpat a panonské pánve se připisuje horizontální pohyb hlavně periadriatické, blatensko-darnóské, záhřebsko-kulczské linii, murešskému zlomu a krajištsko-var-darskému lineamentu.

Z tohoto hlediska byl pro oblast panonské pánve a Karpat vytvořen pozoruhodný model mechanismu otvírání molasových pánví (Royden et al., 1982, Royden - Horváth, 1981).

Většina interpretací horizontálních posunů v Karpatech vycházela hlavně z geologických údajů, i když v mnohých případech značně nepřesvědčivých.

V posledním desetiletí se začalo i v Karpatech, resp. v panonské pánvi, využívat pro identifikaci hlavních zlomových pásem metod dálkového průzkumu Země (dále DPZ).

Konkrétní výsledky přineslo vzájemné srovnání analýzy družicových snímků s vulkanologicko-sedimentologickými informacemi v pohoří Mátra (Balla, 1980), kde byl zjištěn významný horizontální posun bloků ve směru SV—JZ.

Poslední výzkumy v Západních Karpatech, založené rovněž na využití výsledků DPZ, odhalily zcela nové, morfologicky výrazné lineární systémy rozhraní směru VSV—ZJZ (Jančík et al., 1983; Klinec

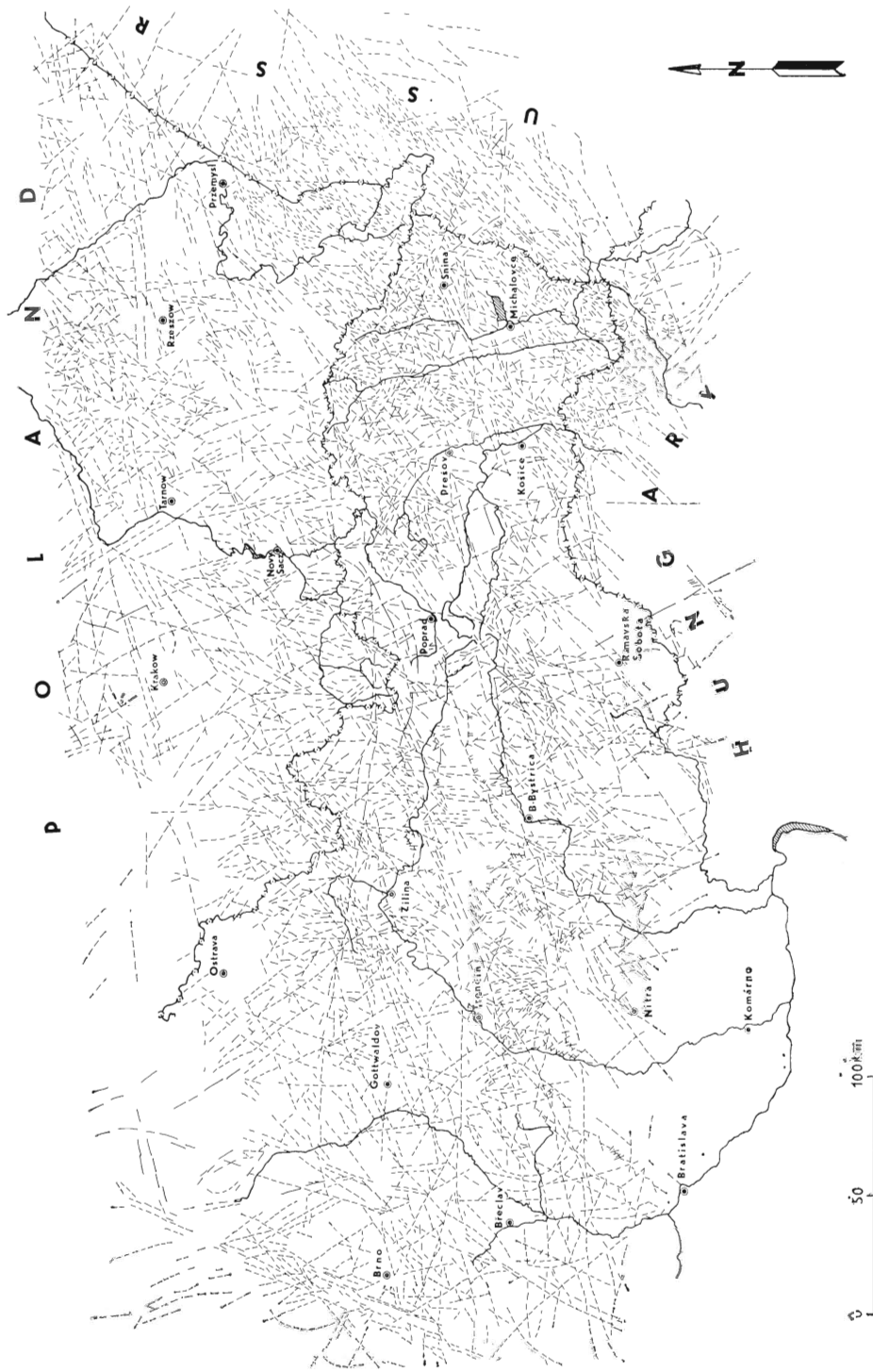
et al., 1985). Podle geologických a geofyzikálních údajů lze předpokládat, že fungovaly jako transkurentní zlomy, s hlavní fází pohybu hlavně v období oligocén — spodní miocén. Určité problémy se však objevují při dokládání a prokazování velikosti a směru horizontálního posunu, který je na mnoha úsecích zastřen vertikální složkou pozdějších příčných pohybů. Tato skutečnost je však typická pro většinu známých transkurentních zlomů.

V této práci předložíme na několika výrazných rozhraních detegovaných z družicových snímků prvky, které svědčí pro jejich interpretaci jako zlomů s horizontálním posunem, a v diskusi se pokusíme objasnit jejich význam v tektonickém vývoji Západních Karpat.

Charakteristické znaky transkurentních zlomů

Všeobecně lze konstatovat, že horizontální posuny podél zlomových pásem se prokazují velice nesnadno, i když se projevují na značnou vzdálenost stykem lineárně uspořádaných horninových komplexů, drcených zón, výrazně členitým reliéfem atp. Obnažení hlubších částí takového zlomu je velice výjimečné. Proto se při analýze horizontálního zlomu sledují všechny dostupné geologické, geomorfologické a geofyzikální údaje.

Za základní prvky, které provázejí dislokace s horizontálním posunem, se považují zóny roztahení i s omezujícími zlomy. Při terénním mapování se sleduje stratigrafická členitost výplně, velikost posunu, směr posunu (levý či pravý), šířka puklin a trhlin, zonálnost vulkanické výplně, žíly vyhovující zlomu, orientace a charakter zpeřených trhlin a zlomů atd. (Utkin, 1980; Spencer, 1981). Důležitou informaci poskytují i horniny podléhající se na vlastní výplni zlomového systému, jako jsou brekcie, tektonické hlíny, mylonity, pro-



Obz. 1. Mapa fotolineací Západních Karpát
Fig. 1. Map of photolineations of the West Carpathians

křemenělé nebo mineralizované komplexy atd.

Někdy je možno usuzovat na přítomnost transkurentního zlomu i ze strukturního obrazu území. Tektonické deprese anebo výzdvihy v koncových částech zlomu, posuny a deformace antiklinálních a synklinálních pásem, stejně jako uspořádání puklin a trhlin, jsou známy u většiny horizontálních zlomů (Moody-Hill, 1956; Wilcox et al., 1973).

Významným kritériem je uplatnění současných představ o mechanismu zlomů s horizontálním posunem, který popsala v minulosti už řada autorů, např. Anderson (1951), Moody - Hill (1956), Wilcox et al. (1973), Burtman et al. (1963) a další. Základním poznatkem bylo zjištění vzniku sérií spojených deformací (trhlin), které svírají zpravidla úhel 30° se směrem působení hlavní síly. Vznikem těchto primárních sil nastává změna místních tlakových podmínek, což vede ke vzniku dalších deformací (II. řádu). Podél struktur II. řádu se analogickým způsobem mohou vyvinout série deformací III. řádu atd. Zlomy s velkým posunem v prostoru dosahují i značné hloubky. Zatímco podpovrchové části takového zlomu formují elastické části kůry i pod vlivem otočného momentu působících sil, spodní části (plastické) reagují pod vlivem vysokého lito-statického tlaku a zvýšené teploty.

Výsledky a jejich diskuse

Na základě mapy fotolineací Západních Karpat (obr. 1), která byla sestavena na základě interpretací autorů Doktora - Granicznyho (1982) a Pospíšila (nepublikováno), byla vyznačena některá výrazná a směrově rozsáhlá rozhraní (obr. 2). Jejich výrazný a zřetelný projev na družicových snímcích poskytl možnost najít jejich pozici a případný geologický význam. K nejvýraznějším lineárním rozhraním náleží

tyto struktury:

Myjavsko-podtatranský systém rozhraní směru VSV—ZJZ probíhá z prostoru vídeňské pánve přes území Strážovských vrchů, Turčianskou kotlinu a pokračuje na západním okraji Vysokých Tater, kde se zřejmě napojuje na známý podtatranský zlom.

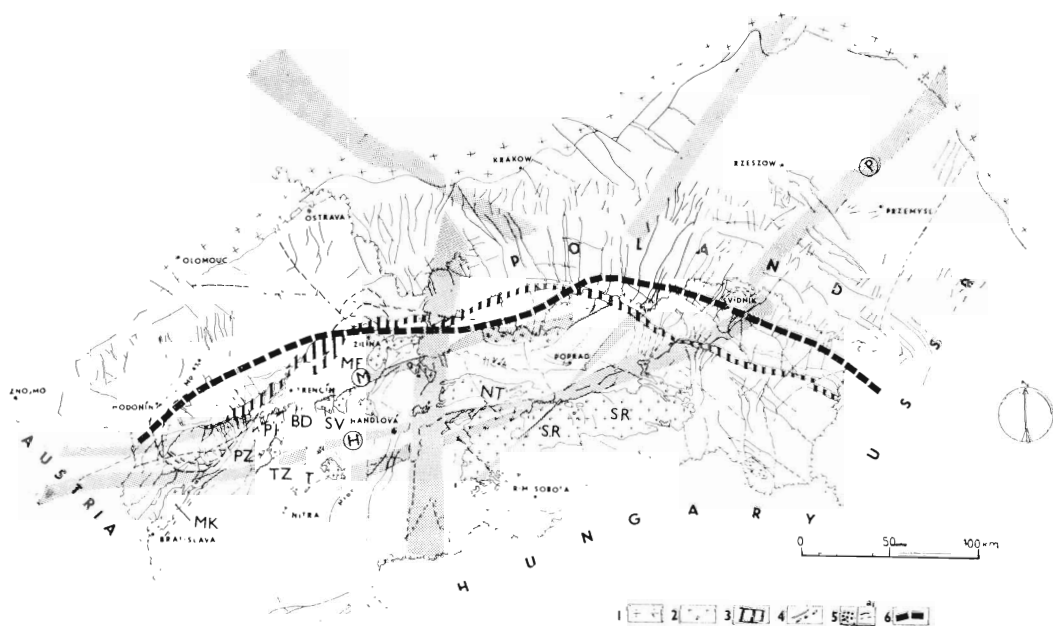
Na polském území je známé rozhraní Nowy Sącz - Stalowa Wola (Doktor - Graniczny, 1982). Toto rozhraní má směr SV—JZ a považuje se za významný prvek z hlediska distribuce uhlovodíků v polské části flyšového pásma. Uvedené rozhraní, které se v prostoru bradlového pásma projevuje dosti nevýrazně, je možno považovat za pokračování myjavsko-podtatranského rozhraní (obr. 2).

Hronský systém rozhraní směru VSV—ZJZ vybíhá rovněž z vídeňské pánve, protíná Malé Karpaty, odděluje topolčanský záliv od bánovecké kotliny, pokračuje po severním okraji Tríbeče přes Kremnické vrchy, Banskou Bystricu do údolí Hronu. Východní část interpretovaného rozhraní odděluje pohoří Branisko od spišsko-gemerské části Slovenského rudohoří a pokračuje do flyšového pásma směrem na Medzilaborce.

Przemýšlské rozhraní — „lineament“ (Doktor - Graniczny, 1982) má směr SV—JZ. Probíhá od měst Przemysl a Sanok a směřuje do prostoru nelineární strukturyavidnicko-stropkovské (Pospíšil et al., 1982), kde se ztrácí. Za jeho jihozápadní pokračování je možno považovat, za předpokladů uvedených dále, hronský systém rozhraní.

Systém rozhraní směru SV—JZ, který se shoduje téměř v celém průběhu se systémem muránsko-malcovského zlomu, podle něhož bude dále označován.

Systém rozhraní směru S—J, který pokrývá poměrně širokou oblast podél spojnice měst Šahy—Dolný Kubín—Námestovo (středoslovenské rozhraní?).



Obr. 2. Schéma tektonické mapy Západních Karpat (Maheř, 1973), doplněné o interpretovanou rozhraní. 1 — platforma, 2 — předmezozoické podloží, 3 — bradlové pásmo, 4 — zlomy, 5 — interpretovaná rozhraní, 6 — neanalyzovaná v textu, 6 — vodivostní rozhraní v kůře (12–22 km), H — hronský poruchový systém, M — myjavsko-podtatranský p. s., P — průmyslský p. s., MK — Malé Karpaty, PI — Považský Inovec, SV — Strážovské vrchy, MF — Malá Fatra, NT — Nízke Tatry, TZ — piešťanský záliv, BD — bánovecká deprese, TZ — topoľčanský záliv

Fig. 2. Schematic tectonic map of the West Carpathians (Maheř, 1973) supplemented with interpreted boundaries. 1 — platform, 2 — Pre-Mesozoic basement, 3 — the Klippen Belt, 4 — faults, 5 — interpreted boundaries, 6 — non-analysed in the text, 6 — conductive boundaries (12–22 km) in the crust, H — the Hron system, M — the Myjava-Sub-Tatra system, MK — the Malé Karpaty Mts. system, PI — the Považský Inovec Mts. system, MF — the Malá Fatra Mts. system, NT — the Nízke Tatry Mts. system, TZ — Piešťany bay, BD — Bánovce depression, TZ — Topoľčany bay

Na základě družicových snímků bylo vymezeno také několik nelineárních rozhraní. Jsou to tato rozhraní: systém rozhraní v oblasti vídeňské pánve, v kysuckém prostoru, ve spišsko-gemerské části Slovenského rudohoří a v prostoru východoslovenského flyše (oblast Svidník — Stropkov).

Z výše uvedených rozhraní patří mezi nejvýznamnější myjavsko-podtatranský systém, rozhraní Nowy Sącz — Stalowa Wola, hronský systém rozhraní a pře-

myslský „lineament“. Jejich analýze je věnována hlavní část této práce.

Hlavní geofyzikální a geologické údaje svědčící pro horizontální posuny západní a střední části vnitřních Západních Karpat

Uvedené interpretované systémy rozhraní se při porovnání s geologickými, geofyzikálními a geomorfologickými údaji projevují v západní a střední části Západních Karpat takto:

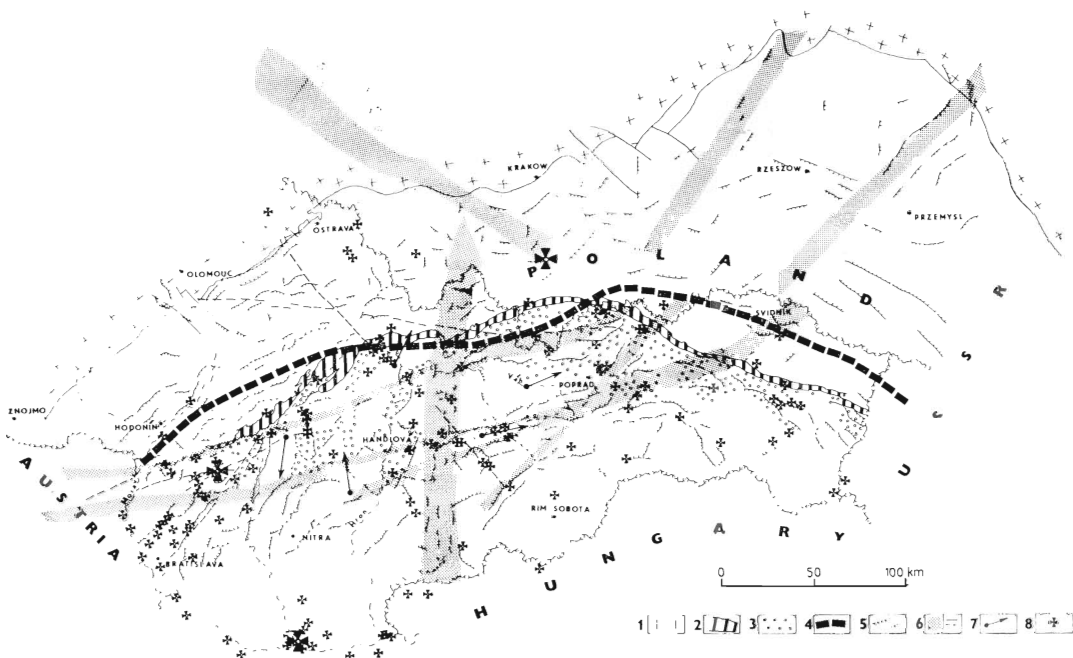
— Myjavsko-podtatranské rozhraní bylo už detailně popsáno a interpretováno v práci Janků et al. (1984). Proto uvedeme jen základní údaje. Systém rozhraní je významnou hranicí, která ovlivňuje rozmístění a průběh základních bloků v Západních Karpatech. Např. bradlové pásmo, které vystupuje západně od Vídně, probíhá v podloží vídeňské pánve až k myjavsko-podtatranskému rozhraní ve směru JZ—SV (např. Jiříček, 1978; Kocák et al., 1973), v prostoru Kút se jeho průběh stáčí do směru interpretovaného rozhraní (tj. k VSV) a po přibližně 40 km se znovu vrací do původního směru. V této části je registrován i intenzivní vertikální gradient recentních pohybů, s poklesem jižního bloku vídeňské pánve (Vanko-Kvítkovič, 1981). Podobný posun je zaznamenán i mezi elevacemi krystalinických jader Malých Karpat, Považského Inovce a Malé Fatry. Nový významný fakt přinesly výsledky práce autorů Mušky - Vozára (v tisku), kteří zjistili výrazné rozdíly paleomagnetických směrů u paleozoických komplexů jednotlivých bloků jaderných pohoří Západních Karpat (obr. 3). I když jde o horniny jedné a téže jednotky — tatrid (např. ve smyslu Andrusova, 1965), jejich orientace se mění na hranicích stanovených právě myjavsko-podtatranským a hronským rozhraním (obr. 3).

— Hronské rozhraní je poprvé interpretováno už v pracích Graniczny - Doktor (1982) a Klinec et al. (1985). Hronské rozhraní má zásadní význam při tektonické analýze celé oblasti Nízkých Tater. Na jeho projev, respektive vliv na formování blokové stavby oblasti podunajské pánve a okolí, lze usuzovat z průběhu tíhových anomálií, resp. hustotních rozhraní (obr. 3). Významná je i změna os tíhových anomálií provázejících terciérní deprese (topoľčanský záliv, bánovecká kotlina, piešťanský záliv, bacúrovská deprese) a ohraničení tíhové anomálie Malých Kar-

pat, Tríbece, ale i Braniska. Průběh hronského rozhraní lze sledovat i v oblasti flyšového pásma (Pospíšil et al., 1982). Obě interpretovaná rozhraní, t. j. myjavsko-podtatranské a hronské, pokud vycházíme z uvedených skutečností, mají charakter transkurentních zlomů se značným horizontálním pohybem, který se pravděpodobně na těchto rozhraních uskutečnil v období oligocén — pliocén.

Každého jistě ihned napadne otázka, jak je možné, že tak výrazná rozhraní, která jsou viditelná na kosmických snímcích a geofyzikálních mapách či zřejmá z paleomagnetických výsledků, nejsou zachycena v geologických mapách. To může být způsobeno řadou skutečností. Za hlavní však je podle našeho názoru třeba považovat intenzivní vertikální posuny, které zlomy s horizontálním posunem běžně provázejí, i když též mohou být důsledkem mladších pohybů, a tak zastírají vlastní složku horizontálního pohybu. Příkladem může být interpretace gravitačního příkrovu v oblasti jižních svahů Nízkých Tater (Klinec et al., v tisku). Zde se na základě paleogeografické analýzy terciéru ukázalo, že v důsledku horizontálních pohybů bloků podél těchto rozhraní nastal enormně rychlý výzdvih nízko-tatranského bloku a v důsledku jeho kolize se sousedními bloky došlo k utržení gravitační struktury a k úplnému překrytí hronského rozhraní.

Nepřímo poukazuje na existenci myjavsko-podtatranského a hronského systému rozhraní též tektonická mapa Západních Karpat (Maheľ, 1973; obr. 2). Např. zlomy (respektive zlomová pásma) v podunajské pánvi, které mají směr SV—JZ a omezují hlavní strukturní prvky, jsou buďto v prostoru interpretovaných rozhraní amputovány, nebo se stáčíjí do směru VSV—ZJZ, což je v souladu i s tíhovými údaji (Ibrmajer, 1979). Významným prvkem, který je v souladu s teoretickými



Obr. 3. Interpretovaná rozhraní a jejich vztah k hlavním geofyzikálním anomaliám. 1 — platforma, 2 — bradlové pásmo, 3 — rozšíření vnitrokarpatského paleogénu, 4 — vodivostní rozhraní v kůře, 5 — hustotní rozhraní (podle tíhových údajů), 6 — rozhraní interpretovaná na základě DPZ, 7 — směry paleodeklinací pro horniny staršího paleozoika, 8 — ohniska zemětřesení (podle Pospíšila — Schenka — Schenkové, v tisku)

Fig. 3. Interpreted boundaries and their relations to the principal geophysical anomalies. 1 — platform, 2 — the Klippen Belt, 3 — occurrence of the Central Carpathian Paleogene, 4 — conductive boundaries in the crust, 5 — density boundaries (according to the gravimetric data), 6 — boundaries interpreted on the basis of remote sensing, 7 — directions of paleodeclinations for the Lower Paleozoic rocks, 8 — seismic foci (according Pospíšil — Z. Schenk — V. Schenk, in press)

poznatky, že se vždy uvádějí jako doklad horizontálního posunu, je uspořádání os antiklinál. Vycházíme-li z údajů uvedených Mahelem (1974), identifikují osy popaleogenních antiklinál a synklinál zřetelně směr pohybu i doprovodných deformací podél celého systému rozhraní směřujících od VSV k ZJZ. V prostoru mezi oběma rozhraními jsou „zakonzervovány“ i sedimenty vnitrokarpatského paleogénu (např. Fusán et al., 1971, obr. 3). Nejmarkantněji se obě rozhraní podílejí na formování Turčianské kotliny, kremnického

příkrovu a Žiarské kotliny, a to jak ostrými časoprostorovými změnami vlastní sedimentární výplně, tak i orientací os těchto depresních struktur; např. severní část Turčianské kotliny má paleogenní i neogenní výplň a usměrnění zlomů ve směru VSV—ZJZ, ale jižní část, nacházející se mezi interpretovanými rozhraními, má už jen neogenní výplň a osa pánve je kosá vůči uvedeným rozhraním.

Výrazná recentní seismická aktivita na těchto liniích, s ohnisky zemětřesení v hloubce 7—10 km, potvrzuje rovněž vý-

jimečnost těchto rozhraní v Západních Karpatech (Pospíšil et al., v tisku).

Identifikace tektonických systémů pomocí geologických a sedimentologických metod v oblasti vnitrokarpatiského paleogénu a flyšového pásma východního Slovenska

Terénní měření nejen tektonických deformací, ale též paleoproudových systémů, jsou výbornými indikátory tektonických systémů; např. výrazný tektonický systém dříve označovaný jako vihorlatský (Leško - Slávik, 1967) a později jako cirošský poruchový systém (Nemčok, 1970) obsahuje ve své poruchové zóně převážně deformace horizontálního charakteru. Sig-

moidální průběhy litofacií jsou nejmarkantnějším projevem pohybu stýkajících se bloků. Menší rotace bloků jsou na cirošském poruchovém systému už dobře známy v oblasti Ruského a Velké Polány.

Příklad z vnitrokarpatiského paleogénu a magurského flyše

Geologické hranice mezi litofaciálními vývoji, zachycené na povrchu a zakreslené do topografického podkladu, jsou přerušeny hlavně podél směru SV—JZ až VSV—ZJZ (obr. 4). Tento směr je shodný s tektonickými systémy cirošským, han-koveckým (ztotožňujeme jej s hranským systémem) a malcovským. V magurské



Obr. 4. Náčrt dynamických procesů sedimentace a tektoniky 1 — bradlové pásmo, 2 — vnitrokarpatiský paleogén, 3 — vnitřní Karpaty, 4 — vulkanity a sedimenty neogénu, 5 — směr svrchnokřídových paleoproudů, 6 — směr paleocenních až středoeocenních paleoproudů, 7 — směr svrchneocenních až spodnooligocenních paleoproudů, 8 — průběh poruchových systémů, 9 — průběh násunových ploch, 10 — malcovské vrstvy

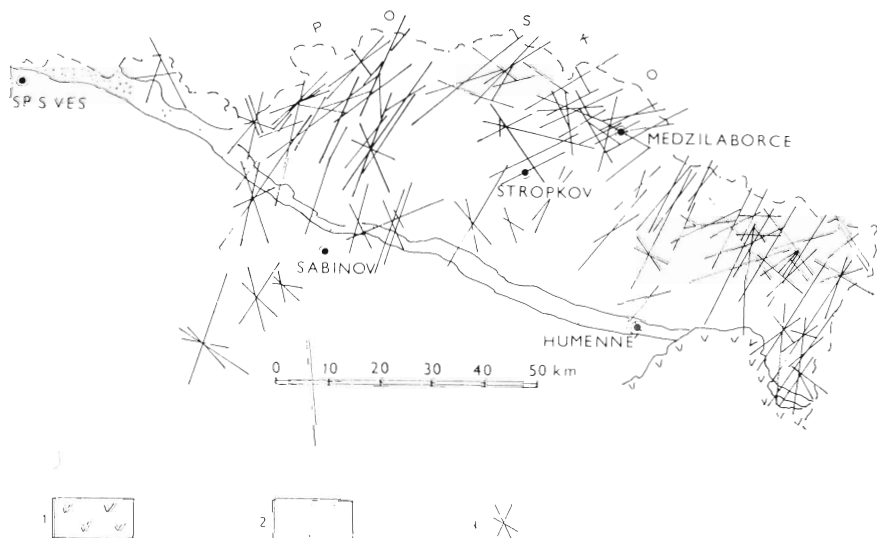
Fig. 4. Outline of dynamic sedimentation and tectonic processes. 1 — the Klippen Belt, 2 — the Central Carpathian Paleogene, 3 — the Central West Carpathians, 4 — the Neogene volcanites and sediments, 5 — directions of the Upper Cretaceous paleocurrents, 6 — directions of the Paleocene — Middle Eocene paleocurrents, 7 — directions of the Upper Eocene to Lower Oligocene paleocurrents, 8 — course of dislocation systems, 9 — course of overthrust planes, 10 — the Malcov beds

oblasti zvýrazňují nejmarkantnější porušenost litofacií malcovsko-menilitové vrstvy jako nejmladší člen magurské jednotky. U Plavče a Malcova je zachování malcovských vrstev vázáno na poruchový systém táhnoucí se ve vnitřních Západních Karpatech jako muráňský poruchový systém (zlom).

U Hankovců, Raslavic a dále směrem na Medzilaborce je porušenost litofacie malcovsko-menilitových sekvencí, stejně jako i otočení paleoproudových systémů, založena na hankoveckém poruchovém systému, který se táhne na Branisko a je vlastně přímým pokračováním hronského poruchového systému. K jeho prokázání v oblasti flyšového pásma přispívá i analýza puklinových zón (Plička, 1968). Mezi nejrozsáhlejší puklinové systémy náleží právě systém směru VSV—ZJZ až SV—JZ (obr. 5), který zřejmě odráží přítomnost interpretovaného, hlouběji založeného hronského rozhraní.

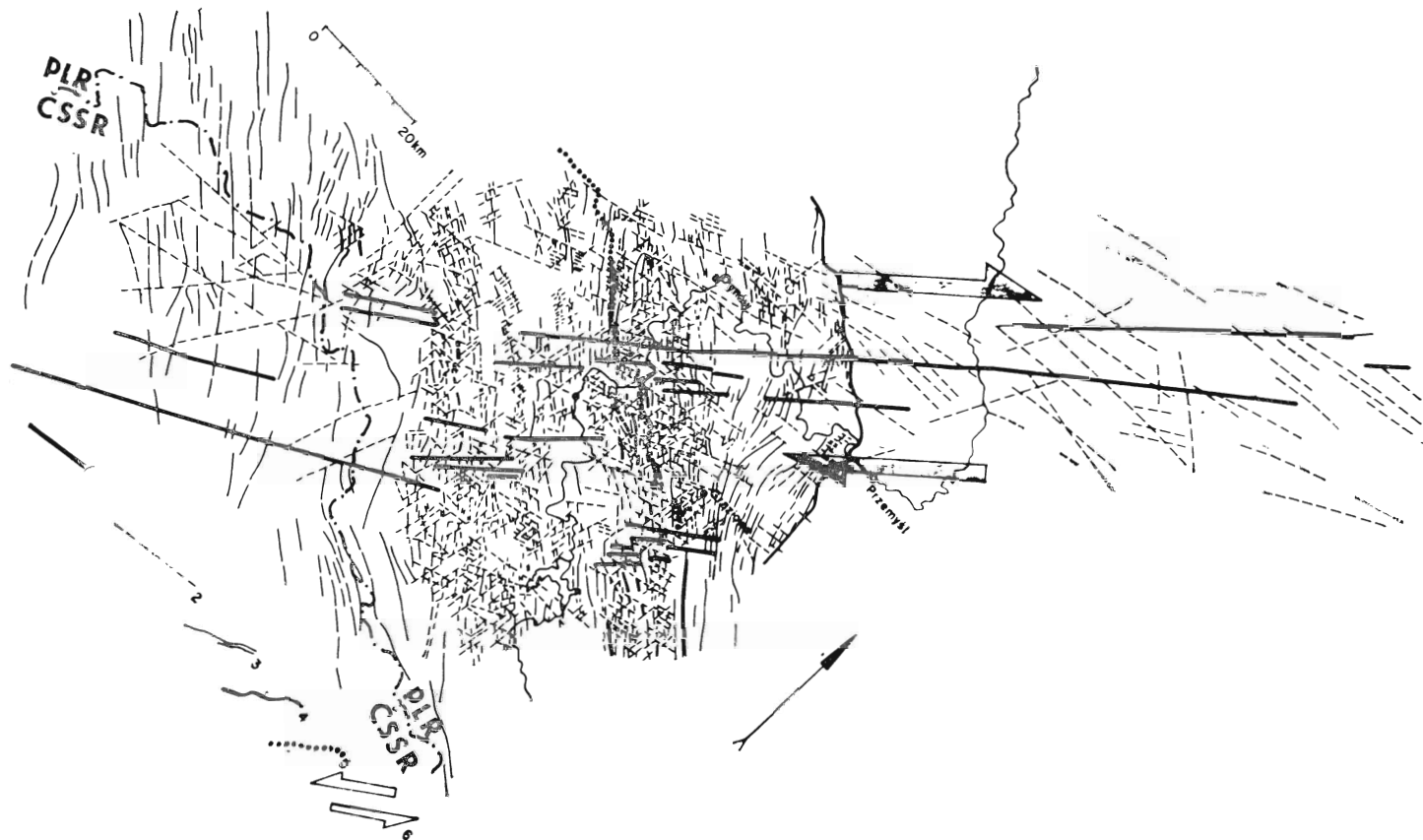
Przemyslské rozhraní

Skupina rozhraní charakterizována směrem SV—JZ a protínající Karpaty v blízkosti przemyslské sigmoidální zóny může být považována za pokračování hronské zóny (obr. 6). Hronský systém rozhraní (nacházející se v centrální části vnitřních Západních Karpat) se interpretuje jako zlom s projevy horizontálního posunu. Przemyslské rozhraní, už dříve označované jako jašlisko-hrubieszowské rozhraní, je možno považovat za povrchový projev hluboko založeného zlomu směru SV—JZ (Doktór - Graniczny, 1982). Detailní analýza geologických prvků viditelných na družicových a radarových snímcích podporuje tento názor. Charakter przemyslské zóny s průvodními morfologickými a strukturními prvky naznačuje horizontální posun podél této zóny, což je možno dokumentovat různými údaji v závislosti na místě. Podél przemyslského



Obr. 5. Puklinové zóny v oblasti východního Slovenska (podle Pličky, 1968). 1 — vulkanity Vihorlatu, 2 — bradlové pásmo, 3 — puklinové zóny

Fig. 5. Joint zones in the eastern Slovakia area (according to Plička, 1968). 1 — the Vihorlat Mts. volcanites, 2 — the Klippen Belt, 3 — joint zones



Obr. 6. Interpretace družicových a radarových snímků v oblasti průmyslého rozhraní. 1 — průmyslé poruchový systém, 2 — rozhraní interpretovaná ze snímků LANDSAT a radarových snímků (TIROS), 3 — hlavní hřbety a doliny, 4 — okraj platformy, 5 — okraj nasunutí Karpat, 6 — interpretovaný posun bloků

Fig. 6. Interpretation of the satellite and radar images in the area of the Przemysl boundary. 1 — the Przemysl dislocation system, 2 — boundaries interpreted from the LANDSAT and radar (TIROS) images, 3 — principal ridges and valleys, 4 — edge of the platform, 5 — edge of the Carpathian overthrust, 6 — interpreted shifting of blocks

rozhraní lze rozlišit tři oblasti, které jsou vcelku paralelní s vrásovým systémem Karpat: 1. oblast uvnitř karpatské předhlubně, 2. oblast uvnitř průmyslské sigmoidy, 3. oblast uvnitř flyšového pásma. V jednotlivých oblastech je možno pozorovat jisté odlišné znaky projevu interpretovaného zlomu s horizontálním posunem (obr. 6).

V 1. oblasti (v prostoru předhlubně) je to přítomnost menších rozhraní, protínajících šikmo průmyslskou zónu (směr VSV). Takovýto kosý směr je obvykle charakteristický pro tenzní napětí na zlomu s horizontálním posunem (např. zlomy San Andreas, levantský atd.).

Je zajímavé, že tyto směry nejsou zatím zachyceny v morfologii miocenního podkladu. Na druhé straně jsou však viditelné jako linie (rozhraní), které vtiskly svůj obraz do reliéfu. Tato skutečnost může naznačovat, že průmyslská zóna byla tektonicky aktivní od sarmatu až do současnosti.

2. oblast se nachází v území silně zvrásněném, kde vrásy mají SZ—JV směr a posun nastal směrem k severu (průmyslská sigmoida). Sigmoidální ohyb vrás je též klasickým příkladem deformací v oblasti vyvinutého regionálního zlomu s horizontálním pohybem, i když v průběhu tvorby tohoto specifického karpatského prvku hrály důležitou roli příčné deprese (Świdziński, 1952). Na druhé straně příčinou vzniku těchto příčných depresí může být právě uvažovaný hluboko založený zlom.

Nejkomplikovanější a protichůdný obraz průmyslské zóny je zjištěn v území na JZ od linie Graziwa — Dynów (3. oblast). Nemáme přímé indikace o pohybu hlubokého podloží v této oblasti, avšak existují určité zajímavé prvky, viditelné na družicových a radarových snímcích. Jsou to tyto prvky:

— přítomnost vrstevních deformací

(ohnutí, zakřivení), porušení vrstev, malé sigmoidální formy, zvláště v dukelských vrásách;

— přemístění a ohnuté vrstvy jsou porušeny ve směru deformovaného poruchového systému.

Hlavní směry odpovídající vzniku deformací jsou přibližně S—J v oblasti dukelských vrás a VSV—ZJZ v území na SV od dukelské jednotky. Na základě uvedených skutečností lze naznačit takovou tektonogenezí: V prvním období začala zanikat původní flyšová pánev mezi východoevropskou platformou a vnitřními Karpaty a vyvrásnila se její výplň.

Vytvoření příčné deprese v blízkosti Przemysle by se mělo spojovat s tímto obdobím. Tato deprese v blízkosti Przemysle vznikla za predispozice a podmínek vytvořených hluboko založeným zlomem téhož směru. Pro zjištěné vystupující přesmyky (násuny) neexistovaly žádné překážky na území deprese, objevovaly se však na SV od Przemysle. Je též možné, že hluboko založený zlom byl zvláště aktivní ve směru, který byl silně zdůrazněn pohyby hlavních hmot Karpat.

Přítomnost množství deformací ve třetí oblasti průmyslského rozhraní podporuje takovéto vysvětlení. Výjimečně velká intenzita deformací je zaznamenána v magurské jednotce a v blízkosti bradlového pásma. Největší deformace a vliv hronského rozhraní by měly být zjištěny v této oblasti. Některé důkazy tohoto vlivu poskytují ohyby a trhliny porušující spojitě uspořádání vrstev.

Jistý nesoulad však vzniká právě v prostoru flyšového pásma, kde průmyslské rozhraní a hronský poruchový systém vykazují určitý vzájomný posun (asi 10 km). Tento posun je právě v prostoru vedlivostního rozhraní, které považují Ádam - Pospíšil (v tisku) a Pospíšil - Vass (1983) za styčnou zónu epivariské platformy a Karpat, tzn. za jizvu signalizující zánik původní

flyšové pánve. V prostoru této jizvy se zřejmě také mohl kompenzovat tlak, kterým působily Karpaty na platformu při svém pohybu k SV. Připočteme-li i jistý vliv pohybu litosféry Českého masívu v průběhu neogénu při otvírání ohareckého riftu (Pospíšil - Vass, 1983), vychází, že pohyb v prostoru této jizvy musel být levostranný. To je ovšem v zásadním rozporu se současnými názory a představami (např. Unrug, 1984).

Sumarizace výše uvedených skutečností více než jenom podporuje předpoklad, že pro určité neogenní období lze průmyslový lineament a hronské rozhraní považovat za funkční celek, který měl v tomto období jednotný režim. Současná seizmická aktivita v jeho středním úseku mezi Banskou Bystricí a Breznem (Pospíšil et al., v tisku) umožňuje odhadnout jeho hloubkový dosah (10 km).

Pozice transkurentních zlomů v tektonickém plánu Karpat

Hledisko, z něhož se díváme na pozici transkurentních zlomů směru VSV—ZJZ v tektonickém schématu Karpat (obr. 7), je založeno na těchto předpokladech:

— Styk epivariské platformy a Karpat probíhá v prostoru vodivostního rozhraní (Pospíšil - Vass, 1983; Ádam - Pospíšil, 1984). Centrální tíhové minimum indikuje pouze lehké hmoty výplně předhlubně a flyšového pásma.

— Pohyb litosféry je primárním a podmiňujícím činitelem, vyvolávajícím pohyb povrchových částí, resp. bloků.

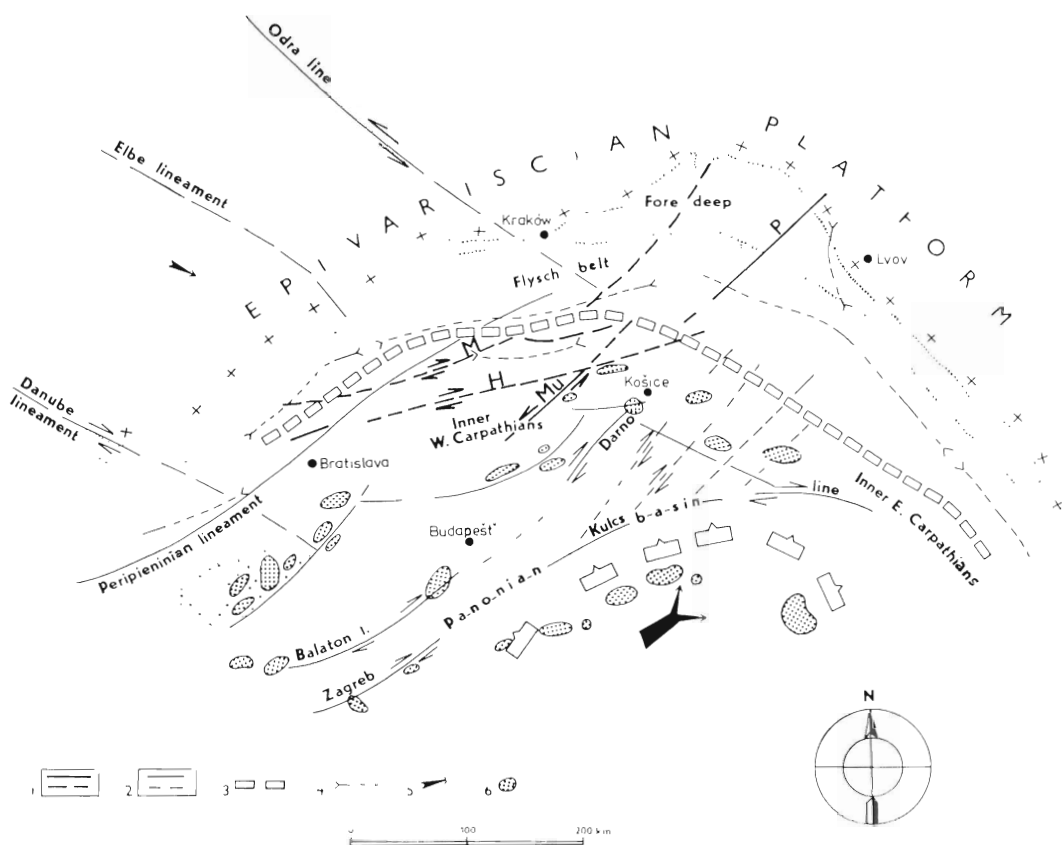
— Předpokládáme existenci středoevropského riftového systému (Kopecký, 1979) s úplně vyvinutým litosferickým mechanismem (Jacoby, 1976), který fungoval hlavně v období neogénu (Pospíšil - Vass, 1983).

— Souběžně s terciérním pohybem

adriatické desky (Channel - Horvát, 1976) fungoval aktivní litosferický systém, jehož recentní podobu je možno ztotožnit s modelem uvedeným v práci Pospíšil - Vass (1983).

Kinematika předsenonských deformací zahrnuje severojižní a východozápadní korové zkrácení prostoru Karpat. Kromě toho existují pro toto období významné odlišnosti v typu deformací mezi Východními Alpami a Západními Karpaty. Např. příkrovy zformované v austroalpínské faciální oblasti Západních Karpat byly transportovány dále k S a SV již v předsenonském období, a v paleogénu už nebyly sunuty k severu, což je naopak typické pro Východní Alpy (Andrusov, 1965; Maheľ, 1974). To lze vysvětlit skutečností, že v této zóně mezi Východními Alpami a Západními Karpaty existoval transkurentní zlom (Unrug, 1984). Unrug (1984) předpokládá, že v průběhu terciéru pokračoval tektonický vývoj Karpat ve vnitřní části, která byla ovlivněna křídovými pochody, a byl řízen různými liniemi. To značí, že během terciérního vývoje Karpat vznikla celá řada normálních a transkurentních zlomů. Jak je patrné z obr. 7, většina významnějších zlomů je orientována ve směru VSV—ZJZ, což svědčí o tom, že tento směr hrál tektonicky dominující úlohu.

Mezi základní pásma diskontinuity náleží: rábsko-rožňanské, blatensko-darnóské, záhřebsko-kulczsko-zemplínské, trebišovsko-samošské pásmo (Grecula - Varga, 1979; Wein, 1980) a peripieninský lineament. Všechny uvedené diskontinuity byly klasifikovány jako hlubinné zlomy. Na liniích blatensko-darnóské a záhřebsko-kulczsko-zemplínské předpokládal Wein (1978) dokonce významné pravostranné horizontální posuny. Důkazy pro jejich přetrvávající existenci však nejsou vždy přesvědčující. Nehledě na tuto skutečnost, ohraničují hlavní tekto-



Obr. 7. Schematické znázornění hlavních zlomových systémů a jejich vztah k interpretovaným rozhraním. 1 — interpretovaná rozhraní (M — myjavsko-podtatranské, H — hronské, P — przemyslské, Mu — muráňsko-malčovské), 2 — hlavní pásma diskontinuit, 3 — vodivostní rozhraní, 4 — osa tíhového minima, 5 — hlavní pohybové směry v terciéru, 6 — regionální magnetické anomálie (bazika, ultrabazika)

Fig. 7. Scheme of principal fault systems and their relations to the interpreted boundaries. 1 — interpreted boundaries (M — Myjava-Sub-Tatra, H — Hron, P — Przemyśl, Mu — Muráň-Malčov, 2 — main discontinuity zones, 3 — conductivity boundaries, 4 — axis of the gravity minimum, 5 — main movement directions during the Tertiary, 6 — regional magnetic anomalies (basic and ultrabasic rocks)

nické systémy různý tektonický styl před-neogenních struktur. Sám tento fakt např. Grecula - Varga (1979) velmi zdůrazňuje, neboť dokazuje, jak důležitou úlohu sehrály tyto diskontinuity ve vývoji Karpat.

Nově detegovaná rozhraní hronsko-przemyslské a myjavsko-nowosaczské proto musí být nutně a logicky interpretována

jako severní ekvivalent transkurentních zlomů, kterými se Západní Karpaty řídily při svém terciárním pohybu k SV.

Na interpretovaných systémech směru VSV—ZJZ došlo nejen k sigmoidálnímu ohybu flyšových komplexů, ale i k otočení, popřípadě i vytržení rozsáhlých podložních bloků; jsou to např. ružbašský me-

zozoický ostrov, Branisko, Levočské vrchy, Veľká Poľana a jiné. V záp. části vnitřních Karpat i ve východoslovenské části flyšového pásma představují uvedené tektonické linie poruchový systém, podél něhož se pohybovaly okolní podložní bloky. V záp. části Západních Karpat navíc vše nasvědčuje tomu, že některé vnitrohorské pánve se na těchto rozhraních otvíraly (např. bánovecká deprese, kremnický příkop), jiné zase uzavíraly (zánik propojení mezi bulínskou a vnitrokarpatiskou pávní). Zatím nevyřešen zůstal vztah hronského a muráňského rozhraní k hronskému a severogemeridnímu synklinoriu (Maheľ, 1953; 1964), jejichž vějířovitá stavba se připisuje laramijskému vrásnění (Maheľ, 1984). Vějířovitá stavba je však spíše typická pro konvergentní pohyby na transkurentních zlomech, což by svědčilo spolu s osami popaleogenních antiklinál a synklinál o posunech na výše uvedených rozhraních směru VSV—ZJZ.

Závěr

Vymezení nových systémů rozhraní a jejich interpretaci jako poruchových systémů s horizontálním posunem považujeme za významný příspěvek metod dálkového průzkumu Země k poznání tektonické stavby Západních Karpat. Je pochopitelné, že důkladné poznání úplného mechanismu i celkového významu uvedených rozhraní ve vývoji karpatského oblouku bude vyžadovat další, podrobné výzkumy, především při zpřesňování detailů těchto komplikovaných transkurentních prvků.

Literatura

- Ádam, A. — Pospíšil, L. 1984: Crustal conductivity anomalies in the Carpathian region. *Acta Geodect. Geophys. et Montanist. Hung.*, Vol. 19, 1—2, pp. 19—34.
- Anderson, E. M. 1951: The dynamics of the faulting. *Edinburg, Oliver and Boyd*.
- Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát. *Bratislava, SAV*.
- Balla, Z. 1980: Neogene volcanites in the Geodynamic Reconstruction of the Carpathian Region. *Geofyzikai Közlemények*, 26, pp. 5—33.
- Burtman, V. S. — Lukjanov, A. V. — Pejve, A. V. — Ruzencev, S. V. 1963: Razlomy i gorizontálnyje dvíženija zemnoj kory. *Trudy Akad. Nauk SSSR (Moskva)*, Doktor, S. — Graniczny, M. 1982: On possible utilization of satellite photos to prospecting for oil and gas deposits. *Tech. Poszuk. (Warszawa)*, 21, Zeszyt 2/98, pp. 51—56.
- Doktor, S. — Graniczny, M. 1983: Fotogeologiczna analiza zdjec satelitarnych Karpat. *Kwart. geol. (Warszawa)*, 27, 3, s. 645—656.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpat. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, s. 7—173.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. *Miner. slov.*, 11, 5, pp. 389—403.
- Chanell, J. E. T. — Horváth, F. — Royaden, L. M. 1981: Mechanism for the formation of intra — Carpathian Basins: A Review. *Earth evolution sciences*, 3—4, pp. 307—316.
- Ibrmajer, J. 1979: Tíhové mapy ČSSR a jejich geologická interpretace. [Doktorská dizertační práce.] *Manuskript — Geofyzika, n. p., Brno*.
- Jacoby, W. R. 1976: Gravity Instability and Plate Tectonics. In: *Gravity and Tectonics*. Ed. DeJong — Scholtan. New York, London, John Willey and sons, pp. 39—56 (in Russian).
- Jiříček, R. 1978: Paleogeografie spodního miocénu v Západních Karpatech. *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 23, s. 21—38.
- Klinec, A. — Pospíšil, L. — Pulec, M. — Feranec, J. — Stankovian-ský, M. 1985: Identifikácia gravitačného príkrovu v Nizkych Tatrách pomocou kozmických snímkov. *Miner. slov.*, 17, s. 485—499.
- Kocák, A. — Mayer, S. — Němec, F. 1973: Zpráva o reflexním seismickém měření metodou SRB — Vídeňská pánve, 1971—1972. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 148 s.
- Kopecký, L. 1979: Magmatism of the Ohře rift in the Bohemian Massif its relationship to the deep fault tectonics and to the geological evolution and its ore mineralization. In: *Czechoslovak geology and global tectonics*. Bratislava, Veda, pp. 167—181.

- Koráb, T. — Nemček, J. — Ďurkovič, T. — Marschalko, R. 1962: General Investigation of Oriented Sedimentary Structures in East Slovakia Flysch. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 13.
- Kvítkovič, J. — Vanko, J. 1980: Recent Vertical movements of the Earth Crust in the West Carpathians. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, 32, pp. 171—179.
- Laubscher, J. 1971: The large — scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its Palinspatic Implications. *Amer. J. Sci.*, 271, pp. 193—226.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique dela region située entre les Karpates Occidentales et les Karpates Orientales. *Geol. Zbor.*, 18, 1.
- Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 4, s. 1—2.
- Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinorium v Centrálných Karpatech. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 9.
- Maheľ, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas. *GÚDŠ Bratislava — Kartografia Praha*.
- Maheľ, M. (red.) 1974: Tectonics of the Carpathian — Balcan System. Explanation of the Tectonic map Carpathian — Balcan mountain system and adjacent areas 1:1 000 000. *Bratislava*. 453 p.
- Moody, J. D. — Hill, M. J. 1956: Wrench fault tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 67, pp. 1207—1246.
- Muška, P. — Vozár, J. (v tlači): Rozdielne smery remanentnej magnetickej polarizácie kryštalinika Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*
- Nemček, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyša vo vzťahu k paleoprúdovým systémom. *Geolog. Práce, Spr.*, 53, s. 101—113.
- Nemček, J. 1978: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia. *Záp. Karpaty, Sér. Geol.*, s. 35—58.
- Plička, M. 1968: Joint zones in the flysch of the Czechoslovak Carpathians and in the Paleozoic of the SE border of the Czech Massif. *Geolog. Práce, Zpr.*, 44—45, pp. 44—55.
- Pospíšil, L. — Nemček, J. — Fera-nec, J. 1982: Analýza „nelineárnej štruktúry Svidník — Stropkov“ identifikovanej interpretáciou kozmických snímok. *Miner. slov.*, 14, 6, s. 539—548
- Pospíšil, L. — Vass, D. 1983: Vplyv stavby litosféry na vznik a vývoj vnútrohorských a tylových molasových pánví Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 79, s. 169—184.
- Pospíšil, L. — Schenková, Z. — Schenk, V. (v tlači): Fotolineace a jejich vztah k ohniskům zemětřesení. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*.
- Royden, L. M. — Horváth, F. — Burchfiel, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian Region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, pp. 717—725.
- Spencer, E. W. 1982: Introduction to the Structure of the Earth. *International Student Edition*. McGraw-Hill, Kogakusha, Ltd. Tokyo, Ausland Düsseldorf, London, Sao Paulo, Sydney.
- Swidziński, B. 1952: Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 8, Tom VIII.
- Unrug, R. 1984: Geodynamic evolution of the Carpathians. *Rocz. Pols. Tow. Geol. (Kraków)*, 52, 1/4, pp. 39—66.
- Utkin, V. P. 1980: Sdvigovyje dislokacii i metodika ich izučeniia. *Moskva, Nauka*. 143 s.
- Varga, I. 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. *Miner. slov.*, 10, 5, s. 358—441.
- Wein, G. 1978: A Kárpátmedence Kialakulásának vazlata. *Általános Földtani Szemle (Budapest)*, 11, pp. 5—34.
- Wilcox, R. E. — Harding, T. P. — Seely, D. R. 1973: Basic wrench tectonics. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 1, pp. 74—96.
- Zuchiewicz, W. 1984: Neotectonic movements in the Carpathians. *Tectonophysics*, 104, 1/2, pp. 195—204.

Contribution of remote sensing to the identification of the strike-slip faults in the West Carpathians

The presently accepted model of the Carpathians is based on the Plate Tectonic principles. One peculiar feature of the structure of the Carpathians is the absence of significant transcurrent or wrench faults. However

the displacements along transcurrent faults systems were found by many authors in the Alps, the Dinarides and the Pannonian basin. Reasons and evidence for such an interpretation were stated by J. Laubscher (1971),

G. Wein (1978), I. Varga (1978).

The following interpretation of the satellite images has revealed quite new linear boundary systems of the ENE—WSW direction. According to the geophysical and geological data (Janků et al., 1983; Klinec et al. in press) it is possible to suggest some horizontal displacement along these systems. The length and direction of the displacements along these systems are ambiguous which can be due to the vertical component of the consequent movements. This is typical for many known transcurrent faults. In this work some significant lineaments are analyzed by the remote sensing methods.

The Landsat 1, 2 and 3 satellite images of the Carpathians available in Geological Institute (Warszawa) and Geofyzika n. p. (Brno) were used to interpret the data. The radar images (Tirtos) were also applied for the analysis of selected areas, e. g. the Przemyśl sigmoid zone.

Results of interpretation and discussion

On the basis of the satellite interpretation maps (Fig. 1 — Doktor — Graniczny, 1983; Pospíšil, unpublished) some conspicuous lineament systems have been distinguished in the West Carpathians. Their evident expression in the satellite images predetermines to the possibility of being found in situ. Then their position as well as geological significance can be both determined. Major lineament systems in the Carpathians are:

— The Myjava — Sub-Tatra zone, running ENE—WSW, extends from the Vienna basin through the Strážovské vrchy Mts., the Turiec basin to the western border of the Vysoké Tatry Mts. — it coincides in this place with the known Sub-Tatra fault. The continuation of the above cited zone can be seen over the Polish territory (Fig. 2) as the boundary system Nowy Sacz — Stalowa Wola (Doktor — Graniczny, 1982). Along this latter segment of NE—SW trend, there occur some oil deposits in the section of the Flysch Carpathians.

— The Hron boundary system, extending ENE—WSW begins also in the Vienna basin. It runs further throughout the Malé Karpaty Mts., separates the Topoľčany bay of the Danube Neogene basin from the Bánovce depression, then it runs along the northern margin of the Tribeč Mts., the Kremnické vrchy Mts., the town of Banská Bystrica and

the Hron river valley. Its eastern section separates the Branisko Mts. from the Spiš-Gemer part of the Slovenské Rudohorie Mts.

— The Przemysl linear boundary zone (Doktor — Graniczny, 1982), of the NE—SW direction runs north of towns of Przemysl and Sanok, and to the SW of the non-linear structure "Svidník — Stropkov" (Pospíšil et al., 1982) where it disappears. The Hron zone can be considered as its SW continuation.

— The linear boundary system directed NE—SW, that coincides with the Muraň — Malcov tectonic system (in the following it will be designated as the Muraň — Malcov tectonic system).

— The linear boundary system running in the N—S direction that coincides with the broad zone between the towns of Sahy — Dolný Kubín and Námestovo (the Central-Slovakian lineament zone).

On the basis of satellite images several non-linear structures have been interpreted as well (circular, semicircular, and the ring-type structures). They were discovered in the following areas: the Vienna basin, Kysuca region, Spiš-Gemer part of the Slovenské Rudohorie Mts., East-Slovakian Flysch (Svidník — Stropkov).

The following from the above cited systems appear to be the most important: Myjava — Sub-Tatra, Nowy Sacz — Stalowa Wola, Hron and Przemysl. The geological analysis of the mentioned systems is the main task of this paper.

Geological and geophysical data in favour of the horizontal displacements in the western and central parts of the Inner West Carpathians

The Myjava-Sub-Tatra zone constitutes a significant boundary between the main blocks of the West Carpathians. For instance, the Pieniny Klippen Belt, changes its trend near the town of Kúty into ENE—WSW (which is characteristic of the lineament discussed). In this region intense gradients of contemporary vertical movements were also noted (Kvitkovič-Vanko, 1980), where some evidence exists for a subsidence of the southern part of the Vienna basin. The important facts were revealed by P. Muška-J. Vozár (in press) who reported the distinct differences in paleomagnetic directions of the Lower Paleozoic complexes in the Považský Inovec Mts., the Tribeč Mts. and the Malá Fatra Mts. (Fig. 3).

The paleomagnetic directions change at individual systems such as the Myjava — Sub-Tatra and Hron even though according to D. Andrusov (1965) these Paleozoic complexes belong to the same unit — Tatrides.

The Hron boundary zone was important for the development of block tectonics of the Danube basin and surroundings areas. It can be identified from the pattern of gravity anomalies or from the map of the vertical density boundaries (Linsser's map — Fig. 3). The traces of the Hron linear zone can also be seen in the East Slovakian Flysch. Paleocurrent observations are excellent indicators of this tectonic systems.

The geological boundaries between the lithofacies which were mapped at the surface and registered at the topographic map (Fig. 4) had been shifted along the NE—SW and ENE—WSW direction.

These directions coincide with the tectonic systems: Hankovce (which corresponds to the Hron boundary) and Malcov. The biggest disturbances of lithofacies are reported within the Malcov-Menilite strata in the youngest part of the Magura unit.

The Hankovce fault system is the continuation of the Hron boundary as indicated also in the flysch area thanks to the joint analysis (Plička, 1968). The majority of joints are characterized by the ENE—WSW and NE—SW direction which coincides with zone of the deep-seated Hron linear boundary (Fig. 5).

Considering all these facts one can conclude that both boundaries (i. e. the Myjava — Sub-Tatra and the Hron) are of a transcurrent character exhibiting a significant horizontal displacement (about 40 km) that probably took place during the Oligocene — Pliocene period.

The question arises, why the zone which is clearly visible on the satellite images and imprinted in the geophysical and paleomagnetic data was not discovered during geological mapping? Several reasons could be responsible for it. Probably, the main reason was the existence of vertical movements which either accompanied the horizontal displacements or occurred later. In both cases the horizontal component of displacement was obliterated. Good example is the interpretation of gravity nappe in the southern slope of the Nízke Tatry Mts. (Klinec et al., in press). The paleogeographical analysis of the Tertiary proved to be very useful in this

case. It was stated that the very fast uplift of the Nízke Tatry Mts. block took place after the horizontal displacement of blocks along this lineament. The gravity structure was torn out as a result of block collision and the Hron boundary was entirely covered by it.

The Tectonic Map of the West Carpathians (Maheľ, 1973 — Fig. 2), points indirectly to the presence of the Myjava — Sub-Tatra and Hron linear boundaries. For example, the NE—SW fault zones appearing in the Danube basin are twisted or turned into the ENE—WSW trend in the vicinity of linear zones. It is also in agreement with the gravity data (Ibrmajer, 1979). In the graben between the two linear zones the deposits of Central — Carpathian Paleogene are preserved (see Fúsan et al., 1971 — Fig. 3). The two boundary zones have most markedly affected the formation of the Turiec basin, the Kremnica graben and the Žiar depression. The facies changes and the trends of axes of the mentioned depressions prove that fact.

The recent higher seismic activity evidence in this region (earthquake foci at the depth of 7—10 km — Fig. 3) stress the exceptional significance of discussed boundary zones in the West Carpathians (Pospíšil et al, in press), mainly in the central part of the West Carpathians.

The Przemysl lineament — continuation of the Hron zone

The group of boundaries of the NE—SW direction, cutting the Carpathians near the Przemysl sigmoid zone can be also recognized as a continuation of the Hron zone (Fig. 6).

The NE—SW part of this system, called Jaslička — Hrubieszów or Przemysl zone has been considered as a superficial part of a deep-seated fault (Doktor — Graniczny, 1982, 1983). The detailed analysis of the satellite and radar images supports this opinion and suggests the strike slip displacement along this line.

There exist different signs of probable strike — slip displacement within these segments (Fig. 6).

In the first segment (within the Carpathian foredeep) it is the presence of smaller boundaries of the ENE trend cutting obliquely the Przemysl zone.

It is also significant that these directions

are not recorded in the morphology of the Miocene basement. On the other hand, they are visible as lineaments which express the phenomena on the Earth's surface. These facts suggest that the Przemyśl zone has been tectonically active since the Sarmatian until the present.

The second segment is located in the area of fold bends from the NW—SE direction towards the north (Przemyśl sigmoid zone). The sigmoidal bends of folds are also a characteristic feature within the strike-slip zones although during the formation of this specific Carpathian feature the transversal depression has played an important role (Swiderski, 1952).

The most complicated and inconsistent picture of the Przemyśl zone exists in the SW area from the line Graziowa — Dynów (third segment). There is no clear indication of deep basement movements in this area. However, there are some interesting phenomena visible on the satellite and radar images. They are as follows:

- presence of bedding disturbances (bends, curvatures), breaks in the continuation of strata, small sigmoidal forms, especially within the Dukla folds,

- displacements and bends of strata are distributed along the directions of the conjugate fracture system.

A concluding presumption is made that the Przemyśl boundary system and the Hron system could be considered as a functional unit that underwent unique development during the Neogene.

The sigmoidal bendings of all flysch complexes and also torsion and displacing of entire basement blocks took place along the ENE—WSW boundaries (e. g. the Ružbachy Mesozoic island, Branisko Mts. and near Velká Polana town). In the East-Slovakian part of the flysch belt these tectonic lines represent the dislocation systems along which the subjacent blocks moved. On the contrary, in the western part of the West Carpathians some basins or their parts were probably opened along these fault systems (e. g. Bánovce depression, Kremnica graben etc.) or closed (disappearance of the connection between the Buda and Central Carpathian Paleogenes).

It should be emphasized that there is a certain discrepancy between our observations of surface deformations and previous opinions, e. g. published by W. Zuchiewicz (1984). This author, analysing the deep part of the platform basement, showed the opposite movement of blocks in the Przemyśl area. This fact testifies to the great complexity of the investigated problem.

Geofyzikálno-geologická charakteristika hornín východnej časti Spišsko-ğemerského rudohoria

JERZY GRODNICKI, STANISLAW BACHNACKI

Przedsiębiorstwo badań geofizycznych, Stalingradzka 34, 03-301 Warszawa

Doručené 8. 1. 1986

Геофизическо-геологическая характеристика пород восточной части Спшско-Гемерского рудогория (Западные Карпаты)

В работе приведена геофизическая характеристика пород восточной части СГР, которая является результатом статической обработки данных полученных методами возбуждённой поляризации, магнитометрии, меркурометрии, спонтанной поляризации и гамаспектрометрии. Указанные методы сопоставляются с характеристикой этих пород. В заключении работы приведена общая геофизическая характеристика изучаемых пород и советы для использования геофизических методов при геологической съёмке восточной части СГР.

Geophysical and geological characteristics of rocks in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. (Western Carpathians)

The paper presents geophysical characteristics of rocks in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. obtained by statistical evaluation of data gained during field measurements (induced polarisation, magnetometry, mercuriometry, spontaneous polarization and gamma-spectrometry). Results are related to geological characteristics of the respective rock suites. Generalized geophysical characteristics of the investigated rock sequences are summarized and the most efficient mapping geophysical methods for the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. proposed.

V rámci úlohy SGR — geofyzika sa okrem petrografie hornín skúmali aj ich petrofyzikálne vlastnosti a spracovali sa aj namerané geofyzikálne štatistiky významnejších litotypov. Opierame sa o petrografické výskumy J. Hodermarského, M. Fabiana a I. Dianišku a o geologické výsledky P. Greculu (1982).

Po ukončení meračských prác, keď už bolo možné jednoznačne naviazať jednot-

livé úseky profilov na dokumentované horninové východy, začali sme štatisticky spracovávať geofyzikálne charakteristiky sledovaných hornín. Zaoberali sme sa maximálne 9 príznakmi z 5 prieskumných metód. Z metód vybudenej polarizácie sme získali hodnoty η_z a ρ_z , z merkurometrie Hg, magnetometrie ΔT , zo spon-
tánnej polarizácie ΔV a zo spektrometrie Tc, Th, U i K. Naviac sme súčasne s geo-



Obr. 1. Tektonická schéma východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria

Fig. 1. Tectonic scheme of the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts.

fyzikálnymi charakteristikami spracovali i petrografické charakteristiky tých istých horninových typov.

Celkove sme spracovali 30 litotypov a ich variet. Termín horninové variety zahŕňa rovnaké horninové typy, ktoré vystupujú v rôznych tektonických jednotkách vymedzených vo východnej časti SGR. Od juhu sú to nasledujúce príkrovové jednotky (obr. 1): medzevská, jedľovecká, humelská, prakovská, mníšanská, kojšovská, rakovecká a črmeľská.

Geofyzikálna charakteristika humelského príkrovu zodpovedá horninám humelského a jedľoveckého príkrovu, pretože predtým nebol jedľovecký príkrov samostatne vyčlenený.

Charakterizovali sme čierne a zelené fylity vyskytujúce sa v piatich príkrovoch, porfyroidy vyskytujúce sa v štyroch, metapsamity, ryolity a keratofýry v dvoch príkrovoch a 10 ďalších horninových ty-

pov nachádzajúcich sa len v jednom príkrove. Z hornín odobraných vo východnej časti SGR sme vynechali jaspility a permské kyslé pyroklastiky. Ich malý výskyt nedovolil vierohodne spracovať ich geofyzikálne charakteristiky.

Všetky nevyhnutné výpočty sme robili na počítači Odra-1204 pomocou programu Metosta (Grodnicki — Pelc, 1979; 1981).

Skúmané horninové typy sme rozdelili na dve skupiny: a) fylity a porfyroidy vystupujúce vo viacerých príkrovoch (mohli sme urobiť porovnávacie analýzy), b) ostatné horniny.

Charakteristika hornín vystupujúcich vo viacerých tektonických jednotkách

Vo východnej časti SGR vo viacerých tektonických jednotkách vystupujú čierne fylity (grafiticko-sericitické fylity), zelené fylity (chloriticko-sericitické fylity) a porfyroidy.

Súvrstvie čiernych fylitov

Vystupujú vo všetkých príkrovoch, ale na povrchu len v takom rozsahu, že na regionálnych profiloch sa dali početne spracovať len v medzevskom, humelskom, prakovskom, mníšanskom a rakoveckom príkrove.

Patria do betliarskeho súvrstvia. V litostratigrafickej pozícii staršieho paleozoika sú jeho najnižším známym členom. Toto súvrstvie je rôznym spôsobom zredukované a v sledovaných jednotkách má značne odlišnú mocnosť (800—1200 m). Betliarske súvrstvie je z hľadiska geologického, tektonického aj ložiskového vodiacim horizontom staršieho paleozoika. Pravdepodobne je silúrskeho až spodnodevónskeho veku. Je zložené prevažne z laminovaných grafiticko-sericitických fylitov, a to hrubolaminovaných s prevahou psamitov (humelský, kojšovský a rakovecký príkrov)

a tenkolaminovaných s prevahou pelitov, typických pre ostatné príkrovy. Obsah organickej substancie kolíše od 1 do 7 ‰, pričom obsah 10 ‰ je už dosť vzácný.

V súvrství čiernych fylitov sa vyskytujú vložky sivých, drobnozrnných metapsamitov, zvlášť v laminovaných typoch. V hornej časti súvrstvia pri prechode do súvrstvia smolníckeho a sporadicky i v nižších častiach sa vyskytujú sivozelené fylity. Najvyššiu časť litostratigrafického profilu betliarskeho súvrstvia tvoria dva výrazné horizonty — lyditový a karbonátový. Lyditový horizont tvoria čierne pelitické fylity s vrstvičkami až polohami čiernych afanitických lyditov.

Medzevský príkrov — čierne fylity majú pelitický a peliticko-aleuritový charakter. Na východ od Medzeva sú v nich vložky sivočiernych metapsamitov a metaarkóz. Horná časť zahŕňa lydity a fylity s vulkanickým materiálom. Bituminózna substancia je rozptýlená a jej koncentrácia narastá v hrubších vrstvičkách. Metamorfóza je vo fácií zelených bridlíc. Charakteristická je prítomnosť sideritovej mineralizácie (luciabanské pásmo) a stratiformná hematitovo-sideritová formácia.

Humelský príkrov — v južnej časti sa nachádzajú jedľovecké pelitické fylity s obsahom grafitickej substancie 2—15 ‰, v ktorých sa vyskytujú tenké piesčito-pelitické vložky i charakteristické sivé arkózy a arkózové pieskovce, kým v severnej časti sú to hrubolaminované fylity, v ktorých sú psamitické aj pelitické vložky v rovnováhe. Mocnosť lamín je od niekoľkých milimetrov do 20 m. Pelitické laminy bývajú tenšie ako psamitické. Pre čierne fylity tejto jednotky je charakteristická vyššia metamorfóza, včítane kontaktnej metamorfózy. Metamorfóza postupne vznieva smerom na západ. Na západe je sideritovo-sírniková žilná mineralizácia a stratiformná (polymetalicko-sírniková) typu Smolník a vo východnej časti územia

antimonitová žilná formácia.

Prakovský príkrov — čierne fylity sú jemnozrnné a strednozrnné, prevažne hrubolaminované. Vo vrchných častiach vystupuje lyditový horizont. Zastúpenie lyditov sa mení.

Mníšanský príkrov — čierne fylity sú veľmi podobné fylitom prakovského príkrovu. Lyditový horizont je výrazne vyvinutý vo východnej časti. Vulkanické prejavy možno pozorovať len vo forme lapíl. Metamorfóza vyššej intenzity je v najvýchodnejšej časti príkrovu. Charakteristický je výskyt stratiformného polymetalického sírnikového zrudnenia.

Rakovecký príkrov — pelitické a peliticko-psamitické hrubolaminované fylity sú v spodnej časti silnejšie metamorfované, v hornej obsahujú karbonátový horizont. Na východ od Kojšova sa začínajú objavovať aj grafitické ruly.

Nárast stupňa metamorfózy v čiernych fylitoch sa prejavuje tým, že v pomerne rovnomerne rozptýlenej bituminóznej substancii sú vytvorené kryštáliky grafitu. Čím je vyšší stupeň metamorfózy, tým je častejšia prítomnosť šupiniek grafitu. Ak sa vyskytne rozptýlená organická substancia (nízky stupeň metamorfózy), čierne fylity sú dobrým prostredím pre vznik spontánnej polarizácie (SP). So zvýšením stupňa metamorfózy sa podmienky pre vznik SP strácajú, ale zostávajú vhodné pre vznik vybudenej polarizácie (VP). Teda čierne fylity v nízkom štádiu metamorfózy možno pomerne jednoznačne lokalizovať aj pomocou spontánnej polarizácie (výrazné záporné anomálie ΔU) a čierne fylity, ktoré podľahli vyššiemu stupňu metamorfózy, možno vydeliť len pomocou vybudenej polarizácie (vysoké kladné anomálie η_z).

V tabuľke 1 sú uvedené štatistické geofyzikálne charakteristiky čiernych fylitov na základe siedmich meraných príznakov. Neurobili sme charakteristiky pre merku-

TAB. 1

Geofyzikálna charakteristika čiernych fylitov (grafiticko-sericitických fylitov)
 Geophysical characteristics of black phyllite sequence (graphite-sericite phyllite)

Príkrov	n	η_k					φ_k					ΔT				
		x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a
		1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
medzevský - MD	96	6,1	4,1	67,9	0,3 18,5	0,7	202	201	100,2	² 695	0,79	8,8	10,8	123,3	-24 +70	0,0
humelský - HU	96	7,7	2,8	35,6	3,4 12,5	1,32	219	142	65,0	³⁰ 730	0,23	12,1	5,7	46,9	-2 +24	-0,54
prakovský - PR	127	9,2	4,5	48,7	1,6 18,5	1,54	93	83	89,7	¹⁰ 330	0,79	13,1	13,1	100,8	-6 +54	0,10
mnišanský - MN	43	12,6	3,0	24,2	5,8 19,0	0,44	70	55	78,7	¹⁷ 330	0,44	34,9	4,8	13,8	+28 +51	0,42
rakovecký - RA	66	6,2	3,2	52,2	1,5 14,7	0,20	891	443	49,7	²¹² 2825	0,22	36,2	24,7	68,2	-79 +87	0,28

ΔV					Th					U					K				
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
-304,0	256,2	84,3	-1200 -20	-0,77	9,9	2,5	26,1	3,8 19,3	0,46	2,2	0,7	32,1	1,1 4,8	0,40	2,0	0,6	29,7	0,8 4,7	0,29
-142,8	64,3	45,0	-645 -73	-3,36	8,8	1,3	14,9	5,5 13,3	-0,15	1,9	0,5	23,6	0,9 3,2	0,49	1,8	0,3	14,1	1,2 2,6	0,02
-257,9	140,4	54,4	-425 -40	-0,50	9,7	1,6	16,2	5,5 13,5	0,37	1,9	0,4	22,5	0,9 3,2	0,01	1,7	0,2	14,6	1,0 2,2	0,91
-350,3	168,8	50,0	-685 -170	-0,07	9,5	1,1	12,0	7,3 11,4	0,05	1,8	0,4	20,5	1,2 2,6	0,48	2,0	0,2	11,9	1,5 2,6	-0,05
-208,6	238,7	114,4	-570 +83	-1,07	8,5	2,2	26,2	4,6 15,3	-0,36	1,7	0,5	31,5	0,5 2,9	0,12	1,9	0,4	19,1	1,1 2,8	-0,05

rometriu a pre totálnu hodnotu rádioaktivity (Tc). Hodnotu rádioaktivity sme v počiatočnom štádiu prác uvádzali v impulzoch, neskoršie v jednotkách ppm. Aby neboli uvedené štatistické výpočty vo dvoch rôznych jednotkách pre tú istú veličinu, nespracovali sme spektrometriu pre totálny kanál.

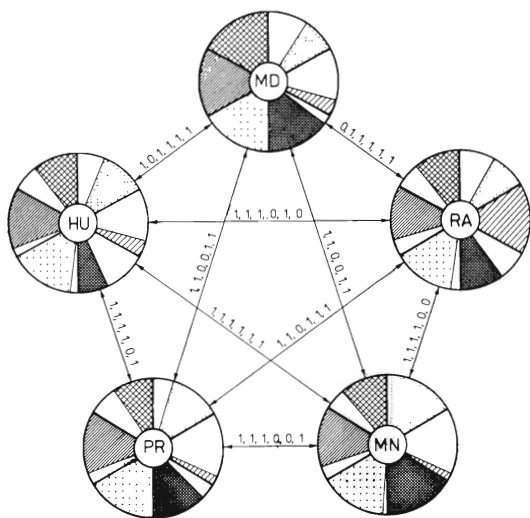
Čierne fylity sa výrazne líšia od ostatných hornín v prvom rade charakteristickými hodnotami η_z , ρ_z a ΔU , čo značne uľahčuje ich identifikáciu a ohraničenie. Merané hodnoty koeficienta polarizácie sú značne vysoké, stredná hodnota osciluje medzi 6 až 13 %. Hodnoty ρ_z sú v skúmanej oblasti nízke (10—700 Ω m). Fylity vystupujúce v rakoveckom príkrove majú vyšší odpor (aj nad 2000 Ω m). Záporné anomálie spontánnej polarizácie ΔU dosahujú v medzevskom príkrove 1200 mV.

Magnetické pole na východoch čiernych fylitov vykazuje nevýrazné zmeny v hra-

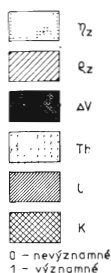
niciach od +24 do -87 nT. Najmenšie sú v humelskom, najväčšie v rakoveckom príkrove. Obsah rádioaktívnych prvkov (okrem medzevského príkrovu) je pomerne stabilný a celkove nie veľmi vysoký. Vo fylitoch medzevského príkrovu je zaregistrovaný o niečo vyšší obsah Th (maximálna hodnota 19,31 ppm, stredná hodnota 9,9 ppm) a výrazne vyššie hodnoty uránu (max. 4,82 ppm, stredná hodnota 2,24 ppm) i draslíka (max. 4,7 %, stredná hodnota 2,9 %).

Skúmali sme, nakoľko možno považovať čierne fylity vystupujúce v jednotlivých tektonických jednotkách z geofyzikálneho hľadiska za rozdielne. Rozdiely medzi strednými hodnotami fyzikálnych hodnôt sme analyzovali testom štatistickej významnosti a konštrukciou tzv. geofyzikálnych korelačných spektier — GKS (Grodnicki — Pelc, 1979).

Pri konštrukcii GKS treba v prvom rade



Skúmaný horninový súbor	Ocenenie štatistickej významnosti rozdielu stredných hodnôt						
	η_z	ρ_z	ΔV	Th	U	K	ΔT
MD - HU	1	0	1	1	1	1	1
MD - PR	1	1	0	0	1	1	1
MD - MN	1	1	0	0	1	1	1
MD - RA	0	1	1	1	1	1	1
HU - PR	1	1	1	1	0	1	0
HU - MN	1	1	1	1	1	1	1
HU - RA	1	1	1	0	1	0	1
PR - MN	1	1	1	0	0	1	1
PR - RA	1	1	0	1	1	1	1
MN - RA	1	1	1	1	0	0	0



Obr. 2. Tabuľka a zobrazenie geofyzikálnych korelačných spektier (GKS) pre čierne fylity (grafiticko-sericitické fylity)

Fig. 2. Table and graphic plot of geophysical correlation spectra (GKS) for black phyllite (graphite-sericite phyllite)

skúmať štatistickú významnosť rozdielov medzi strednými hodnotami (napr. najprv pre príznak η_z z jednotlivých príkrovov, ďalej ρ_z atď.). Používa sa t test (Studentov) pre 95 % pravdepodobnosti (Gregory, 1976). Po otestovaní všetkých kombinácií skúmaných hornín sme výsledky usporiadali do tabuľky. Pre dva súbory, kde rozdiel medzi strednými hodnotami skúmaných príznakov nie je štatisticky významný, sa do tabuľky vpisuje nula, ale ak rozdiely možno považovať za štatisticky významné, vpisuje sa jednotka. Na základe

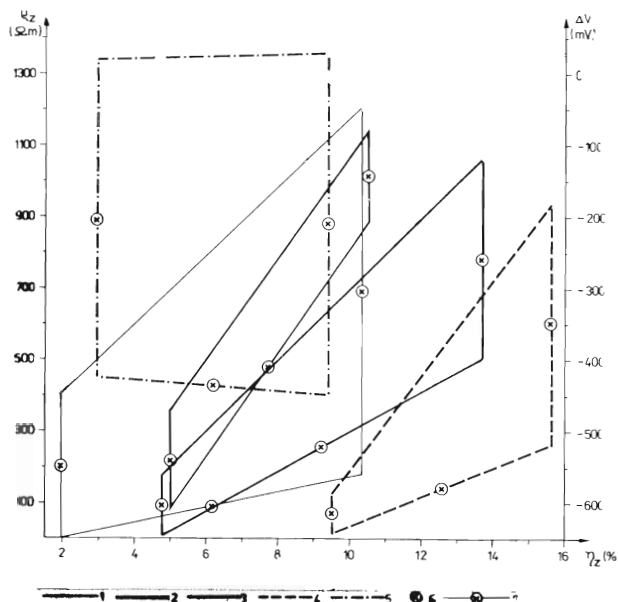
de tabelovaných údajov sa zostavujú GKS, ktoré pri porovnávaní plnia analogickú funkciu ako pri stratigrafických koreláciách. GKS sa kreslia v zásade tak, že každému horninovému súboru v danej tektonickej jednotke zodpovedá jeden kruh (spektrum), ktorý je rozdelený na toľko rovnakých častí, koľko je skúmaných geofyzikálnych príznakov. Úplne zaplnený segment zodpovedá najvyššej strednej hodnote pre jednotlivé geofyzikálne veličiny zo všetkých jednotiek. V ostatných jednotkách sú plochy segmentov zaplnené menej, proporcionálne k najvyššej strednej hodnote.

Charakter grafického spojenia medzi spektrami ukazuje celkový vzťah geofyzikálnych charakteristík medzi príkrovmi danej horniny. Výrazné rozdiely sú znázornené tenkou čiarou (obr. 2, 4, 5), malé rozdiely geofyzikálnych polí dvojitou čiarou (obr. 4 a 5).

Na diagramoch GKS (obr. 2, 4, 5) sú nad spojnicami jednotlivých spektier vypísané štatisticky významné (1) či nevýznamné (0) rozdiely v takom poradí, ako ich udáva tabuľka. Pre zjednodušenie sme do GKS zaviedli len šesť príznakov a siedmy (ΔT) je len tabelovaný.

Ako vidieť z tabuľky a obr. 2, možno podľa analýzy GKS považovať rozdiely v jednotlivých príkrovoch za významné. Lenže rozdelenie sme robili porovnaním geologickej mapy a geofyzikálnych profilov. Nedá sa jednoznačne povedať, že opačný postup, t. j. vyčleňovanie čiernych fylitov z jednotlivých príkrovov na základe geofyzikálnych údajov, je apriórne uskutočniteľný. Táto úvaha sa vzťahuje aj na analogické analýzy uskutočnené pre zelené fylity a porfyroidy.

Aby sme podrobnejšie preskúmali fyzikálne rozdiely čiernych fylitov z jednotlivých príkrovov, analyzovali sme ich geofyzikálne charakteristiky. Urobili sme grafickú analýzu podľa strednej hodnoty



Obr. 3. Porovnávací diagram intervalov rozptylu ρ_z , ΔV , η_z pre čierne fylity (grafiticko-sericitické fylity). 1 — medzevský príkrov (MD), 2 — humelský príkrov (HU), 3 — prakovský príkrov (PR), 4 — mnišanský príkrov (MN), 5 — rakovecký príkrov (RA), 6 — stredné hodnoty, 7 — interval rozptylu (σ označuje štandardnú odchýlku)

Fig. 3. Comparison diagram of dispersion intervals for ρ_z , ΔV , η_z for black phyllite (graphite-sericite phyllite). 1 — Medzev nappe (MD), 2 — Humel nappe (HU), 3 — Prakovce nappe (PR), 4 — Mníšek nappe (MN), 5 — Rakovec nappe (RA), 6 — mean values, 7 — dispersion interval (σ means standard deviation)

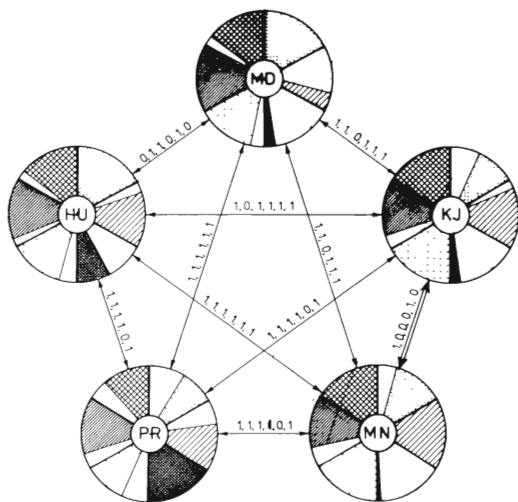
($x' - \sigma$, $x' + \sigma$) pre tri príznaky, ktoré vykazujú najvýraznejšie rozdiely, t. j. ρ_z , ΔV , η_z . Intervaly rozptylu sú znázornené trojosovým pravouhlým zobrazením so štvorstranným spojením, rozlíšené podľa jednotlivých jednotiek (Goldschmidt, 1979; Grodnicki, 1982). Z analýzy diagramu rozdelenia ρ_z , ΔV , η_z (obr. 3) vidieť, že štvoruholníky fylitov zo štyroch príkrovov sú postupne zoradené v poradí: medzevský, humelský, prakovský, mnišanský, pričom fylity dvoch krajných príkrovov sa výrazne líšia od fylitov v stredných príkrovoch. Piaty štvoruholník, fylity rakoveckého príkrovu, sa zreteľne odlišuje od ostatných predovšetkým odporom.

Najvýraznejšie rozdiely medzi čiernymi fylitmi sú v horninách medzi medzevským, mnišanským a rakoveckým príkrovom, menej výrazné sú medzi humelským, prakovským a rakoveckým príkrovom. Rakovecký príkrov sa od štyroch ostatných výrazne líši. Podľa hodnôt η_z a ΔT možno pozorovať výrazne vzrastajúci trend z juhu na sever i zo severu na východ. Súvisí to

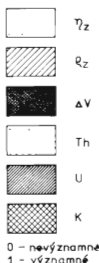
so zmenami množstva bituminózneho substancie, ktoré by podľa výsledkov geofyziky malo byť najvyššie v prakovskom a mnišanskom príkrove, menšie v medzevskom a najmenšie v rakoveckom príkrove. Zmenu geofyzikálnej charakteristiky by mohol spôsobiť stupňovitý nárast obsahu bituminózneho substancie smerom na sever, ďalej prítomnosť psamitickéj zložky v humelskom a rakoveckom príkrove, ako aj rôzna intenzita metamorfózy hornín.

Súvrstvie zelených fylitov

Zelené fylity smolníckeho súvrstvia sú veľmi rôznorodé. Hlavným predstaviteľom sú zelenkavé fylity, najčastejšie reprezentované chloriticko-sericitickými fylitmi s pelitickými, laminovanými a kremenitými varietami, ďalej sem patria tmavozelené chloritické fylity a sericitické fylity. V spodnej časti, na kontakte s betliarskym súvrstvom, sa striedajú s čiernymi fylitmi. So stupňom intenzity metamorfózy sa zvyšovala rekryštalizácia fylitov, množstvo



Skúšaný horninový súbor	Ocenenie štatistickej významnosti rozdiele stredných hodnôt							
	η_z	ρ_z	ΔV	Th	U	K	ΔT	Súhrn ocen.
MD - HU	0	1	1	0	1	0	1	1
MD - PR	1	1	1	1	1	1	0	1
MD - MN	1	1	0	1	1	1	1	1
MD - KJ	1	1	0	1	1	1	1	1
HU - PR	1	1	1	1	0	1	0	1
HU - MN	1	1	1	1	1	1	0	1
HU - KJ	1	0	1	1	1	1	1	1
PR - MN	1	1	1	1	0	1	0	1
PR - KJ	1	1	1	1	0	1	0	1
MN - KJ	1	0	0	0	1	0	1	0



Obr. 4. Tabuľka a zobrazenie geofyzikálnych korelačných spektier (GKS) pre zelené fylity (chloriticko-sericitické fylity)

Fig. 4. Table and graphic plot of geophysical correlation spectra (GKS) for green phyllite (chlorite-sericite phyllite)

žiliiek a šošoviek kremeňa. Najviac ich je v horninách s najvyšším stupňom rekryštalizácie. Často vedľa seba vystupujú produkty málo metamorfované aj silno metamorfované.

Medzevský príkrov — zelené fylity (medzevské a štóske fylity) sú prevažne pelitické, laminované, na západe vo vrchnej časti viac psamitické a hrubolaminované. Časté sú vložky zelenkastých prúžkovaných metapsamitov. Mocnosť zelených fylitov je od 300 do 1000 m. Charakteristický je výskyt sideritovej žilnej

aj stratiformnej mineralizácie. Vo východnej časti sú zelené fylity prikruté horninami neogénu.

Humelský príkrov — zelené fylity sú laminované, kremenité, s vložkami jemnozrnných až strednozrnných diabázových pyroklastík. V severnej časti sú zelenkasté laminované pelitické fylity s hrúbkou lamín 0,5—4 mm. Pelitické laminy prevažujú nad jemnozrnnými laminami psamitov. Prítomné sú aj škvrnité fylity. Metamorfóza je vyššieho stupňa ako v medzevskom príkrove.

Prakovský príkrov — zelené fylity sú laminované, prechádzajú do flyšových psamitov. Južným smerom metapsamity postupne prechádzajú do pelitov tak vo vertikálnom, ako aj v horizontálnom smere. V južnej časti sa nachádzajú aj vložky vulkanitov. Metamorfóza je vyššia vo východnej časti územia.

Mníšanský príkrov — zelené fylity reprezentujú olivovozelené pelitické jemnolaminované prakovské fylity; sivozelené pelitické hutnodolinské fylity a zelené siltovcové, zriedka pelitické, nevýrazne laminované fylity Jalovičieho vrchu. V nich sa nachádzajú vložky psamitov s mocnosťou lokálne až 50—100 m. Metamorfóza hornín je vyššia vo východnej časti územia. Charakteristický je výskyt stratiformného polymetalického sulfidického zrudnenia v mníšanských rudonosných fylitoch.

Kojšovský príkrov — má veľa spoločných črt s mníšanským a rakoveckým príkrovom. Objavujú sa v ňom dva výrazné typy zelených fylitov: hrubolaminované a olivovozelené tenkolaminované pelitické fylity (tzv. prakovské fylity). Vyskytujú sa tiež fialové fylity s jaspilitmi. Hrúbka lamín je od 0,5—2 do 2—6 mm. Početné sú aj vložky kyslých a báziických pyroklastík.

Pre západnú a strednú časť je typický výskyt sideritovo-sulfidickej a kremeňovo-

sulfidickej žilnej mineralizácie (napr. žilné pásmo Boží dar — Kojšov), ktorá sa so zvyšujúcim sa stupňom metamorfózy východne od Kojšova stráca.

Geofyzikálna charakteristika

Vyššie uvedená geologická charakteristika ukazuje, že zelené fylity tvoria veľmi rôznorodý horninový súbor. Sú rozlične intenzívne metamorfované, nachádzajú sa v nich polohy čiernych fylitov, vulkanických hornín atď. To spôsobuje značnú variabilitu geofyzikálnych hodnôt, čo je príčinou, že na kontakte zelených fylitov s inými horninami nie je výrazný kontrast. Preto je ťažké identifikovať zelené fylity komplexným geofyzikálnym prieskumom.

Geofyzikálnu charakteristiku fylitov východnej časti SGR uvádzame v tab. 2 na základe deviatich geofyzikálnych príznakov.

Fylity vykazujú rozdiely v hodnotách

koeficienta zdanlivej polarizovateľnosti: hodnoty η_z bývajú vyššie vo fylitoch medzevského a humelského príkrovu a nižšie v troch ostatných príkrovoch. Hodnoty ρ_z sú v rozmedzí od 24 do 4600 Ωm . Najnižšie sú v medzevskom a najvyššie v pravkovskom príkrove. Magnetické pole je relatívne pokojné. Najväčšie zmeny sú v pravkovskom, najmenšie v mníšanskom príkrove. Magnetické pole je celkovo tak málo výrazné (x' sa pohybuje v rozmedzí 24 nT), že to možno považovať za charakteristickú vlastnosť opísaných fylitov. Hodnoty spontánnej polarizácie merané na východoch zelených fylitov sú obyčajne záporné. Pohybujú sa od -685 do +72 mV v humelskom a od -250 do +20 mV v medzevskom príkrove. Výrazne záporné hodnoty sme získali na kontakte s čiernymi fylitmi.

Obsah rádioaktívnych prvkov je v jednotlivých príkrovoch rozdielny. Vo fylitoch medzevského príkrovu je viac uránu a tória a vo fylitoch mníšanského a koj-

TAB. 2

Geofyzikálna charakteristika zelených fylitov (chloriticko-sericitických fylitov)
Geophysical characteristics of green phyllite sequence (chlorite-sericite phyllite)

Príkrov	n	ρ_k					δ_k					Hg					ΔV				
		$\bar{x}$	σ	$\gamma(\%)$	min. max.	K_a	$\bar{x}$	σ	$\gamma(\%)$	min. max.	K_a	$\bar{x}$	σ	$\gamma(\%)$	min. max.	K_a	$\bar{x}$	σ	$\gamma(\%)$	min. max.	K_a
		1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
MD	109	3,1	2,5	78,3	1,0 11,0	0,64	281	237	84,4	24 1165	0,73	4,7	9,3	196,9	0 60	0,20	-21,2	47	223,0	-250 +20	-50,0
HU	155	3,1	2,2	69,5	0,1 11,0	0,58	758	575	-75,9	37 3025	0,62	7,1	9,6	136,5	0 65	0,46	-69,3	101	146,1	-685 +72	-0,52
PR	56	1,5	0,4	28,0	0,4 2,3	-0,44	595	609	102,3	100 4600	0,28	10,1	18,1	177,8	0 100	0,19	-156	113	72,6	-590 -53	-0,55
MN	142	2,3	1,3	55,8	0,2 7,3	0,85	935	495	52,9	171 2460	0,23				-		0,6	122	16211	-336 +247	0,57
KJ	108	1,8	0,7	38,2	0,6 5,0	0,18	820	603	73,5	89 2497	0,49				-		-15,6	44	283	-270 +58	0,62

ΔT					T_c					T_h					U					K				
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
9,1	38,9	428,9	-59 +167	0,40	9,1	1,0	10,9	7,4 13,6	-0,22	9,4	1,7	18,3	5,5 14,1	-0,56	2,2	0,5	24,2	0,7 3,4	0,65	2,0	0,4	18,4	1,2 3,2	-0,24
23,0	23,1	100,6	-43 +678	0,11	9,2	1,3	14,6	5,1 14,3	0,04	8,8	2,3	25,9	3,8 21,6	0,05	1,8	0,5	28,2	0,7 4,5	0,34	2,0	0,5	23,2	0,6 3,7	-0,2
30,1	94,0	307	-34 +178	0,18	7,8	1,1	14,3	6,3 12,3	0,87	7,3	1,6	21,1	5,4 12,5	0,62	1,7	0,4	25,8	0,8 3,1	0,1	1,5	0,4	25,9	1,0 2,9	0,83
25,0	5,0	19,9	+15 +39	0,93	9,3	1,0	10,8	6,9 12,0	0,42	11,8	3,4	15,5	8,2 17,8	0,36	1,6	0,4	27,6	0,5 3,1	-0,3	2,3	0,4	16,6	1,3 3,2	0,25
42,0	24,5	58,4	+8 +158	0,57	9,1	1,2	13,3	5,9 12,6	0,14	11,5	1,6	14,2	7,0 17,1	-0,2	1,7	0,4	25,6	0,8 2,9	0,09	2,2	0,4	17,4	1,1 3,2	-0,2

šovského príkrovu viac tória a draslíka ako v ostatných príkrovoch. Pri analýze GKS zelených fylitov (obr. 4) vidno, že geofyzikálne charakteristiky mnišanského a kojšovského príkrovu sa len málo odlišujú. Preto je problematické považovať tieto príkrovy z geofyzikálneho hľadiska za rozdielne. V štyroch ostatných príkrovoch, ktoré sa podľa GKS odlišujú, sa najmenej líši medzevský a humelský príkrov. Na základe porovnávacích analýz, ktoré sme vykonali pre zelené fylity v piatich príkrovoch, možno konštatovať, že sa dá pozorovať výrazný nárast hodnôt ΔT a menej výrazný nárast ρ_z v smere na sever od medzevského príkrovu. V prakovskom príkrove sú najnižšie hodnoty ΔV , T_c , T_h i K . Smerom na sever a juh hodnoty narastajú, ale v severných príkrovoch sú vyššie ako v južných.

Vulkanické súvrstvia

Porfyroidy (gelnický porfyroidový komplex) patria do hnileckého súvrstvia, ktoré je najvyšším litostratigrafickým členom staršieho paleozoika (vulkanické súvrstvie). Do hnileckého súvrstvia patrí okrem gelnického porfyroidového komplexu vrchný pestrý vulkanický komplex, rakovecký diabázový komplex, helcmanovské ryolity, klátovské amfibolity a sykavské vrstvy (Grecula, 1982).

Humelský príkrov — gelnický porfyroidový komplex je typicky vyvinutý v strednej časti územia. Sú to sivé a svetlosivé hrubozrnné až aglomerátové metapyroklastiká s porfyroblastmi kremeňa a živcov s veľkosťou do 3 mm. Bazickéjšie porfyroidy obsahujú diabázové vložky (30–60 m), zriedkavejšie keratofýrové metapyroklastiká.

Metamorfóza hornín je vyššia vo východnej časti, v doline Zlatej Idky sa nachádzajú ruly a granitizované horniny.

Prakovský príkrov — porfyroidy sú sil-

ne tektonicky postihnuté a na mnohých miestach majú redukovanú mocnosť.

Mnišanský príkrov — gelnický porfyroidový komplex tvoria zelené, sivozelené až tmavozelené hrubozrnné porfyroidy s porfyroblastmi kremeňa a živcov, lokálne amfibolu. Metamorfované sú vo fácií zelených bridlíc, v najvýchodnejšej časti až v amfibolitovej fácií.

Kojšovský príkrov — zelenkasté a olivovo-zelenkasté hrubozrnné porfyroidy (miesťami s fenokryštálmi amfibolu) obsahujú v spodných častiach vložky diabázových metapyroklastik.

Geofyzikálna charakteristika

Geofyzikálnu charakteristiku sme vypracovali na základe ôsmich meraných príznakov (tab. 3). Porfyroidy vykazujú pomerne vysoký zdanlivý merný odpor a nízke hodnoty koeficienta zdanlivej polarizovateľnosti. Rozlišovacia schopnosť týchto parametrov nie je veľmi pozoruhodná, iba v humelskom príkrove je vzhľadom na ostatné príkrovy vyššia stredná hodnota η_z . Prakovský príkrov má najnižšiu strednú hodnotu η_z a najvyššiu ρ_z . Stredné hodnoty ΔT pri dosť veľkom celkovom variačnom rozpätí nie sú vysoké. Nižšie hodnoty x' sú v humelskom a prakovskom a o niečo vyššie v mnišanskom a kojšovskom príkrove. Pole spontánnej polarizácie je obyčajne záporné. V humelskom a prakovskom príkrove sú stredné hodnoty ΔV vyššie ako v mnišanskom a kojšovskom príkrove.

Z analýzy vyplýva (obr. 5), že na základe geofyzikálnych charakteristík nemožno jednoznačnejšie rozlíšiť mnišanský a kojšovský príkrov. Geofyzikálne sa lepšie dajú rozlíšiť ostatné príkrovy. Porfyroidy majú vyššiu hodnotu ΔT , T_h a K , a to v smere z juhu na sever. Rozdiel geofyzikálnych vlastností medzi porfyroidmi humelského a prakovského príkrovu na jed-

TAB. 3
Geofyzikálna charakteristika porfyroidov
Geophysical characteristics of porphyroids

Príkrov	n	Tc					Th					U					K				
		x'	ϕ	v (%)	min. max.	K _a	x'	ϕ	v (%)	min. max.	K _a	x'	ϕ	v (%)	min. max.	K _a	x'	ϕ	v (%)	min. max.	K _a
		1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
HU	173	7,8	1,4	17,9	5,3 13,5	0,38	7,6	1,8	23,1	3,2 17,5	0,0	1,7	0,5	30,9	0,8 3,7	0,36	1,5	0,8	54,3	0,5 9,4	0,22
PR	111	7,2	1,2	17,2	3,5 11,5	0,55	8,4	1,9	22,1	3,8 15,5	0,4	1,4	0,5	38,1	0,6 3,3	0,29	1,7	0,3	30	0,5 3,5	-0,03
MM	49	9,2	1,0	10,5	7,0 11,0	-0,13	11,5	1,8	15,5	8,1 15,5	0,01	1,6	0,5	29,5	0,6 2,8	-0,63	2,3	0,4	15,4	1,5 3,1	0,26
KJ	118	8,6	1,4	15,8	2,8 13,6	0,13	9,9	2,1	21,3	1,9 19,9	0,4	1,5	0,6	38,4	0,1 4,7	0,18	2,3	0,6	25,9	0,7 5,2	0,30

η _k					φ _k					ΔV					ΔI'				
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
2,2	1,0	45,3	0,1 8,2	0,26	1282	910	70,9	167 6639	0,61	-24,2	61,9	256,1	-350 +123	-0,28	20,0	20,8	103,8	-15 +59	0,24
1,6	0,8	49,8	0,2 5,7	0,16	1532	700	45,7	381 4604	0,44	-19,4	60,6	313,0	-133 +93	0,71	31,4	50,1	159,9	3 376	0,22
1,7	1,2	69,4	0,4 4,4	0,59	1319	694	52,6	304 3330	0,1	-150,6	58,8	39,0	-39 +68	-0,24	42,4	27,6	65,1	13 211	0,43
1,8	0,7	39,1	0,5 4,2	0,44	1279	1711	133,8	253 9459	0,34	-97,6	65,0	66,6	-194 +60	0,26	38,8	20,3	52,5	-2 +134	0,49

nej strane a porfyroidmi mnišanského a kojšovského príkrovu na strane druhej odráža najpravdepodobnejšie vyšší obsah bázičských hornín a s nimi späté mineralizácie v severnejších jednotkách, ako aj rozličný stupeň metamorfózy.

Geologicko-geofyzikálna charakteristika hornín vystupujúcich jednotlivito v tektonických jednotkách

Skúmali sme tri horniny, ktoré vystupujú v dvoch jednotkách a 10 hornín, ktoré sa vyskytujú (vo významnejšom zastúpení) len v jednej jednotke.

Metapsamity

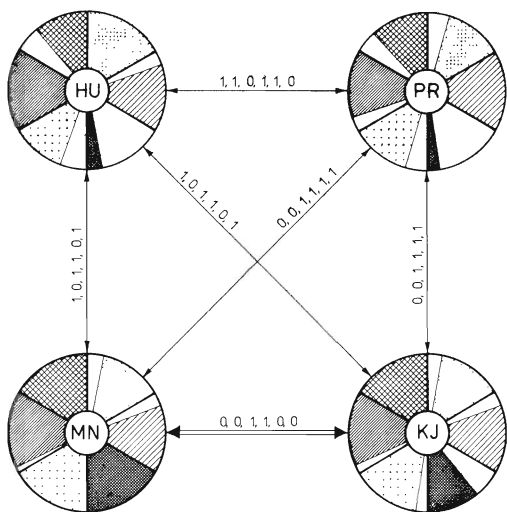
Metapsamity nie sú také rozšírené ako čierne a zelené fylity. Významnejšie sú zastúpené jedine v humelskom a prakovskom príkrove.

Metapsamity smolníckeho súvrstvia sú

lavicovité a doštičkovité, striedajúce sa s čiernymi a sivými fylitmi podľa stupňa spracovania. Horniny majú veľmi často zachované flyšové textúry. V dôsledku vyššej metamorfózy sú vo východnej časti územia prítomné masívne kvarcity.

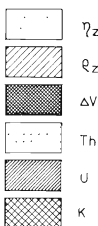
Metapsamity oboch príkrovov majú veľmi podobné geofyzikálne charakteristiky: vysoký zdanlivý merný odpor a dosť nízke hodnoty koeficienta zdanlivej polarizácie. Magnetické pole je kľudné, jeho stredné hodnoty sú 13–23 nT. Hodnoty spontánnej polarizácie sú v rozmedzí –435 až +97 mV. Stredné hodnoty ΔV metapsamitov prakovského príkrovu sú nižšie ako stredné hodnoty metapsamitov humelského príkrovu. Obsah rádioaktívnych prvkov je pomerne stabilný.

Malé rozdiely v geofyzikálnych charakteristikách vo východnej časti spôsobujú ťažkosti pri odlišovaní metapsamitov od porfyroidov a zelených fylitov, a to v dôsledku vyššej intenzity metamorfózy.



Skúmaný horninový súbor	Ocenenie štatistickej významnosti rozdielu stredných hodnôt						
	η_z	ρ_z	ΔV	Th	U	K	ΔT súhrn. ocen.
HU-PR	1	1	0	1	1	0	1
HU-MN	1	0	1	1	0	1	1
HU-KJ	1	0	1	1	0	1	1
PR-MN	0	0	1	1	1	1	0
PR-KJ	0	0	1	1	1	1	0
MN-KJ	0	0	1	1	0	0	0

0 - nevýznamné 1 - významné



šanskom príkrove je amplitúda variačného rozpätia len 17 nT. Pole spontánnej polarizácie je záporné, s nevelkým kolísaním hodnôt v mnišanskom príkrove a s výrazne stabilizovanými hodnotami v pravovskom príkrove (amplitúda variačného rozpätia tu dosahuje len 30 mV). Obsah rádioaktívnych prvkov v ryolitoch obidvoch príkrovov je veľmi rozdielny, pričom zvlášť pre Th a K sú stredné hodnoty i variačné rozpätie vyššie v mnišanskom príkrove. Tento výrazný rozdiel v obsahu Th a K, ale aj v elektrickom odpore spolu s rozdielnym variačným rozpätím pri ΔT súvisí najpravdepodobnejšie s rozličnou intenzitou silicifikácie, ako aj s rozdielnym obsahom produktov bázičného vulkanizmu. Geofyzikálna charakteristika potvrdzuje poznatky získané z petrografie, že mineralizácia v podloží ryolitov mnišanského príkrovu sa prejavuje silicifikáciou a pyritizáciou.

Z predchádzajúcich údajov vyplýva, že vyčleniť ryolity v rámci iných hornín na základe geofyzikálnych charakteristík nie je ťažké.

Obr. 5. Tabuľka a zobrazenie geofyzikálnych korelačných spektier (GKS) pre porfýroidy

Fig. 5. Table and graphic plot of geophysical correlation spectra (GKS) for porphyroids

Ryolity

Helcmanovské ryolity hnileckého súvrstvia sa vyskytujú najmä v mnišanskom, zriedkavo v pravovskom príkrove.

Pre ryolity (kremenité porfýry) sú typické veľmi vysoké stredné hodnoty ρ_z (v pravovskom príkrove sú dvakrát vyššie ako v mnišanskom). Hodnoty koeficienta zdanlivej polarizovateľnosti dosahujú strednú úroveň, o niečo vyššie sú v mnišanskom príkrove. Magnetické pole vykazuje výraznú variabilitu pri ryolitoch pravovského príkrovu, zatiaľ čo v mni-

Keratofýry

Nachádzajú sa vo všetkých príkrovoch, ale v skúmanom území sa častejšie vyskytujú v pravovskom a kojšovskom príkrove. Tvoria iba tenké polohy, preto aj zistené geofyzikálne vlastnosti sú málo reprezentatívne.

Keratofýry (spodný pestrý vulkanický komplex hnileckého súvrstvia) obsahujú vložky zelených fylitov a jaspilitov (1 až 5 m).

Keratofýry majú charakteristiky elektrického a magnetického poľa podobné charakteristikám porfýroidov a metapsamitov, ale výrazne sa od nich líšia obsahom rádioaktívnych prvkov. To je význačná vlastnosť pre ich identifikáciu. Keratofýry pravovského príkrovu majú veľmi

TAB. 4

Geofyzikálna charakteristika hornín, ktoré vystupujú v štruktúrno-tektonických jednotkách len jednotliv
Geophysical characteristics of rocks scattered in single structural-tectonic units

Horniny	Príkrv	n	η_k					ξ_k					ρ_g					ΔT				
			x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a
metasamity	HU 196		2,7	1,2	43,5	0,9 8,5	0,41	1212	600	49,6	75 3250	0,62	11	16,2	152,3	0 90	0,45	12,9	11	84,9	-30 +99	-0,07
	PR 291		2,6	1,4	55,2	0,4 7,6	0,0	1571	910	57,9	366 4984	0,67	-	-	-	-	-	23,2	14,8	67	-30 +149	-0,0
ryolity	PR 12		1,6	0,5	29,1	1,0 2,5	0,7	5864	2920	49,8	2008 11100	0,83	-	-	-	-	-	36,2	183	505	-235 +518	0,2
	MN 46		2,4	0,8	32,0	1,2 5,5	0,27	2961	1046	35,3	1154 5179	0,24	-	-	-	-	-	30,7	3,8	12,3	22 39	0,55
keratofýry	PR 22		1,7	0,4	23,1	1,1 2,5	0,05	1306	321	24,6	776 1864	1,09	-	-	-	-	-	19,6	3,6	18,4	14 29	0,24
	KJ 29		1,2	0,6	47,8	0,5 2,8	0,53	1330	364	27,4	418 1919	-0,5	-	-	-	-	-	48,2	69,4	144	-29 +268	0,22
metadiabázy	RA 100		1,7	0,6	38	0,5 4,0	0,4	992	523	52,8	335 2983	0,85	-	-	-	-	-	38,1	76,5	202	-115 +413	0,38
diabázové meta- pyroklastiká	RA 118		1,6	0,6	36,8	0,5 3,2	0,77	680	288	42,3	218 1726	0,01	-	-	-	-	-	19,3	17,2	89	-32 +51	0,32
zelené bridlice	RA 37		2,5	1,2	48,8	0,8 5,6	1,01	635	411	64,7	44 1520	1,15	-	-	-	-	-	77,5	69,9	90	24 297	0,49
amfibolity	RA 112		1,9	0,9	46,6	0,5 4,6	0,62	481	290	60,3	45 1137	1,21	8,5	12,1	143	0 75	0,40	66,7	128	191	-164 +618	-0,04
ruly	RA 47		9,3	3,6	38	2,4 14,5	-0,3	492	125	25,5	286 956	0,39	9,8	12,9	131,6	0 60	0,35	77,1	69,4	90	-20 +298	0,76
granity	HU 238		1,6	0,8	50	1,4 8,4	0,23	474	295	62,4	101 1900	0,62	7,5	9,6	128,4	0 40	0,65	11,6	4,1	35,3	-5 +52	-0,04

ΔV					T_c					T_h					U					K				
x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a	x'	ϕ	$\nu(\%)$	min. max.	K_a
-10,9	39,9	388	-196 +95	-0,34	7,3	1,0	13,3	4,8 10,9	0,0	7,6	1,4	17,8	4,2 12,3	-0,08	1,6	0,5	32,6	0,3 3,3	0,38	1,3	0,5	38,8	0,2 6,6	0,06
-77,5	81,7	105,5	-435 +45	-0,7	6,9	1,2	17,9	3,4 12,3	0,3	8,1	1,7	21,4	2,9 14,3	-0,14	1,3	0,4	34,5	0,1 2,7	0,26	1,6	0,5	29	0,4 4,0	0,23
-46,9	8,4	17,9	-67 -37	-0,51	6,5	1,1	16,8	5,3 9,4	0,42	6,0	1,1	18,3	4,5 8,0	0,55	1,2	0,2	16,9	1,0 1,6	0,55	1,6	0,4	28,8	1,1 2,9	0,39
-69,2	60,6	87,6	-190 +18	0,79	13,3	2,0	15	8,0 18,9	0,38	14	2,6	17,8	9,8 22,4	0,19	1,1	0,5	42,2	0,1 2,2	0,56	4,5	1,0	21,4	1,9 7,0	0,96
31,4	9,8	31,2	8 46	-0,82	8,7	1,8	20,1	4,5 12,0	0,07	6,8	1,5	22,6	3,4 10,2	0,57	1,3	0,4	33,2	0,4 2,0	0,2	2,9	1,1	38,6	1,1 5,1	-0,05
-20,3	18,5	91,1	-66 +20	-0,22	6,8	1,4	20	4,7 11,7	0,22	4,6	2,3	51,2	2,9 12,8	0,36	3,3	0,9	28,2	1,2 5,0	-0,51	1,6	0,4	28	0,6 2,7	-0,1
30,1	158	524	-207 +224	-1,04	4,6	2,4	51,5	1,2 11,0	0,5	4,4	3,5	79,7	0,4 15,0	0,77	1,0	0,6	60	0,1 3,5	0,38	1,2	0,7	53,3	0,1 3,1	0,75
163,1	61,8	37,9	54 298	0,86	3,5	1,2	34,6	1,1 7,3	0,06	2,7	1,8	64,7	0,4 8,0	0,84	0,8	0,5	58,9	0,1 2,6	-0,06	1	0,4	38	0,2 2,4	0,7
-77,6	73,0	94,3	-203 +39	0,07	9,6	2	20,9	5,5 15,0	0,45	13	2,8	21,5	6,5 21,5	0,35	1,8	0,6	39,7	0,9 3,3	0,72	2,3	0,5	23,4	1,2 3,7	-0,2
3,3	93,5	2853	-159 +221	-1,0	2,8	1,2	44,5	1,0 6,8	0,08	2,2	1,5	68,3	0,3 7,0	0,54	0,8	0,5	66,5	0,1 2,7	0,39	0,7	0,3	40,9	0,2 1,4	0,02
30,2	28,9	95,6	-20 +83	0,49	-	-	-	-	-	4,0	0,9	23,1	1,2 5,4	0,05	1,4	0,4	29,5	0,4 2,3	-1,0	1,2	0,3	25,9	0,4 1,8	-0,77
-14,7	25,3	172	-92 +44	0,48	8,45	1,4	16,8	3,8 13,0	-0,1	5,9	1,4	24,6	2,1 10,7	0,53	2,2	0,7	32,0	0,5 5,2	0,31	1,9	0,6	28,3	0,5 3,5	-0,5

zvýšený obsah K a mierne znížený obsah U. V kojšovskom príkrove je výrazné zníženie obsahu Th a stredná hodnota obsahu U je najvyššia zo všetkých spraco-

vávaných litotypov východnej časti SGR. Pole spontánnej polarizácie je v kojšovskom príkrove záporné, s hodnotami oscilujúcimi v rozmedzí od -66 mV do +20 mV

a v prakovskom príkrove kladné a veľmi stabilné, s hodnotami 8—46 mV.

Metabázické horniny

Horniny rakoveckého diabázového komplexu pozostávajú z metadiabázov, diabázových metapyroklastík a zelených fylitov. Obsahujú aj vložky kyslých pyroklastík. Metamorfóza hornín je intenzívnejšia východne od Kojšova, čo spôsobilo vznik amfibolitového komplexu, v ktorom z kyslých pyroklastík vznikli ruly.

Metadiabázy charakterizuje relatívne nízky elektrický odpor (v porovnaní s inými bazikami) a nízke hodnoty koeficienta zdanlivej polarizovateľnosti. Magnetické pole sa výrazne mení a hodnoty sa pohybujú od —115 do +413 nT. Pole spontánnej polarizácie má nepravidelný charakter, osciluje od —207 do +224 mV. Obsahujú veľmi málo rádioaktívnych prvkov.

Diabázové metapyroklastiká majú nižší merný odpor ako metadiabázy a porovnateľné hodnoty vybudenej polarizácie. Hodnoty magnetického poľa sú nižšie a menej varírujú ako hodnoty metadiabázov. Pole SP sa síce tiež mení, ale má výlučne kladné hodnoty. Obsah rádioaktívnych prvkov je tak ako v metadiabázoch veľmi nízky.

Možno potvrdiť, že produkty diabázového vulkanizmu sa líšia nielen od kyslých vulkanitov, ale aj od iných litotypov. Ľahšie je vydeliť v metabázikách zelené fylity ako rozlíšiť metadiabázy od ich metapyroklastík.

Amfibolity

Klátovské amfibolity sa nachádzajú v rakoveckom príkrove v hnileckom súvrství.

Sú stredozrnné až hrubozrnné, pomerne masívne, zelenej až tmavozelenej farby. Lokálne sú kataklazované a zbridlí-

natené. Z rudných minerálov je v amfibolite magnetit, ilmenit, hematit a pyrit.

Amfibolity sa dajú na základe geofyzikálnych vlastností pomerne ľahko mapovať. Merný elektrický odpor a polarizovateľnosť sú v porovnaní s inými horninami východnej časti SGR nižšie. Magnetické pole charakterizuje dosť veľká variabilita hodnôt a vysoká stredná hodnota ΔT . Pole SP sa mení a hodnoty sa pohybujú v rozmedzí od —168 do +618 mV. Najcharakteristickejšou črtou je veľmi nízky obsah rádioaktívnych prvkov. Stredné hodnoty Th i U sú najnižšie zo všetkých skúmaných hornín východnej časti SGR. Nízka rádioaktivita a vysoké hodnoty magnetického poľa sú základom pre identifikáciu amfibolitov.

Ruly

Najviac je ich v rakoveckom príkrove, kde vystupujú v podloží amfibolitov, alebo v nich tvoria aj vložky. Je to strednozrnná sivozelenkastá hornina s výrastlicami živcov a hornblendu. Väčšinou je silne zbridlíčená a mylonitizovaná. Obsahuje rozptýlenú Cu, Pb, Zn mineralizáciu.

Ruly majú špecifické fyzikálne vlastnosti, ktoré dovoľujú ich ľahkú identifikáciu a sledovanie súčasne s okolitými amfibolitmi. Merný odpor je porovnateľný s odpormi amfibolitov, ale hodnoty koeficienta zdanlivej polarizácie sú veľmi vysoké (porovnateľné s polarizáciou čiernych fylitov). Anomálne vysokú polarizovateľnosť rúl spôsobuje zvýšený obsah rudných minerálov. Obsah rádioaktívnych prvkov je nízky (najnižší je obsah Th), ale o niečo vyšší ako v amfibolitoch.

Granity

Najväčší výskyt granitov je v oblasti Poproča, menší v oblasti Zlatej Idky.

Popročský granit má masívnu zrnitú

štruktúru. Južnú a centrálnu časť graniťového masívu buduje biotitický a muskoviticko-turmalinický granit. V severnej časti je leukokrátne fácia biotitického a aplitického granitu a plagioaplitu (Kamenický, 1978). Granit vykazuje dosť vysoký stupeň dynamických a metasomatických premien.

Granity sú charakteristické zníženýmmerným odporom (stredná hodnota je 474 Ωm), pričom stredná hodnota silne zvetraných a porušených granitov osciluje okolo 100 Ωm a pri pevných granitoch prekračuje aj 1000 Ωm . Znížené sú aj hodnoty η_z a ΔT . Magnetické pole je kľudné a namerané hodnoty sú v úzkom rozmedzí od -5 do $+52$ nT. Pole spontánnej polarizácie je kľudné, s hodnotami od -92 do $+44$ mV.

Obsah Th je relatívne nízky, ale obsah U je v porovnaní s inými horninami výrazne zvýšený.

Identifikácia a ohraničenie graniťov na základe geofyzikálnych prác sú pomerne jednoduché, výnimkou sú oblasti, kde je granit v kontakte s metasomatitmi.

Zovšeobecnenie fyzikálnych vlastností a odporúčania geofyzikálnych metód na geologické mapovanie

Pri zovšeobecňovaní oporných charakteristík hornín na základe geofyzikálnych parametrov (η_z , ρ_z , ΔT , ΔV , Th, U, K;

tab. 1—4) sme najprv urobili poradie poli strednej hodnoty ($x' + \sigma$; $x' - \sigma$) každého príznaku všetkých 30 litotypov východnej časti SGR. Uprednostnenie hodnôt x' a σ vychádza z údajov S. Gregoryho (1976), že rozdiely v rozptyle (vyjadrené matematicky) najviac vystihuje štandardná odchýlka (σ). Do hodnotenia sme nezahrnuli merania Hg a spektrometrie v integrálnom kanáli Tc, lebo neboli kompletne.

Je možné predpokladať, že hodnoty z rozmedzia $x' - \sigma$ a $x' + \sigma$ vyjadrujú vplyv registrovaných anomálnych hodnôt zapríčinených výskytom žíl, zlomov, kontaktov a pod. Potom by sa pole strednej hodnoty zúžilo do intervalu prirodzenej diferenciácie parametra pre danú horninu, vyjadrujúcej jej fyzikálny a geologický charakter (napr. minerálne zloženie, anizotropia, laminácia, sekundárne zmeny atď.) a tiež vlastnosti prieskumnej metódy.

Na obr. 6 sú zostavené polia strednej hodnoty pre 30 typov hornín východnej časti SGR. Okrem toho na 31. mieste predkladáme rozloženie stredných hodnôt okolo celkovej strednej hodnoty (stredná hodnota vypočítaná z priemeru všetkých stredných hodnôt) vypočítanej z hodnôt zostavených v tab. 5.

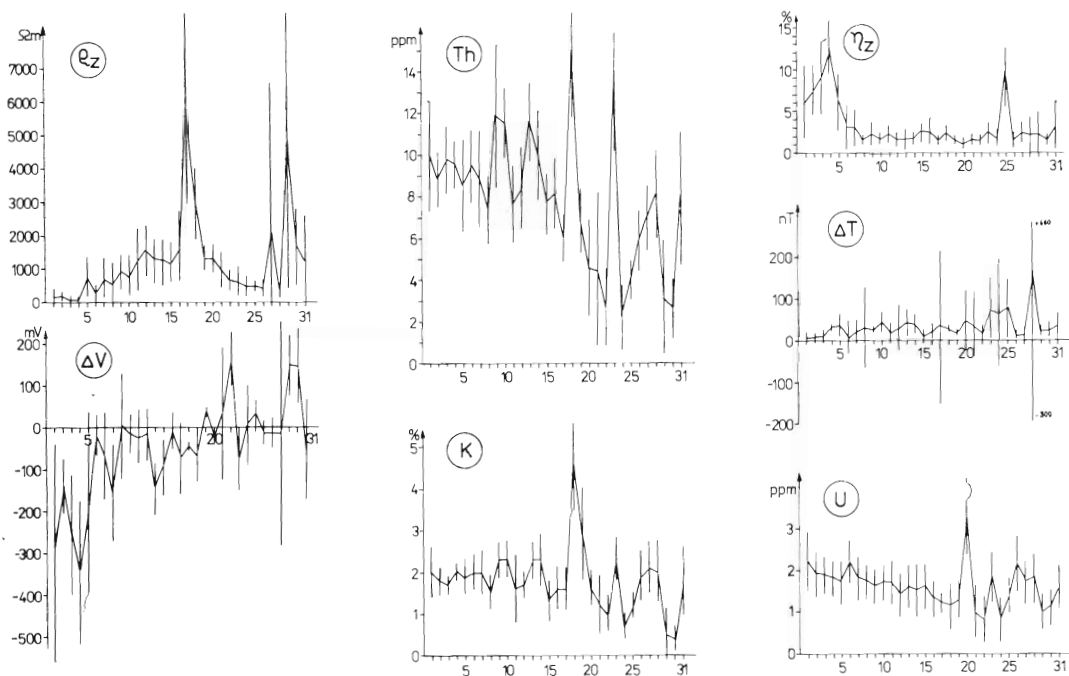
Z obr. 6 vychádza, že neexistuje žiaden meraný geofyzikálny parameter, ktorý by na základe šírky poľa strednej hodnoty výraznejšie rozlišoval horninové typy, teda mapoval horninové súbory, alebo do-

TAB. 5

Celková stredná hodnota a charakteristika variabilnosti stredných hodnôt geofyzikálnych príznakov vo východnej časti SGR

General mean values and their variability for geophysical parameters in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts.

PARAMETER	η_k (%)	ΔT (nT)	φ_k (Ωm)	ΔV (mV)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)
x' - stredná hodnota (stredná zo stredných)	3,4	35,9	1237	-53,7	7,8	1,6	1,8
σ - štandardná odchýlka ako miera rozptylu stredných hodnôt okolo celkovej strednej hodnoty	2,8	32,0	1265	117,6	3,1	0,5	0,8
ν - koeficient variácie pre stredné hodnoty	83,9	89,1	102,3	219,0	39,9	32,1	42,1



Obr. 6. Súbor intervalov rozptylu ($x' - \sigma$, $x' + \sigma$) z geofyzikálnych parametrov hornín východnej časti SGR. Vysvetlivky k číslam na vodorovnej osi: 1–5 — čierne fylity v príkrovoch (v poradí 1 až 5) MD, HU, PR, MN, RA; 6–10 — zelené fylity v príkrovoch MD, HU, PR, MN, KJ (kojšovskom); 11–14 — porfyroidy v príkrovoch HU, PR, MN, KJ; 15–16 — metapsamity v HU a PR príkrovoch; 17–18 — ryolity v PR a MN príkrovoch; 19–20 keratofýry v PR a KJ príkrovoch; 21 — metadiabázy; 22 — diabázové metapyroklastiká; 23 — zelené bridlice; 24 — amfibolity; 25 — ruly (21–25 RA príkrov); 26 — granit; 27 — metasomatit (26–27 HU príkrov); 28 — permské bridlice v čermeľskom príkrovoch; 29 — vápence triasu; 30 — dolomity triasu; 31 — obecná stredná hodnota (stredná zo stredných).

Fig. 6. Set of dispersion intervals ($x' - \sigma$, $x' + \sigma$) for geophysical parameters of rocks in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts

voľoval ohraničiť ich podľa geofyzikálnych máp. Na základe jednotlivých parametrov možno však vydeliť súbor dvoch či viacerých hornín (zriedkavejšie jednotlivé horniny) s rozmedzím ($x' - \sigma$, $x' + \sigma$), ktoré sa od seba výrazne líšia. Ako príklad možno uviesť výrazné rozdiely v poli strednej hodnoty ρ_z pre diabázy v rakoveckom príkrovoch a porfyroidy v humelskom príkrovoch. Rozptyl uránu v keratofýroch kojšovského príkrovu ich odlišuje od ostatných litotypov.

V tab. 5 uvádzame stredné hodnoty (X') i variabilitu stredných hodnôt vypočítaných pre jednotlivé horniny, vyjadrenú štandardnou odchýlkou (σ) a koeficientom (ν). Treba si uvedomiť nerovnaký, neproporcionálny vplyv niektorých stredných hodnôt na celkovú strednú hodnotu (ν). Na hodnotu ΔV najviac vplývajú čierne fylity medzevského a mnišanského príkrovu, ktoré znižujú strednú hodnotu. Pre tento parameter je rozptyl stredných hodnôt (x') okolo X' najväčší. Ďalším výrazne sa me-

TAB. 6

Zovšeobecnenie fyzikálnych charakteristík hornín východnej časti SGR
a odporúčanie geofyzikálnych metód na mapovanie
Generalized physical characteristics of rocks in the eastern part of the
Spiš-Gemer Ore Mts. and proposed geophysical methods of their mapping

Hornina	Árkov	Charakteristické znaky meraných geofyzikálnych hodnôt								Poznámka	Geofyz. metódy odporúčané pre geol. mapovanie				
		η_z (%)	Q_z (sm)	ΔT (nT)	ΔV (mV)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)			VP	OP	M	SP	GSM
Pozadie pre	strnôh	(19; 4,8)	(604; 1869)	(19,9; 51,9)	(-112,5; 5,1)	(6,2; 9,3)	(1,3; 1,8)	(1,4; 2,2)							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11	12	13	14	15
Čierne fylity	MD	↑	↓	min	↓	↑	↑	↑		relatívne ľahko vydeliteľné					
	HU	↔	najnižší odpor	↓	↓	↔	↔	↔							
	PR	Q3-19,0		-24 ÷ +87 najvyšší pre RA najmenší pre HV	↓	↔	↔	↔							
	MN	max.	min	T	min	↔	↔	↔							
	RA		T			T									
Zelené fylity	MD	↓	↓	↓	↓	↑	↑	↑							
	HU	↔	↔	↔	↔	↔	↔	↔		identifikáciu zelených fylitov sťažuje veľká variabilita geofyzikálnych údajov					
	PR	↓	↓	↓	↓	↔	↔	↔							
	MN	↓	↓	↓	↓	↔	↔	↔							
	KJ	↓	↓	↓	↓	↔	↔	↔							
Porfýroidy	HU	T		↔	↔	↔	↔	↔							
	PR			↔	↔	↔	↔	↔		geofyzikálne vlastnosti sú podobné zeleným fylitom, celkovo veľká premenlivosť geofyzikálnych hodnôt					
	MN	↓	T	-15 ÷ +376	↔	↔	↔	↔							
	KJ				↔	↔	↔	↔							
Metapsamity	HU	T	↓	↔	↔	↔	↔	↔		geofyzikálne vlastnosti sú blízke porfýroidom HU					
	PR		↓	↔	↔	↔	↔	↔							
Ryolity	PR	↓	↑	↔	↔	↔	↔	↔							
	MN	T	↑	↔	↔	↔	↔	↔		vyčleňujú sa pomerne ľahko					
Keratofýry	PR	↓	T	↔	↔	↔	↔	↔		malý počet údajov - charakteristika môže byť nepresná					
	KJ	↓	min	↔	↔	↔	↔	↔							
Metadiabázy, metapyroklastiká, zelené bridlice	RA	↓	T	↔	↔	↔	↔	↔		jednoduchšie sa vyčleňujú zelené bridlice ako meta- diabázy a metapyroklastiká					
Amfibolity	RA	↓	↓	↔	↔	↔	↔	↔		vhodné pre geofyzikálne mapovanie					
Ruly	RA	↑	↓	↔	↔	↔	↔	↔		veľmi vhodné na mapovanie					
Granity	HU	↓	↓	↔	↔	↔	↔	↔		ťažko odlišit' od meta- psamitov					

Stredná hodnota parametra (x') pre danú horninu:

T - pohybuje sa v rozmedzí stredných hodnôt ($x' - 1/2\sigma$, $x' + 1/2\sigma$); $\uparrow/\downarrow$ - $x_i > x' + \sigma$ ($x_i < x' - \sigma$); $\uparrow/\downarrow$ - $x' + 1/2\sigma$ (resp. $x' - 1/2\sigma$); $\leftrightarrow$ - rôzne veľký (malý) rozsah zmien parametra; max. (min.) - najvyššie (najnižšie) stredné hodnoty parametra; VP - vybudená polarizácia; OP - odporová metóda; M - magnetometria; SP - spontánna polarizácia; GSM - gamaspektrometria;  - geofyzikálna metóda odporúčaná na mapovanie;  - metóda odporúčaná na mapovanie ako pomocná (doplňujúca); * - odpor zvetraných granitov 100 Ω.m, odpor nezvetraných granitov okolo 1000 Ω.m

niacim parametrom je ρ_z , ktorého strednú hodnotu zvyšujú ryolity prakovského príkrovu a vápence. Stredná hodnota ΔT je najviac ovplyvnená (zvýšená) permskými bridlicami, η_z čiernymi fylitmi mníšanského a prakovského príkrovu a rulami. Pre stredné hodnoty T_h , U a K nie je vplyv jednotlivých hornín taký výrazný a nemá väčší význam.

Pre horniny východnej časti SGR je pomerne ťažké stanoviť ich hranice na základe meraných geofyzikálnych parametrov. Minimálny rozdiel v hodnotách geofyzikálneho poľa, ktorý možno považovať za odraz zmeny geologického prostredia, by nemal byť veľmi veľký, aby sa nezotrelí geologické hranice niektorých litotypov, ale ani veľmi malý, aby sa nevyčleňovali určité litofácie toho istého litotypu. Na základe uskutočnených laboratórnych meraní fyzikálnych vlastností hornín bol pre všetky parametre určený optimálny rozdiel $X' - 1/2\sigma$; $X' + 1/2\sigma$. Na základe takto stanoveného kritéria a súčasne vyššie opísaných geofyzikálnych charakteristík (pole strednej hodnoty) sme zostavili tabuľku 6, v ktorej udávame zovšeobecnené fyzikálne charakteristiky s označením odporúčaných geofyzikálnych metód vhodných na mapovanie hornín. V tabuľke pre veľkú členitosť údajov neuvádzame pomery rádioaktívnych prvkov a merkurometriu.

Záver

1. V celom komplexe 30 hornín žiaden zo siedmich geofyzikálnych parametrov ani žiadna zo štyroch prieskumných metód samostatne nemapuje všetky litotypy dostatočne výrazne. Vyplýva to z toho, že fyzikálne charakteristiky skúmaných hornín sú často málo diferencované.

2. Na geofyzikálne mapovanie hornín východnej časti SGR treba použiť široký komplex metód. Na mapovanie hornín,

ktoré sa vyskytujú v predmetnej oblasti, možno považovať za dostatočný tento komplex metód: vybudená polarizácia, magnetometria, spektrometria a metóda spontánnej polarizácie. Na mapovanie vybraných litotypov, resp. skupiny hornín možno výber metód zmenšiť podľa odporúčaní uvedených v tab. 6.

3. Geofyzikálne charakteristiky uvedené vyššie bude možné považovať za vierohodné a prospešné po ich verifikácii na celom území SGR. Uvedené charakteristiky sme vypracovali po geologickom zmapovaní oblasti prieskumu, kde bolo možné priradiť daný úsek geofyzikálneho profilu opísanej hornine.

4. Keďže geologické mapovanie vo východnej časti SGR je veľmi ťažké, vhodnou metódou pre mapovanie je dôkladné využitie výsledkov geologických a geofyzikálnych prác pozdĺž profilov a predovšetkým ich spoločná verifikácia. Údaje z verifikácie by mali byť základom ďalšieho geologického a geofyzikálneho bádania.

Literatúra

- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotétydy. *Miner. slov.* — Monogr., Bratislava, Alfa, 2, 263 s.
- Grodnicki, J. — Pelc, J. 1981: Zastosowanie podstawowych charakterystyk statystycznych z systemu METOSTA przy interpretacji geofizycznych badań kompleksowych. *Biul. Inf. geof. Stos.*, 1.
- Gregory, S. 1976: Metody statystyczne w geografii. Warszawa, PWN, 34—42.
- Grodnicki, J. — Pelc, J. 1979: System METOSTA w zastosowaniu do interpretacji badań kompleksowych. In: *Materiały do sympozja Spracowanie geofizikalnych údajov* 9.—10. 11. 1979. Red. Jadwisiu — Zegrynek. Warszawa, PBG.
- Grodnicki, J. 1982: Analizy czestości i regresji z liorow wartości geofizycznych w zastosowaniu do porównywania stal metamorficznych. *Biul. Inf. Stos.*, 1/2.
- Goldszmidt, W. I. 1979: Regionalnyje geofiziceskije issledovanija i metodiky ich količestvennogo analiza. Moskva, Nedra.

Geophysical and geological characteristics of rocks in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. (Western Carpathians)

Geophysical characteristics have been evaluated for main rock types in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. coming from eight structural tectonic units of nappe nature. The evaluation was made from geophysical parameters gained from field measurements of induced polarization, mercurimetry, magnetometry, spontaneous polarization and gamma-spectrometry in relation with the geological characteristics.

Rocks sequences in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. are divided into two groups. The first one contains phyllite and porphyroids for which also a comparative analysis was enabled, over the evaluation of characteristics proper, due to their presence in several units. The second group consists of all remaining rock types.

Black phyllite is ranged into the Betliar Formation and represents the lowermost lithostratigraphic unit of the Lower Paleozoic sequence (Silurian to Lower Devonian). The graphite content of black phyllite in single nappe units depends on the intensity of metamorphic conditions and these rock sequences differ from other ones by the values of η_z , ρ_z and ΔV . Setting out from the results of comparative statistical analysis, it was possible to state that the black phyllite may create a geophysically distinguishable environment. This experience is the most pronouncedly indicated by data from the Medzev, Mníšek and Rakovec nappes and to a lesser extent also from the Humel and Prakovce ones. Most striking feature is the well increasing trend of η_z and ΔT values from south to the north and northeast. Changes in geophysical characteristics may be explained by gradual increase of bituminous substance, "contaminations" by basic volcanic products and by different metamorphic degree.

Green phyllite of the Smolník Formation is highly variegated in which the degree of recrystallization depends on the intensity of metamorphism. The formation is characterized by pronounced variability of geophysical parameters which results also in insufficient contrasts along the contacts of green phyllite sequence with other rock units. Setting out

from the results of comparative analysis, these rock varieties are characterized by pronounced increase of ΔT and, to a lesser extent, of ρ_z values northerly from the Medzev nappe. Rocks in the Rakovec nappe are characterized by lowermost mean values of ΔV , T_c , T_h and K . From geophysical point of view, green phyllite in the Mníšek and Kojšov nappe is indistinguishable.

Porphyroids of the Hnilec volcanic formation (representing uppermost constituent in the lithostratigraphic sequence) are characterized by relatively high apparent specific resistivity and quite low values of apparent polarization coefficient. Also an increase of ΔT , T_h and K values appears there trending from the south to the north. Similarly to the green phyllite, it is impossible to distinguish porphyroids of the Mníšek and Kojšov nappes.

Rhyolite masses are characterized by high mean values of ρ_z , amphibolite is being mapped by a dissected magnetic field and very low contents of radioactive elements. Gneiss is typical by its high η_z values which may be compared to the polarization of black phyllite.

The analysis of mean values obtained from measured parameters resulted in the experience that none of rock sequences yields sufficiently differentiated dispersion intervals of any geophysical parameter to a degree that any of geophysical methods would independently map the entire rock assemblage in question. It is possible to distinguish single rock varieties on the base of different parameters. The generalized physical characteristics for single rock types and the recommended geophysical methods for their mapping in the eastern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. are indicated in tab. 6.

It may generally be recommended that none of four investigation methods used does sufficiently well map all rock varieties in the area. An optimum set of methods for the majority of rocks may be outlined by induced polarization, magnetometry, spectrometry and spontaneous polarization. For mapping of a selected rock suite, it is possible to select from the indicated set to obtain the most appropriate method or methods.

Problémy tektogeneze jihovýchodní části východoslovenské neogenní pánve

MILAN MOŘKOVSKÝ, REGINA LUKÁŠOVÁ

Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

Doručené 16. 9. 1985

Вопросы тектогенеза юговосточной части восточнословацкой неогенной впадины

Результаты сейсмических работ, особенно широкого профиля (в виде линии профилирования) и новых глубоких скважин в юговосточной части восточнословацкой неогенной впадины подтвердили синседиментарный характер большей части знаменитых структурных элементов. Одновременно газоносная структура Стретава типа „ролл овер, драг фалд“, т. е. складки волочения, возникли на погруженной плите синседиментарных разломов мочаранских, сопровождающих функцию антитетического разлома Сенне. Для утверждения амплитуд элевации очень помог доказанный дифференциальный диагенезис. Складчатость восточнословацкого неогена в юговосточной части впадины для верхнего бадена даже плиоцена нельзя доложить.

Problems of tectogenesis in the SE part of the East Slovakian Neogene basin

Results of seismic exploration, namely that of wide line profiling and new deep drilling data in the SE part of the East Slovakian Neogene basin proved that the majority of important structural elements has synsedimentary origin. Similarly the gas-bearing Stretava anticline of roll over, dragfold type was developed over a downfaulted block limited by synsedimentary Močarany fault system and by the antithetic Senné fault. Important contribution to the pronounced amplitude of elevation had the proved differential diagenesis in the structure. There are no proofs for folding in the SE part of the East Slovakian Neogene basin during Upper Badenian to Pliocene time.

Nové geofyzikální a vrtní práce podél močaranského zlomového pásma v jv. části Východoslovenské nížiny přinesly řadu nových, závažných zjištění. Vzhledem k tomu, že jde o strukturální prvek celopánevního významu, mají zpřesněné poznat-

ky o jeho funkci i v omezeném prostoru klíčový význam. Můžeme jich použít jako modelového řešení i pro další části východoslovenské neogenní pánve, kde zatím podrobnější údaje chybějí.

Největší množství údajů o močaranském

zlomovém pásmu j. od Michalovců pochází z průzkumných prací v okolí plynonosné struktury Stretava.

Stretavská struktura na pokleslé kře močaranského pásma se dříve na základě vrtních údajů a starších seizmických materiálů obecně interpretovala jako struktura s perzistující elevační stavbou. Vedly k tomu hlavně údaje o klenbovitě stavbě mladší výplně, tj. pontu až spodního sarmatu. Nedostatek údajů o stavbě svrchního badenu a starších stratigrafických členů vedl prakticky všechny autory k extrapolaci prvků mladší stavby i do hlubších komplexů. Teprve zpracováním novějších seizmických materiálů zjistili M. Mořkovský — R. Lukášová (1978) monoklinální stavbu svrchního badenu a vznik struktury v mladších souvrstvích dávali do souvislosti s funkcí jak močaranského zlomu, tak i protiklonného zlomu Senného.

Oproti převážné většině názorů na genezi tohoto elevačního pruhu ve vztahu k poklesové funkci močaranského pásma považoval J. Slávik (1973, s. 70, 71, 74) Stretavu a řadu neogenních struktur východoslovenské pánve za projev svrchnomiocenních a pliocenních fází vrásnění. Obdobný názor byl publikován dále J. Slávikem — R. Rudincem (1973), R. Rudincem (1978) a objevil se i v některých dalších nepublikovaných pracích. Nikde však se nesetkáváme s konkrétní argumentací a s doklady svědčícími o tangenciálních pohybech ve svrchnobadenských a mladších neogenních pánvích východního Slovenska. Rozdíl v názorech na vznik stretavské struktury a celého stretavsko-bánoveckého hřbetu odráží rozdíly v názorech na tektogenezi neogenní pánve během svrchního miocénu a pliocénu.

Vedle seizmických profilů společného reflexního bodu (SRB) a údajů nových hlubinných vrtů byly to zejména výsledky reflexně seizmického, tzv. širokého profilu („wide line profiling“ — WLP), jež

umožnily osvětlit alespoň některé otázky, které byly zdrojem nejistoty o stavbě z. svahů podvihorlatské deprese, a tedy i stretavské struktury. Profil odměřený technikou „šírokého profilu“ (WLP) s výsledným 24-násobným překrytím byl zpracován A. Zbořilem a A. Petříkem. Zejména v migrované verzi, spolu s údaji nových hlubinných vrtů, v zásadě potvrdil a zpřesnil řešení M. Mořkovského — R. Lukášové (1978). Navíc bylo možno interpretovat drobnou zlomovou stavbu na vrcholu stretavské struktury naznačenou C. Tereskou - G. Mikitou (1974), J. Magyarem — R. Rudincem (in Magyar, 1981) a J. Čverčkem et al. (1981). Tuto drobnější tektoniku nebylo možno v dřívějších seizmických podkladech blíže identifikovat.

Detailní korelaci seizmických rozhraní spolu s korelací karotážních diagramů (elektro- a gamakarotáž) vrtů byla v panonu, vyšším sarmatu a vyšší části spodního sarmatu stanovena pravděpodobně zcela převážná část zlomů o amplitudě větší než 30 m a rovněž doba jejich funkce. Zejména při korelaci hlubších komplexů, která je v důsledku intenzivní syn-tektonické sedimentace a i časté stratigrafické neprůkaznosti souvrství složitější, jsme použili údajů R. Jiříčka (1968), R. Brzobohatého (1981), J. Magyara (1981) a J. Čverčka (1985).

• V článku předložené řešení zlomové tektoniky bylo součástí úkolu interpretace „šírokého profilu“ (Mořkovský in M. Fejfar et al., 1982).

Přehled a výsledky starších geofyzikálních měření

Gravimetrie provedená v detailním měřítku — 4 body na 1 km² s chybou $\pm 0,056$ mgl — (Blížkovský - Kocák, 1960) doplnila výsledky starších přehledných měření zhodnocených J. Ibrmajerem (1954) a V. Čekanem - A. Šutorem (1960).

Vedle toho lze však za současného stavu poznatků vyložit i lokální anomálie, jejichž vysvětlení bylo dříve víceznačné. Je to zejména projev tíhového hřbetu sv. směru, nejvýrazněji se projevujícího ve v. okolí vrtu Pavlovce-1 a vyznívajícího jak k SV, tak k JZ. Podle nových poznatků jde o hrástovou strukturu s maximální amplitudou při křížení zlomů sv. směru, omezujících hrást, a vůči nim kolmého zlomu Senného.

Magnetika v popisované oblasti zachytila jv. úbočí kladné regionální anomálie vertikální magnetické intenzity (Man, 1961), známé již ze starších přehledných měření (Čekan - Šutor, 1960). Zatímco tito autoři za hlavní zdroj anomálie pokládají vulkanogenní složku výplně neogenní pánve, O. Man (1961) se domnívá, že anomálie je podmíněna pravděpodobně podložními vlivy. Současně však upozorňuje na protichůdný vztah tíhového a magnetického pole. R. Rudinec (1976) poukazuje na vztah magnetické anomálie k průběhu zemského teplotního pole a usuzuje na přítomnost hlubinného vulkanického tělesa s povrchem v hloubce okolo 10 km. Obdobně řeší tento problém L. Pospíšil - M. Filo (1977), kteří povrch bazického hlubinného tělesa kladou do hloubky okolo 5,5 km.

Vzhledem k tomu, že magnetické susceptibility hornin jak neogenní výplně pánve, tak i centrálněkarpatského paleogénu a mezozoika, a konečně i paleozoika, zastížených vrty, jsou velmi nízké (Píchová, 1979; 1980), je nutno zdroj této anomálie hledat hlouběji, ve smyslu R. Rudince (1976), anebo v paleozoickém vulkanismu.

Z uvedeného vyplývá, že izolinie vertikální magnetické intenzity nemají velmi pravděpodobně bližší vztah k morfologii předterciérních komplexů.

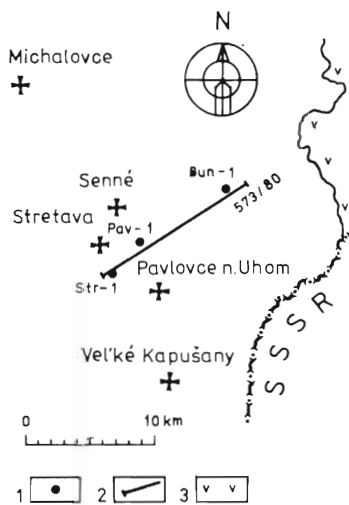
Č. Tomek (1980) anomálii považuje za projev velkého magnetického tělesa v zemliniku nebo jeho podloží, jímž by mohla

být východoevropská platforma.

Geoelektrickými měřeními provedenými metodou VES nebylo možno, jak se zjistilo již při původním zpracování (Zavřelová - Mořkovský, 1972), sledovat totožné rozhraní. Ve strukturně vyšších částech podvihorlatské deprese odpovídá geoelektrické rozhraní reliéfu paleozoika, dále k Z přechází na transgredující tufiticko-detritický komplex na bázi svrchního badenu (Pavlovce-1, Rebrín-1).

Ve strukturně hlubších částech pánve, t. j. na pokleslých krách močaranského zlomového pásma, odpovídá geoelektrický horizont odporově výraznějším, tufitickějším komplexům ve vyšší části svrchního badenu (okolí Pavlovce nad Uhom).

Refrakčně seizmická měření zjistila jako výraznější refrakčně seizmické elementy rozhraní o hraniční rychlosti $V_H = 5400$ m/s, nejspíše odpovídající detritickému komplexu na bázi bolivino-buliminové zóny a rozhraní o $V_H = 6000$



Obr. 1. Přehledné situační schéma oblasti. 1 — hluboké vrty (Stretava, Pavlovce nad Uhom, Bunkovce), 2 — průběh seizmického profilu, 3 — neogenní vulkanity

Fig. 1. Situation scheme of the area. 1 — deep drilling (Stretava, Pavlovce nad Uhom, Bunkovce), 2 — seismic profile, 3 — volcanite of Neogene age

m/s, nejspíše reliéf paleozoika v podloží neogénu (Hrdlička et al., 1968). Vzhledem ke komplikované zlomové stavbě (časté průniky vln apod.) jsou výsledky negativně ovlivněny a lze jich použít pouze orientačně při regionální korelaci.

Na pokleslé kře močaranských zlomů, v prostoru vrtu Stretava-1, bylo rozhraní $V_H = 6000$ m/s identifikováno v hloubce 4600 m.

Reflexní seismika metodou SRB se v širším regionu provádí od r. 1972. Z hlediska zpracovávané oblasti jsou obzvláště významné výsledky profilu 546/76, kdy byl poprvé identifikován významný stavební prvek — antitetický zlom Senného (Mořkovský - Lukášová, 1978). Další navazující práce zpřesnily názory na stavbu této z hlediska výskytu živců významné oblasti.

Interpretace výsledků reflexně seizmického profilu 573/80 (WLP) a hlubinných vrtů

Reliéf zakrytého paleozoika a vrstevní stavba neogénu

Podloží neogénu v popisovaném prostoru zastihly hlubinné vrty Pavlovce-1 a Bunkovce-1 (Magyar, 1981; Magyar - Rudinec, 1980). Jde o anchi- až epimetamorfované jílovito-písčité břidlice s polohami červenofialových břidlic a písčitých vápenců. Stratigraficky jsou horniny neprůkazné, v poměrně blízkých vrtech Pozdišovce-1 a Ptrukša-7 byl palynologicky stanoven svrchní perm (Planderová - Slávik, 1977).

Vedle projevů tektonického rozklouzání je na řadě vrtních jader vrtu Bunkovce-1, např. v hl. 1430, 1510, 1600, 1930 m, zřetelné usměrnění — břidličnatost. Pak je možno připustit, že i řada seizmických reflexů registrovaných z paleozoika odpovídá jeho vnitřní stavbě. Z tohoto rámce se vymykají zóny kose uspořádaných či kose omezovaných reflexů, které nejspíše

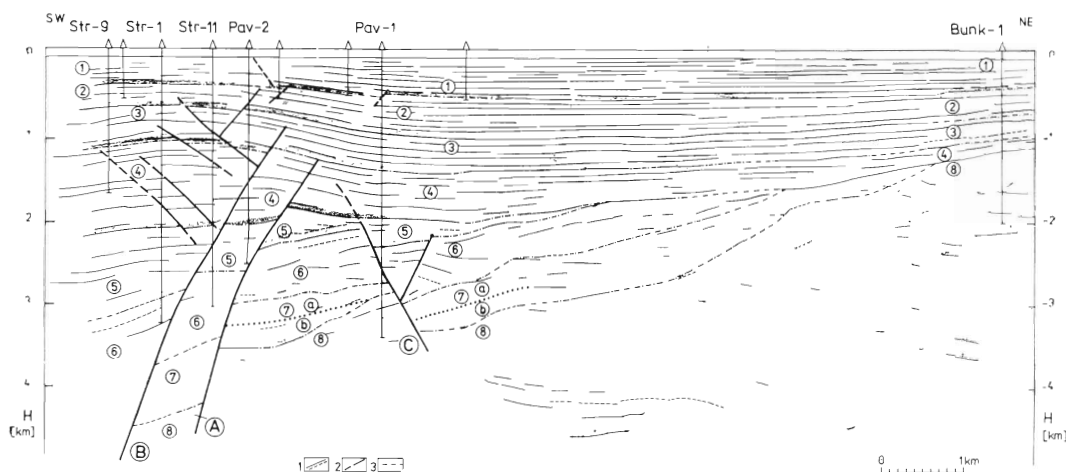
indikují přesmykovou tektoniku svrchního paleozoika (?) (obr. 2, 3). Převážná většina těchto prvků by odpovídala posunům kolmým ke směru profilu svým průběhem. Šlo by o přesmyky od JZ k SV.

Předneogenní reliéf je průběhem shodný s těmito zónami a byl velmi pravděpodobně jimi predisponován. Z tohoto hlediska by pak stavbu větších komplexů svrchnopaleozoických (?) břidlic nejspíše reprezentovaly jen mírněji ukloněné seizmické reflexy. Souvrství z vrtu Bunkovce-1 by pak i při eventuální šupinové stavbě spíše odpovídala nadloží komplexů zastížených vrtem Pavlovce-1.

Ze současného stavu poznatků vyplývají i některé závěry, dotýkající se členění podloží neogénu Východoslovenské nížiny. Jižně od Michalovců předpokládají R. Rudinec — J. Slávik (1970) linii sz.—jv. směru, která odděluje nemetamorfované až anchi-metamorfované předmezozoické formace zemplínského bloku od metamorfovaných formací pozdišovecko-iňačoveckého bloku, resp. jednotky (Slávik, 1973; 1978). Ukazuje se však, že intenzita metamorfózy uvažovaného pozdišovecko-iňačoveckého bloku je značně proměnlivá, a ne tak regionálně intenzivní, jak se původně předpokládalo (Magyar, 1976; 1977). Tak např. z 900 m paleozoických souvrství, které vrt Bunkovce-1 provrtal na tomto bloku, uvádějí J. Magyar - R. Rudinec (1980) jen slabou metamorfózu, a to až při bázi komplexu. Stejně tak přítomnost metamorfitů zjištěná M. Zádrapou (1966, 1969) a J. Voborníkovou (1974) na struktuře Ptrukša předpokládaného zemplínského bloku nezdůvodňuje uvedené členění.

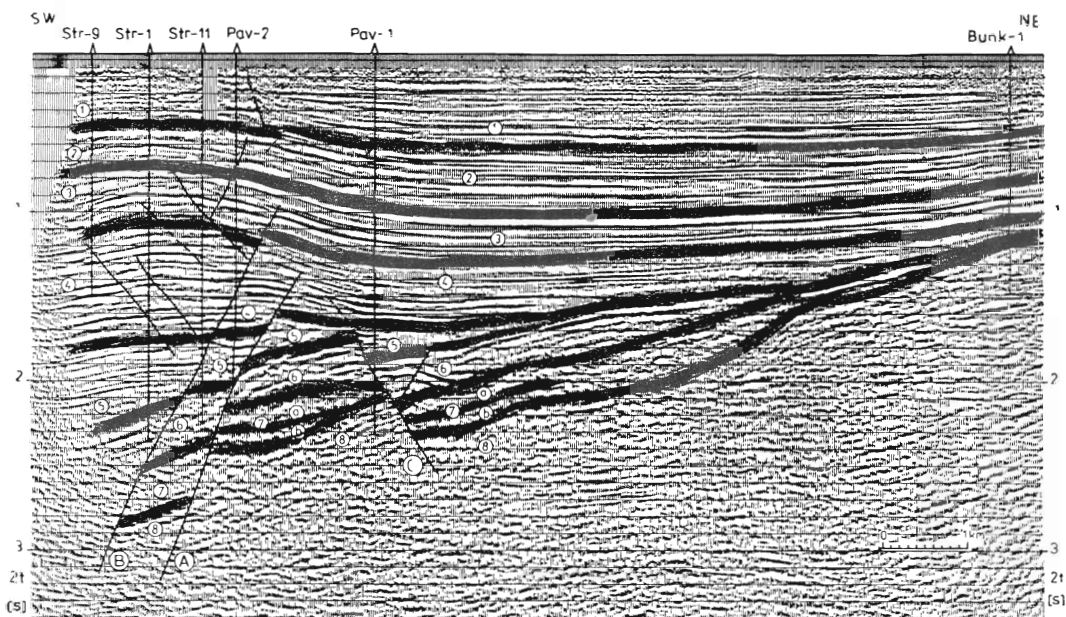
Obr. 3. Časový řez seizmického profilu 573/80 WLP (migrovaný) s geologickou interpretací. Vysvětlivky viz obr. 2

Fig. 3. Travel time section of the 573/80 WLP seismic profile (migrated) and its geological interpretation. Explanations as in fig. 2



Obr. 2. Hloubkový řez seizmického profilu 573/80 WLP (migrovaný) s geologickou interpretací. 1 — reflexní horizonty, 2 — zlomy, 3 — stratigrafické hranice, ① — pliocén (dák, roman) až vyšší panon (báze pozdišoveckých štěrků), ② — hlubší panon, ③ — vyšší sarmat, ④ — spodní sarmat, ⑤ — svrchní baden, ⑥ — střední a spodní baden, ⑦ — karpát: (a) — pestrý, (b) — šedý, ⑧ — paleozoikum, (A) — východní močaranský zlom, (B) — západní močaranský zlom, (C) — zlom Senného

Fig. 2. Deep section of the 573/80 WLP seismic profile (migrated) and its geological interpretation. 1 — reflexion level, 2 — fault, 3 — stratigraphical boundary, ① — Pliocene (Dacian, Romanian) to Upper Pannonian (base of the Pozdišovce gravel), ② — Lower Pannonian, ③ — Upper Sarmatian, ④ — Lower Sarmatian, ⑤ — Upper Badenian, ⑥ — Middle and Lower Badenian, ⑦ — Karpathian, (a) — variegated development, (b) — grey development, ⑧ — Paleozoic, (A) — Močarany Eastern fault, (B) — Močarany Western fault, (C) — Senné fault



Rovněž uvážíme-li, že v současných podmínkách anomálně vysoké teploty a tlaky v neogénu východní části Východoslovenské nížiny v hloubkách kolem 2800—3000 m dávají vznik minerální asociaci facie zelených břidlic (Đurica et al., 1979), je členění na uvedené bloky stěží opodstatněné. Pro toto členění nesvědčí rovněž další geofyzikální údaje, např. rozložení zemského tepla (Rudinec, 1984), seizmicity aj.

Bazálním neogenním komplexem je karpát, zjištěný J. Čverčkem (1985) ve vrtu Pavlovce-1. Jeho stanovení v seizmickém řezu je obtížné a byl vyčleněn, jako ostatně jinde v pánvi, jako reflexně „němý“ komplex mezi spodním badenem a reliéfem paleozoika. Absence souvislejších reflexů v karpátu je podmíněna faciální proměnlivostí, jakož i silným tektonickým postižením. Ve spodním, a zejména středním badenu je již stavba zřetelně vyznačena průběhem reflexních rozhraní vznikajících při střídání pelitických a tufiticko-psamitických poloh. Celý tento komplex spočívá diskordantně na karpátu, s úplným vyklíněním podél jz. svahů podvihorlatské deprese. Svrchní baden je charakterizován dalším zmenšením rozsahu pánve. Je zřetelný výraznými reflexy, vznikajícími v podloží bazálního tufiticko-detritického komplexu (vrt Pavlovce-1, hl. 2435 m, čas 1,88 s). Následující transgrese spodního sarmatu se projevuje jak výrazným rozšířením pánve, tak i zjevnou úhlovou diskordancí. Směrem k SV je spodní sarmat redukován, zatímco mocností mladší výplně, t. j. vyššího sarmatu (střední a svrchní sarmat), panonu až pliocenu se výrazněji nemění.

Zlomová tektonika

Hlavními podélnými strukturními elementy směru SZ—JV jsou poklesové zlomy močaranského systému a poklesový

zlom Senného. Zlomová tektonika je velmi dobře patrná omezením výrazných reflexů vznikajících v podloží tufiticko-detritického komplexu, který považujeme za transgresivní bázi svrchního badenu. Úhlová diskordance mezi tímto komplexem a vrstevními komplexy středního badenu je zřetelná, a to jak na vysoké, tak i na pokleslé kře zlomu Senného.

Východní močaranský zlom probíhá v těsném východním okolí počvy vrtu Pavlovce-2 (tektonická brekcie v hl. 2600 m; Očovský, 1982) a tvoří jz. omezení stretavsko-pavlovecké hrástě. Zlom o amplitudě 200 m synsedimentárně ovlivňuje mocnosti svrchního badenu a spodního sarmatu, v jehož svrchní části vyznívá. O jeho hlubší funkci přesnější údaje chybějí, avšak vzhledem k výsledkům vrtu Senné-1 a refrakční seizmiky lze soudit i na činnost během ukládání středního a spodního badenu.

Západní močaranský zlom je poslední funkcí mladší. Velmi dobře korelovatelné seizmické horizonty prokazují jeho zanikání ve svrchní části vyššího sarmatu — hranici sarmat—panon již nenarušuje. Zlom podmiňuje na pokleslé kře narůstání mocností bazálního vyššího sarmatu a spodního sarmatu (asi 100 m). Souvrství jsou porušována funkčními protiklonnými zlomy, které vznikají v důsledku vyrovnávací mechaniky poklesů. Zlomy tohoto typu byly popsány na řadě ložisek živců a mnohokrát byl jejich vznik potvrzen i experimentálně („antithetische Nebenverwerfung“; Cloos, 1930; v pozdější době Carver, 1968; Cloos, 1968 aj., u nás Dlabáč, 1960). Vyrovnávací protiklonné zlomy porušují spodní a vyšší sarmat, ve vrcholové části struktury zlom o amplitudě 10—30 m mezi vrty Stretava-1 a Stretava-11 porušuje prokazatelně i rozhraní sarmat—panon a zaniká ve spodní části panonu. Jako vyrovnávací zlom druhé generace vzniká vůči němu kolmý zlom, po-

rušující s amplitudou okolo 20 m hlubší část panonu vrtu Pavlovce-2. Stratigraficky se jedná o ekvivalent svrchní uhelné série (Brodňan et al., 1959), hnojenských vrstev ve smyslu D. Vassa - J. Čverčka (1985), ve které končí funkce jak tohoto, tak i jej vyvolávajícího zlomu první generace.

Stratigraficko-litologická korelace svrchního badenu a starších neogenních komplexů na pokleslých krách močaranských zlomů je složitá a nejednoznačná. Použitím údajů refrakční seizmiky, a rovněž předběžných výsledků vrtu Senné-1, se však časové rozmezí funkce zlomů zúžilo.

Maximální funkci západního močaranského zlomu předpokládáme během sedimentace svrchního badenu, kdy synsedimentární zvýšení mocností odhadujeme na 200 m. Z předloženého řešení rovněž vyplývá pravděpodobná funkce močaranských zlomů během karpátu.

Protiklonným, t. j. severovýchodním omezením stretavsko-pavlovecké hrástě je zlom Senného (Mořkovský — Lukášová, 1978). Z rozboru seizmických materiálů a analýzy mocností vyplývá, že k maximálnímu zaklesávání docházelo během svrchního badenu. Počátek funkce zlomu není jasný. J. Čverčko (1985) předpokládá jeho funkci již v karpátu. Domníváme se spíše, že k zaklesnutí a konzervaci karpátu na pokleslé kře zlomu Senného došlo až před transgresí spodního badenu, t. j. že vůči karpátu zlom fungoval epigeneticky. Na vysoké kře zlomu Senného, t. j. na vlastní stretavsko-pavlovecké hrásti, byl karpát před touto transgresí významně denudován. Rovněž spodní až střední baden je podle našeho názoru porušován hlavně až mladší fází pohybů, které podminily nárůst mocností svrchního badenu.

Porušení vrstev podél zlomu zaniká v nejhlubší části spodního sarmatu. Podle vývoje mocností je zřejmé, že od panonu dochází k bezzlomovému prohýbání depre-

se Senného. To pokračuje i výše s posunem deprese k SV a celkově ovlivnilo vývoj a rozmístění panonských uhlonosných facií. Výrazná strukturní deprese báze pontu v širším okolí Senného byla prokázána R. Rudincem - J. Čverčkem (1970). Bezzlomové prohýbání pokračuje až do současné doby, kvartérní subsidenci oblasti popsal již J. Kvitkovič (1961). V. Baňacký (1968) zjišťuje intenzivní vklesávání deprese Senného v nejmłodším pleistocénu a recentu — jde o jednu z nejnižše položených oblastí Československa s nadmořskou výškou 98,4 m.

Zlom protiklonný vůči zlomu Senného je s ním synchronní, o amplitudě do 50 m, a zaniká ve svrchní části svrchního badenu. V seizmických materiálech je zcela zřetelný.

Strukturní poměry stretavské elevace

Výrazným morfologickým znakem struktury vyšších neogenních souvrství v blízkosti močaranského zlomového pásma jižně od Michalovců je jejich antiklinální stavba. To vedlo, jak jsme se výše zmínili, některé autory k názoru, že plikativní struktury podél hlavních zlomových pásem byly vyvolány tangenciálními tlaky. Potvrzení funkce vrásnivých pohybů ve svrchním badenu až pliocénu by bylo velmi závažné.

Vzhledem k závěrům týkajícím se vzniku a vývoje pastí živíc, jejich naplnění a případné další remigrace jde totiž o problém s přímými praktickými důsledky pro orientaci vyhledávacích prací na živice. Při bližším rozboru zjišťujeme však řadu prvků, které tento názor nepotvrzují.

Ještě stavba svrchního badenu na pokleslých krách močaranských zlomů vykazuje typické prvky prosté vlekové struktury. První náznak antiklinální stavby, kdy vrstevní komplexy se začínají

ponořovat k SV, t. j. proti směru úklonu zlomu, pozorujeme ve střední části spodního sarmatu.

Detailní korelací materiálů seizmického profilu a vrtních údajů jsme zjistili v prostoru mezi vrty Stretava-9 a Stretava-1, t. j. v místech nejúplnějších dat, maximální amplitudu této předsunuté antiklinály ve svrchní části spodního sarmatu, kde dosahuje 100 m. Ve střední části vyššího sarmatu se snižuje na 60 m, na hranici sarmat—panon činí 30 m. Tatáž hodnota se zachovává i v panonu, ve svrchní uhelné sérii ve smyslu M. Brodňana et al. (1959). Transgredující pozdišovecké štěrky již strukturu prakticky zcela zastírají. Amplitudy vrás jsou velmi blízké hodnotám amplitudy západního močaranského zlomu.

Z uvedeného vyplývá nejen obecný, morfologický vztah struktury k průběhu močaranských zlomů, ale i přímá závislost amplitudy stretavské antiklinály v jednotlivých neogenních stratigrafických stupních na funkci poklesových pohybů.

Uvedený typ strukturních deformací v sedimentárních pánvích, provázející velké zlomy či zlomové systémy, je běžný. Bývá popisován jako „roll over, reverse drag, drag fold“ či „obratnoje voločenije, skladky voločenija“. V karpatských pánvích je nejznámější takovou strukturou steinberský „dóm“, jehož vznik vztahuje R. Janoschek (1951) k vyrovnávacím pohybům podél steinberského zlomu. Podrobně se tímto problémem zabývají M. Dlabač - Z. Adam (1956) v čs. části vídeňské pánve. Zjišťují tam řadu těchto struktur, geneticky souvisejících mimo jiné s vlekly souvrství podél steinberského zlomu. Potvrzují v zásadě názor R. Janoschka (1951) a struktury tohoto typu nazývají předsunutými antiklinálami. V naprosté většině jsou vázány na nejmłodší výplň pánve. Předsunuté antiklinály zjišťují Z. Adam - M. Dlabač (1961)

rovněž při zpracování reflexně seizmických materiálů z neogénu Podunajské nížiny. I tam jde o mladé struktury spjaté s vrstevními komplexy panonu, které v hlubších částech přecházejí do vrstevních vleků. Vazbu těchto strukturních deformací na poklesovou zlomovou tektoniku považují autoři za natolik významnou, že je (ve smyslu Laubschera, 1956) uvádějí jako jednu z indikací zlomové tektoniky v hloubkových reflexně seizmických řezech.

Asi vůbec nejúplněji se zabýval předsunutými antiklinálami W. K. Hamblin (1965). Detailními pracemi v západním plató Colorada prokázal přítomnost předsunutých antiklinál podél většiny poklesových zlomů a obecně antiklinály považuje za normální jev mechaniky poklesů, vznikající současně s poklesy. Zjišťuje vertikální i laterální přechody předsunutých antiklinál do antitetických zlomů.

Vlastní příčina vzniku deformace však není zcela jasná a zřejmě není jednotná. M. Dlabač — Z. Adam (1956) vysvětlují vznik předsunutých antiklinál zpomalením rychlosti pohybu poklesávajícího křídla, W. K. Hamblin (1965) pohybem podél zakřivení zlomu. E. Cloos (1968) při modelování poklesové zlomové tektoniky upozorňuje na horizontální pohyb částic materiálu při poklesu vyvolaném rozšířením prostoru gravitačními skluzy v podloží sledovaných vrstev.

Zdá se, že předsunuté antiklinály se většinou objevují v mladších vrstevních komplexech, ve kterých doznívají významné starší synsedimentární zlomové pohyby. Pak by mohlo jít o významnější relativní zrychlení pohybu u zlomu oproti poklesu či gravitačnímu skluzu v hlubší části pánve. Z lokálních příčin ovlivňujících rychlost pohybu podél zlomu to může být rovněž různá intenzita drenáže kapalin v jeho blízkosti (Chapman, 1973).

Shrňme-li jednotlivé poznatky týkající

se strukturních deformací podél močaranského zlomového pásma jižně od Michalovců, vyplývá z nich toto:

1. Předsunutá antiklinála (stretavsko-bánovecký hřbet) je vázána na močaranské zlomové pásmo. Maximální vyklenutí struktury ve směru SV—JZ je v okolí profilu 573/80, v prostoru maximální amplitudy močaranského zlomu. Zejména k JV amplituda vyklenutí, souhlasně se snižující se amplitudou poklesu, klesá, až zcela vyznívá.

2. Rozbor mocností jednotlivých neogenních stupňů prokazuje, že vznik deformací byl synchronní s poklesovou funkcí zlomů. Již to vylučuje existenci současných tangenciálních pohybů — bočního stlačení svrchnobadenské a mladší výplně.

3. I přes množství vrtních a seizmických prací nebyly v těchto neogenních souvrstvích pozorovány příznaky tangenciální tektoniky.

Vedle uvedeného je nutno se zmínit o dalším, dosud ve východoslovenské neogenní pánvi blíže nesledovaném jevu — diferenční kompakci, která i v popisovaném případě rovněž pravděpodobně ovlivňuje strukturní poměry. Vzhledem k tomu, že plynonosné ložisko Stretava je produktivní pouze ve strukturně nejvyšší části, je tam soustředěna i naprostá většina hlubinných vrtů. Z tohoto důvodu, i když M. Mořkovský - R. Lukášová (1978) uvažovali o možnosti vlivu diferenční kompakce na stavbu vyšších neogenních souvrství, neprokázali ji tam. Teprve po provedení hlubinných vrtů Pavlovce-1 a Pavlovce-2, jako přímého pokračování profilu vrtů Stretava-9,1,11, bylo možno se k tomuto problému vyjádřit blíže (obr. 4).

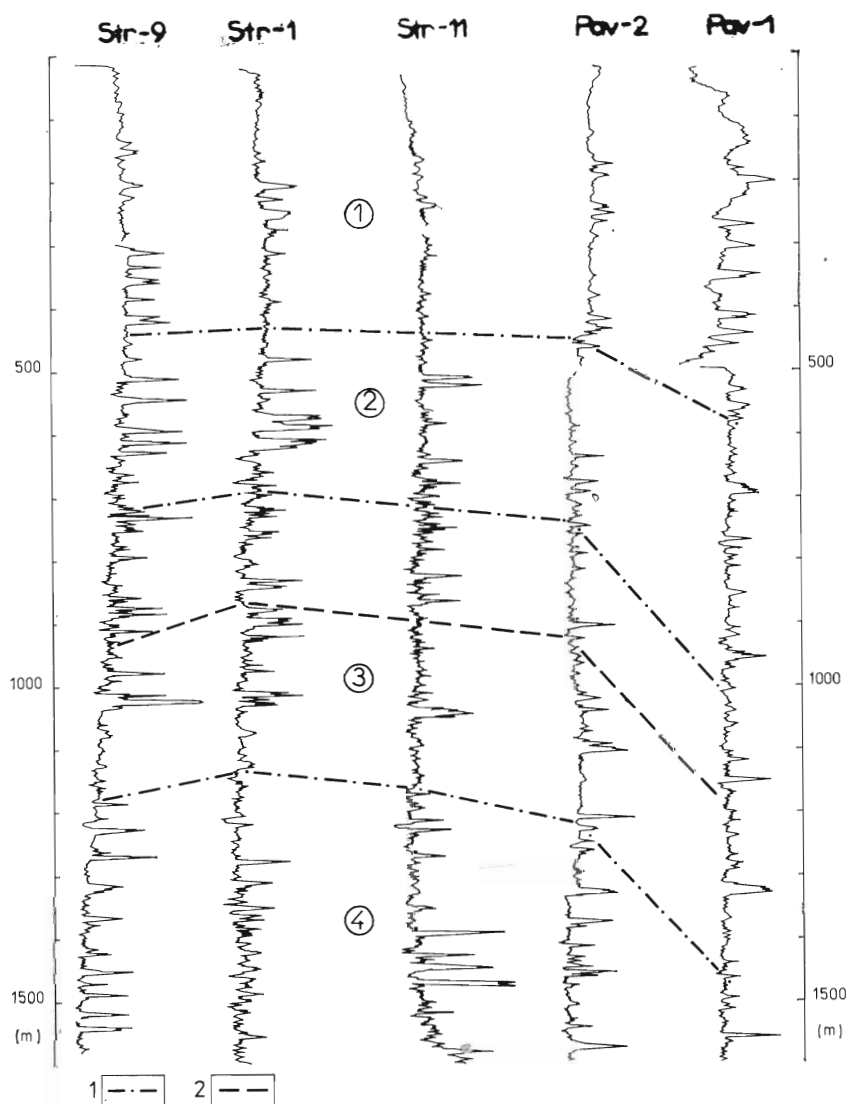
Ze srovnání litologického vývoje, které jsme provedli podle křivky spontánní polarizace elektrokarotážního měření vrtů napříč strukturou Stretava, je zřetelná korelace litologického vývoje se struktur-

ními poměry. Ve vrcholové části elevace, a to již od spodního sarmatu, pozorujeme vyšší četnosti a i větší mocnosti propustných poloh, t. j. v popisovaném případě pískových a pískovcových vrstev. Nejvýrazněji se rozdíl projevuje ve vyšším sarmatu, a to zejména mezi vrcholovými vrty, t. j. vrty Stretava-1 a Stretava-11, a východním úbočím elevace, t. j. vrtem Pavlovce-2 a Pavlovce-1. Významnou změnu pefitů pelitickou sedimentací na východním úbočí potvrzují rovněž výsledky gamakarotážních měření. Potvrzuje se tak zakládání struktury během sedimentace spodního sarmatu a její růst až do panonu.

Vedle těchto uvedených přímých důkazů o synsedimentárním vzniku struktury Stretava existují ještě další nepřímé doklady. Mezi ně náleží např. rozdíly v distribuci CaCO_3 a rozdíly v rozložení pH, pórovitosti a propustnosti v závislosti na strukturní pozici, které na struktuře Stretava ve spodním sarmatu zjišťují J. Magyar - M. Zádrapa (1976).

Transgredující pozdišovecké šterky, při výrazně menší intenzitě prohýbání deprese Senného, jsou na východních svazích elevace uloženy podstatně plošeji.

Je velmi pravděpodobné, že výše uvedené jevy, t. j. mechanika vzniku předsunutých antiklinál a diferenční kompakce, spolu úzce souvisí. Při poměrně značných mocnostech ukládaných hornin lze předpokládat, že primárním zdrojem byl zárodek předsunuté antiklinály, vzniklý v důsledku mechaniky poklesů. Tímto členěním sedimentačního prostoru došlo ve zvedajících se částech ke zvýšené akumulaci písků, oproti prohlubujícím se částem, kde se ukládaly pelity. Diferenční kompakce, podmíněná při diagenetě podstatným zmenšením objemu jílu na křídlech struktury oproti psamitům na vrcholu, zvyrazňuje elevační charakter stretavsko-pavlovecké hráště.



Obr. 4. Litologický vývoj pliocénu a svrchního miocénu. 1 — stratigrafické hranice, 2 — pomocný korelační horizont, označení stratigrafických stupňů shodné s obr.2
 Fig. 4. Lithological development of Pliocene and Upper Miocene sequences. 1 — stratigraphical boundary, 2 — auxiliary correlation level. Symbols of stratigraphical stages as in fig. 2

Závěr

Nejnovější poznatky geofyzikálního a vrtního průzkumu potvrdily původní ná-

zory, které genezi převážné většiny významných strukturních prvků neogenní pánve spojovaly s poklesovou tektonikou symsedimentárního charakteru. Výjimkou

jsou ovšem elevace odrážející starší reliéf.

Za synsedimentární strukturní element je nutno považovat elevaci Stretava, související s poklesovou synsedimentární strukturou močaranských zlomů a protiklonného zlomu Senného. Současně s poklesy podél zlomů docházelo ve spodním a vyšším sarmatu a v panonu v důsledku členění morfologie sedimentačního prostředí k ukládání písků ve vrcholové části antiklinály, kdežto na okrajích převažovala sedimentace jílu. Tato diferenční kompakce zintenzivnila amplitudu elevace. Elevace celé stretavsko-pavlovecké hrástě se zvýrazňovala v panonu bezzlomovým vklešáváním podél původní linie zlomu Senného, které trvá dodnes — recentní deprese Senného.

Synsedimentárně vznikající elevace podél zlomových pásem, spolu s faciálním členěním sedimentů, jsou známy z různých světových naftonosných oblastí a jsou nejružnějšího stáří (např. Carver, 1968; Babadagly et al., 1981).

Tangenciální pohyby, které by vyvolaly vrásnění v jv. části východoslovenské neogenní pánve v období od svrchního badenu do pliocénu, nelze doložit.

Literatura

- Adam, Z. — Dlabáč, M. 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 36, 189—198.
- Babadagly, V. A. — Kučeruk, E. V. — Kelbas, B. I. — Lazaruk, J. G. 1981: Osobnosti geologického strojení zóny mělké skladčatosti Severného Donbassu. *Geol. Nefti Gaza (Moskva)*, 1, 34—39.
- Baňacký, V. 1968: Geological history of the northern part of the east Slovakian lowland in the Quaternary. *Geol. Práce, Zpr.*, 44—45, 241—262.
- Blížkovský, M. — Kocák, A. 1960: Detailní gravimetrický průzkum v severní části Potiské nížiny r. 1960. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 88 s.
- Brodňan, M. — Dobra, E. — Polášek, S. — Prokšová, D. — Račický, M. — Slávik, J. — Sýkorová, V. 1959:

- Geologia podvihorlatskej uhoľnej panvy oblasti Hnojné. *Geol. Práce, Zoš.*, 52, 5—62.
- Brzobohatý, R. 1981: Mikropaleontologické analýzy jader vrtů Pavlovce-1 a Pavlovce-2. *Manuskript — Moravské naftové doly Hodonín*.
- Carver, R. E. 1968: Differential compaction as a cause of a regional contemporaneous faults. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. (Tulsa)*, 52, 3, 414—419.
- Cloos, E. 1968: Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. (Tulsa)*, 52, 3, 420—444.
- Cloos, H. 1930: Künstliche Gebirge II. *Natur u. Mus. (Frankfurt a. M.)*, 6, 258—269.
- Čekan, V. — Šutor, A. 1960: Zpracování regionálních gravimetrických a magnetických měření, provedených v letech 1952—1957 v oblasti východního Slovenska. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 44 s.
- Čverčko, J. 1985: Záverečná správa o vyhladávacom vrte Senné-1. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 34 s.
- Čverčko, J. — Očovský, J. — Jung, F. 1981: Pioniersky prieskum elevácie Pavlovce — projekt Pavlovce-2. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 13 s.
- Dlabáč, M. 1960: Příspěvek k poznání stavby Podunajské nížiny (tektonika). *Zpráva ČND-VÚ Brno. Manuskript — Geofond Bratislava*. 100 s.
- Dlabáč, M. — Adam, Z. 1956: Příspěvek k řešení tektoniky steinberského zlomu v severní části vídeňské pánve. *Práce Úst. naft. Výzk. (Praha)*, 23—25, 5—42.
- Đurica, D. — Falc, M. — Suk, M. 1979: Recent metamorphism in Neogene sediments of eastern Slovakia. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 54, 207—213.
- Fejfar, M. et al. 1982: Výzkum vyhľadávání ropy a plynu progresívnymi geofyzikálnymi metodami — období 1980—1982. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Hamblin, W. K. 1965: Origin of "Reverse Drag" on the Downthrown Side of Normal Faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 10, 1145—1164.
- Hrdlička, M. — Kořalka, S. — Mořkovský, M. 1968: Refrakčné seismický průzkum v oblasti východoslovenského neogénu. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 71 s.
- Chapman, R. E. 1973: Petroleum Geology a Concise Study. 1. vyd. Amsterdam, Elsevier. 304.
- Ibrmajer, J. 1957: Gravimetrickasja razvedka jugovostočnoj Slovackoj vpadiny. *Stud. geophys. geod. (Praha)*, 1—2, 233—255.
- Janoschek, R. 1951: Das Inneralpine Wiener Becken. In: *Geologie von Österreich. Red. F. X. Schaffer. Wien*, 526—693.
- Jiříček, R. 1968: Biostratigrafické korelace

- tortonu a sarmatu v severní části trebišovské kotliny (korelační schéma). *Manuskript — Moravské naftové doly Hodonín*.
- Kvitkovič, J. 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a v príľahlých oblastiach. *Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied*, 13, 176—194.
- Laubscher, H. P. 1956: Structural and seismic deformations along normal faults in the eastern Venezuelan basin. *Geophysics*, 21, 2, 368—387.
- Magyar, J. 1976: Geologicko-petrografická charakteristika podložia severnej časti východoslovenského neogénu. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 23 s.
- Magyar, J. 1977: Geologicko-petrografická charakteristika podložia severnej časti východoslovenského neogénu a poznámky k výskytu živíc. *Zem. Plyn Nafta*, 22, 55—69.
- Magyar, J. 1981: Čiastková záverečná správa o hlbokom štruktúrnom vrte Pavlovce-1. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 22 s.
- Magyar, J. — Rudinec, R. 1980: Nové poznatky o podloží neogénu pozdišovsko-inačovského bloku na východnom Slovensku (vrt Bunkovce-1). *Miner. slov.*, 12, 63—74.
- Magyar, J. — Zádrapa, M. 1976: Príspevok k petrografickej charakteristike sedimentárno-vulkanogénnych hornín oblasti Stretava. *Zem. Plyn Nafta*, 21, 301—313.
- Man, O. 1961: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu prováděném v roce 1960 — severní část VSN. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 41 s.
- Mořkovský, M. — Lukášová, R. 1978: Geologický vývoj plynonosné struktury Stretava ve východní části východoslovenské neogenní pánve. *Miner. slov.*, 10, 213—219.
- Očovský, J. 1982: Popis jader vrtu Pavlovce-2. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 6 s.
- Píčov, E. 1979: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu Lipany-1. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 32 s.
- Píčov, E. 1980: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu Bunkovce-1. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 32 s.
- Planderová, E. — Slávik, J. 1977: Vek bridličnatého súvrstvia z podložia východoslovenských neovulkanitov na základe petrolej analýzy. *Geol. Práce, Spr.*, 67, 169—174.
- Pospíšil, L. — Filo, M. 1977: Výsledky interpretácie geofyzikálnych anomálií v strednej časti Potiskej nížiny. *Geol. Průzk.*, 19, 270—272.
- Rudinec, R. 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. *Geol. Průzk.*, 18, 225—229.
- Rudinec, R. 1978: Anomálne vrstvové tlaky a teploty vo východoslovenskej neogénnej panve Západných Karpát. *Miner. slov.*, 10, 481—504.
- Rudinec, R. 1984: Teplotno-tlakové problémy vo flyšovových oblastiach a bradlovom pásme na východnom Slovensku a ich vzťah k ropoplynosnosti. *Miner. slov.*, 16, 467—483.
- Rudinec, R. — Čverčko, J. 1970: Výsledky štruktúrneho a čiastočne pionierskeho prieskumu v podvihorlatskej oblasti so zreteľom na prieskum živíc. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 44 s.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. Práce, Spr.*, 53, 145—155.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*. 341 s.
- Slávik, J. 1976: Zemiplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 65, 7—19.
- Tereska, C. — Mikita, G. 1974: Štruktúrna mapa na vrchnú hranicu spodného sarmatu. *Manuskript — Moravské naftové doly Hodonín*.
- Tomek, Č. 1980: Některé problémy interpretace geofyzikálních anomálií na východním Slovensku. In: *Geologická stavba a nerastné suroviny hraničné zóny Východných a Západných Karpát*. Red. P. Gregula. *Geologický prieskum Spišská Nová Ves*, s. 165.
- Vass, D. — Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111—126.
- Voborníková, J. 1974: Petrografický rozbor jader vrtu Ptruksa-22. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Zádrapa, M. 1966: Petrografický rozbor jader vrtu Ptruksa-2. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Zádrapa, M. 1969: Sedimentárne-petrografický rozbor jader vrtu Ptruksa-7. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Zavřelová, D. — Mořkovský, M. 1972: Závěrečná zpráva o geoelektrickém měření ve východoslovenské neogenní pánvi (podvihorlatská deprese a Košická kotlina). *Manuskript — Geofond Bratislava*. 61 s.

Problems of tectogenesis in the SE part of the East Slovakian Neogene basin

New geophysical research and deep drillings have been realized in broader surroundings of the Stretava gas-bearing structure along the Močarany fault zone southernly from Michalovce. The most important contribution to the solution of tectonic style in the area was done by results of seismic wide line profiling. New data allowed correlations of much more seismic boundaries in contrast with data obtained by usually applied method of two-way-time covering by reflexion seismic profiling.

Anticlinal shape of the structure investigated led some authors (Slávik, 1977; Rudinec, 1978) to presumptions that folding of Upper Miocene to Pliocene age contributed to its deformation. However correlation of single lithological horizons using wide line profiling data and, naturally, based on new data from drilling proved synsedimentary function of normal faulting in Upper Badenian, Lower and Upper Sarmatian time.

From the obtained knowledge it follows that:

- 1) The anticline appears properly related to the Močarany fault zone. Maximal upwelling in the structure is located in the site of maximum amplitude movement along the fault. Southernly from Veľké Kapušany where the Močarany faults die out, the anticline smooths out as well.

- 2) Results of bed thickness analysis point to deformation originated synchronously with normal faulting (downfaulting) along the faults. This alone excludes any synchronous lateral compression of Upper Badenian and younger sediments.

- 3) In spite of numerous drillings and seismic work realized, no signs of tangential tectonics

have been proved in the sequences investigated.

From a genetic point of view, these are structures of roll over, dragfold type usually following larger normal fault systems (Janoschek, 1951; Dlabač — Adam, 1956; Hamblin, 1965; Cloos, 1968 a. o.).

Beside the influence of normal faulting along the down-to-basin Močarany faults and the antithetic Senné fault, the amplitude of elevation has further been pronounced by differential compaction (fig. 4). Clear correlation between lithology and structural conditions may be deduced from the pattern of spontaneous polarization curves obtained by drill-hole electrical logging across the Stretava structure. Increase of number and thickness of sand layers may be observed in the apical part of the anticline as early as from the Lower Sarmatian.

Data proved that the structure generated in the time of Lower Sarmatian sedimentation and further developed up to the Pannonian. Synsedimentary origin is proved also by differences in calcium bicarbonate distribution, pH, porosity and permeability in Lower Sarmatian sequences (Magyar — Zádrapa, 1976) all being dependent on the structural position.

The upwelling of the entire Stretava — Pavlovce nad Uhom horst structure has been further pronounced in Pannonian time by faultless bending along the older Senné fault. Subsidence of this kind continues to be active up to present.

Tangential movements which may have led to folding in the SE part of the East Slovakian Neogene basin may, for the time interval between Upper Badenian and Pliocene, not be proved.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár Problémy granitoidných hornín a ich vplyv na bridličné prostredie

Problematickou granitoidných hornín a ich metamorfného vplyvu na bridličné prostredie sa zaoberal seminár SGS 20. marca 1986 v Bratislave, medzinárodná konferencia mladých geológov 12.—16. mája toho roku v Smoleniciach a časť uvedenej tematiky bude študovať medzinárodná skupina geológov v rámci mnohostrannej dohody o spolupráci medzi akadémiami (geologickými pracoviskami) socialistických štátov. Projekt 3 s názvom Evolúcia magmatizmu štruktúr strednej Európy, Ázie a Kuby rôzneho veku sa skladá z 3 tém: Evolúcia magmatizmu a endogénnej rudnej mineralizácie zvrásnených oblastí (koordinátor A. M. Borsuk — ZSSR), Evolúcia magmatizmu a endogénnej rudnej mineralizácie aktivizovaných oblastí (koordinátor P. Gyarmati — MLR), Evolúcia metamorfizmu v spojení s magmatizmom zvrásnených a aktivizovaných oblastí (koordinátor S. P. Korikovskij — ZSSR). Koordinátorom celého projektu je akademik B. Cambel, čo dokumentuje vzrast významu našej geológie z medzinárodného hľadiska.

Prinášame výber z prednášok, ktoré odzneli na seminári:

B. Cambel: Genetické problémy granitoidov — nové údaje datovania granitoidov a geologických procesov v oblasti Západných Karpát, problém alpskej progresívnej metamorfozy

Autor poukázal na nutnosť využitia formálnej analýzy pri výskume granitoidov a na potrebu užšieho spojenia ich výskumov s terénnymi prácami a mapovaním.

Uviedol niektoré nové geochronologické údaje o veku granitoidov metódou Rb/Sr analýzy. Sihliansky typ granitoidov má na základe izochrony vek 387 ± 27 mil. rokov a počiatkový pomer izotopov $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7054$, ipel'sko-veporský a kohút'ský typ 284 ± 22 mil. rokov s pomerom izotopov $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 7060$.

Tieto hodnoty posúvajú minimálny vek základných horninových typov veporika medzi 260 až 360 mil. rokov. Časť hodnot je blízka vekom gemerických granitoidov i hrončeckého granitu.

Autor poukázal na to, že vysokotermálna alpská „diaforéza“ neexistuje, že ide o re-

trográdnou metamorfozu prebiehajúcu v záverečných regresívnych fázach variského plutonizmu, pričom vznikajú svory a fylonity. Ide o muskovitové ($T = 570\text{—}500^\circ\text{C}$), muskovitovo-chloritové ($T = 500\text{—}400^\circ\text{C}$) a sericitovo-chloritové ($T = 400\text{—}300^\circ\text{C}$) faciálne štádiá retrográdnej premeny.

Alpská diaforéza prebiehala v porovnaní s variskou retrográdnou premenou v relatívne obmedzenom rozsahu, obvyčajne v blízkosti mezozoických komplexov a v mylonitových zónach, a to v podmienkach chloritovej metamorfnej fácie. Podľa početných výsledkov K/Ar datovania muskovitu zo svorov a granitoidov, ktorý vznikal v regresívnej fáze variského plutonizmu, sa najvyššie vekové hodnoty pohybujú pod 310 mil. rokov.

M. Šulgan: Oxidačno-redukčné trendy v zložení biotitov z granodioritu hodušsko-štiavnického intruzívneho komplexu

Na základe detailného štúdia chemického zloženia biotitu z granodioritu pomocou elektrónového mikroanalýzátora sa v zmysle D. R. Wones a H. P. Eugstera (1965) zistili dva kontrastné trendy v ich zložení: oxidačný v časti granodioritu s hypidiomorfnou nerovnomerne zrnitou štruktúrou, resp. prechodnou štruktúrou a oxidačno-redukčný v porfyrickom granodiorite.

J. Král: Základné typy geochronologických údajov z magmatických a metamorfovaných hornín orogenetických oblastí

„Princíp izotopových geochronologických metód, ktoré využívajú rozpad nestabilných nuklidov a akumuláciu produktov rozpadu, je založený na určení pomeru dcérskeho a materského nuklidu. Pretože rýchlosť rádioaktívnej premeny je známa, možno tento pomer vyjadriť v časových jednotkách. Avšak hodnota tohto pomeru nie je len mierou uplynutého času. V reálnych geologických podmienkach túto hodnotu ovplyvňuje difúzia prvkov a jej závislosť na teplote. Preto rôzne radiačné systémy v rôznych mineráloch a v horninách s komplikovaným tepel-

Alterácia hornín v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily v ložisku Kremnica-Šturec

LUBOSLAV MAŤO*, SLAVOMÍR ŠTUBŇA**

* Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 15,
974 01 Banská Bystrica

** Rudné bane, n. p., závod Kremnica, geologicko-meračské oddelenie, ul. J. Horvátha,
967 01 Kremnica

Doručené 5. 9. 1985

Гидротермальные изменения вмещающих пород жил Шрэмен и Главной на месторождении Кремница-Штурец

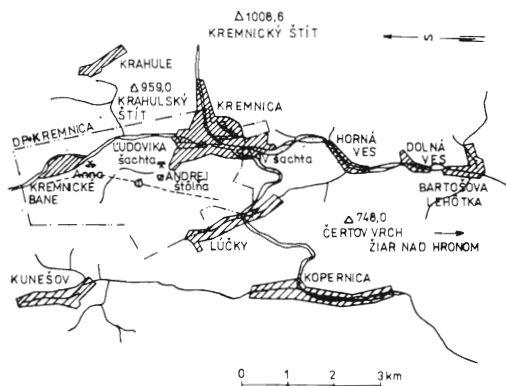
Составной частью детальной геологической разведки золотосеребряной минерализации территории месторождений Кремница-Штурец является геохимическое и минералого-петрографическое изучение измененных рудовмещающих пород жил Шрэмен и Главной на горизонте штолни Андрей. В горизонтальном направлении вычлененные зоны интенсивного К-метасоматоза (адуляризация), силицификация, серицитизация, карбонатизация и аргилитизация. В минеральной ассоциации окложильных измененных пород встречаются адуляр, серицит, кварц, карбонаты, пирит, хлорит, эпидот, лимонит и глинистые минералы.

Altered country rocks of the Schrämen and Hlavná žila veins on the Kremnica-Šturec deposit

Geochemical, petrographical and mineralogical investigations of the altered country rocks in the Schrämen and Hlavná žila vein surroundings, at the Andrej gallery level, are the part of a detailed geological prospection of the Au-Ag mineralization in the Kremnica-Šturec deposit area. Horizontal zones of intensive K-metasomatism (adularization), silicification, sericitization, carbonatization and argillitization have been separated here. Following minerals are present in the mineral assemblage of the altered country rocks: adular, sericite, quartz, carbonates, pyrite, chlorite, epidote, limonite and clay minerals.

Do konca 60. rokov sa v kremnickom rudnom rajóne realizovali viaceré geologickoprieskumné práce, ktoré však úplne nedoriešili otázky kvality i objemu zásob. Od roku 1982 sa preto robí podrobný geologický prieskum ložiska Kremnica-Šturec,

a to štólňou Andrej, ktorý má dať podklady na obnovenie ťažby Au a Ag rúd povrchovým spôsobom. Nadložie ložiska, ktorého značnú časť tvoria K metasomaty, sa má využívať ako nerudná surovina obohatená o draslík.



Obr. 1. Situačná mapa okolia Kremnice

Fig. 1. Situation map of the Kremnica area

Priestorové vymedzenie kremnického rudného rajónu

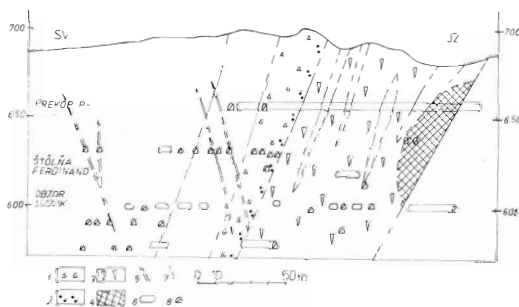
Ložisko Kremnica-Šturec je časťou kremnického rudného rajónu a nachádza sa v severozápadnej časti katastrálneho územia Kremnice (obr. 1). Jedná sa o východy rudných žíl Schrämen a Hlavná na východnom svahu hrebeňa Schullersberg, predovšetkým smeru S—J. V tejto časti ložiska sa už v minulosti intenzívne ťažilo. Štôlna Andrej je situovaná v podpovrchových častiach horského masívu (asi 40 m) v úrovni 654 m n. m. Ústie štôlny sa nachádza asi 100 m na SZ od šachty Ludovika. Úvodná časť štôlny (300 m) je razená západným smerom, skoro kolmo na žilné štruktúry Schrämen a Hlavná (obr. 2). Stočením banského diela na juh sa vytvorili podmienky pre razenie 4 prekopov (P_1 až P_4) na mocnosť rudných žíl.

Geologické a ložiskové pomery

Kremnický rudný rajón sa nachádza v centrálnej časti Kremnických vrchov. Tvoria ho produkty subsekventného vulkanizmu, ktorému ako výstupové cesty

slúžili zlomy smeru SSV—JJZ a S—J. So zreteľom na litostratigrafické členenie formácií a novú sukcesnú schému vývoja Kremnických vrchov (Konečný — Lexa — Planderová, 1983) buduje oblasť Kremnice-Šturca formácia Zlatá studňa, ktorá predstavuje relikty rozsiahleho stratovulkánu propylitizovaných a metasomaticky alterovaných pyroxenických andezitov bádenského veku.

Hlavná časť hydrotermálnych žíl sa koncentruje v centre rudného rajónu do dvoch žilných systémov. Kremenné zlato-nosné žily Schrämen a Hlavná, ktoré prechádzajú stredom zlomového pásma (1. žilného systému), sa v depresii Šturca spájajú do jednej mohutnej žily s mocnosťou okolo 90 m, no smerom na juh sa znova rozvetvujú a prenikajú K metasomatitový komplex Schullersberg po východnom i západnom svahu.



Obr. 2. Priečný geologický rez ložiskom Šturec. 1 — andezitové brekcie, 2 — intenzívna silifikácia a K-metasomatizmus, 3 — kremenná žilovina, 4 — vyťažená kremenná žilovina, 5 — protisklonné žilky, 6 — banské diela — prekopy, 7 — tektonické línie, 8 — staré banské diela

Fig. 2. Geological cross-section across the Šturec deposit. 1 — andesite breccias, 2 — intensive silicification and K-metasomatism, 3 — quartz veinstuff, 4 — exploited quartz veinstuff, 5 — antithetic veinlets, 6 — mining works — cross-cuts, 7 — tectonic lines, 8 — old mining works

Petrografický opis hornín

V danej oblasti sú v podstatnej miere zastúpené veľmi intenzívne alterované pyroxenické andezity s akcesorickým amfibolom, patriace k 1. skupine starších andezitov a mierne propylitizované pyroxenické andezity s akcesorickým amfibolom. Tie tvoria polohy 1,5–2,0 m mocných telies, ktoré vystupujú v andezitových brekciách, resp. v intenzívne alterovaných pyroxenických andezitoch. Makroskopicky sú tieto andezity dobre rozlíšiteľné (Maťo — Štubňa, 1984).

Intenzívne alterované pyroxenické andezity s amfibolom sú zvyčajne silne vybielené, miestami majú svetlý odtieň, sú prekremenené, s nátekmi a zhlukmi sekundárnych minerálov. Charakteristický je zemitý rozpad a strata textúrnych znakov. Len ojedinele sa zachovali do takej miery, že môžeme čiastočne identifikovať porfyrické výrastlice pyroxénov a plagioklasov. Výrastlice pyroxénov v tomto type andezitu opísal F. Fiala (1959) a M. Böhm (1966) ako hyperstén a diopsid až augit. Plagioklasy majú variabilné zloženie od andezínu až po bytownit. Len ojedinele sú prítomné čadičové amfiboly. Základná hmota je zložená z mikrolitov živcov, menej pyroxénov, jemne dispergovaného magnetitu a pyritu, vulkanického skla a sekundárnych minerálov. Štruktúra horniny je porfyrická s vitrofirickou, hyalopilitickou až pilotaxickou základnou hmotou.

Podľa M. Böhm (1966) sa tento typ andezitu v nepremenenom stave nachádza mimo zón silnej alterácie. V priestoroch štólne Andrej sú postihnuté tieto andezity viacerými typmi metasomatickej alterácie (chloritizáciou, karbonitizáciou, silicifikáciou, sericitizáciou, adularizáciou, pyritizáciou, limonitizáciou a argilitizáciou), ktoré sa uplatňujú v naloženej pozícii.

Mierne propylitizované pyroxenické

andezity s amfibolom sú v profile štólne Andrej lokalizované sporadicky na 3 miestach (v úsekoch, kde sa pretínajú mohutnejšie dislokácie, ktoré zrejme tvoria bariérové zóny pre prestupujúce roztoky). Tento andezit je kompaktný, v strede telesa má vzhľad čerstvej horniny, je tmavosivej až čiernej farby so zeleným odtieňom a len na periférii telesa je postihnutý alteráciou. Makroskopicky sú rozlíšiteľné výrastlice tmavých a svetlých minerálov a afanitická základná hmota.

Mikroskopicky je štruktúra horniny porfyrická. Výrastlice tvoria idiomorfne obmedzené zrná pyroxénov — v prevažnej väčšine hyperstén (výrazná štiepatelnosť podľa 110, $2V = 63–69^\circ$) a menej augit ($\gamma/c = 49–52^\circ$, $2V = 58–61^\circ$). Väčšina výrastlíc je zachovaná, no niektoré sú uralitizované a chloritizované. Miestami pozorujeme zatláčanie jednotlivých výrastlíc karbonátmi, sericitom, adulárom, pyritom, menej kremeňom, epidotom a ílovými minerálmi. V pyroxénoch sú časté uzavreniny apatitu. Akcesoricky zastúpený amfibol tvorí drobné hypidiomorfne — stĺpcovité jedince, intenzívnejšie chloritizované a sericitizované ($\gamma/c = 19–25^\circ$, $2V = 64–70^\circ$), ojedinele je prítomný aj epidot. Plagioklasy sú najčastejšie vo forme idiomorfnych tabuľkovitých zŕn veľkosti maximálne do 2 mm. Majú zloženie andezínu až labradoritu ($An_{45}–An_{54}$). Sú takmer neporušené, ale sú tiež prítomné sericitizované jedince. Z akcesorických minerálov je prítomný magnetit a apatit.

Úvodná časť banského diela (v intervale od 40 m od ústia po 267 m) sa razila v intenzívne alterovaných andezitových brekciách. Tento rozsiahly úsek intruzívnych vulkanických brekcií tvorí monomiktný materiál (hyperstenický andezit) bez známok triedenia. Subangulárne fragmenty majú veľkosť asi od 1 cm do 1 m. Silne pórovité fragmenty takmer úplne vybie-

leného andezitu sú porušené drobnými puklinami, ktoré vyplňa limonit. Jednotlivé fragmenty tmelí tmavosivý, zvyčajne silno pyritizovaný materiál, ktorý má v podstate rovnaké zloženie ako materiál fragmentov. Tvoria ho drobné alotriomorfne zrná živcov a sekundárnych minerálov (kremeňa, sericitu, chloritu a limonitu). Celý úsek postihla okrem intenzívnych hypogénnych premien aj intenzívna argilitizácia a kaolinizácia hypergénneho pôvodu. Časté sú úseky, kde sa andezitové brekie rozkladajú až do zemitého stavu.

Charakteristika alterácie hornín v okolí žily Schrämen

Metasomaticky alterované horniny s ohľadom na výskyt K trachytov v kremnickom rudnom rajóne študoval F. Fiala (1959) a M. Böhmer et al. (1969). M. Böhmer (1966) poukazuje na priestorový vzťah K metasomatitov v okolí hlavných dislokácií a analyzuje ich aj z hľadiska časového intervalu ich vzniku. Okrem nízkotermálnej hydrotermálnej K metasomatózy (adularizácie) rozlišuje vysokotermálnu K metasomatózu, ktorej pôvod spája s hypotetickým granitoidným telesom v hypoabysálnych úrovniach. Konštatuje, že procesy alterácie sa uskutočňovali v okolí otvorených systémov cirkuláciou hydroteriem, pričom vyčleňujú niekoľko zón premien v laterálnom i vertikálnom smere.

Okoložilné alterované priestory v úrovni štólne Andrej predstavujú vrchnú časť vo vertikálnom priereze ložiska. Prestupuje ich množstvo rôzne mocných mineralizovaných žiliek, puklín a trhlín s kremeňom, karbonátmi a pyritom, ktoré sú zvyčajne priepustné aj pre prestupujúcu povrchovú vodu.

Sekundárne minerály sú v študovanej oblasti charakteristickou črtou okoložilných alterovaných hornín. V celkovom

zložení hornín majú rôzne kvantitatívne i kvalitatívne zastúpenie. V okoložilných priestoroch sa identifikoval sericit, kremeň, adulár, karbonáty, pyrit, chlorit, epidot, limonit a ílové minerály. Identifikovali sa mikroskopicky a rtg difrakciou (pomocou nej sa určil dolomit, siderit, kalcit a Mg kalcit a z ílových minerálov kaolinit, illit, montmorillonit, halloysit a I-M zmiešané štruktúry). Zistili sa dve formy vystupovania aduláru, a to metasomatický, ktorý tvorí pseudomorfózy po výrastliciach plagioklasov, a kryštalický — s rombickým obmedzením (zhášanie na ploche $M = \gamma/c = 18^\circ$, — $2V = 48-53^\circ$), ktorý tvorí výplň žiliek s kremeňom.

M. Böhmer (1966) opisuje metasomatický adulár (zatláčajúci plagioklas v okoložilných horninách) a žilný adulár (prítomný v kremenných žilkách, priraduje ho k vysokotermálnej generácii K živcov). Termometrické merania kremeňa z II. kremennej periódy, ktorý je v asociácii s adulárom, sa pohybuje v rozmedzí teplôt $230-260^\circ\text{C}$, čo podľa autora svedčí o tom, že adulár vznikol približne v tom istom teplotnom rozmedzí.

V podstate všetky identifikované sekundárne minerály možno pozorovať v celom rozsahu okoložilných alterovaných priestorov. Nová minerálna asociácia v procese alterácie v okoložilných priestoroch žily Schrämen a Hlavnej žily vznikala: 1. metasomatickou zámenou primárnych minerálov, 2. metasomatickou zámenou sekundárnych minerálov, 3. vyľúčením — vznikom priamo z roztokov. K prvému typu môžeme priradiť napr. zámenu plagioklasov K živcom (adulárom), sericitom, ílovými minerálmi, kalcitom, kremeňom i chloritom, zámenu pyroxénov a amfibolov chloritom, kalcitom, epidotom, sericitom, pyritom, limonitom a ílovými minerálmi. Pre druhý typ je charakteristické napr. zatláčanie K živca, kremeňa, kalcitu a chloritu sericitom, za-

mieňanie chloritu kalcitom, adulárom a kremeňom alebo zamieňanie pyritu a epidotu chloritom, limonitom a sericitom. Tretí typ — vznik minerálov z prestupujúcich roztokov — prebiehal za aktívneho pôsobenia iónov v dutinách, trhlínach a puklinách. Sem môžeme zaradiť v podstate vznik všetkých sekundárnych minerálov, ktoré tvoria zvyčajne výplň žíl, drobnokryštalické agregáty, nepravidelné zhluky a náteky s kolomorfnou štruktúrou. Sekundárne minerály, ktoré vznikli v priebehu mnohých štádií vývoja metasomatického procesu, vytvorili minerálne asociácie, podľa ktorých sa vyčlenili jednotlivé zóny okoložilných alterovaných hornín.

Chemické zloženie alterovaných hornín

Premeny okoložilných hornín žily Schrämen a Hlavnej žily charakterizujú aj výraznejšie zmeny v ich chemickom zložení (tab. 1). Celkove je však vysoký stupeň intenzity alterácie, ktorá postihla značnú časť okoložilných priestorov, nevýhodný na porovnanie zmien obsahu odnášaných a prinášaných zložiek medzi pôvodnými a alterovanými horninami.

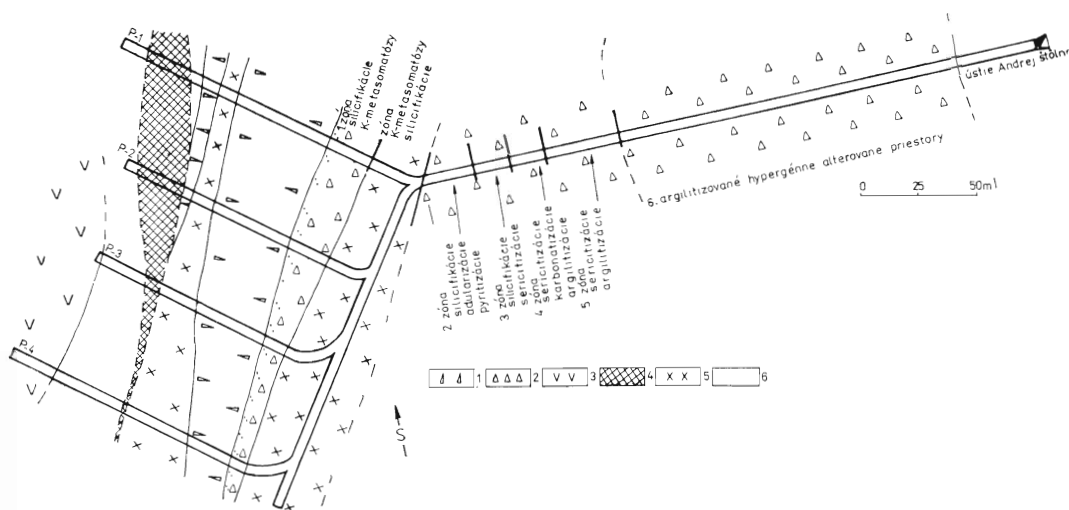
V tomto smere sú zaujímavé výsledky z profilu A₁ — A₆ (rozsah asi 20 m) z prekopu P₁ (obr. 3), ktoré čiastočne poukazujú na charakter a intenzitu zmien chemického zloženia hornín a obsahu stopových prvkov v študovaných priestoroch.

TAB. 1

Priemerné hodnoty obsahu hlavných zložiek v zónach metasomatických premien v priestore štólne Andrej a v prekopoch P₂, P₃, P₄
Mean values of the main component contents in the metasomatic alteration zones, in the Andrej gallery area and in the P₂, P₃ and P₄ cross-cuts

	I. 1. S-K	1. K-S	2. S-K-P	3. S-S	4. 3-K-A	5. S-A	6. Arg.	P ₂	P ₃	P ₄
SiO ₂	68,39	60,25	59,95	63,40	61,15	62,08	64,17	—	—	—
TiO ₂	0,72	0,80	0,67	0,67	0,67	0,77	0,87	—	—	—
Al ₂ O ₃	14,05	16,02	13,33	13,90	14,68	15,30	15,70	—	—	—
Fe ₂ O ₃ tot	4,52	6,57	7,57	6,34	6,53	6,28	6,22	—	—	—
MgO	0,75	1,46	1,33	0,46	1,82	2,05	1,22	—	—	—
CaO	0,17	0,35	0,68	0,48	3,11	2,29	0,44	—	—	—
Na ₂ O	0,12	0,061	0,052	0,030	0,051	0,034	0,039	0,10	0,27	0,10
K ₂ O	5,79	6,75	5,57	2,44	3,04	2,73	2,31	8,02	8,26	7,58
S	0,49	2,40	4,03	4,70	4,32	5,08	2,18	—	—	—
str. ž.	4,17	6,15	5,15	6,95	7,56	9,06	6,27	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,93	3,96	3,73	6,09	6,52	2,84	4,86	—	—	—
n	6	15	11	5	8	7	20	8	11	6

Analýzovali: Rohalová, Sedliačiková, Križanová (GP, n. p., Spišská Nová Ves, LS GP Turčianske Teplice), K₂O a Na₂O zo vzoriek z P₄ Andráš (LS GÚ SAV Banská Bystrica). Analýzy prevzaté z práce Maťo — Štubňa (1984).



Obr. 3. Okoložilné alterované horniny žily Schrämen a Hlavnej žily v úrovni štólne Andrej. 1 — kremenná žilovina, 2 — andezitové brekcie, 3 — mylonitová zóna, 4 — vyťažená kremenná žilovina, 5 — pyroxenický andezit, 6 — intenzívna silicifikácia

Fig. 3. Altered country rocks of the Schrämen and Hlavná žily veins at the Andrej gallery level. 1 — quartz vein stuff, 2 — andesite breccias, 3 — mylonite zone, 4 — exploited quartz vein stuff, 5 — pyroxene andesite, 6 — intensive silicification

Z chemického zloženia čiastočne zachovaného a alterovaného pyroxenického andezitu z profilu A_1 — A_6 (tab. 3) môžeme konštatovať, že v podstate vo všetkých zložkách nastali zmeny v ich obsahu v procese alterácie. Rozdiely v hodnotách obsahu zložiek sú najvýraznejšie od úseku A_4 (obr. 5), od ktorého postupne narastá stupeň intenzity alterácie až do úplnej dekompozície pyroxenického andezitu. V kvantitatívnom zastúpení stopových prvkov v pyroxenickom andezite nastali v dôsledku alterácie väčšie zmeny len v niektorých prvkoch napr. Ba, Cu, Co a B (tab. 4).

Vysoká intenzita alterácie, ktorá sa uplatnila v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily v úrovni štólne Andrej, spôsobila rozdiely v kvantitatívnom zastúpení takmer všetkých zložiek SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 tot. (celkové železo ako trojmocné), MgO, CaO, Na_2O , K_2O , S a H_2O^+ . Obsah hlav-

ných zložiek je prepočítaný na priemerné hodnoty v jednotlivých metasomatických zónach (tab. 1). Zmeny obsahu odnášaných a prinášaných zložiek sme porovnali jednak v celom rozsahu študovaných okoložilných priestorov, jednak v rámci jednotlivých zón metasomatických premien. Z grafického zobrazenia zmien priemerých hodnôt obsahu hlavných zložiek (obr. 4) je zjavné, že obsah SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 tot., MgO, CaO i Na_2O sa v laterálnom smere v úrovni štólne Andrej rôzne mení.

V kvantitatívnom zastúpení niektorých zložiek, napr. K_2O i Na_2O a SiO_2 , nastali výraznejšie zmeny práve v priestoroch blízko žily Schrämen a Hlavnej žily. Obsah K_2O narastá smerom k žile, maximum je v zóne K metasomatózy — silicifikácie a v zóne silicifikácie — K metasomatózy. Aj obsah Na_2O a SiO_2 je vyšší práve v týchto priestoroch, avšak Na_2O vzhľa-

TAB. 2

Priemerné hodnoty obsahu stopových prvkov v zónach metasomatických premien v priestore štôlne Andrej a v prekopoch P_2 , P_3 , P_4 (v ppm)
 Mean values of the contents of trace elements in the metasomatic alteration zones, in the Andrej gallery area and in the P_2 , P_3 and P_4 cross-cuts

	1. K-S	2. S-K-P	3. S-S	4. S-K-A	P_2	P_3	P_4
As	0,02	0,006	st	0,004	—	—	—
Sb	0,002	st	st	st	—	—	—
Ag	2,8	2,7	0,4	1,5	7,3	9,76	6,0
Rb	258,7	300,0	170,0	118,0	—	—	—
Li	45,7	29,0	98,0	32,0	—	—	—
Cs	st	st	st	st	—	—	—
Cu	60,33	41,7	38,0	41,5	59,6	51,0	75,6
Pb	st	7,0	st	st	18,5	15,2	23,9
Zn	54,3	75,7	153,0	79,5	—	—	—
Ni	16,7	15,3	17,0	15,5	8,7	10,3	13,2
Co	19,3	22,7	39,0	26,5	14,3	7,96	17,0
V	171,7	150,0	155,0	145,0	105,0	64,4	97,4
Ba	553,3	400,0	290,0	525,0	543,0	823,0	1188,0
Sr	176,7	150,0	190,0	75,0	65,0	65,6	111,0
Zr	—	—	—	—	145,6	98,6	141,5
Cr	—	—	—	—	28,1	28,7	21,1
n	15	11	5	8	8	11	6

n — počet analýz, Mo, Sn — stopy (vo všetkých vzorkách), Cd, Bi — n. d.

Vzorky S-K, S-A, Arg. sa neanalyzovali.

Analyzovali: LS GP, n. p., Spišská Nová Ves, analytik (Pe, Šo), vzorky z P_2 , P_3 , P_4 Paulínyová (LS GÚ SAV Banská Bystrica).

dom na jeho celkove nízky obsah z okolitých hornín takmer úplne odnieslo. V hodnotách SiO_2 pozorujeme väčšie výkyvy — zvyšovanie a znižovanie (60—68 %) aj v rámci jednej metasomatickej zóny.

Menšiu variabilitu obsahu pozorujeme v zastúpení Fe_2O_3 tot. — zníženie v bezprostrednom okolí žily Schrämen a Hlavnej žily a čiastočné zvýšenie v zóne silicifikácie — K metasomatózy — pyritizácie. CaO má zvýšený obsah v zóne karbonatizácie, v ostatných úsekoch je obsah

v podstate zhodný — CaO je zastúpené v nízkych hodnotách. Tiež obsah MgO je zvýšený v úsekoch intenzívnej karbonatizácie, resp. v úsekoch propylitizovaného*

* Propylitizácia — typ premeny s regionálnym rozšírením, pri ktorej nastala premena tmavých minerálov (pyroxénov a amfibolov) a plagioklasov za vzniku pestrej asociácie minerálov: sericitu, chloritu, epidotu, kalcitu, kremeňa, pyritu, limonitu, aduláru a fľových minerálov. Uplatňuje sa v rôznej intenzite — v danom prípade miernejšie.

TAB. 3

Chemické zloženie pyroxenického andezitu z profilu A-6 až A-1
Chemical composition of pyroxene andesite of the profiles from A-1 to A-6

	A-6	A-5	A-4	A-3	A-2	A-1
SiO ₂	56,39	57,50	56,54	60,18	62,19	60,84
TiO ₂	0,74	0,70	0,74	0,81	0,75	0,86
Al ₂ O ₃	18,27	17,85	19,48	21,67	21,07	22,69
Fe ₂ O ₃	3,79	3,09	3,12	1,52	1,02	0,79
FeO	2,75	3,25	2,47	0,36	0,039	0,036
MnO	0,10	0,12	0,10	0,02	0,00	0,01
MgO	4,05	3,84	3,73	0,81	0,39	0,35
CaO	1,84	0,64	0,27	0,13	0,08	0,10
K ₂ O	4,71	4,93	5,30	5,20	4,75	5,31
Na ₂ O	1,08	0,92	0,45	0,00	0,16	0,00
str. suš.	1,81	1,92	2,52	2,99	3,11	2,87
str. ž.	4,19	4,79	5,26	6,52	6,33	6,41
Súčet:	100,02	99,91	100,26	100,25	99,89	100,27

Analyzoval Toman (LS GÚ SAV Bratislava).

Vzorky A-6 — A-4 = pyroxenický andezit, výrastlice plagioklasov lokálne sericitizované, karbonatizované a kaolinizované, podobne aj pyroxény a zriedkavé amfiboly. Zriedkavý je epidot a pyrit. Vzorky A-3 až A-1 = premenený až vybielený andezit (premena stúpa od A-3 k A-1)

andezitu a intenzívnej chloritizácie. V hodnotách obsahu Al₂O₃ (13—16 %) pozorujeme (až po zónu silicifikácie — K metasomatózy — pyritizácie) postupné zníženie, avšak v priestoroch bezprostredne pri žile je obsah Al₂O₃ vyšší aj v celkovom priemere.

Obsah TiO₂ je nepatrne zvýšený v úsekoch, kde sa uplatnila hypergénna argilitizácia, avšak celkove nepozorujeme významnejšiu závislosť zastúpenia TiO₂ od charakteru a intenzity alterácie i od priestorových vzťahov. Z ostatných zložiek (H₂O a sulfidickej síry), u ktorých nastala zmena v obsahu, pozorujeme čiastočne zvýšený obsah vo vzdialenejších úsekoch žily, budovaných andezitovými brekciami.

Z celkového vyhodnotenia chemického

zloženia okolitých hornín žily Schrämen a Hlavnej žily v priestoroch štólne Andrej môžeme konštatovať, že v zastúpení väčšiny hlavných zložiek nastali zmeny v procese alterácie. Zložky Na₂O, MgO, CaO a Al₂O₃ sa z pôvodných hornín čiastočne vyluhovali a odnášali, resp. zložky SiO₂, K₂O a sčasti Fe₂O₃ tot. prinieslo počas alterácie. Hodnoty odnosu a prínosu pri týchto zložkách vzrastali v podstate s rastom intenzity alterácie.

Pri väčšine prvkov pozorujeme zákonitú distribúciu v podstatnej časti alterovaných priestorov. Na⁺ a Ca²⁺ sa v podstatnej miere odnieslo a K⁺, S²⁻ a sčasti aj Si⁴⁺ sa prinášajú v celom rozsahu študovaných priestorov. Na, Ca a K sú v pôvodných pyroxenických andezitoch zastú-

TAB-4

Kvantitatívne zastúpenie stopových prvkov (v ppm) v pyroxenickom andezite z profilu A-6 až A-1
 Content of trace elements (in ppm) in pyroxene andesite of the profiles from A-1 to A-6

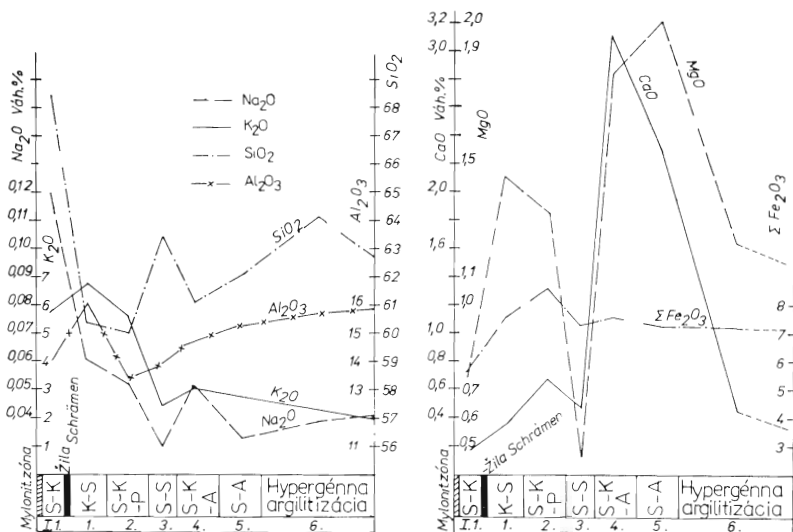
	A-6	A-5	A-4	A-3	A-2	A-1
Ba	525,0	525,0	560,0	830,0	830,0	1150,0
Pb	21,9	17,8	16,6	18,6	16,6	20,9
V	174,0	162,0	155,0	132,0	102,0	174,0
Cu	155,0	85,0	85,0	40,0	14,1	9,8
Ni	33,0	30,2	35,0	28,8	17,8	12,0
Co	21,0	17,0	15,0	7,0	4,0	4,0
Sr	350,0	214,0	214,0	186,0	129,0	239,0
B	24,5	24,5	23,4	30,9	35,0	36,0
Sn	10,4	8,9	6,8	7,6	8,5	7,9
Y	56,0	36,0	35,0	76,0	35,0	204,0
Sc	30,0	27,5	30,0	24,5	23,4	35,5
Ga	19,1	18,6	20,4	23,9	18,6	21,4
Cr	79,0	72,0	76,0	78,0	63,0	83,0
Zr	330,0	340,0	300,0	390,0	420,0	320,0
Mo	st	st	st	st	st	st
Au ⁺	0,03	0,03	0,04	0,02	0,12	0,03
Ag ⁺	1,0	1,0	1,0	1,0	2,0	1,0
Sb ⁺	1,0	1,0	1,0	2,0	3,0	3,0
As ⁺	10,0	10,0	10,0	20,0	10,0	20,0

Analýzovala Paulínyová (LS GÚ SAV Banská Bystrica), + (AAS), Stuchlíková (GP, n. p., Ostrava, LS Brno).

pené takmer v zhodných obsahoch. Na⁺, K⁺ a Ca²⁺ sa nachádzajú v plagioklasoch, Ca²⁺ v amfiboloch a pyroxénoch. Horninotvorné minerály, v ktorých sa nachádza Ca²⁺ a Na⁺, sú nestabilné v procesoch metasomatickej alterácie pyroxenických andezitov, takže iba nepatrné množstvo Ca²⁺ a Na⁺ zostáva v reliktoch týchto minerálov. Na⁺ sa v procesoch metasomatickej alterácie okrem ílových minerálov nepodielal na vzniku vlastných sekundárnych minerálov, takže je v zónach metasomatically alterovaných hornín zastúpený len ako súčasť K živcov (diadochicky

zastupuje draslik). Ca²⁺ je v hlavnej miere zastúpený v sekundárnych karbonátoch. Podstatnú časť K⁺ viažu sekundárne minerály, a to aduláry, sericit a ílové minerály (illit).

Procesy metasomatickej alterácie, ktoré sa uplatnili v študovanej oblasti, charakterizuje asociácia sekundárnych minerálov. Tie predstavujú silikátový systém, v ktorom nastala premena plagioklasov na adulár, sľudy a ílové minerály, premena tmavých minerálov na epidot, chlorit, pyrit, limonit, sľudy a ílové minerály. Podobné systémy pôsobiace v subvulkanic-



Obr. 4. Diagram zmien priemerných hodnôt obsahu hlavných zložiek v metasomatických zónach. 1 — S-K — zóna silicifikácie — K metasomatózy, 1 — K-S — zóna K metasomatózy — silicifikácie, 2 — S-K-P — zóna silicifikácie — K metasomatózy — pyritizácie, 3 — S-S — zóna sericitizácie — silicifikácie, 4 — S-K-A — zóna sericitizácie — karbonatizácie — argilitizácie, 5 — S-A — zóna sericitizácie — argilitizácie, 6 — zóna argilitizácie — hypergéennej alterácie

Fig. 4. Diagram of the mean content values of the main components in the metasomatic zones. 1 — S-K — zone of silicification — K-metasomatism, 1 — K-S — zone of K-metasomatism — silicification, 2 — S-K-P — zone of silicification — K-metasomatism — pyritization, 3 — S-S — zone of sericitization — silicification, 4 — S-K-A — zone of sericitization — carbonatization — argillitization, 5 — S-A — zone of sericitization — argillitization, 6 — zone of argillitization — supergene alteration

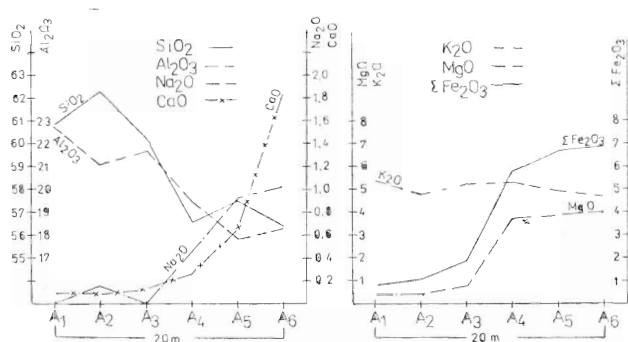
kej úrovni, s prevádzané nižším tlakom študovali experimentálne v izobarických podmienkach J. J. Hemley a W. R. Jones (1964). Dospeli k poznatku, že teploty alteračného systému pozdĺž tektonických línií sa zhodovali s teplotami, počas ktorých sa tvorili rudné minerálne paragény.

Distribúcia stopových prvkov v okoložilných alterovaných horninách žily Schrämen a Hlavnej žily

V procese alterácie okoložilných hornín dochádza zvyčajne aj k migrácii stopo-

vých prvkov. Preto sa v jednotlivých úsekoch koncentrujú prvky v rozdielnom množstve. Z výsledkov v tabuľke 2 je zrejmé, že obsah väčšiny zistených prvkov je veľmi nízky (As, Sb, Cs, Pb, Ni, Co, Cr), hodnoty obsahu iných prvkov (V, Rb, Li, Zr, Ba, Sr, Cu, Zn) vykazujú určité rozdiely. Celkove pozorujeme mierne varírovanie obsahu vo väčšine prvkov (Li, Ni, Co, V, Ba, Cu, Rb, Sr) v celom rozsahu okoložilných alterovaných priestorov. Neraz sa v rozsahu tej istej metasomatickej zóny obsah týchto prvkov zväčšuje aj znižuje.

Z priebehu zmien obsahu Rb, tiež Ba, Sr, Cu a Co možno usudzovať, že distri-



Obr. 5. Diagram zmien obsahu hlavných zložiek v pyroxenickom andezite v profile A-1 až A-6

Fig. 5. Changes diagram of the contents of main components in pyroxene andesite from A-1 to A-6 profile

búcia týchto prvkov má zonálny charakter (ich obsah je vyšší, resp. nižší v priestoroch blízko žily Schrämen a Hlavnej žily). Avšak tendencia k zonálnej distribúcii nie je pri týchto prvkoch výrazná.

Niektoré stopové (Rb, Ba čiastočne aj Sr) a petrogénne prvky vykazujú navzájom určité vzťahy. Hodnoty ich obsahu sa v procesoch metasomatickej alterácie vzájomne menili. Sr a Ba sú silno litofilné prvky a majú podobné vlastnosti ako K^+ , Ca^{2+} a Na^+ s polomermi iónov (A°) pre koordináciu VIII $Ca^{2+} = 1,20$; $Sr^{2+} = 1,33$; pre koordináciu XII $Sr^{2+} = 1,48$; $Ba^{2+} = 1,48$; $K^+ = 1,68$ a $Rb^+ = 1,57$ so schopnosťou silnej diadochie $Sr^{2+} - Ca^{2+}$, $Sr^{2+} - K^+$, $Ba^{2+} - K^+$, $Rb^+ - K^+$ (Whitaker — Muntus, 1970). Sr, Rb a Ba sa nepodieľali na vzniku vlastných minerálov v študovanej oblasti. Rozdiely v ich obsahu sú dôsledkom izomorfného zastupovania Ca^{2+} a K^+ v sekundárnych mineráloch. Obsah Rb, Ba a Sr tiež zrejme závisel od typu metasomatickej alterácie. Mierne zvýšený obsah Sr je v úsekoch blízko žily Schrämen a Hlavnej žily v zónach, kde sa uplatnila K metasomatóza — sericitizácia, avšak narastanie obsahu Sr v závislosti od narastania obsahu K_2O sa prejavuje nevýrazne. Bárium varíruje v intervale 290—1180 ppm. Okrem obsahu v zóne sericitizácie — silicifikácie sa vcelku pozitívne prejavuje závislosť na-

rastania obsahu Ba od zvýšeného obsahu K_2O . Narastanie obsahu Ba so zvyšovaním obsahu K_2O je zrejme dôsledok diadochie $Ba^{2+} - K^+$ v K živcoch (adulároch) a v sludách (sericite) v úsekoch intenzívnej K metasomatózy. Podobne aj obsah Rb je čiastočne zvýšený v blízkom okolí žily Schrämen a Hlavnej žily v úsekoch intenzívnej K metasomatózy a sericitizácie. Rb^+ je svojím polomerom ($1,57 A^\circ$) blízky K^+ ($1,68 A^\circ$), s ktorým sa izomorfne zastupuje v K živcoch. Narastanie obsahu Rb v závislosti od narastania obsahu K_2O sa v bezprostrednom okolí žily Schrämen a Hlavnej žily prejavuje pozitívne. Zastúpenie K^+ a Rb^+ a ich vzájomný pomer v zónach K metasomaticky alterovaných hornín je podľa A. I. Krivcova (1979) dôležitým indikátorom na vyhľadávanie potenciálnych rudných akumulácií.

Zmeny obsahu stopových prvkov (Rb, Ba a tiež Sr) v závislosti od meniaceho sa obsahu hlavných zložiek (K_2O) v okolitých priestoroch žily Schrämen a Hlavnej žily poukazujú na ich pozitívne vzájomné vzťahy v zákonitej distribúcii, ktorá prebiehala v procese alterácie okolitých hornín. V celkovom hodnotení distribúcie zistených stopových prvkov v alterovanom pyroxenickom andezite v priestoroch štôlne Andrej a v prekopoch P_2 , P_3 , P_4 (porovnanie s obsahom v čerstvom pyroxenickom andezite z pro-

filu $A_1 - A_6$) pozorujeme rozdiely, ktorých hodnoty sú väčšinou v neprospech obsahu v alterovanom pyroxenickom andezite. Hoci alteračné procesy ovplyvnili distribúciu stopových prvkov, nemali zreteľný vplyv na nárast ich obsahu v okolitých alterovaných horninách. Preto môžeme konštatovať, že v dôsledku intenzívnej K metasomatickej alterácie sa čiastočne zvýšil obsah Rb, Ba a Sr v alterovanom pyroxenickom andezite v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily.

Diskusia a záver

V kremnickom rudnom rajóne, tak ako v mnohých analogických oblastiach vo svete, je charakteristickým znakom metasomatically alterovaných hornín ich zonálna pozícia v okolí žilných štruktúr. V okoložilných priestoroch žily Schrämen a Hlavnej žily v úrovni štólne Andrej a prekopov P_2 , P_3 , P_4 (rozsah asi 450 m) sú na základe minerálneho a chemického zloženia okoložilných alterovaných hornín v horizontálnom smere vyčlenené jednotlivé zóny metasomatickej alterácie (obr. 3).

Nadlošie žily Schrämen:

1. zóna K metasomatózy — silicifikácie (295—276 m): adulár — kremeň — sericit — pyrit + ílové minerály (kaolinit — illit) — karbonáty (dolomit — kalcit) — limonit — chlorit $\pm$ epidot;

2. zóna silicifikácie — K metasomatózy + pyritizácia (276—257 m): kremeň — adulár — sericit — pyrit + kaolinit — illit + limonit + chlorit $\pm$ karbonáty (dolomit);

3. zóna sericitizácie — silicifikácie (257—243 m): sericit — kremeň — kaolinit — illit — pyrit — adulár + kalcit — limonit $\pm$ chlorit;

4. zóna sericitizácie — karbonatizácie + argilitizácia (243—223 m): sericit — karbonáty (kalcit — dolomit — siderit) —

kaolinit — illit — pyrit — limonit $\pm$ chlorit + adulár — kremeň;

5. zóna sericitizácie — argilitizácie (223—190 m): sericit — illit — kaolinit + I-M zmiešané štruktúry — kremeň — pyrit + adulár — limonit — chlorit + kalcit + siderit + dolomit;

6. zóna argilitizácie — hypergénne alterovaných hornín (190—0 m): kaolinit — illit — montmorillonit + hallozyt — sericit — kremeň — limonit — pyrit + adulár — siderit + kalcit — dolomit $\pm$ epidot;

Medzižilné priestory žily Schrämen a Hlavnej žily:

I. 1. zóna silicifikácie — K metasomatózy; Podlošie žily Schrämen a Hlavnej žily:

I. 2. mylonitové pásmo;

Metasomatické zóny 1—6 sa vyčleňujú v smere od žily Schrämen k ústiu štólne Andrej. V celkovom ponímaní metasomatických premien, s prihliadnutím na ich charakter a intenzitu, sa v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily potvrdila sukcesia mnohoštádiovej alterácie okolitých hornín. V schéme premien, ktoré sa uplatnili v kremnickom rudnom rajóne, rozlišujeme aj v oblasti Šturca v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily: 1. alteráciu staršej generácie typu propylitizácie s areálnym rozšírením, 2. alteráciu mladšej generácie — hydrotermálne metasomatické premeny naložené na propylitizovaných horninách i navzájom na sebe, ktoré sa uplatnili v podstatne menšom areálnom rozsahu, 3. premeny typu argilitizácie, ktoré sú v študovanej oblasti regionálne rozšírené.

1. Alterácia typu propylitizácie sa v okolí žily Schrämen a Hlavnej žily v úrovni štólne Andrej zistila iba v úsekoch opisovaných slabo alterovaných (propylitizovaných) pyroxenických andezitov s anfibolom. Propylitizované pyroxenické andezity v oblasti Šturca v podloží žily Schrämen opísal aj M. Böhmer

(1966). Zistil, že tvoria už len okrajové pásma metasomatických zón vyšších stupňov alterácie. Tvorí ich nízkotermálna asociácia sekundárnych minerálov, a to sericit, chlorit, epidot, kalcit, pyrit, kremeň, adulár, limonit, ílové minerály a zeolity (laumontit). Autor tiež študoval postupnosť zmien jednotlivých minerálov a konštatoval, že v procese propylitizácie podlieha premenám prvý hyperstén, jednoklonné pyroxény a plagioklasy. Pri amfibole v propylitizovaných horninách pozoruje, že pri úplnej chloritizácii pyroxénov amfibol ešte nepodľahol premene. Stotožňuje sa s názorom G. Bürge (1931), že propylitizácia prebiehala v období kryštalizácie magmy, keď začal kryštalizovať amfibol, teda prebiehala už pred kryštalizáciou niektorých minerálov.

Tieto premeny sa uskutočnili už počas doznievania vulkanickej činnosti, to znamená, že predchádzali tvorbu rudných žíl a pravdepodobne pretrvávali až do počiatočných štádií hydrotermálnej aktivity. Vznikali pôsobením postvulkanických roztokov na pevné horniny.

2. Z alterácie mladšej generácie v študovanej oblasti rozlišujeme viac typov metasomatických premien, ktoré sa uplatnili synchrónne s tvorbou rudných žíl. Z nich dominujú sericitizácia a silicifikácia značnej intenzity a bezprostredne pri žile Schrämen a Hlavnej žile sú v naloženej pozícii. Vo vzdialenejšom okolí rudnej žily tvoria s ostatnými metasomatickými premenami rozsiahlejšie zóny alterácie.

Pôvodne intenzívna chloritizácia, ktorá sa uplatnila v starších štádiách alterácie, mala tiež veľké rozšírenie. V dôsledku evolúcie procesov alterácie ju v súčasnom stave výrazne zastierajú ostatné premeny. Alterácia typu karbonatizácie sa uplatnila v podstatne menšom areálnom rozšírení v prostredí intenzívne tektonicky porušenom (systémy puklín a trhlín sú

vyplnené kremeňovo-karbonátovou mineralizáciou). Intenzívna karbonatizácia je lokálne vyvinutá aj v bezprostrednom okolí žily Schrämen a Hlavnej žily (takmer monominerálna zámena okolitých pyroxenických andezitov za karbonáty a kremeň).

V okoložilných priestoroch žily Schrämen a Hlavnej žily sa v pomerne veľkom rozsahu uplatnila K metasomatóza. Jednoznačne najväčšiu intenzitu dosiahla v bezprostrednom okolí žily. Popri veľmi intenzívnej K metasomatóze a silicifikácii sa vo vysokom stupni intenzity uplatnila aj sericitizácia a pyritizácia. Jednotlivé premeny sa v rozsahu zóny navzájom zastierajú. Adulár často zatláča sericit a aj kremeň, resp. sericit zatláča adulár a kremeň. Podľa M. Böhmera (1966) hlavná časť sericitizovaných vulkanitov vznikla počas intenzívneho prínosu K^+ pri teplotách o niečo vyšších ako 230–260 °C a pri dostatočnej koncentrácii Al^{3+} a K^+ . V neskorších štádiách hydrotermálnej aktivity pri zvýšení koncentrácie SiO_2 a ďalšom prínose K^+ vznikala v kremenných žilkách i v premenených andezitoch adulár, často na úkor sericitu.

V okoložilných priestoroch žily Schrämen a Hlavnej žily je pôvodná štruktúra i textúra pyroxenických andezitov postihnutých intenzívnou K metasomatózou úplne zmenená. Asociácia sekundárnych minerálov je pestrá. Dominuje adulár, kremeň, sericit, pyrit a lokálne sú hojné karbonáty (dolomit a kalcit). Časté sú makroskopicky viditeľné zhluky aduláru, kremeňa, pyritu a ílových minerálov. Trend narastania intenzity K metasomatózy sa prejavuje zvýšením kvantitatívneho zastúpenia K živca (aduláru), ako i zvýšením obsahu K_2O .

Pyritizácia je vyvinutá vo všetkých metasomatických zónach. Spreádzala každý typ metasomatickej alterácie, teda prebiehala v celom intervale metasomatic-

kých premien. Pyrit je v bezprostrednom okolí žily Schrämen a Hlavnej žily, kde prebiehala intenzívna pyritizácia, vo väčšej miere prítomný vo forme drobných zŕn s idiomorfným hexaédrickým obmedzením a tiež nátekový s kolomorfnou štruktúrou. Oba sa koncentrujú v tenkých žilkách a na puklinkách, ako i impregnáciách v pyroxenickom andezite. Pyrit vzniká aj počas staršej propylitizácie. Je teda starší ako pyrit, ktorý vzniká v štádiách metasomatickej alterácie — synchrónnej s tvorbou žilnej mineralizácie. Je však dosť obťažné opticky i geochemicky rozlíšiť tieto pyrity v okoložilných priestoroch žily Schrämen. Objasnenie ich zastúpenia je významné predovšetkým pre riešenie distribúcie Au a Ag v študovanej oblasti, pretože Au a Ag vo forme zlatínek je prítomné v pyritoch.

3. Argilitizácia sa uplatňuje v celom rozsahu štólne Andrej a je najrozšírenejším typom alterácie. V priestoroch najintenzívnejšej argilitizácie (do 190 m od ústia štólne) sa vo zvýšenej miere tvoria limonitové náteky. Andezitové brekcie sú tam úplne vybielené a rozložené až do plastického stavu. V minerálnej asociácii argilitizovaných andezitových brekcií, resp. pyroxenických andezitov má hlavný podiel kaolinit, menej illit a montmorillonit. Celkový obsah ílových minerálov je asi 60 %, kým v priestoroch bezprostredne pri žile Schrämen a Hlavnej žile je ich obsah asi 10 %. So znižovaním kaolinitu lokálne narastá obsah aduláru. Avšak so zvyšovaním kvantitatívneho zastúpenia K živca, ako aj s celkovým narastaním K_2O sa zvyšuje zastúpenie illitu. Túto závislosť pozorovala aj V. Szeki Fux (1975) v analogických oblastiach MLR. V roztoku, ktorý intenzívnejšie reaguje so živcami okolitých hornín, narastá koncentrácia alkalických iónov K^+ a pH roztoku. To pod-

mieňuje vznik aduláru (350—150 °C) a ten sa neskôr pri ďalšom narastaní acidity roztokov mení na illit, ktorý vzniká spolu so sericitom (180—130 °C).

Všeobecne sa usudzuje, že metasomatické zóny vznikajú migráciou viacerých alteračných frontov z tektonických líní cez okolité horninové prostredie (Hemley — Jones, 1964; Koržinskij, 1969; Dangič, 1979 a iní). Alteračné fronty bližšie určuje koncentrácia zodpovedajúcich iónov. V študovanej oblasti predstavovali alteračné fronty difúžno-infiltračne migrujúce ióny (fronty), ktoré mohli migrovať v krátkych časových intervaloch. Naložené typy alterácie poukazujú na to, že viaceré fronty pôsobili opakovane.

Alterračné systémy mali zložitú evolúciu, o čom svedčí aj vznik pesternej asociácie sekundárnych minerálov. Hlavné typy metasomatickej alterácie, ktoré sa uplatnili v predmetnej oblasti, možno považovať za výsledok kontinuálneho procesu. Vznik rudnej minerálnej paragenézy a okoložilných alterovaných hornín je úzko spätý. Avšak vytvorenie rudných minerálnych paragenéz predstavuje kratší interval zložitého hydrotermálneho alteračného — mineralizačného systému, ako interval hydrotermálnej alterácie okoložilných pyroxenických andezitov, ktorý sa začal už pred jeho formovaním. V komplexe uplatňujúcich sa hydrotermálnych metasomatických premien je v študovanej oblasti zjavná úzka priestorová spätosť K metasomaticky alterovaných hornín so žilným systémom Schrämen a Hlavná. Vzhľadom na celkovú intenzitu K metasomatickej alterácie uplatňujúcej sa v bezprostredných okoložilných priestoroch a na charakter minerálnej asociácie K metasomatitov a rudnej minerálnej paragenézy je možné predpokladať zhodný časový interval formovania okoložilných K metasomatitov a rudnej mineralizácie.

Literatúra

- Böhmer, M. 1959: Geologicko-ložiskové pomery Kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 2, s. 19—35.
- Böhmer, M. 1961: Relation between potassium trachytes rhyolites and mineralization in Kremnica orefield. *Geol. Práce, Spr.*, 60, pp. 319—334.
- Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti Kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 11, s. 5—125.
- Böhmer, M. — Gerthofferová, H. — Kraus, I. 1969: To the problems of alteration of central Slovakian Neovulkanites. *Geol. Zbor., Geol. Carpath.*, XX, 1, s. 47—64.
- Burg, G. 1931: Charakteristik der Grünsteinnartigen Andesitfacies, ihre Ursachen und Beziehungen zur Kaolinisierung u. Verkesielung. *Z. prakt. Geol. Lagerstättenkunde*, 39, 161 p.
- Dangič, A. 1979: Geochemistry of hydrothermal wall rock alteration around sulfide ores and evolution of hydrothermal activity based on the example of Srebrenica and Kislina. *Ann. Geol. Penin. Balkanique, Beograd*, Z. 43—44, pp. 475—509.
- Fiala, F. 1956: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. *Sporník ÚÚG (Praha)*, XXIII, 2, s. 233—298.
- Fiala, F. 1959: Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. *Geol. Práce, Zoš.* 54, s. 7—62.
- Hemley, J. J. — Jones, W. R. 1964: Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on Hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, 59, 4 (Lancaster, Pa.), pp. 538—569.
- Konečný, V. — Lexa, J. — Plandrová, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. *Záp. Karpaty, Sér. Geol.*, 9, s. 204.
- Koržinskij, D. S. 1969: Teorija metasomatičeskoj zonalnosti. *Nauka, Moskva*, 109 s.
- Krivcov, V. I. 1979: Sovremennye metody poiskov mestoroždenij medno-porfyrovogo tipa. *Obzor, Vses. naučno isledov. inst., Moskva*. 68 s.
- Maťo, L. — Štubňa, S. 1984: Výskum alterovaných hornín v okolí Schrämen žily v úvodných priestoroch Andrej štólne. *Čiastková správa z výskumu PoP Kremnica-Šturec Au-Ag. Manuskript — archív GÚ SAV Banská Bystrica*, 78 s.
- Szekei Fux, V. 1975: Kalijevýj metasomatiz i gidrotermalnoje orudnenije Karpat-skoj rudonosnoj oblasti. In: *Metasomatizm i rudoobrazovanie. Moskva, Nedra*, s. 156—160.
- Whittaker, E. J. W. — Muntus, R. 1970: Ionic radii for use in geochemistry. *Geochim. cosmochim. Acta*, 9, London, s. 945—956.

Altered country rocks of the Schrämen and Hlavná žila veins on the Kremnica-Šturec deposit

Geochemical, petrographical and mineralogical investigations of the altered country rocks in the Schrämen and Hlavná žila vein surroundings, at the Andrej gallery level, are a part of the detailed geological prospecting of the Au-Ag mineralization in the Kremnica-Šturec deposit area.

Regarding the lithostratigraphical division of formations and a new successive development scheme of the Kremnické vrchy Mts., the Kremnica-Šturec area is built by the Zlatá studňa formation, which is formed by relicts of a large stratovolcano, consisting from propylitized and metasomatic altered pyroxene andesites of the Badenian age. Very intensive altered pyroxene andesites with accessory amphibole, belonging to the 1st group of older andesites, and slightly propylitized pyroxene andesites with accessory

amphibole overwhelm in the above area. They form 1.5—2.0 m thick bodies, which occur in andesite breccias and in intensive altered pyroxene andesites respectively.

A characteristic feature of metasomatic altered rocks in the Kremnica ore district is their zonal position in the surroundings of vein structures. Horizontal zones of intensive K-metasomatism (adularization), silicification, carbonization and argillitization have been separated here on the basis of chemical composition of altered rocks in the surroundings of the Schrämen and Hlavná žila veins, at the level of the Andrej gallery and the P₁, P₂, P₃ and P₄ cross-cuts. Following mineral assemblages of altered rocks are preset here in different quantities: adular, sericite, quartz, carbonates (dolomite, calcite and siderite), pyrite, chlorite, epidote, limonite, clay mine-

rals (kaolinite, illite, montmorillonite and I-M mixed structures).

In the comprehensive conception of metasomatic alterations, regarding their character and intensity in the surroundings of the Schrämen and Hlavná žila vein systems, the succession of polystage alteration of the surroundings rocks has been confirmed. In the alteration scheme we have distinguished following stages of alteration: 1. alteration of older generation — areal propylitization, 2. alteration of younger generation — hydrothermal-metasomatic alterations, superimposed on rocks and also on each other, they are spread in much smaller area, 3. supergene alterations — argillitization, which is regionally spread in the studied area. The alteration system had a complex evolution, the origin of variegated associations of secondary minerals witnesses about it. The main types of

metasomatic alterations, which are spread in the studied area, can be considered as a result of the continually process. The origin of ore mineral paragenesis and that of altered country rocks are closely related. However, the origin of ore mineral paragenesis presents a shorter interval of the hydrothermal "alterative-mineralization" system than that of the country pyroxene andesites, which had begun before its formation. There is a close spatial relation of the K-metasomatic altered rocks to the Schrämen and Hlavná žila vein system. It is possible to assume the same time interval of formation for both country K-metasomatites and ore mineralization, regarding the whole intensity of the K-metasomatic alteration and silicification, which take place in the immediate surroundings of veins, as well as the character of mineral assemblage of K-metasomatites and ore mineral paragenesis.

Pokračovanie zo str. 434

ným vývojom majú teploty uzavretia systému (blocking temperature) od 800 °C (Pb-U v zirkóne) po cca 100 °C (stopy po štiepení uránu v apatite). Mnohé rádiometrické veku sú potom iba vekmi schladnutia horniny na určitú teplotnú úroveň a nemajú žiaden vzťah k veku procesov petrogenézy. Takéto údaje však možno úspešne použiť pri rekonštrukcii termickej histórie študovanej oblasti, čo má priame použitie v tektonických interpretáciách.

M. Janák: Kontaktná metamorfóza metasedimentov v aureole rohovského granitu

Kontaktné pôsobenie alpínskych rohovských granitov na varisky regionálne metamorfované staropaleozoické horniny komplexu Hladomornej doliny sa prejavilo vznikom cordieritických rohovcov.

Regionálna metamorfóza pred intrúziou granitu dosiahla podmienky granátovej zóny, čomu zodpovedá minerálna asociácia granát, biotit, muskovit, plagioklas, kremeň ± epidot, ako aj teplota 420–450 °C a tlak 400–450 MPa.

Vznik kontaktných rohovcov s minerálnou asociáciou cordierit, biotit, muskovit, kremeň ± andaluzit spôsobila zmena P-T-X fázo- vých rovnováh. Podmienky kontaktnej meta-

morfózy dosiahli teplotu 450–490 °C pri tlaku 100–150 MPa.

P. Pitoňák: Metamorfity nízkych Tatier a ich vzťah ku granitoidom

Na základe výskumov sa autor prikláňa ku klasickým predstavám o palingénnom a subautochtónnom charaktere nízkotatranského plutónu. Oblasť Jasenie-Kyslá je vzhľadom na podrobnú preskúmanosť vhodná na riešenie tejto otázky, a to aj z hľadiska metalogenézy. Dôležité je doriešiť genézu migmatitov a amfibolických „dioritov“ v nízkotatranskom kryštaliniku.

M. Putiš: Vzťah granitoidov a metamorfítov (ako výsledku hercýnskeho tektonicko-magmatického cyklu) na príkladoch z Malých Karpát, Považského Inovca a Suchého

V Malých Karpatoch do metamorfítov biotitovej a granátovej zóny regionálno-periplutonickej metamorfózy východne od Kuchyne prenikli subkonkordantné (vzhľadom na metamorfnú foliáciu) telesá modranského granodioritu. Vznikli kontaktné metamorfované

K problematike tvorby chemického zloženia krasovej vody (Nízke Tatry — Demänovská dolina)

VLADIMÍR DROPPA, STANISLAV KLAUČO

IGHP, n. p., Žilina, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

Doručené 11. 9. 1985

К вопросу строения химического состава карстовых вод (Низкие Татры — Деменовская пещера)

Работа занимается вопросами химического состава карстовых вод на территории со широко развитыми карстовыми моноклинальными хребтами известняк-доломитового комплекса Деменовской долины в Низких Татрах. Результаты детальных измерений проточности карстовых вод на поверхности и внутри карбонатного массива (в системе пещер Деменовской пещеры), свидетельствуют о том, что основной состав минеральных элементов возникает на поверхности территории в почвенном покрове и плаще выветривания. Из этого познания является необходимым новой интерпретации т. н. „интензита коррозии карстовых потоков“ или „карстового коэффициента“.

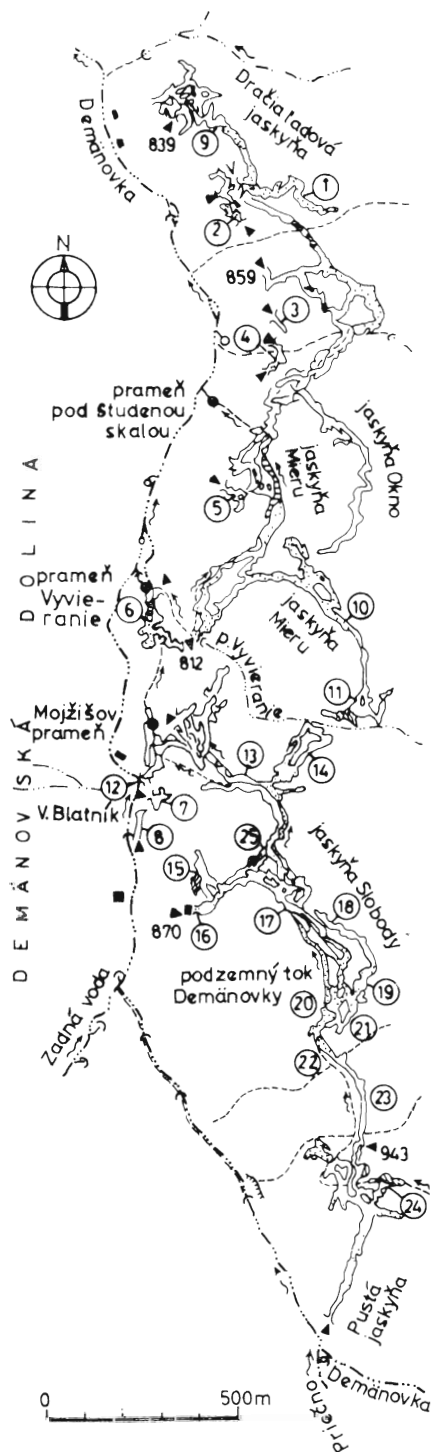
Contribution to the genesis of karstic water chemistry (Demänovská jaskyňa cave, Low Tatra Mts.)

A contribution is given to the genesis of mineralization in karstic water based on data from a nature karst of monoclinal ridges developed in limestone-dolomite complex of the Demänovská dolina valley in the Low Tatra Mts. Detailed measurement data of karstic water conductivity both on surface and underground in the carbonate massif (cave system of the Demänovská jaskyňa cave) point to the generation of dissolved mineral constituents of karstic water on the surface from soil cover and weathering crust. It appears from the knowledge that a new interpretation is necessary for the intensity of corrosion due to karstic streams and also for the meaning of karstification coefficient.

O problematike tvorby chemického zloženia podzemnej vody v krasových územiach je v súčasnosti dosť informácií zo základného regionálneho výskumu a podrobného prieskumu. Nové teoretické poznatky o hydrochémii krasovej vody možno získať najmä podrobnejším priesku-

mom. Súvisí to s veľkou heterogenitou migračného prostredia, ktorú regionálne zameraný prieskum i výskum nemusí vždy zistiť.

Vyhľadávací hydrogeologický prieskum hydrogeologickej štruktúry Demänovská dolina (Droppa — Klaučo, 1985) sa reali-



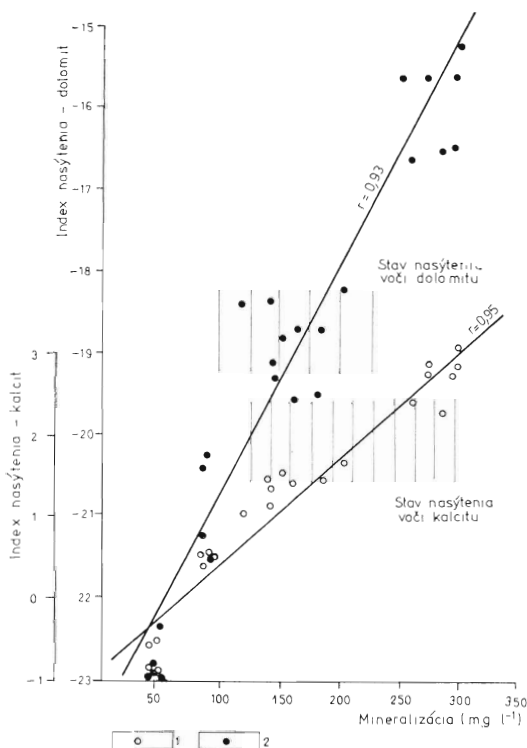
zoval samostatne v rámci regionálneho hydrogeologického prieskumu mezozoika SZ svahov Nízkych Tatier. Predtým sa problematikou tvorby chemizmu krasovej vody v tejto štruktúre zaoberali viacerí autori (Droppa, 1969; 1976; 1978; Kullman — Gazda, 1976; Gazda — Hanzel, 1980; Tereková, 1983).

Územie tvorí ladinský dolomit a gutensteinský vápenec križňanskej jednotky. Zaberá plochu 16,4 km² v povodí Demänovky. Zvyšnú časť povodia toku Demänovky v horskej oblasti tvoria graniťoidné horniny (28,6 km²). Vo vápencoch (obr. 1) sa vytvoril jeden z najväčších jaskynných systémov u nás (približne 22 km chodieb).

Podzemná voda karbonátovej štruktúry má alochtónne (tvoria ich najmä ponárajúce sa povrchové toky z kryštalinika) a autochtónne toky (zo samotného mezozoika). V jaskynnom systéme voda týchto tokov tvorí tzv. horizontálnu cirkuláciu

Obr. 1. Jaskynné systémy Demänovskej doliny s vyznačením dôležitých povrchových a podzemných tokov, resp. výverov (Kučera et al., 1981, doplnené). 1 — Beníková jaskyňa, 2 — Dvere, 3 — Barania jaskyňa, 4 — Tunelová jaskyňa, 5 — Zbojnícka jaskyňa, 6 — jaskyňa Vyvierať, 7 — jaskyňa Pod útesom, 8 — Údolná jaskyňa, 9 — Demänovská ladová jaskyňa — Kmeťov dóm, 10 — jaskyňa Mieru — Ružová galéria, 11 — jaskyňa Mieru — Koncertná sála, 12 — jaskyňa Slobody — objavný ponor pri Björnsonovej chate, 13 — jaskyňa Slobody — Mramorové riečisko, 14 — jaskyňa Slobody — Suchá chodba, 15 — jaskyňa Slobody — Guľový dóm, 16 — turistický vchod do jaskyne Slobody, hotel, Hlboký dóm, 17 — jaskyňa Slobody — Panenská chodba a Jánošíkov dóm, 18 — jaskyňa Slobody — Zázračné siene, 19 — jaskyňa Slobody — Fialový dóm, 20 — jaskyňa Slobody — Ružová sieň, 21 — jaskyňa Slobody — Svantovítové siene, 22 — jaskyňa Slobody — Brková chodba, 23 — jaskyňa Slobody — Spojovacia chodba, 24 — Pustá jaskyňa — Achátový dóm, 25 — Rázcestie

Fig. 1. Cave systems of the Demänovská dolina valley with main surficial and underground streams and karstic sources (taken from Kučera et al., 1981, modified and complemented)



Obr. 2. Závislosť mineralizácie a indexu nasýtenia voči kalcitu a dolomitu. 1 — kalcit, 2 — dolomit

Fig. 2. Relation between mineralization and saturation index of calcite and dolomite. 1 — calcite, 2 — dolomite

(Droppa, 1976). V menšej miere podzemnú vodu karbonátovej štruktúry dopĺňa aj presakujúca zrážková voda, ktorá v podzemí vytvára vodu tzv. vertikálnej cirkulácie (Droppa, 1976). Uvedené členenie podzemnej vody podľa povahy cirkulácie (Droppa, 1976) korešponduje viac s hydrografickým ako s hydrogeologickým pohľadom na obieh krasovej vody. Názornosť a prijateľná miera schematizácie však postačujú na nasledujúcu interpretáciu. Významný je aj podiel priamo prestupujúcej podzemnej vody zo zóny zvetrávania hornín kryštalinika (Droppa — Klaučo, 1985), ktorá sa dosiaľ nebrala do úvahy.

Krasová voda je v zmysle klasifikácie Palmera — Gazdu výrazne vápenato-hydrouhličitanového až vápenato-horečnato-hydrouhličitanového typu.

Hlavným mineralizačným procesom je korózia — rozpúšťanie karbonátových hornín. Tento proces sa jednoznačne odráža aj v chemickom zložení krasovej vody a súvisí s ním aj tvorba krasových útvarov. Táto jednoznačnosť sa testovala korelačnou analýzou, ktorá potvrdila závislosť celkovej mineralizácie a stupňa nasýtenia vody voči hlavným horninotvorným minerálom (obr. 2).

Medzi mineralizáciou a konduktivitou, ktorej meranie sa využilo pri detailizácii hydrochemického vývoja krasových vôd, sa aj pre dané typy vody potvrdil vysoký stupeň korelácie ($r = 0,98$; $n = 70$; Droppa — Klaučo, 1985).

Podľa doterajších výsledkov výskumu sa mineralizačné procesy uplatňujú najmä počas prestupu krasovej vody karbonátovou štruktúrou, konkrétne pri jej prestupe puklinami, resp. krasovými dutinami (jaskynným systémom).

Za dominantné procesy (Kullman — Gazda, 1976; Gazda — Hanzel, 1980; Droppa, 1976) sa považujú tieto druhy korózie (Bögli, 1964):

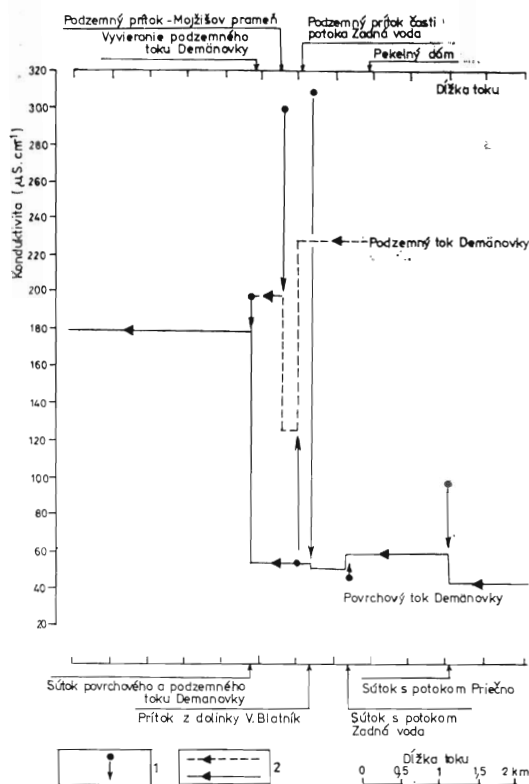
1. obyčajná — rozpúšťanie karbonátov podmieňuje prítomnosť určitého množstva agresívneho CO_2 vo vode;

2. zmiešavacia — rozpúšťanie karbonátov podmieňuje agresívny CO_2 , ktorý môže vzniknúť po zmiešaní dvoch vôd s rozdielnou koncentráciou rozpustených látok a rovnovážneho CO_2 , a ktoré samy osebe nemusia byť agresívne;

3. schladzovacia — rozpúšťanie karbonátov podmieňuje agresívny CO_2 , ktorý vzniká na úkor rovnovážneho CO_2 pri klesaní teploty;

4. termická miešaná — kombinácia schladzovacej a zmiešavacej korózie, pričom pri vzniku agresívneho CO_2 sa podieľajú oba faktory súčasne (ide o zmiešanie dvoch vôd rovnakej koncentrácie, ale rozdielnej teploty).

Prírastok mineralizácie v tokoch pri ich vyústení z krasového územia sa vysvetľuje prebiehajúcimi procesmi korózie, so zvláštnym dôrazom na zmiešavaciu koróziu.



Obr. 3. Zmeny obsahu rozpustených látok v podzemných a povrchových tokoch (príklad potoka Demänovka). 1 — mineralizácia pritekajúcej vody a označenie miesta prítoku, 2 — označenie smeru toku

Fig. 3. Changes in dissolved component contents of surficial and underground streams (example of the Demänovka brook). 1 — mineralization of water inflow and inflow site, 2 — stream direction

ziu. Prírastok mineralizácie vzhľadom na plochu krasového povodia a časovú jednotku vyjadruje tzv. intenzita korózie krasových tokov, resp. koeficient krasovatenia, a je zároveň mierou agresívnych vlastností krasovej vody.

Detaillné zameranie prieskumu, najmä pozorovania v samotnom jaskynnom systéme, ktoré umožnili sledovať vývoj chemizmu krasovej vody počas jej migrácie,

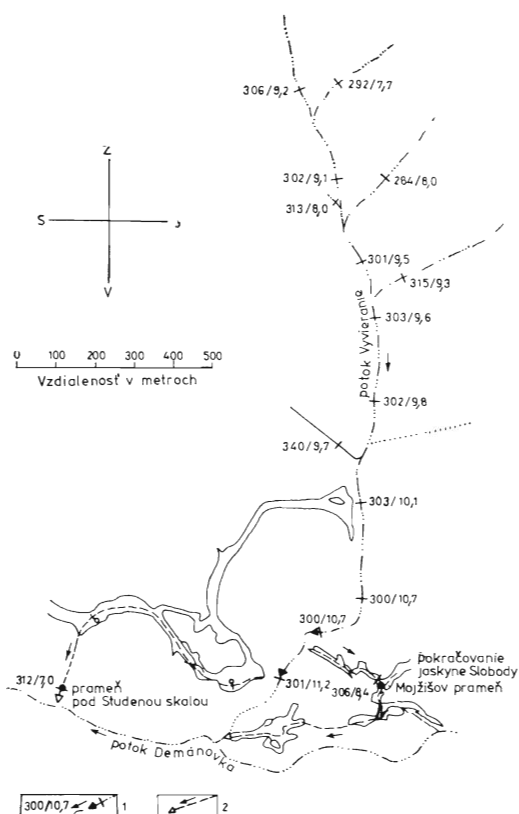
priniesol nové názory na tvorbu minerálneho obsahu krasovej vody.

V snahe priestorovo špecifikovať korozívny účinok krasovej vody sa podrobne merala konduktivita vo vode horizontálnej a vertikálnej cirkulácie. Pre porovnanie sa merala konduktivita aj v povrchových tokoch.

Zmeny mineralizácie vody horizontálnej cirkulácie znázorňuje príklad toku Demänovky (obr. 3). Podrobným meraním sa zistili dlhšie úseky tokov s ustálenou mineralizáciou, ktoré sú oddelené ostrými koncentračnými zmenami obsahu rozpustených látok, a to vždy v miestach prítokov s odlišnou mineralizáciou. Takýto vývoj mineralizácie dokumentuje, že prakticky jediným procesom, ktorý zasahuje do chemického zloženia vody krasových tokov, kým prestupuje karbonatickú štruktúru, je miešanie.

To, že sa po miešaní nezačnú uplatňovať procesy korózie (pričom prakticky vždy vzniknú priaznivé predpoklady pre zmiešavaciu koróziu), možno vysvetliť tak, že rýchlosť prúdenia v zóne horizontálnej cirkulácie je príliš veľká na to, aby mohli reakcie rozkladu karbonátov (korózia) prebehnúť v plnej miere. Iné vysvetlenie predpokladá, že voda alochtónneho toku, ktorá tvorí podstatné množstvo migrujúcej vody a je vzhľadom na svoj primárny chemizmus najviac agresívna (nízka mineralizácia, nízke pH), sa transportuje v koryte vyplnenom len málo hydrochemicky aktívnym obliakovým materiálom kryštalinika. Význam styčnej plochy karbonátových hornín s vodou v sifónoch možno vzhľadom na veľkú rýchlosť a turbulentiu prúdenia zanedbať.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že prírastky látkového množstva (na základe ktorých sa špecifikovala tzv. intenzita korózie, resp. koeficient krasovatenia) nie sú vyvolané korozívnymi účinkami vody horizontálnej cirkulácie, ale spôsobilo ich



Obr. 4. Autochtónny tok v dolinke Vyvieranie a jeho podzemné pokračovanie. 1 — povrchový tok, miesto merania (konduktivita $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, teplota $^{\circ}\text{C}$), ponor, 2 — predpokladaný a zistený podzemný tok vyvieráčka

Fig. 4. Autochthonous stream in Vyvieranie valley and its underground continuation. 1 — surficial stream, measurement site (conductivity in $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, temperature in $^{\circ}\text{C}$), stream submersion site, 2 — underground stream, presumed and localized, point of water issue

miešanie vysokomineralizovanej vody autochtónnych tokov ($270\text{--}310 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) a nízkomíneralizovanej vody alochtónnych tokov ($40\text{--}60 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) v rámci toho druhu cirkulácie.

Zisťovali sme pôvod vysokej mineralizácie vody autochtónnych tokov. Ako príklad možno uviesť merania konduktivity autochtónneho toku v dolinke Vyvieranie,

v jeho povrchovej a podzemnej časti (jas-kyňa Slobody a Mieru; obr. 4).

Autochtónna voda má už od prameňa (svahové pramene) sformované chemické zloženie, typické relatívne vysokou mineralizáciou, pričom počas transportu vody ani na karbonátovom podklade nedochádza k výraznejším zmenám mineralizácie, ktoré by svedčili o prebiehajúcej korózii. Potok sa v dolinke Vyvieranie ponára a v podzemí pokračuje ďalej bez podstatných zmien v mineralizácii. Autochtónna voda sa tvorí zo zrážok, ktoré sa po čiastočnom alebo úplnom prestupe pôdnym krytom a zvetralinovým plášťom koncentrujú do svahových prameňov. Mineralizácia vody prameňov autochtónnych tokov je 6—9-násobne vyššia ako mineralizácia zrážok. V. Tereková (1983) udáva priemernú hodnotu konduktivity zrážok $40,9 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, čo predstavuje trojročný priemer vypočítaný z mesačných kumulatívnych zrážok na stanici Chopok. Pritom voda prameňov je v daných P-T podmienkach v stave nasýtenia a presýtenia voči kalcitu a dolomitu (obr. 2), preto má počas ďalšieho transportu stabilné zloženie. Z uvedeného vyplýva, že väčšina mineralizačných procesov vody autochtónnych tokov prebieha počas jej formovania v pôdnom kryte a zvetralinovom plášti, teda na „povrchu“ karbonátového masívu, resp. nehlboko pod ním. Tu dosahujú mineralizačné procesy aj maximálnu intenzitu, lebo sa tu priaznivo uplatňujú prakticky všetky známe faktory rozpúšťania karbonátových hornín:

— presakujúca zrážková voda má nízke pH a relatívne vyšší obsah CO_2 , pričom na znížených hodnotách pH má podiel aj znečistenie ovzdušia oxidmi síry;

— zvýšený obsah CO_2 a znižovanie pH (humínové kyseliny) zabezpečuje aj vegetačný kryt;

— predpokladaná zóna tvorby minerálneho obsahu vody je na rozdiel od hlbších

časti masívu (tlakové prúdenie v puklinách) trvale prevzdušnená, čo zabezpečuje stálu prítomnosť CO_2 ;

— styčná plocha vody s horninovým materiálom je veľká, neporovnateľne väčšia ako styčná plocha v puklinách a krasových dutinách;

— podzemná voda sa tu (pórové a pórovo-puklinové prostredie) dlhšie zdrží ako podzemná voda prúdiaca pod tlakom v puklinách, resp. voľne tečúca v krasových dutinách.

Podľa doterajších údajov sa vo vode horizontálnej cirkulácie nezhľadila korózia, špecifikoval sa len proces metamorfózy jej pôvodného chemizmu miešaním. I keď

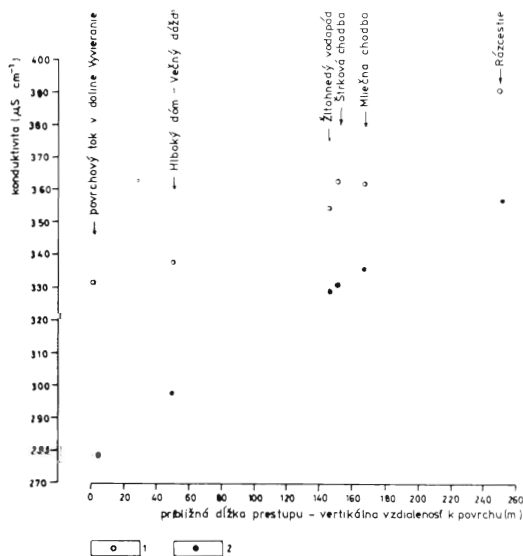
sa maximálna intenzita korózie karbonátového masívu sústreďuje na jeho povrch, procesy korózie sa zistili i v jeho vnútri, a to vo vode vertikálnej cirkulácie. Ako sme už uviedli, ide o zrážkovú vodu priamo presakujúcu cez pôdny kryt a zvetralinový plášť do systému puklín a krasových dutín, kde sa čiastočne sústreďuje (podľa speleologickej terminológie) do „daždov“ a „chrličov“.

Po prestúpení cez zvetralinový plášť má táto voda koncentráciu rozpustených látok zhodnú s koncentráciou prameňov vody autochtónnych tokov. Čím dlhšie táto voda prestupuje cez puklinový a krasový systém, tým viac rastie jej mineralizácia (obr. 5). Smerom do vnútra masívu narastá nielen mocnosť vápencov a dolomitov v nadloží, ktoré musela vertikálne prestupujúca voda prekonať, ale aj obsah jej minerálnych látok.

Vzhľadom na to, že vo väčšine prípadov sa voda z rôznych vertikálnych prestupov vzájomne nemieša (jej prestup masívom je výrazne predisponovaný systémom puklín), je možné predpokladať, že túto vodu bude o minerálne látky obohatovať najmä tzv. schladzovacia korózia (Bögli, 1964).

Diskusia

Presunutie maximálnej intenzity mineralizačných procesov krasovej vody do pôdneho krytu a zvetralinového plášťa, teda na povrch krasového územia, je v rozpore s existenciou podzemných krasových dutín, o ktorých možno s určitou povedať, že vznikli koróznou činnosťou vody. Sme toho názoru, že tento rozpor je iba domnelý. Veľké podzemné jaskynné priestory skutočne vznikli (a vo vhodných podmienkach aj vznikajú) práve koróznymi procesmi, pričom sa pravdepodobne najviac uplatnila spomínaná zmiešavacia korózia. Ide pritom o korózne rozšírenie



Obr. 5. Závislosť obsahu rozpustených látok vo vode vertikálnej cirkulácie počas jej prechodu karbonátovým masívom (príklad z jaskyne Slobody). 1 — minimálny stav (november 1984), 2 — maximálny stav (jún 1985)

Fig. 5. Relation between soluble mineral content of vertically circulating water and water passage through carbonate massif (example of the Jaskyňa Slobody cave system). 1 — minimal state, November 1984, 2 — maximal state, June 1985

viac-menej otvorených puklín, a to v čase, keď sa spomínané časti masívu nachádzali ešte vo freatickej zóne. A. Bögli (1964) pripisuje zmiešavacej korózii, najmä vo freatickej zóne, značný význam. Počas vyzdvihovania karbonátového masívu a neustáleho poklesávania erózne bazy zanikla freatická zóna a odvodnili sa zatopené priestory. Jaskynný systém nadobudol dnešnú podobu, keď ponárajúca sa riečna sieť výrazne remodelovala a prepojila tieto priestory.

V súvislosti s uvedenými poznatkami o priebehu mineralizačných procesov vystupuje z hľadiska hydrogeochémie krasu do popredia aktuálna otázka: čo vlastne vyjadruje tzv. intenzita korózie krasových tokov (Droppa, 1976), resp. koeficient krasovatenia (Gazda — Hanzel, 1980). Tieto pojmy predstavujú látkové množstvo odnesené zo vzťažnej plochy, resp. z objemu karbonátového územia za istú časovú jednotku. Látkové množstvo je určené rozdielom Ca , Mg — CO_3 mineralizácie vody, ktorá vstupuje do krasového územia, a vody, ktorá z neho vystupuje. Takýto matematický postup je identický aj so zmiešavacou rovnicou (Hyánková, 1982):

$$q_1 \cdot c_1 + q_2 \cdot c_2 = q_3 \cdot c_3; \quad q_3 = q_1 + q_2,$$

kde q_1 , c_1 — prietok a koncentrácia v alochtónnych tokoch, q_2 , c_2 — prietok a koncentrácia v autochtónnych tokoch, q_3 , c_3 — prietok a koncentrácia toku na konci krasového územia.

Z tejto rovnice sa intenzita korózie dá vyjadriť:

$$q_2 \cdot c_2 = q_3 \cdot c_3 - q_1 \cdot c_1.$$

Hodnota látkového množstva vynesného z krasového územia nebude potom predstavovať podiel korózie krasových tokov na tvorbe krasových priestorov — jaskynných dutín, ale pôjde skôr o vrst-

vičku karbonátov odnesenú z povrchu územia. Aby sa získala porovnateľná hodnota, pri výpočte by sa mala ako vzťažná jednotka použiť plocha skutočného povrchu povodia, a nielen jej rovinný priemet. Intenzita korózie pre dané územie dosahuje hodnotu $55,3 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$ (Droppa, 1974). Z plochy predmetného krasového územia by odnos z horninového masívu pri súčasnej konfigurácii povrchu predstavoval za rok $4,236 \cdot 10^{-2} \text{ mm}$.

Uvedené poznatky o tvorbe chemického zloženia krasovej vody sú úzko späté s konkrétnym typom krasu v konkrétnych prírodných podmienkach. Bude preto potrebné konfrontovať ich s poznatkami z iných typov krasových území.

Lokalizácia maximálnej intenzity koróznych procesov do pôdneho krytu a zvetralinového plášťa karbonátového masívu je podnetom na doplnenie doterajších pohľadov na genézu jaskynného systému.

Napokon treba dodať, že orientácia prieskumu, ale i výskumu na detail — jaskynný systém v karbonátovom masíve — (speleohydrogeológia, speleohydrochémia) môže priniesť nielen nové teoretické poznatky o obehu a tvorbe krasovej vody, ale aj cenné praktické skúsenosti pri ich využívaní a ochrane.

Literatúra

- Bögli, A. 1964: Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. *Erdkunde B. (Bonn)*, 18, 83—92.
- Droppa, A. 1969: Rýchlosť rastu kvapľov v jaskyniach Liptovského krasu. *Stud. geogr. (Brno)*, 1, 61—68.
- Droppa, A. 1976: Intenzita korózie krasových tokov v Demänovskej doline. *Slov. Kras (Martin)*, 14, 3—30.
- Droppa, A. 1978: Intenzita korózie tokov v Jánskej doline. *Slov. Kras (Martin)*, 16, 39—67.
- Droppa, V. — Klaučo, S.: Čiastková štruktúra karbonátov križňanskej jednotky v povodí Demänovky — hydrogeologický vyhľadávací prieskum. [Etapová správa čiastkovej úlohy za rok 1984.] *Manuskript — IGHP Bratislava*.

Gazda, S. — Hanzel, V. 1980: Influence of natural factors or chemical properties of groundwaters in the West Carpathians Mesozoic. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol.*, 3, 121—141.

Hyánková, K. 1982: Hydrochémiá. *Vysokoškolské učebné texty, PF UK Bratislava*.

Kullman, E. — Gazda, S. 1976: Základný hydrogeologický výskum mezozoika SV

svahov Nizkych Tatier. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.

Kučera, B. — Hromas, J. — Skřivánek, F. 1981: Jeskyně a propasti v Československu. *Praha, Academia*.

Tereková, V. 1983: Hydrogeologické a hydrochemické pomery Demänovskej doliny so zameraním na jaskyňu Mier. *Manuskript — ÚŠOP Liptovský Mikuláš*.

Contribution to the genesis of karstic water chemistry (Demänovská jaskyňa cave, Low Tatra Mts.)

The paper summarizes most important knowledge on the genesis of mineralization in karstic water acquired in the course of hydrogeological research of the limestone-dolomite complex in the Demänovská dolina valley (Mesozoic of the Low Tatra Mts. northern slope). Detailed measurements of conductivity supplied data on the degree of karstic water saturation by carbonates (fig. 2). These data were aimed to follow changes in soluble component content in the water during its transport on the surface and circulation in the carbonate massif (in which mature karstic phenomena of monoclinical ridge type are developed). The knowledge obtained from the data may be summarized as follows.

1. Considerable changes in content of mineralizing components contained in karstic streams are always sharp ones being localized under the interflow of allochthonous and autochthonous streams (fig. 3). Increments in mineralizing components, found in the allochthonous stream of the Demänovka brook dredging the entire area, are due to corrosional effects of the stream itself. Increments in mineralization related to autochthonous streams are, to the contrary, negligible. Intensive corrosion does not occur either in this case (fig. 4).

2. Considerable portion of mineralizing components contained in water of allochthonous streams generates by precipitation water

passage through the soil cover and weathering crust of the carbonate massif. Corrosion as the main mineralizing process mostly acts but along the surface of the carbonate massif. This process of mineralization was stated only in the case of dispersed vertical passage of infiltrating water inside of the massif. The increment of mineralizing constituents of such water has been specified during its underground passage across the cave system, e. g. in the Jaskyňa Slobody cave system, namely in its segment oriented transversally to the longitudinal axis of the carbonate massif. Mostly the so called cooling corrosion contributes to this increment.

3. The frequently used characteristics of hydrogeochemistry in karstic waters expressed by the intensity of corrosion or by karstification coefficient yielded no estimate for the amount (volume) of eroded rocks in the interior of carbonate massifs as it may not be representative for the volume of newly originated karstic cavities but dependent on erosion processes acting on the surface of carbonate massifs (relatively to the amount of soil cover and weathering crust). Hence this estimate expresses mainly the amount of eroded carbonate mass from the surface of the massif. For calculation of this characteristic, it is then more correct to count with real unity surface of the (morphological) carbonate body instead of hitherto used area of its planar projection (e. g. in the map).

Tektonogram na malom počítači

VLADIMÍR ŠTASTNÝ

IGHP, n. p., závod Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 27. 6. 1985

Тектонограммы при использовании малых счётных машин

Были предложены две программы для оценки трещиноватости при помощи малого счетчика. Их принцип заимствован из классического ручного подсчёта и оценки. Своей простотой они годятся для геологов-владельцев малогабаритных счётных машин.

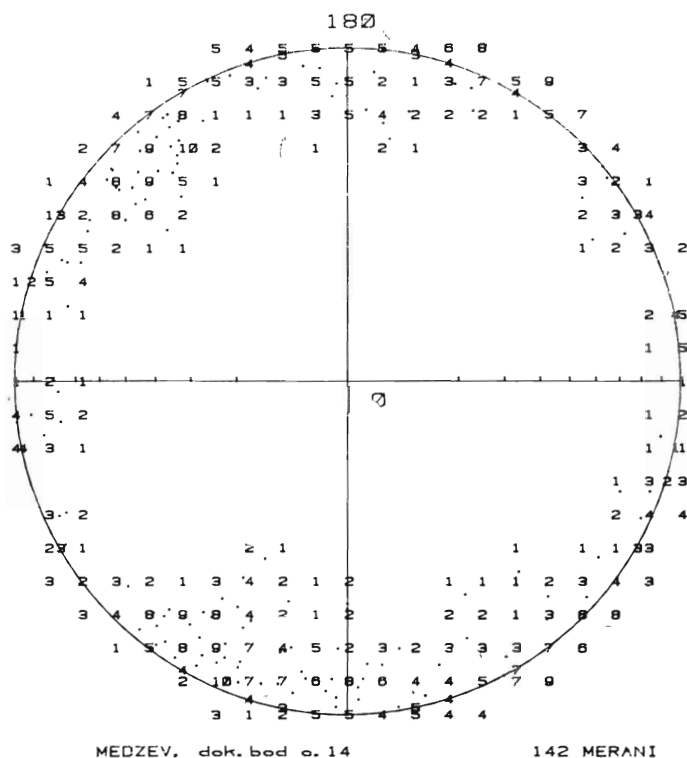
Tectonogram processed by small computer

Two routines have been designed serving for evaluation of jointing in rocks and using small computer. The principle is taken from conventional manual processing. By their simplicity, these routines are suitable for geologists utilizing small computer technique.

Malé počítače a stolné kalkulatory sa využívajú aj na geologických pracoviskách. Potreby praxe a známe ťažkosti s obstarávaním hotových programov nútia aj geológov tvoriť vlastné programy. Na pracovisku IGHP v Košiciach vznikli takto, okrem ďalších, dva programy na vyhodnotenie puklinovitosti. Obidva rýchlo poskytnú výstup (obr. 1) a môžu byť podkladom pre finálne spracovanie.

Tektonogram vhodný pre štatistické spracovanie má tzv. rovnoplochnú sieť, do ktorej treba vyniesť 100 až 500 bodov. Body sú dané uhlami smeru sklonu α a sklonom β meranej plochy. Ich ručné vynášanie je časovo náročné. Ďalšie spracovanie podľa klasickej literatúry (Pouba,

1959) zahŕňa sčítavanie bodov v tzv. jednotkovej kružnici, ktorú posúvame po pomocnej pravouhlej sieti. Jednotková kružnica (ďalej JK) má plochu 1 % celého tektonogramu, ktorého polomer je obvyčajne 10 cm. Potom polomer JK je 1 cm a krok pomocnej siete je 1 cm. Stred JK leží v uzle pomocnej siete a tam sa vpiše číslo predstavujúce súčet bodov v JK. V prípade, že pri okraji tektonogramu časť JK presahuje von, dopočítajú sa ďalšie body z priemetu JK na opačnej strane tektonogramu. Aby si čísla na jeho obvode navzájom cez stred odpovedali, na záver spracovania sa JK posúva po obvode tektonogramu. Analogicky s vyššie opísaným sa sčítajú body v JK a výsledná



Obr. 1. Tektonogram spracovaný SaPo

Fig. 1. Rock jointing tectonogram processed by electronic calculator

suma sa opíše do aktuálnej JK i do jej priemetu. Takéto ručné spracovanie zaberie i skúsenému pracovníkovi deň až dva a pravdepodobnosť výskytu chyby je vysoká.

Opis programov

Obidva programy sme odladili na stolnom kalkulátore HP 9825 A. Vstup je možný cez klávesnicu alebo cez magnetofónovú pásku. Výstup je koncipovaný pre súradnicový zapisovač. Programy sú v jazyku HPL a nie je účelné uvádzať ich plné znenie. Opísali sme jadro oboch programov a na obrázkoch 2 a 3 sú ich vývojové diagrany. Riešenie vychádza z tvorby grafického výstupu podľa opísaného postupu do rovnoplochej siete s po-

lomerom 10 cm. Spotreba pamäti pre 500 bodov pri plnej presnosti je cca 12 000 bitov.

Tektonogram I je verzia úsporná na strojový čas. Pomocná sieť prekrýva kruh tektonogramu so stredom v počiatku súradného systému. Sieť tvorí uzly so súradnicami (0; 0 cm) v počiatku, (0; 10) hore, (10, 0) vpravo, atď. V počítači je sieť nahradená dvojrozmerným poľom B [*] s rozmermi 25 × 25 prvkov. Indexovanie je totožné so sieťou, takže súradnice uzla sú zároveň indexom prvku poľa B. Podľa vzťahov:

$$r = (\beta \cdot 10/9)^{1/2}, \quad x = r \cdot \sin \alpha, \quad y = r \cdot \cos \alpha$$

(Pavlik, 1981) vypočítame sprievodič r vynášaného bodu v rovnoplochej sieti a jeho súradnice x a y. Ak x a y zaokrúh-

Tektonogram II je verzia náročnejšia na strojový čas a riadi sa presne postupom opísaným v literatúre. Pracuje s podobným poľom B [*] s rozmermi 21×21 uzlov. Postupuje sa takto: Pre všetky dvojice uhlov α a β podľa typu tektonogramu (normálový — spádnicový) program vypočíta najprv súradnice x a y vynášaných bodov. Potom po pomocnej sieti z ľavého horného rohu po riadkoch posúva JK z uzla do uzla a testuje, koľko bodov v nej leží

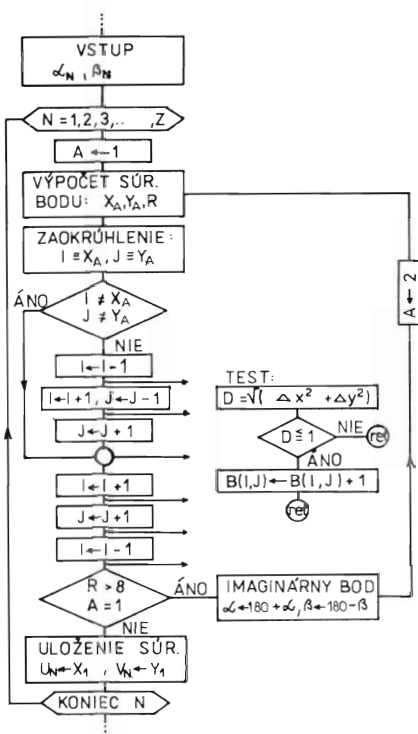


Fig. 2. Flow chart of routine core for Tec-tonogram I

$$d = (i^2 + j^2)^{1/2}; \quad x_{pr} = -i \cdot (20 - d)/d, \\ y_{pr} = -j \cdot (20 - d)/d.$$

Podľa podmienky „test“ program testuje, či všetky body ležia v tomto priemete JK. Ak v nej bod leží, pripočíta sa k prvku poľa B s indexom rovným súradniciam stredu pôvodnej JK číslo 1.

Keď sa skončí posúvanie JK v pravom dolnom rohu pomocnej siete, program (v zmysle literatúry) stanoví počty bodov v dopĺňujúcich JK, ktorých stredu ležia na obode tektonogramu. Jedná sa o 24 uzlov, ktorých súradnice sú zadané výpočtom a ležia tam, kde je uzol pomocnej siete výrazne vzdialený od obvodu. Počet vynášaných bodov v JK sa kumuluje v prvkoch jednorozmerného poľa C. Index prvku označuje poradie uzla a rovnaké indexy majú aj ich súradnice. Testovanie je rovnaké ako pre predošlé JK. Takto program získa všetky podklady na vykreslenie tektonogramu, resp. výpis v tabuľkovej forme.

Uvedené opisy dokresľujú vývojové diagramy (obr. 2 a 3) a tiež príklad výstupu

používaného na IGHP, n. p., závod Košice (obr. 1). Výstup z oboch je formálne zhodný a oba poskytujú podklad na ďalšie spracovanie. Ten je objektívny a presný a obsahuje vynesené body a čísla umiestnené presne v uzloch pomocnej siete, t. j. v stredoch JK. Od vykreslenia izolínií sa po dohode s riešiteľmi upustilo. Používaný výstup dáva možnosť kontroly a objektívnejšieho vykreslenia izolínií.

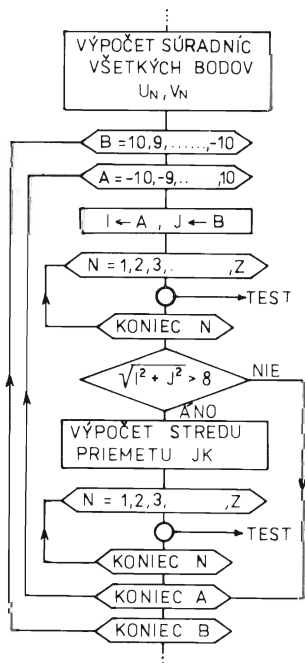
Diskusia

Výstup podľa verzie I má určité nepresnosti (± 1 bod) na obode a v jeho blízkosti, lebo poloha imaginárnych bodov nie je totožná s protitahlou stranou. Plocha sa však zachováva v zmysle metodiky vyhodnocovania. Výhodou použitia tejto verzie je úspora strojového času, čo nie je pri malej výpočtovej technike zanedbateľné. Výpočet prebieha počas vkladania vstupných údajov cez klávesnicu a výstup je prakticky okamžitý.

Výstup podľa programu Tektonogram II spĺňa všetky požiadavky riešiteľov a je bezchybným spracovaním meraní v tejto fáze vyhodnotenia puklinovitosti. Výpočet pre 150 bodov trvá okolo 15 minút. Výstup na súradnicovom zapisovači dáva možnosť farebne či znakom rozlíšiť kreslené prvky a voliť polomer tektonogramu. Stavba programu umožňuje výstup vo viacerých exemplároch.

Záver

Je zrejmé, že existujú dokonalé programy na tvorbu tektonogramov založené na exaktných matematických základoch. Avšak na niektorých pracoviskách s malými počítačmi sa uplatnia aj programy, ktoré uvádzame my. Pomôžu podstatne zrýchliť a zároveň spresniť vyhodnotenie puklinovitosti.



Obr. 3. Vývojový diagram jadra programu Tektonogram II

Fig. 3. Flow chart of routine core for Tektonogram II

Literatúra

Pavlík, J. 1981: Geotechnické způsoby určování stability skalních stěn. Praha, SNTL.

Pouba, Z. 1959: Geologické mapování. Praha, ČSAV.

Tectonogram processed by small computer

Manual processing of field measurement data on rock jointing into tectonic diagrams and their evaluation is time consuming work. Any facilitation of this straining procedure is therefore welcomed. Two routines of rock jointing data processing for HP 9825 A table calculator have been designed in Košice branch of Engineering Geological and Hydrogeological Research Enterprise. The first one uses the so called imaginary points and yields the result in short time tabelled or as graphic plot serving as base for drawing iso-

lines allowing final evaluation. For its rapidity however the result comes out as loser of accuracy along the periphery of tectonogram. The second routine perfectly keeps the procedure used in manual technique. It is completely accurate but by similar capacity of calculator memory, its need for machine time is high. Processing of about 200 points needs almost half an hour using this type of calculator.

Output examples and flow charts of both routines are shown in the paper.

Pokračovanie zo str. 450

škvritné (hlavne cordieritické) bridlice. Spoločným znakom predmetamorfného vývoja kuchynského a harmónskeho kryštalinika je hruborytmický flyš peliticko-psamitických sedimentov (spodný devón; Planderová, písomná informácia) s nadložnými grafitickými fylitmi (stredný devón; Planderová, l. c.) a metabázikami s metatufmi (stredný — vrchný ? devón).

Horniny všetkých zón regionálno-periplutonickéj metamorfozy v úseku medzi Borinkou, Záhorskou Bystricou a Železnou Studničkou majú v alpínskej stavbe zachovaný jednotný pôvodný (hercýnsky) regionálnometamorfny vrásovo-klivážový až klivážový tektonický štýl. V plochách metamorfnej kliváže (aj vo vzorke) sú bežne pozorovateľné prieniky granitu. Súčasťou predmetamorfnej litologickej sekvencie sú tu aj tenké polohy karbonátov a slienitých bridlic v bazických tufoch (stredný — vrchný devón ?) v nadloží grafitických fylitov (stredný devón ?), v podloží ktorých je psamiticko-pelitický (s bazickými tufmi), hlbšie hruborytmický (spodný devón ?) a jemnorytmický (pelitický) flyš (ordovik ?).

Vyššie uvedené vzťahy v Považskom Inovci charakterizoval M. Putiš (1981, 1983) a S. P. Korikovskij — M. Putiš (1986). Liešťanský

typ migmatitov v zmysle Š. Kahana (1979) predstavuje injekčný typ v hlbšej zóne (parciálna anatexia). V Suchom je produktom ultrametamorfnej diferenciacie v sillimanitovej zóne. Restity melanosómu (hrubokryštalický biotit s fibrolitickým aj hrubokryštalickým sillimanitom) sa zachovávajú so stabilnou orientáciou (ako v migmatitoch) až do centra granitoidov, ktorých podstatná časť je zrejme tiež anatektického pôvodu.

I. Petřík: Vysokotermálne postmagmatické premeny granitoidných hornín Suchého, Malej Magury a Považského Inovca

Hoci je prítomnosť sillimanitu v granitoidných horninách Západných Karpát dávno známa, považovala sa skôr za dôsledok asimilácie hornín plášťa alebo za doklad prítomnosti restitov zdrojovej horniny. Štúdium granitoidov kryštalinika Suchého ukázalo, že sillimanit je produktom odnosu alkálií v kyslom prostredí (Korikovskij et al., 1986). Je to sekundárny subsolidový minerál vznikajúci pri teplotách 500—650 °C. Vyvíja sa v interstíciách medzi horninotvornými minerálmi, alebo preniká do puklínok a presekáva všetky prítomné minerály. Sillimanit často obrastá

muskovitom (+Qz), čo svedčí o zvýšení aktivity iónov K^+ vo fluide, ktoré je dôsledkom jeho nedokonalého odnosu.

Strata alkálií (okrem K, Na aj Rb) môže ovplyvniť Rb/Sr datovanie narušením izochrony (postihnuté vzorky majú vyšší pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), ale len v prípade, ak premena bola oveľa neskoršie ako pôvodná homogenizácia izotopov Sr počas kryštalizácie taveniny.

V. Viliňovič: Výsledky geochemicko-petrologického štúdia granitoidných hornín Malých Karpát

Z hľadiska súčasných poznatkov možno bratislavský a modranský masív považovať za magmatické telesá so samostatnou evolúciou. Dokazujú to petrografické pozorovania (napr. sukcesný vzťah biotitu a plagioklasu, formy vystupovania a usporiadanosť K živcov v granodioritoch), obsah a správanie sa stopových prvkov, včítane REE počas diferenciácie, ako aj subsolidová alterácia hornín.

Kompozičné variácie v oboch masívoch, ako ukázalo petrogenetické modelovanie, sú dôsledkom frakčnej kryštalizácie in situ a procesov nedokonalého odmiešavania kryštálov od zvyškovej taveniny. Dôsledkom je napr. kumulátová štruktúra modranského granodioritu (tonalitu).

Geochemické kritériá nepotvrdzujú doterajšie názory na vznik dioritických hornín diferenciáciou granitoidnej magmy alebo anatektickými účinkami tejto magmy na metabazity.

Podľa typologického štúdia modranský granitoid najviac pripomína I (kaledónsky) typ, zatiaľ čo bratislavský má tendenciu k S typu. Výraznejšia potenciálna rudonosnosť granitoidov Malých Karpát sa nezistila.

I. Broska: Akcesorické minerály v granitoidných horninách a v metamorfnom plášti Malej Fatry

V kryštaliniku Malej Fatry typomorfnými akcesorickými minerálmi sú monazit, allanit, apatit, zirkón a granát. V magurskom type granitov je charakteristický monazit, apatit s pleochroickými jadrami a zirkón s celkovo vyšším obsahom Hf. Allanit, monazit a xenotím ovládajú celohorninové distribúcie prvkov

vzácných zemín. Zirkón a allanit je zonálny — v okrajových častiach má zirkón zvýšený obsah Hf, allanit má znížený obsah prvkov vzácných zemín. Granát sa vyskytuje v leukokratných granitoch a v granitoch na styku s metamorfným plášťom, kde je prítomný aj sillimanit. V asociácii hydrotermálnych akcesorických minerálov je bežný pyrit, arzenopyrit, karbonáty, menej časté sú Sb minerály, ojedinelý je molybdenit a galenit.

L. Kamenický — J. Macek — J. Krištín: Základné typy granitoidov Malej a Veľkej Fatry

V Malej Fatre vystupujú tri typy granitoidov: drobné telesá tonalitov uprostred migmatitov, hybridné tonality až oligoklasovo-biotitické granodiority v Martinských holiach a magurský typ tonalitov až granodioritov prevládajúci v krivánskej časti Malej Fatry. Granitoidy Veľkej Fatry sa líšia od uvedených charakterom diferenciácie a tým, že leukogranity tvoria jadro plutónu s bázickejšími kantorskými a smrekovickými tonalitmi po obvode. Granitizačný pôvod je evidentný v Malej Fatre, magmaticko-diferenciačný vo Veľkej Fatre. Biotity analyzované na mikrosone zodpovedajú nepremeným typom s normálnym štruktúrnym vzorcom. Fugacita kyslíka sa v priebehu vývoja plutónov menila. Pri aplikovaní paušálnej 10 % oxidácie sa premietajú na líniu $\text{pufra Ni} = \text{NiO}$, t. j. odzrkadľuje sa takto spôsob prepočtu a nie skutočný stav.

J. Rajnoha: Variské a neogénne granitoidy v oblasti stredoslovenských neovulkanitov z hľadiska obsahu akcesórií

Autor porovnal kvalitatívne a kvantitatívne zastúpenie 30 akcesorických minerálov niektorých hornín hodruško-štiavnického intruzívneho komplexu a vyhnianskej drvenej žuly. Vyčlenil charakteristickú asociáciu akcesórií pre vyhniansku drvenú žulu: pyrit (limonitizovaný), apatit, zirkón, magnetit a granát; pre granodiority hodruško-štiavnického intruzívneho komplexu: magnetit, apatit, zirkón, epidot, pyrit a pre diority hodruško-štiavnického intruzívneho komplexu: magnetit, apatit, pyrit, zirkón.

Metamorfóza hornín oceánskeho dna

DUŠAN HOVORKA

Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 17. 7. 1985

Метаморфизм пород океанического дна

Породы океанического дна в океанической среде метаморфизованы в зонах спредингу (гидротермальный метаморфизм), в зонах трансформных разломов (гидротермально-динамический метаморфизм или динамический метаморфизм) и в субдукционных зонах (преимущественно метаморфизм, при высоких давлениях). В работе приведен перечень проблем данных типов метаморфных процессов.

Metamorphism of sea floor rocks

Sea floor rocks in the ocean environment are metamorphosed in spreading zones (hydrothermal metamorphism), in transform fault zones (hydrothermal-dynamic and dynamic metamorphism respectively), and in subduction zones (mainly high-pressure metamorphism). There is a review of problematics on the above types of metamorphic processes in this work.

Geológia oceánov a geofyzika sa v posledných dvoch desaťročiach prevládajúcou mierou podieľali na formovaní predstáv o vývoji veľkých celkov zemskej kôry v priestore a čase. Súčasne petrológia, ktorá mala k dispozícii vzorky hornín získané dredžovaním a vrtmi do morského dna a v posledných rokoch aj vzorky odobrané zo špeciálnych podmorských plavidiel, priniesla množstvo poznatkov o zložení, ale súčasne aj o premenách hornín, ktoré tvoria horninovú náplň dna oceánov a morí. Kvalitatívne i kvantitatívne údaje o metamorfných procesoch či metamorfovaných horninách dna svetového oceánu

sú také presvedčivé a v podstatnej časti v horninových súboroch kontinentálnej kôry neznáme, že si vynútili definovanie zvláštneho typu metamorfózy — metamorfózy dna oceánov (sea floor metamorphism).

Tento termín nie je, a to ani v pôvodnom anglickom znení, ani v slovenskom preklade vecne správny, pretože metamorfované sú horniny a nie oceánske dno. Preto v ďalšom neuvádzame pôvodné, i dnes všeobecne používané označenie „metamorfóza oceánskeho dna“, ale spresnenú formu tohto termínu, t. j. metamorfóza hornín oceánskeho dna.

Charakteristické znaky metamorfovaných hornín na dne oceánov spôsobili, že aj v učebniciach, resp. v príručkách či vedeckých kompendiách sa metamorfóze hornín oceánskeho dna venuje v posledných rokoch spravidla samostatná kapitola.

Túto problematiku rieši už aj monografia R. Hekiniana (1982). Keďže hydrotermálne roztoky sú hlavným zdrojom väčšiny premien daného typu, časť petrológov zahrňuje uvedené procesy do skupiny hydrotermálnych premien v širšom zmysle. Takéto označenie však nevystihuje celú šírku problematiky, pretože značná časť metamorfovaných hornín dna svetového oceánu vznikla za spolupôsobenia jednosmerného tlaku.

V súčasnosti sa všeobecne člení dno svetového oceánu na niekoľko základných morfologických či morfologicko-štruktúrnych celkov: oceánske abysálne planiny, chrbtý spreadingov, ich riftové doliny, oceánske (vnútroplátňové) vulkanické ostrovy, ostrovné oblúky, predoblúkové a zaoblúkové panvy, subdukčné zóny a s nimi priestorové i geneticky späté akrečné prizmy a iné. Každá z uvedených (a ďalších) štruktúrnych jednotiek sa vyznačuje charakteristickým geologickým vývojom v priestore a čase. V tomto vývojovom procese majú metamorfné premeny svoje nezastupiteľné miesto.

V našej literatúre chýbajú podrobnejšie údaje o tomto type metamorfných procesov, preto uvádzame ich základnú charakteristiku a horninové typy. Zameriame sa pritom na 3 oblasti, resp. typy metamorfózy: 1. na metamorfózu eruptív v zónach spreadingu (hydrotermálna metamorfóza 2. a 3. vrstvy oceánskej kôry); 2. na metamorfózu v zónach transformných zlomov (dynamická, resp. dynamicko-hydrotermálna metamorfóza); 3. na metamorfózu oblasti subdukčných zón (~ vysokotlaková metamorfóza).

Metamorfóza eruptív v zónach spreadingu

Metamorfóze podľahli bážické a ultra-bážické horniny oceánskej proveniencie, preto ak ofiolitový komplex stotožňujeme s oceánskou kôrou, ako to robí väčšina autorov, (Spooner — Fyfe, 1973; Gass — Smewing, 1973; Elthon — Stern, 1978; Liou — Ernst, 1979), môžeme hovoriť aj o metamorfóze ofiolitov. Existujú však aj iné predstavy o pôvode ofiolitov (napr. Miyashiro, 1975). Metamorfované sedimenty morského dna sa v literatúre uvádzajú len veľmi sporadicky. Aj napriek početným vrtom do morského dna sa nezistilo, žeby s pribúdajúcou hĺbkou narastala intenzita metamorfných procesov. Z uvedeného vyplýva, že: a) metamorfóza sa výraznejšie uplatnila len pod dosiaľ dosiahnutými prevrtanými hĺbkami do dna oceánov; b) metamorfóza je subrecentný až recentný proces, ktorý sa v minulosti neuplatnil. Súčasne sa zistené metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti stredo-oceánskych (riftových) chrbtov museli v dôsledku prebiehajúceho spreadingu na divergentných okrajoch platiť doťiaľ aj od osí spreadingu už súčasne vzdialených zón. Takto metamorfované horniny oceánskeho dna predstavujú pravdepodobne viac alebo menej súvislý horizont podstielajúci vrstvu sedimentov a najvrchnejšiu, v podstate nepremenú polohu bážických efúzií.

Metamorfované horniny oceánskeho dna sa často označujú v súlade s ich faciálnou príslušnosťou, preto uvádzame ich stručnú charakteristiku podľa metamorfných facií.

Bážické horniny

Fácia hnedých premien

Táto fácia (brownstone facies) sa definovala len v posledných rokoch (Cann, 1979). Spôsobujú ju chladné vody, resp.

submarinné zvetrávanie. Horniny metamorfované v podmienkach tejto fácie (v posledných rokoch sa zistili najčastejšie v horninách jadier vrtoŧ do dna oceánov) reprezentujú charakteristické horniny starej oceánskej kôry. V oxidačných podmienkach (ktoré v oceánoch prevládajú) majú produkty premien ŧltohnedé sfarbenie (ktoré determinuje označenie premien), v redukčných podmienkach sú tmavé, modrošedé. Typickým minerálnym novotvarom premien bazitov v oxidačných podmienkach je na draslík bohatý ŧeleznatý illit, pripomínajúci celadonit. Neposkytuje vŧdy charakteristické difrakčné záznamy illitu (Kempe, 1974). Illit zatláča olivín a sklo efuzív, vyplňuje ich mandle a za extrémnych podmienok zatláča aj klinopyroxén. V redukčných podmienkach na mieste daného typu illitu vzniká saponit. Ak sú obidve minerálne fázy prítomné v tej istej hornine, saponit vzniká pred illitom. Plagioklasy sú v danom procese v podstate stálou fázou. Pri intenzívnej premene dochádza k ich rekryštalizácii na K živce blízke aduláru (Mellis, 1952). Pri premene v redukčnom prostredí vzniká aj pyrit. Vulkanické sklo, ak je prítomné, sa mení na oranŧový palagonit, sprevádzaný phillipsitom, resp. inými nízkoteplotnými zeolitmi a kalcitom.

Pre horniny fácie hnedých premien je charakteristická prítomnosť reliktných magmatických fáz — horniny tak tvorí nerovnovážna minerálna asociácia. Ku kompletnému nahradeniu magmatogénnej minerálnej asociácie bázik v daných podmienkach nedochádza. Horná teplotná hranica premien v tejto fácií je 50—100 °C.

Zeolitová fácia

Charakterizuje ju prítomnosť saponitu, resp. prítomnosť zmiešaných saponitovo-chloritových minerálov (vrstevnatých silikátov). Daná asociácia zeolitovej fácie je

v porovnaní s redukčnými fáciami predchádzajúcej premeny zrnitejšia. Plagioklasy sa v podmienkach zeolitovej fácie nahradzujú zeolitmi, pričom perzistentným zostáva klinopyroxén, ktorý si zachováva čerstvý vzhľad i pri pokročilej premene ostatných minerálov. Hornú hranicu zeolitovej fácie charakterizuje postupné ubúdanie zeolitu a saponitu a vznik albitu a chloritu. Posledne uvedené premeny prebiehajú pri teplote 250—300 °C, ktorá sa na základe analógie s podmienkami zistenými na Islande (Sigvaldason, 1962) a na Havajských ostrovoch (Stone — Fan, 1978) považuje za hraničnú teplotu zeolitovej fácie. Metamorfózu v podmienkach zeolitovej fácie a jej produkty podrobne charakterizoval najmä A. Miyashiro et al. (1971).

Fácia zelených bridlíc

Aj v podmienkach premeny tejto fácie sú ešte zachovalé relikty pôvodných magmatogénnych minerálov. Pritom pomer reliktných a novotvorených fáz je veľmi premenlivý. Najčastejšou reliktnou fázou v podmienkach metamorfózy fácie zelených bridlíc je klinopyroxén (zložením zodpovedá augitu), ktorý však v rôznej miere zatláčajú novotvary ihličkovitých modrozelených monoklinických amfibolov. Základnými minerálnymi fázami hornín fácie zelených bridlíc sú monoklinické amfiboly, chlorit, albit, epidot a titanit. Pre horniny tejto fácie je súčasne charakteristická prítomnosť monominerálnych hniezd až ŧiliek, tvorených základnými minerálnymi fázami hornín fácie zelených bridlíc. Aj pre horniny, ktoré vznikli v podmienkach tejto fácie, je charakteristický spodobovací (mimetický) ráz metamorfnej rekryštalizácie. Dokumentuje ho tesná priestorová asociácia novotvarov s pôvodnými minerálnymi fázami danej horniny.

Definovaním podmienok premien bazických efúzií v blízkosti zón spredingu sa petrológom naskytá možnosť študovať a definovať procesy spilitizácie v kontexte hydrotermálnych premien viazaných na hydrotermálne systémy spredingových zón.

Amfibolitová fácia

Prechod minerálnej asociácie fácie zelených bridlíc do amfibolitovej fácie charakterizuje zámena aktinolitického amfibolu sýtozeleným Al monoklinickým amfibolom a vznikom intermediárnych až bazických plagioklasov. Rekryštalizácia má aj v podmienkach amfibolitovej fácie prevažne mimetický ráz. Tento typ premeny umožňuje na základe prítomných palimpsestných štruktúr dešifrovať pôvodné horniny, ktorými boli rôzne typy gabra a doleritu. Premeny v podmienkach amfibolitovej fácie prebiehajú nad hranicou teplôt 500—550 °C. Charakter východiskových hornín metamorfítov amfibolitovej fácie zároveň dokumentuje skutočnosť, že premeny prebiehali v hlbších častiach oceánskej kôry, kde už nevystupujú efúzívne typy bazitov (Mével et al., 1978; Honnorez — Ito, 1979 a iní). Pre metamorfity tejto fácie je už charakteristická aj prítomnosť zonálnych plagioklasov, čo svedčí o blízkych P-T-X podmienkach v magmatických a metamorfných procesoch. V horninách tejto fácie je okrem plagioklasu a zeleného monoklinického amfibolu aj titanomagnetit a $\pm$ epidot. Niektoré gabrá oceánskej kôry sú tvorené asociáciou plagioklas — hnedý, na titán bohatý amfibol (Prinz et al., 1976). Pritom podľa J. R. Canna (1979) sú súčasne známe rôzne prechody od magmatogénnych idiomorfných Ti amfibolov do zelených amfibolov (Cann, 1971). Tieto horniny podľa textúrnych znakov už jednoznačne patria do skupiny metamorfovaných hornín (Ito — Clayton, 1983). Uve-

dené znaky súčasne svedčia o jednoznačnej tesnej časovej spätosti metamorfnej rekryštalizácie a vzniku magmatogénnej minerálnej asociácie (Kidd, 1981). Metamorfne procesy, ktoré sa uplatňujú na bazických horninách, takto patria k raným procesom formovania sa oceánskej kôry.

Ultrabázické horniny

O premenách ultrabázických hornín v podmienkach fácie hnedých premien a zeolitovej fácie nie sú novšie údaje. V podmienkach fácie zelených bridlíc je rozšírená serpentinizácia s postupným vznikom lizarditu a chryzotilu. Známe narastanie objemu ultramafických hornín v serpentizačných procesoch spôsobuje pravdepodobne diapírové prenikanie serpentinizovaných telies peridotitov do vyšších úrovní oceánskej kôry. Pritom serpentinizované peridotity vynášajú fragmenty hornín spodnej časti kôry (Cann — Funnel, 1967).

Okrem serpentínových minerálov je v hydratovaných peridotitoch prítomný aj amfibol, mastenec, karbonáty, brucit, magnetit a i. Horná hranica stability serpentínových minerálov je okolo 500 °C (Kitahara et al., 1966), čo približne zodpovedá teplotnej hranici fácie zelených bridlíc. Neexistujú súbornejšie nové údaje o tom, čo sa deje s peridotitmi v podmienkach metamorfózy amfibolitovej fácie daného typu premeny. Premeny serpentinizovaných telies v podmienkach amfibolitovej fácie v kôre kontinentálneho typu sa dobre preštudovali, experimentálne výsledky sa overili terénnymi zisteniami (Evans — Trommsdorff, 1970; Trommsdorff — Evans, 1972).

Z uvedeného stručného prehľadu vyplýva, že metamorfované bazické a ultrabázické horniny 2. a 3. vrstvy oceánskej kôry sa vyznačujú niektorými spoločnými znakmi. Sú to najmä:

— Metamorfované horniny, a to aj tie, ktoré prekonali metamorfne procesy vyšších stupňov metamorfnej rekryštalizácie, sa vyznačujú masívnymi, len ojedinele aj nevýrazne usmernenými textúrami;

— Metamorfná rekryštalizácia má výrazne spodobovací, mimetický charakter. Prejavuje sa napríklad tým, že výrazne lištovité, pôvodne bázičné plagioklasy efúzií či dajkových telies (tento morfológický znak svedčí jednoznačne o ich kryštalizácii z magmatickej taveniny) sa zatláčajú novými metamorfnými fázami, ktoré si však zachovávajú morfológiu magmatogénnych minerálov;

— Pre metamorfované horniny, a to najmä pri porovnaní s nemetamorfovanými eruptívami, je charakteristické výrazné stúpanie obsahu minerálov s OH skupinou. Znamená to, že v metamorfných procesoch zohrávala podstatnú úlohu voda.

— Zatiaľ čo v bázičných efúziách a intrúziách pozorovať rôzne intenzívne štádiá metamorfózy (od zeolitovej po amfibolitovú fáciu), pre peridotity je charakteristický jeden typ — zatiaľ ho možno pracovne označiť ako „vrchnoplášťovo-deformačný“ typ metamorfózy. Je charakterizovaný protoklázou minerálov, ich undulozitou, často pozorovaným „kink bandingom“, transláciou minerálov a podobne. Všetky uvedené fenomény sú známe najmä z bazálnej časti kompletne vyvinutých ofiolitových komplexov. Horniny s uvedenými textúrnymi znakmi, majúce zloženie peridotitov, sa označujú ako metamorfované peridotity ofiolitových komplexov (Coleman, 1977). Odlišným typom premien ultrabázičných hornín je ich serpentinizácia, ktorej pôvod sa stále jednoznačne nepreukázal.

Model vzniku

Podľa väčšiny súčasných autorov je základným predpokladom priebehu meta-

morfných procesov v horninách oceánskej kôry dostatok vody. I napriek tomu, že je reálne počítať s nepatrným objemom magmatickej vody, ktorá sa zúčastňuje uvedených procesov, podstatnú úlohu pri metamorfóze hornín oceánskeho dna zohráva voda oceánskych bazénov (Humphris — Thompson, 1978). Dostáva sa do horninového prostredia najmä v ranných štádiách jeho formovania v blízkosti riftovej doliny stredooceánskych chrbtov. Následnú hydrotermálnu cirkuláciu podmieňuje geotermálny gradient. Pritom konvekčné prúdenie je najintenzívnejšie pozdĺž zón zbrekciovania lávových prúdov, resp. v tesnej blízkosti zlomov. Keďže najvýraznejšie zlomové systémy sú plan-paralelné s osou údolia stredooceánskych chrbtov, prehriata voda najintenzívnejšie pôsobí pozdĺž týchto prakticky vertikálne orientovaných poruchových zón. Ostatné typy zlomov — napr. transformné zlomy — pre svoju zriedkavosť prispievajú k celkovej bilancii cirkulujúcej vody, resp. k objemu vznikajúcich metamorfovaných hornín len malou mierou.

Permeabilita oceánskej kôry klesá s časom. Takto je cirkulácia vody a s ňou spojená premena najintenzívnejšia v období aktivity zlomových línií, teda časovo následne hneď po vzniku pevnej oceánskej kôry.

Problém pôsobenia morskej vody na horniny sa intenzívne študuje už desaťročia. J. V. Elder (1965) rozlíšil v systéme voda — hornina interakcie v „otvorenom systéme“, kedy voda jednorázovo preniká horninovým prostredím, a interakcie pôsobením vôd v „utesnenom (zatvorenom) systéme“, kedy ten istý objem vody mnohonásobne cirkuluje cez horninové prostredie.

Na záver problematiky možno uviesť, že teplotné hydrotermálne premeny eruptív v kôre oceánskeho typu prebiehajú v rannom období jej vývoja. Premeny sa však

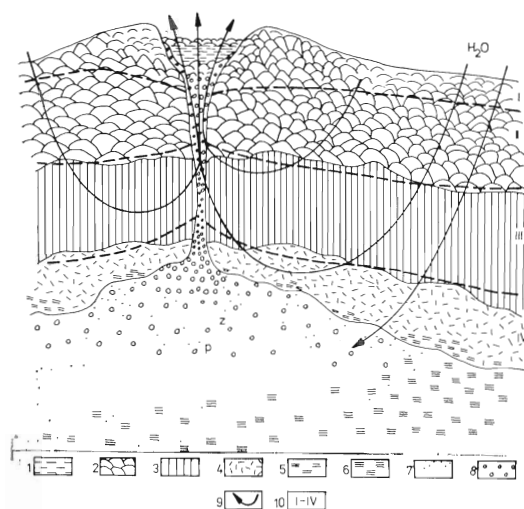
TAB. 1

Premeny minerálnych asociácií bazaltov a peridotitov
Changes of mineral assemblages in basalt and peridotite

primárna asociácia:	metamorfná asociácia:	fácia:					
BAZALT							
sklo olivín plagioklas pyroxén magnetit	celadonit phillipsit adulár	50—100 °C	H ₂ O ↓	↑ Mg	↓ K Na (Si) ↓	↑ K Ca Sr	Ti Zr P Nb Ta Al
	saponit analcím natrolit	250—300 °C					
	albit aktinolit titanit	500—550 °C					
	amfibol plagioklas						
PERIDOTIT							
olivín diopsid enstatit spinel	?	50—100 °C	H ₂ O ↑	↑ Mg Si			
	?						
	lizardit chryzotil brucit magnetit	250—300 °C					
	antigorit mastenec chlorit tremolit magnetit	500—550 °C					
	enstatit olivín spinel mastenec						
↑ zvyšovanie obsahu;			↓ znižovanie obsahu;			↗ výnos;	

priestorovo limitujú na okraje blokov, a to najmä pozdĺž paralelných zlomov, ktoré lemuju osi spreadingu (Cann, 1979). Takáto predstava je v súlade s výsledkami dredžovania dna oceánov i výsledkami vrto. Pri dredžovaní sa získavajú selektívne vzorky z okrajov blokov a vzorky zo

zbrekciovatých — teda mechanicky menej odolných častí magmatických telies — sú preto spravidla intenzívne premenené. Naproti tomu horniny vrtných jadier predstavujú masívne, menej priepustné, a tým aj menej premenené úseky magmatických telies.



Obr. 1. Schematický profil zónou spreduingu. 1 — metálonosné sedimenty, 2 — pillow lávy, 3 — paralelné dajky, 4 — kumulátové gabrá, 5 — kumulátové peridotity, 6 — metamorfované peridotity, 7 — počiatočné parciálne vytavky (taveniny), 8 — bazaltová magma, 9 — smery konvekčného prúdenia vody, 10: I — hnedé premeny, II — premeny v podmienkach zeolitovej fácie, III — premeny v podmienkach fácie zelených bridlic, IV — premeny v podmienkach amfibolitovej fácie (Gass, 1979, upravil a doplnil autor)

Fig. 1. Schematic profile of a spreading zone. 1 — metallbearing sediment, 2 — pillow lava, 3 — parallel dyke, 4 — cumulate gabbro, 5 — cumulate peridotite, 6 — metamorphosed peridotite, 7 — initial partial melting and melt, 8 — basalt magma, 9 — direction of water convection, 10 — alterations: I — brown alteration, II — zeolite facies, III — green-schist facies, IV amphibolite facies (Gass, 1979, modified and completed by the author)

Metamorfóza v zónach transformných zlomov

I napriek tomu, že medzi metamorfovanými horninami oceánskeho dna prevládajú horniny, pri rekryštalizácii ktorých sa uplatnila najmä termicko-hydrotermálna premena, v posledných rokoch sa hromadia údaje aj o prítomnosti hornín s výrazne prednostne orientovanými metamorfnými textúrami, ktoré vznikli za

účinku, resp. spolupôsobenia jednosmerného tlaku, stresu. V tomto type metamorfitov sa pôvodné magmatické štruktúry nahradili výrazne metamorfnými štruktúrami, pričom sa opísali rôzne typy metabazitov s nerovnovážnymi, t. j. magmaticko-metamorfnými minerálnymi asociáciami. Produktmi extrémneho štádia metamorfnej rekryštalizácie sú amfibolity s. s. (ortoamfibolity), ktoré vznikli v podmienkach nízkoteplotnej (amfibol + stredne bázický plagioklas + zoisit), resp. vysokoteplotnej (amfibol + stredne bázický plagioklas + klinopyroxén) metamorfnej rekryštalizácie hydrotermálne-dynamického typu. Minerálnu asociáciu amfibolitovej fácie miestami zatláča asociácia stabilná v podmienkach fácie zelených bridlic (tremolit, albit, chlorit). Pre výskytu metamorfitov amfibolitovej fácie je súčasne charakteristické, že sa dredžovali a v posledných rokoch sa podmorskými plavidlami odoberali prevažne v transformných zlomových systémoch a len ojedinele aj v riftových dolinách zón spreduingu.

História objavu metamorfitov, ktoré vznikli z erupzív najmä účinkom jednosmerného tlaku na dne oceánov, je stará 2 desaťročia. Už v roku 1965 opísal D. H. Matthews et al. (l. c.) „páskované gabro“ z chrbta Carlsberg, avšak ešte nezaujal stanovisko ku genéze daných hornín. Následne I. A. Bogdanov a V. V. Ploško (1967) opísali páskované amfibolity spolu s metagabrami zo štruktúry Romanche. Uviedli, že amfibolity sú zložené z pási- kov hnedého, resp. zelenohnedého amfibolu a kyslého plagioklasu, pričom hnedý amfibol sa čiastočne retrográdne zatláča svetlozeleným aktinolitickým amfibolom.

Metamorfované horniny z oblasti stredoatlantického chrbta, resp. k nemu priľhajúcich úsekov transformných zlomových systémov postupne opísal J. R. Cann a B. M. Funnel (1967), T. P. Thayer (1969), F. Aumento et al. (1971), A. Miyas-

hiro et al. (1971), J. R. Cann (1971), G. Thompson — W. G. Nelson (1972), J. Francheteau (1976) a ďalší.

Výsledky podrobného štúdia vzoriek nazhromaždených podmorským plavidlom v karibskej oblasti Cayman — Rise publikovali E. Ito — A. T. Anderson (1983). Opísali rôzne typy hornín v rade gabro — amfibolit, pričom prakticky vo všetkých študovaných horninách zistili rôzne intenzívne prejavy deformácie a metamorfnej rekryštalizácie.

V súlade s výsledkami práce J. Honnoreza et al. (1984) možno konštatovať, že rôzne typy hornín v rade gabro — amfibolit, ktoré sa v minulosti opísali ako amfibolity, predstavujú horniny typu čiastočne metamorfovaných gabier s reliktnými minerálnymi fázami a štruktúrami magmatických hornín, ale aj amfibolity s. s. s novotvorenými metamorfnými minerálnymi asociáciami (hnedý, resp. zelenohnedý amfibol + stredne bázický plagioklas). Horniny tvorené nerovnovážnymi minerálnymi asociáciami (t. j. zachovalými reliktnými magmatickými minerálmi a textúrami a súčasne s prítomnými novotvorenými fázami) sú častejšie ako amfibolity tvorené rovnovážnou minerálnou asociáciou stabilnou v podmienkach amfibolitovej fácie (Cann — Funnel, 1967; Ploško et al., 1970; Bonatti et al., 1975; Miyashiro et al., 1971; Helmstaedt — Allen, 1977 a iní).

Metamorfity amfibolitovej fácie známe z transformného zlomového systému v rovníkovej oblasti stredoatlantického chrbta v ostatnom čase študoval J. Honnorez et al. (1984). Na základe štúdia serpentinizovaných peridotitov a rôznych typov gabier až amfibolitov dospeli k záveru, že metamorfity amfibolitovej fácie vznikli vo vertikálne orientovanej tektonizovanej zóne, pričom predstavujú deriváty hornín 3. oceánskej vrstvy.

Na záver problematiky metamorfitov

amfibolitovej fácie, ktoré vznikli v zónach transformných zlomov, možno uviesť tieto zovšeobecnenia:

— Protolitom metamorfitov amfibolitovej fácie, ktoré sa v minulosti opísali pod rôznymi označeniami (páskované gabrá, páskované amfibolické gabrá, metagabrá, gabroamfibolity, páskované amfibolity, rulovité amfibolity a i.), boli bázické magmatity typu gabier, t. j. horniny 3. vrstvy oceánskej kôry;

— Minerálne asociácie hornín tejto skupiny sú tvorené väčšinou nerovnovážnymi magmaticko-metamorfnými asociáciami často so zachovanými reliktnými magmatickými štruktúrami. Asociácie rovnovážneho typu sú zriedkavejšie. V tomto prípade ide jednoznačne o asociácie nízko- a vysokoteplotnej oblasti amfibolitovej fácie;

— Výrazná foliácia hornín diskutovaneho typu dokazuje, že počas metamorfnej rekryštalizácie, ktorú uľahčovali prítomné hydrotermy, sa uplatnil stres. Metamorfná rekryštalizácia prebehla pravdepodobne v strmo orientovaných zlomových líniiach, ktoré sa prevažne kryjú s lokalizáciou transversálnych zlomových systémov (čo však nie je jediné miesto vzniku metamorfitov tohto typu);

— Po kulminácii tlakových metamorfnorekryštalizačných účinkov spôsobených najmä vzdľavovaním sa danej časti platne od zóny spredingu sa v mnohých vzniknutých asociáciách opísali účinky naložených rekryštalizačných procesov v podmienkach fácie zelených bridlíc. Tieto premeny spôsobili najmä hydrotermy, pričom ich aktivitu umožňoval napr. aj výzdvih horninových komplexov 3. oceánskej vrstvy do plytších úrovní.

Metamorfóza v subdukčných zónach

Postupne získavané informácie o metamorfóze v prostredí subdukčných zón, kto-

ré L. C. King (1983) označil ako subdukto-
gén, sformuloval do ucelenej predstavy
A. Miyashiro (1973). Podľa neho (l. c.)
tvoria metamorfity konvergentných okra-
jov platní v pacifickej oblasti 2 planpara-
lelné pásy — pás metamorfítov vysokých
a nízkych P-T podmienok. Pre samotné
subdukčné zóny je charakteristická pre-
mena za vysokého, resp. zvýšeného až vy-
sokého tlaku. Podľa mnohých autorov
(Coleman, 1977; Perčuk — Ušakov, 1977;
Ernst, 1979; Dal Piaz et al., 1972 a iní)
prítomnosť pásov glaukofanických bridlíc
a prípadne aj eklogitov takto indikuje
existenciu fosílnych subdukčných zón.

Základné predstavy o metamorfóze
v subdukčných zónach rozpracovali mnohí
autori. Vyplývajú z predstáv o látkovej
náplni a geometrii oceánskej platne. Možno
ich zhrnúť takto:

— Podstatnú, prípadne až prevažnú
časť sedimentov subdukovanej platne
(1. vrstva oceánskej kôry) zhrňuje v mies-
te ohybu platne okraj protihľahlej platne;
neponára sa. Vzniká súbor sedimentov,
ktoré tvoria morfológicky charakteristický
komplex — akrečnú prizmu. Metamor-
fóza hornín akrečnej prizmy je súčasná,
resp. následná po intenzívnej deformácii
sedimentárneho komplexu. Zodpovedá
v podstate metamorfóze nízkotlakového
typu. Svojou intenzitou nepresahuje pod-
mienky zeolitovej fácie, resp. fácie zele-
ných bridlíc;

— Horninové súbory 2. a 3. oceánskej
vrstvy vľahuje subdukujúca platňa do
stále väčších hĺbok. Na základe štúdiá epi-
centier zemetrasení sa všeobecne usudzuje,
že subdukovaná platňa sa ako samo-
statné teleso dá sledovať v astenosfére až
do hĺbok 500—700 km. V ponárajúcej sa
oceánskej platni sú charakteristické vy-
sokotlakové premeny — glaukofanizácia
a eklogitizácia. Ak sa tam nachádzajú se-
dimenty, procesy rekryštalizácie vysoko-
tlakového typu prebiehajú aj v nich;

— Veľká mocnosť a relatívna rýchlosť
(prítomnosť autorov považuje rýchlosť za
jeden z rozhodujúcich faktorov priebehu
premien vysokotlakového typu) podmie-
ňujú, a to pravdepodobne spolu s nízkou
konduktivitou chladnej podsúvanej plat-
ne, že tá platňa si do veľkých hĺbok za-
chováva pomerne nízku teplotu. V týchto
podmienkach dochádza k vysokotlakovo-
nízkoteplotným premenám.

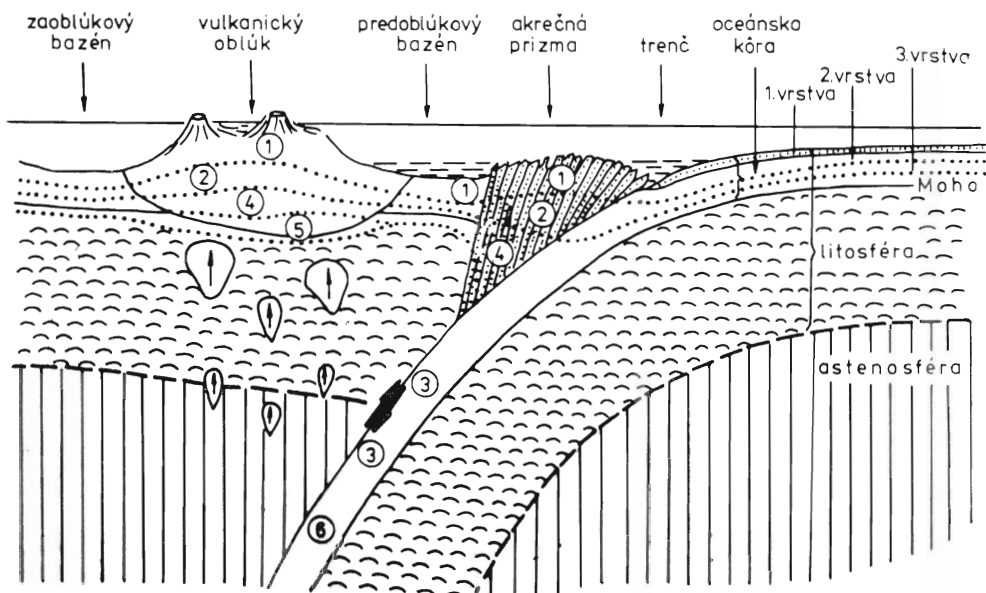
Základné predstavy o priestorových
vzťahoch medzi sedimentmi a erupťami
v subdukovanej oceánskej platni a ich
prípadnými metamorfnými derivátmi zná-
zorňuje obr. 2;

— Pravdepodobne najproblematickejším
aspektom vzniku vysokotlakových meta-
morfitov typu glaukofanických bridlíc a
eklogitov je problematika spôsobu ich za-
členenia do zostavy komplexov v kôre
kontinentálneho typu. Práve na ťažkos-
tiach vysvetlenia „vyvlečenia“ vysokotla-
kových metamorfítov zo subdukčných zón
do zostavy komplexov kontinentálnej kôry
sa zakladá argumentácia mnohých auto-
rov proti vzniku glaukofanických bridlíc
a eklogitov v subdukčných zónach;

— Pásky vysokotlakových metamorfítov
sú známe najmä z mezozoických orogé-
nov. Len zriedkavo vystupujú vo varis-
kých, resp. kaledónsky vyvrásnených a
metamorfovaných zónach; len celkom spo-
radicky sú známe z nejednoznačne dato-
vaných prekambrikových komplexov;

— Pre vysokotlakové pásy metamorfitov
je charakteristické časté naloženie
metamorfných procesov prebiehajúcich
v podmienkach fácie zelených bridlíc níž-
keho, resp. stredného barického typu.
Ekvilibrácia vysokotlakovej minerálnej
asociácie s panujúcimi nízkotlakovými
podmienkami sa prejavuje tým, že na
modrý alkalický amfibol dorastá svetloze-
lený monoklinický amfibol a iné;

— V záujme objektivity treba uviesť, že
existujú aj iné modely vzniku metamor-



Obr. 2. Schematický profil konvergentných stykov platní s oceánskou, resp. oceánskou a prechodnou kôrou (kompilované podľa rôznych autorov). 1 — hnedé premeny, 2 — zeolitová fácia, 3 — fácia glaukofanických bridlíc, 4 — fácia zelených bridlíc, 5 — amfibolitová fácia, 6 — eklogitová fácia

Fig. 2. Schematic profile of convergent plate margin with oceanic or oceanic and transitional crust (compiled according to various authors). 1 — brown alteration, 2 — zeolite facies, 3 — blueschist metamorphism, 4 — green-schist facies, 5 — amphibolite facies, 6 — eclogite facies

fitov vysokého tlaku. Tak napr. R. C. Coleman (1977) uvažoval o vzniku glaukofanických bridlíc aj v zónach pod oceánskými platňami obdukujúcimi kontinentálnu kôru. Takúto interpretáciu rozpracoval najmä N. L. Dobrecov (1974, 1981).

Ešte v nedávnej minulosti označenie „metamorfóza oceánskeho dna“ postačovalo na označenie výrazne plošne prevládajúcich procesov v zónach spredingov (stredoocéánskych chrbtov), zistené metamorfované horniny, ktoré vznikli najmä účinkom stresu, si vyžadujú presnejšie označenie tej-ktorej metamorfovej horniny oceánskej proveniencie.

Literatúra

Aumento, F. — Loncarevic, B. C. — Ross, D. I. 1971: Hudson geotraverse: Geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45°N.

Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 268, 623—630.

Bogdanov, Y. A. — Ploško, V. V. 1967: Magmatic and metamorphic rocks of the deep-water Romanche trench. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 117, 173—176.

Bonatti, E. — Honnorez, J. — Kirst, P. — Radicati, P. 1975: Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: Contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. *J. Geol.*, 83, 61—78.

Cann, J. R. 1971: Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268, 605—617.

Cann, J. R. 1979: Metamorphism in the ocean crust. Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust, Maurice Ewing Ser. Eds. Talwani, M. — Harrison, C. G. A. — Hayes, D. E. AGU, 230—231.

Cann, J. R. — Funnell, B. M. 1967: Palmer Ridge: A section through the upper part of the ocean crust. *Nature*, 213, 661—664.

Coleman, R. G. 1977: Ophiolites. Berlin — Heidelberg — New York, 229 p.

- Dal Piaz, G. V. — Hunziker, J. C. — Martinotti, G. 1972: La zone Sesia-Lanzo e evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, (4), 433—466.
- Dobrecov, N. L. 1974: Glaukofanslancevyje o eklogit-glaukofanslancevyje komplekxy SSSR. *Novosibirsk*, 429 p.
- Dobrecov, N. L. 1977: Globalnyje petrologičeskije processy. *Moskva*, 235 p.
- Elder, J. W. 1965: Physical processes in geothermal areas. *Amer. geophys. Union, Monogr. Ser.*, 8, 211—234.
- Elthon, D. — Stern, C. 1978: Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology*, 6, 464—468.
- Ernst, V. G. 1979: Metamorfizm i drevnije kontinentalnyje okrainy. In: *Geologija kontinentalnyh okrain*. T. 3. *Moskva*, 265—279.
- Evans, B. W. — Trommsdorff, V. 1970: Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 50, 481—492.
- Francheteau, J. — Choukroune, P. — Hekinian, R. — Le Pichon, X. — Needham, H. D. 1976: Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust. *Can. J. Sci.*, 13, 1223—1235.
- Gass, I. G. 1979: The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes. In: *Ophiolites. (Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979. Ed. Panayiotou, A.), Nicosia*, 23—35.
- Gass, I. G. — Smewing, J. D. 1973: Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature*, 242, 26—29.
- Hekinian, R. 1982: Petrology of the Ocean Floor. *Oceanography Series*, 33, 388 s. Elsevier, Amsterdam — Oxford — New York.
- Helmstaedt, R. — Allen, J. M. 1977: Metagabbro from DSDP hole 334: An example of high temperature deformation and recrystallization near Mid-Atlantic Ridge. *Canad. J. Earth Sci.*, 280 A, 269—283.
- Honnorez, J. — Ito, E. 1979: Significance of oceanic amphibolites (abstract). *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 445 p.
- Honnorez, J. — Mével, C. — Montigny, R. 1984: Geotectonic significance of gneissic-amphibolites from the Vema fracture zone, equatorial Mid-Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.*, 89, B 13, 11379—11400.
- Humphris, S. E. — Thompson, G. 1978: Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 107—125.
- Ito, E. — Anderson, A. T. 1983: Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman rise: Petrographic and mineralogical constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 371—388.
- Ito, E. — Clayton, R. N. 1983: Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman rise: An oxygen isotopic study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 535—546.
- Kempe, D. R. C. 1974: The petrology of the basalts, leg 26. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 26, Washington*. Eds. Davies, T. A. — Luyendyk, B. P. 465—504.
- Kitahara, S. — Takenouchi, S. — Kennedy, G. C. 1966: Phase relations in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 264, 223—233.
- Kidd, R. G. W. 1981: Coeval magmatism and amphibolite facies metamorphism in the oceanic crust. *EOS Trans. AGU*, 62, 1088.
- King, L. C. 1983: Wandering Continents and Spreading Sea Floors on an Expanding Earth. *Wiley and Sons*, 1—232.
- Kurnosov, V. B. 1984: Gidrotermalnyje izmenenija bazaltov kori okeana. *Tichookeanskaja geol.*, 6, 90—94.
- Liou, J. G. — Ernst, W. G. 1979: Oceanic ridge metamorphism of East Taiwan ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 335—348.
- Matthews, D. H. — Vine, F. J. — Cann, J. R. 1965: Geology of an area of the Carlsberg Ridge. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 76, 675—682.
- Mellis, O. 1952: Replacement of plagioclase by orthoclase in deep-sea deposits. *Nature*, 169, 624.
- Mével, C. — Caby, R. — Kienast, J. R. 1978: Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: Example of amphibolitized flaser gabbros and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth planet. Sci. Lett.*, 39, 98—108.
- Miyashiro, A. 1973: Metamorphism and metamorphic belts. *London*, 492.
- Miyashiro, A. 1975: Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83, 249—281.
- Miyashiro, A. — Shido, F. — Ewing, M. 1971: Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268, 589—603.
- Perčuk, L. L. — Ušakov, S. A. 1973: Termodinamičeskij režim metamorfizma v oblastjach podviganija litosfernych plit. *Vjestn. MGU, Geol.*, 6, 20—28.
- Ploško, V. V. — Bogdanov, Y. A. — Knjazeva, D. N. 1970: Gabbroamfibolity glubokovodnoj vpadiny Romanš (Atlantika). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 192, 615—618.
- Prinz, M. — Keil, K. — Green, J. A. — Reid, A. M. — Bonatti, E. — Hon-

- norez, J. 1976: Ultramafic and mafic dredged samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 81, 4087—4103.
- Sigvaldason, G. E. 1962: Apidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Ireland. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 450-E, 77—84.
- Spooner, E. T. C. — Fyfe, W. S. 1973: Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 286—304.
- Stern, C. — Elthon, D. 1979: Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites, Their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics*, 55, 179—213.
- Stone, C. — Fan, P. F. 1978: Hydrothermal alteration of basalts from Hawaii Geothermal Project Well-A, Kilauea, Hawaii. *Geology*, 6, 401—404.
- Thayer, T. P. 1969: Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1515—1522.
- Thompson, G. — Melson, W. G. 1972: The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: Evidence of a new kind of sea-floor spreading. *J. Geol.*, 80, 526—538.
- Trommsdorff, V. — Evans, B. W. 1972: Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite Aureole (Italy). *Am. J. Sci.*, 272, 423—437.

Metamorphism of sea floor rocks

Sedimentary and igneous rocks, which form oceanic crust (ocean floor) in the ocean environment are metamorphosed at different PTX conditions. The "sea floor metamorphism" designation have been used recently for the processes which occur in spreading areas (in areas of mid-ocean ridges). Data on composition and abundance of other metamorphic rocks have been gathered as well. Metamorphic processes in oceanic areas can be divided, from the point of view of geotectonic position of metamorphosed area, as well as from the point of view of determinative factors of metamorphism, into three types. These types are as follows:

a) Metamorphism in the spreading zones of oceanic plates. Hot waters are the determinative factor of metamorphic alterations. Their convection currents cause alterations under conditions of low grade amphibolite facies, locally under high grade amphibolite facies conditions. This type of alterations is characteristic for a young oceanic crust. It is possible to distinguish gradually brownstone facies, zeolite facies, greenschist facies and amphibolite facies with the increasing inten-

sity of original mineral association recrystallization. A mimetic type of recrystallization is characteristic for new originated mineral associations of individual facies.

b) Metamorphic alterations of basalts, but also of gabbros and peridotites respectively, have hydrothermal-dynamic or dynamic character in zones of transform faults. The above rocks, opposite the types, which were formed under conditions mentioned in a), have a distinctive, preferentially oriented (schistose) structure. The intensity of alterations reaches again the amphibolite facies conditions.

c) A high-pressure metamorphism prevails in subduction zones. Glaucophane schists and eclogites were formed under such conditions. These alterations take place mainly on igneous rocks, because the dominant part of sediments (the 1st ocean layer) is being "heaped" during the subduction of oceanic plates and it forms an accretive prism. The way of "implantation" of metamorphosed rocks under subduction conditions into the continental crust complexes has been still an unsolved problem.

Výskyt Bi-Te minerálov v asociácii polymetalickej mineralizácie neovulkanitov Javoria

JOZEF STANKOVIČ

Месторождения висмута-телуровых минералов в ассоциации полиметаллической минерализации неовулканических пород (Явория Средняя Словакия)

При минералогическом изучении образцов керна скважин неовулканических пород Явория в ассоциации пирита, пирротина, халькопирита, галенита и сфалерита в кварцово-карбонатных прожилках вместе со шабазитом были определены минералы висмута и телура во форме мелких неправильных инклюзии и микропрожилков, которые проникают пиритом и пирротинном. Висмута-телуровые минералы связаны с младшим этапом полиметаллического оруденения и связаны с низкотемпературными проявлениями аргилитизации.

Occurrence of Bi-Te minerals in association with the polymetallic mineralization of the Javorie Mts. neovolcanites (Middle Slovakia)

Bi-Te minerals in the form of tiny irregular inclusions and microveinlets, which penetrate through pyrite and pyrrhotite, have been ascertained by mineralogical investigation of samples from the cores of the Javorie Mts. neovolcanites in association with pyrite, pyrrhotite, galena and sphalerite in quartz-carbonate veinlets with chabazite. Bi-Te minerals are bound on a younger stage of polymetallic mineralization and they are connected with the low-temperature manifestations of argillization.

V minulosti bola Te mineralizácia známa len z ojedinelých lokalít, a to tetradymit zo Župkova pri Žarnovici (Wehrle in Zepharovich, 1859; 1873) a tetradymit z Kokavy nad Rimavicou (Tóth, 1882).

V ostatnom čase sa v polymetalickom ložisku Zlatá Baňa v Slanských vrchoch našiel hessit, Te canfieldit a rickardit (Ďuďa — Krištín, 1978; Ďuďa et al., 1981) a v ložisku Jasenie-Kyslá v Nízkych Tatrách tetradymit a telurobismutit (Beňka — Suchý in Pecho et al., 1983).

Pri mineralogickom výskume vzoriek z vrtných jadier v rámci výskumu metalogenézy neovulkanitov Javoria (vrt KJ-27) sa na listoch geologických máp 1 : 25 000 (Koneč-

ný et al., 1985) zistili Bi-Te minerály i na lokalite Kráľová. Viazu sa tu na mladšiu etapu polymetalického zrudnenia, spätú s nízkoteplotnými prejavmi argilitizácie a silicifikácie. Vyskytujú sa v hĺbke cca 300 m, majú tvar drobných nepravidelných inklúzií a mikrokôžiek, ktoré prenikajú cez pyrit a pyrotín. S chalkopyritom, galenitom a sфалеритом vytvárajú mladšiu etapu mineralizácie na kremeňovo-karbonátových žilkách (do 5 cm) s chabazitom v brekciách polymiktného charakteru. Brekcie sú hydrotermálne premenené.

Te minerály tvoria drobné nepravidelné zrnká, veľké do niekoľko desiatín mm, a zrnité agregáty olovenošedej farby, na čerstvých



Obr. 1. Inklúzie Bi-Te minerálov (biele) a ich zubovité prerastanie pyritom a pyrotínom (sedé) v kremeňovo-karbonátovej žilovine (čierna). Nábрус zväčšený 240 $\times$

Fig. 1. Inclusions of Te-Bi minerals (white) and their overgrowths by pyrite and pyrrotite (gray) in quartz-carbonate gangue (black). Polished Section, magn $\times 240$

plohách takmer šedobieleho odtieňa, ktoré často zubovite prerastá pyrit a pyrotín (obr. 1). Agregáty xenomorfných zŕn pri skrížených nikoloch majú svetložltú mozaikovú štruktúru. Farba Te minerálov pripomína pyrit, ale jej odtieň je bledší. V porovnaní s galenitom sú o niečo svetlejšie. Te minerály s krémovožltým odtieňom vykazujú efekty anizotropie s polarizačnými farbami šedo-žltá-hnedou a modro-žltá-šedou. Bireflexia a vnútorné reflexy sa nezistili. Ich odrazivosť je zreteľne vyššia ako odrazivosť sfaleritu, pyrotínu a galenitu, jej stupeň možno prirov-

nať najviac k pyritu, s ktorým je aj v najtesnejšej asociácii. Vyššie hodnoty odrazivosti môže spôsobovať aj svetlejší farebný odtieň. Reliéf nabrúsenej plochy dokazuje výrazne nižšiu tvrdosť zistených Te minerálov vzhľadom na prítomné sulfidy.

Pri sledovaní na elektrónovom mikroanalyzátore JCXA-733 f. JEOL v Centrálnom laboratóriu pri GÚDS (analytik J. Krístín a J. Határ) sa zaznamenal Bi a Te, v stopovom množstve aj S. Semikvantitatívny obsah síry v študovaných Te mineráloch vykázal cca 1/100 obsahu S v pyrite a cca 1/30 obsahu S v galenite. Takéto nízke hodnoty (asi 0,5 ‰ hmot.) dovoľujú uvažovať o teluridoch Bi (telurobizmutit, hedleyit, wehrliit), keďže pri sulfoteluridoch Bi (teradymit, joseit, csiklovait) sa predpokladá obsah S aspoň 3–6 ‰.

Opisovaný výskyt Bi-Te minerálov sa zistil na SZ okraji priestoru zóny rozsiahleho stratovulkanu Javoria, kde sa smerom na SV zoskupuje 5 hydrotermálnych centier: Zaježová, Banisko, Skalka, Podpolom, Stožok. Samostatné hydrotermálne centrum Zaježová, potvrdené i geofyzikálnymi prácami (in Štohl, 1978), dobre koinciduje s pomerne výrazne kontrastnou združenou Cu-Pb-Zn-Ag metalometrickou anomáliou (Marsina, 1985), pričom obsah Bi dosiahol hodnotu pod medzou dôkazuschopnosti (pod 4 ppm) použitej analytickej metódy, čo je v súlade s akcesorickým množstvom minerálov, ktoré sú jeho nositeľmi.

V ostatnom čase sa i v severovýchodnejších častiach tohto rudného rajónu podarilo potvrdiť výskyt Te minerálov (Határ in Štohl et al., 1985), a to identifikáciou altaitu vo vrte KŠ-33 aj pri väčšom hĺbkovom dosahu sulfidickej polymetalickej mineralizácie.

Mineralizácia má napriek zisteniu Bi-Te minerálov zhodný charakter s tými, ktoré opísala L. Rojkovičová (1982) a J. Štohl (in Burian et al., 1985). Hoci je výskyt Bi-Te minerálov v Javorí iba v minerálnej forme ako indícia, geologické a geochemické charakteristiky i premeny hornín sú veľmi podobné s výskytmi Te mineralizácie nielen v Západných Karpatoch (Slanské vrchy), ale aj v Maďarsku, Rumunsku, Bulharsku a Juhoslávii.

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

Za Ing. Rudolfom Schallerom, CSc.



Dňa 29. septembra 1986 zomrel v Bratislave riaditeľ vydavateľstva technickej a ekonomickej literatúry Alfa, n. p., Bratislava.

Narodil sa 1. mája 1926 v Arade (Rumunsko) v robotníckej rodine. Absolvoval obchodnú akadémiu, vyššiu hospodársku školu družstevnú, popri zamestnaní Slovenskú vysokú školu technickú, kde získal titul chemického inžiniera, a v roku 1976 po aspirantúre na Vysokej škole ekonomickej v Bratislave titul kandidáta ekonomických vied.

Pracoval v Slovenskom pedagogickom nakladateľstve, od roku 1974 bol šéfredaktorom, od roku 1977 riaditeľom vydavateľstva Alfa, v ktorom vychádza aj časopis Mineralia slovacica.

Pod jeho vedením dosiahlo vydavateľstvo Alfa, ktoré má v oblasti odborných kníh — monografií, stredoškolských a vysokoškolských učebníc, no súčasne aj v odbornej periodickej tlači, v dovoze vedeckej a odbornej literatúry z nesocialistických štátov nezastupiteľnú úlohu, ocenenie najlepšieho podniku v rámci VHJ SÚKK-GR v r. 1985. Ako vedúci pracovník vydavateľstva dôsledne presadzoval, aby v štruktúre edičných plánov boli zastúpené najvážnejšie témy odborov patriacich do pôsobnosti vydavateľstva, pričom dbal na úzku spoluprácu s poradnými orgánmi, najmä edičnou radou vydavateľstva.

Bol aj autorom a spoluautorom viacerých učebníc, prekladateľom odborných diel, oponentom diplomových prác, výskumných úloh a externým učiteľom Vysokej školy ekonomickej.

Popri svojom náročnom zamestnaní aktívne pracoval aj v ROH, okrem iných funkcií bol členom pléna Slovenského odborového zväzu pracovníkov kultúry, umenia a spoločenských organizácií.

Za svoju prácu bol viackrát ocenený vysokými vyznamenaniami. Získal vyznamenanie Vznorný pracovník kultúry, Čestné uznanie za obetavú prácu v ROH, Zaslúžilý pracovník kultúry, Zlatý čestný odznak knižnej kultúry, Pamätnú medailu k 50. výročiu založenia KSČ, Pamätnú medailu A. Zápotockého, čestné uznanie ministerstva školstva Za zásluhy o rozvoj školstva, štátne vyznamenanie Za vynikajúcu prácu a Zlatý odznak ROH.

V Ing. Rudolfovi Schallerovi, CSc., odišiel vynikajúci pracovník, obetavý funkcionár, čestný, úprimný a dobrý človek.

Česť jeho pamiatke!

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 18, číslo 5, november 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, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Svermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné 90,—. Imprimované dňa 6. 11. 1986.

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

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

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

Vladimír Štastný

Tektonogram na malom počítači

Tectonogram processed by small com-
puter

SÚHRNNÝ REFERÁT

GENERAL REPORTS

Dušan Hovorka

Metamorfóza hornín oceánskeho dna

465 Metamorphism of sea floor rocks

AKTUALITA

NEWS

*Josef Stankovič*Výskyt Bi-Te minerálov v asociácii poly-
metallickej mineralizácie neovulkanitov
JavoriaOccurrence of Bi-Te minerals in associa-
tion with the polymetallic mineralization
of the Javorie Mts. neovolcanites (Middle
477 Slovakia)

KRONIKA

CHRONICLE

Za Ing. Rudolfom Schallerom, CSc.

Commemoration of Ing. Rudolf Schal-
ler, CSc.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Seminár Problémy granitoidných hornín a
ich vplyv na bridličné prostredieProblems of granitoid rocks and their
434 influence on the shaly surroundings

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ BRATISLAVA

SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD BRATISLAVA

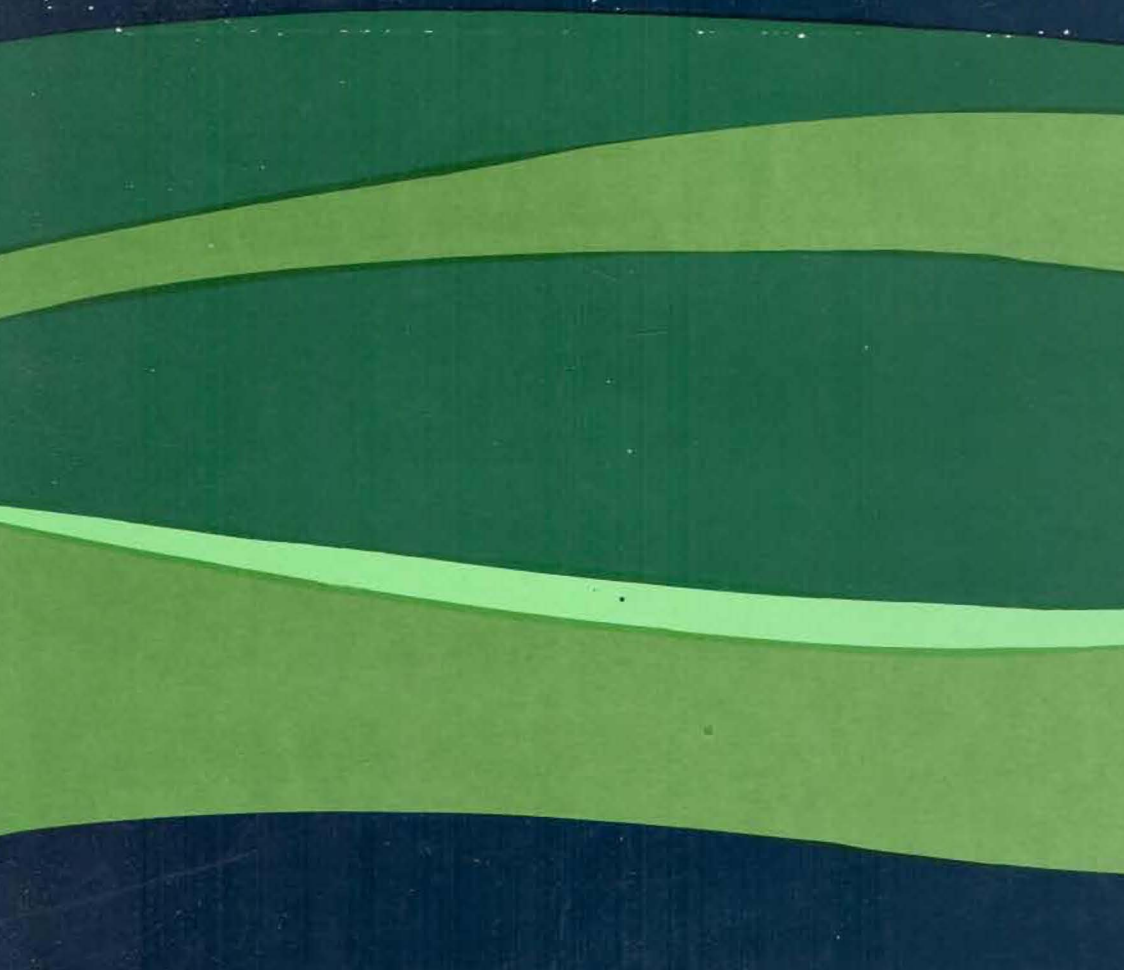
INŽINIÉRSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

GEOFOND BRATISLAVA

49 374

The lower half of the image features an abstract graphic design. It consists of several horizontal, wavy bands of color. The top band is a dark green, followed by a lighter green band, then a dark green band, and finally a light yellow-green band at the bottom. The bands are separated by thin white lines and have a flowing, undulating appearance, suggesting a landscape or geological strata. The background of the entire image is a dark blue.