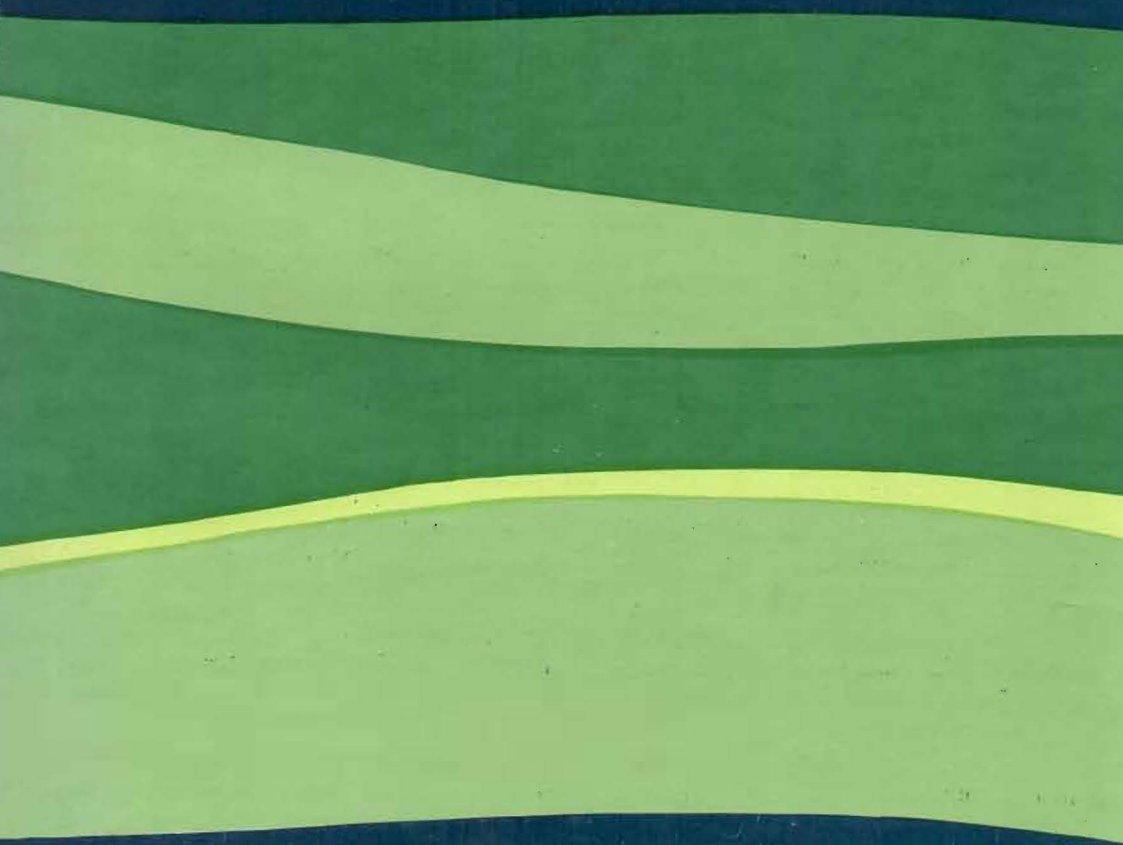


MINERALIA SLOVACA

20

1988

4

An abstract graphic representing a landscape, consisting of several horizontal, wavy bands of different shades of green and yellow-green, set against a dark blue background. The bands are layered, creating a sense of depth and movement, reminiscent of rolling hills or geological strata.

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

Michal Maheľ

Základné problémy stavby Západných
Karpát z pohľadu geodynamického modelu
a hlbínnej stavby. I. Centrálne a vnútorné
Karpaty

Fundamental problems of the structure of
the West Carpathians from the view of
the geodynamic model. I. Central and
Inner Carpathians

289

Martin Radvanec, Boris Bartalský

Vplyv metamorfózy na systém Fe-Zn-As-S
v stratiformnej sulfidickej mineralizácii
staršieho paleozoika gemerika

Influence of metamorphosis on the
Fe-Zn-As-S system in stratiform sulphidic
mineralization of the Early Paleozoic of
Gemerium, Eastern Slovakia

307

Rudolf Ďuďa, Milan Kvaček

Mikroprvky v sulfidoch z oblasti zlato-
banského rudného poľa

Microelements in sulphides from the Zlatá
Baňa ore field, Eastern Slovakia

323

Ivan Vojtaško, Judita Šechny

Spraše a polygenetické sprašoidné sedi-
menty širšieho okolia Trnavy

Loesses and polygenetic loesslike sedi-
ments of the Trnava surroundings,
Western Slovakia

337

Dušan Bodiš, Anton Remšík, Stanislav Klaučo

Aplikácia faktorovej analýzy pri riešení
genézy geotermálnych vôd

Application of factor analysis for solution
of the genesis of geothermal waters

353

Зákladné problémy stavby Západných Karpát z pohľadu geodynamického modelu a hlbínnej stavby.

I. Centrálne a vnútorné Karpaty

MICHAL MAHEŤ

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

Doručené 18. 1. 1988

Основные проблемы строения Западных Карпат с точки зрения геодинамической модели и глубинного строения. I. Центральные и внутренние Карпаты

Составление комплексной геодинамической модели Западных Карпат требует детальное познание следующих вопросов: предальпийское развитие и структурную модель; зоны интенсивного сжатия коры; геотектоническое значение альпийских гранитов; тектониты — генетические типы покровов; особенности строения отдельных ареалов; расположение Ватика с океаническим типом коры в почве татрика; развитие внутренней флишевой геосинклинали приустьевой зоны; мелиатикум, особенно его развитие и отношение к силицику; геомеханическое значение разломов, особенно возвратных сдвигов и горизонтальных передвижений — сдвигов.

Fundamental problems of the structure of the West Carpathians from the view of the geodynamic model. I. Central and Inner Carpathians

Compilation of a complex geodynamic model in the West Carpathians requires more knowledge of: the pre-Alpine development and structural model; zones of intense crust reduction; geotectonic importance of Alpine granites; tectonotypes — genetic types of nappes; more significant particularities of the structure of the individual areas; the extent of the Vahicium with oceanic type of crust in the basement of the Tatricum; development of the inner flysch geosyncline (Periklippen zone); Meliatikum, mainly its extent and relation to the Silicicum; geomechanic importance of faults, mainly back upthrusts and horizontal strike-slip faults.

Zostavenie geodynamického modelu Západných Karpát si vyžaduje vývinový trend vo svetovej geológii, ale i potreba bližšie poznať zákonitosti vývoja a stavby Západných Karpát, a to i tých jej hor-

zontov, ktoré nazývame hlbinnou stavbou. Termínom geodynamický model rozumieme komplexný model či súbor modelov, ktoré by vystihli paleotektonické vzťahy (včítane paleogeografických), štruktúrne

a dynamické procesy nielen alpínskej, ale i hercýnskej vývinovej etapy.

Pri zostavovaní geodynamického modelu Západných Karpát sa možno oprieť o pomerne podrobné geologické mapy prakticky z celého nášho územia, o rozsiahle geofyzikálne podklady včítane hlbinných seizmických profilov a o výsledky celého radu tematických výskumov, ktoré vedú k novým interpretáciám a nastoľujú nové problémy i cesty k poznaniu nových vzťahov.

Ako teoretická základňa poslúžia tri vývojové modely — klasický geosynklinálny, geosynklinálny s implantáciou princípov globálnej tektoniky a platňovotektonický model s najnovšími viacerými podnetmi na aplikáciu tohto modelu.

Modely, s ktorými sa v posledných desaťročiach stretávame, sú vyjadrením zmien v geologickej teórii. Ich prototypmi sú:

1. Model opierajúci sa o geosynklinálnu teóriu s trogmi a prahmi s výraznou polaritou hlavných procesov, ktorý opísal už Uhlig (1903, 1907). Je síce v súlade s dnešným rozpracovaním faciálnych a štruktúrnych vzťahov medzi jednotlivými jednotkami a nadväzuje na sedimentačné a tektonické procesy (Matějka, Andrusov, 1931; Andrusov, 1938, 1968), ale málo pomáha pri hľadaní nových prístupov i pohľadov. Pomôže pri zostavovaní prepotrebného komplexného geodynamického modelu?

2. Modifikovaný model vychádzajúci z geosynklinálnej teórie s uplatnením viacerých princípov globálnej tektoniky, hlavne kvality kôry ako nového parametra v geológii (Maheľ, 1981b, 1987). Opiera sa predovšetkým o výsledky prác na Tektonickej mape karpatsko-balkánskych oblastí a ich predpolia (Maheľ, 1973), ktoré jednoznačne ukázali genetickú členitosť kôry európskych alpíd a ich súčasti Západných Karpát ako ich základný znak. Vychádza z členitosti karpatskej geosyn-

klinály, v ktorej rozlišujeme zóny s riftami, intrakontinentálne zóny paraoceanickej kôry a zónu s oceánskym typom kôry (váhikum), ktoré považujeme za najvýznamnejšie „motory“ hlavne paleoalpínskej dynamiky procesov. Tento model navyše zohľadňuje genetickú nadväznosť alpínskej geosynklinály na hercýnsku a jej genetickú podmienenosť (Maheľ, 1981b) a poslúži ako nástroj pri zostavovaní geodynamického modelu, čím sa vyskúša, do akej miery je progresívny.

3. Model, ktorý akceptuje princípy platňovej tektoniky s veľkými oceánmi a ďalekosiahlymi horizontálnymi pohybmi (Kozur, Mock, 1987). Za jeho prednosť, hlavne pri objasňovaní paleogeografických vzťahov, pokladáme jeho snahu vyzdvihnúť význam posunov už počas riftogenézy. V štruktúrnom pláne v podloží centrálno-karpatských, ale i vnútrokarpatských príkrovov sa predpokladá oceánska kôra, ktorá je pozdĺž hlbokých prešmykov vytiahnutá na povrch, napr. pri Jaklovciach, šupiny meliatskej jednotky v Slovenskom krase, šupiny v Bukových vrchoch. Tým sa síce zdanlivo odstraňujú viaceré disproporcie a nejasnosti, ale výklad stavby a jej vývoja sa zjednodušuje a sploštuje. Osobitosti ustupujú do pozadia, väzby medzi jednotkami sa neberú do úvahy. Nedostatkom tohto modelu je nezladenosť medzi sedimentáciou a tektogenézou.

Voľba modelu do značnej miery usmerní i také činnosti, ako je zostavovanie hlbokých geologických profilov včítane interpretácie hlbinných geofyzikálnych profilov, zostavovanie paleogeografických máp, ale i vysvetľovanie magmatizmu, metamorfizmu, metalogenézy. Progresívnosť toho-ktorého z modelov vyplynie z jeho úlohy pri získavaní komplexnejšieho pohľadu a vyjasnení sporných otázok stavby a priebehu geologických procesov. Zostavovanie komplexného geodynamického modelu si vyžiada riešenie nasledujú-

cich deviatich okruhov otázok (zväčša rozpracovaných, často rozporne interpretovaných, najčastejšie nedotiahnutých do štádia, aby poskytovali spoľahlivejšie východisko pre geodynamický model).

Predalpínsky vývojový a štruktúrny model

V starších modeloch sa predalpínske, hlavne predkarbónske komplexy označované ako kryštalinikum považovali za „pasívny“ element alpínskej stavby. Hercýnska stavba zostávala veľkou, ale málo významnou neznámou. Pri zvýšenom záujme o vývoj a stavbu predmezozoických komplexov sa množia rozpory medzi výsledkami dosiahnutými rôznymi metódami a prístupmi. Príkladom sú zóny regionálnej a periplutonickej hercýnskej metamorfózy v aureolách bratislavského a modranského granitoidného masívu (práce Cambela, 1954, 1976, ale i Korikovského et al., 1984) — argumenty v prospech autochtonity tatrika Malých Karpát a príslušnosti metamorfítov k jednej „sérii“ — peziňsko-perneckej. Štruktúrny výskum však poukazuje na rozčlenenia malokarpatského kryštalinika do viacerých príkrovových šúpín, navyše s vyčlenením viacerých sekvencií metamorfítov zblížených sčasti asda už aj hercýnskou tektogenézou (Maheľ, 1986). Nezrovnalosti sa nezmenšujú (skôr naopak) ani s pribúdaním rádiometrických údajov o veku granitoidných telies. Neočakávane veľká zložitosť stavby kryštalinika (a to i tatrického) zrejme vyžaduje jednotnejší a komplexnejší prístup k rozširovaniu faktologického materiálu. Niektoré rozpory povedú k novým, netradičným pohľadom, lebo v riešení novej problematiky sme v mnohých smeroch na začiatku. Zostavenie moderného geodynamického modelu si vyžaduje poznať protolity i väzbu metamorfizmu a metalogenézy s tektogenézou. Len tak možno poznať rozsah typov a členitosti kôry, ale i cha-

rakter jej skrátenia hercýnskym vrásnením. Po nastolení otázky existencie hercýnskych príkrovov v gemeriku, signalizovaných i pestrosťou karbónskych sekvencií a charakterom obliakového materiálu karbónskych zlepcov (Grecula, Varga, 1979; Grecula, 1982; Hovorka et al., 1984) je zvlášť naliehané i riešenie vzťahu hercýnskych a alpínskych štruktúr. Aktuálnosť tejto problematiky v Západných Karpatoch sa v poslednom desaťročí dokladá preukazovaním stále novších hercýnskych príkrovov v susedných segmentoch alpíd: vo Východných Alpách, Východných a Južných Karpatoch, i v Apusenských vrchoch. Značný rozsah zón alpínskeho skrátenia a zón bridličnatej štruktúry je zrejme príčinou ťažkostí pri stanovení kritérií na odlišenie hercýnskych štruktúr od alpínskych. Príkladom je veľká rozpornosť vo vysvetľovaní veku stavby, ale i metalogenézy v Spišsko-gemerskom rudohorí (Snopko, 1971; Grecula, 1982; Rozložník, 1977). Podrobnejšie výskumy a novšie pohľady z posledných rokov naznačujú cestu k vymedzeniu hercýnskych štruktúr včítane príkrovov hlavne v tých rajónoch, kde rozuzlenie stavby z pohľadu len alpínskej tektogenézy naráža na veľké ťažkosti. Príkladom sú zložité vzťahy v oblasti Kráľovej hole medzi hronskou sekvenciou a kráľovohorským komplexom. Predalpínsky násun na rullovo-svorové komplexy naznačuje i kryhy tonalitov v paleoalpínskych digitáciách jednotky Veľkého boku v čele krakovského príkrovu. Signálom starších násunov sú i zložité vzťahy, hlavne pozícia granitoidov v nadloží rúl v južnej časti vepriku (Klincec, 1976). Hercýnsky pôvod sa už dávnejšie pripisuje aj príkrovu granitoidov a sprievodných migmatitov nad rulovým komplexom vo Vysokých Tatrách (Káhan, 1969).

V Nízkych Tatrách si z tohto aspektu osobitnú pozornosť zaslúžia dva tektonické

štýly v struhárskej jednotke. Ležaté vrásy sú staršie ako druhotná bridličnatosť (Klinec, 1984). Osobitne zaujímavá je pozícia fylitovej sekvencie Kliniska uprostred granitoidov, čo môže byť dôsledkom hercýnskych násunov.

Aj rozdiely interpretácie stavby a vzťahu „modranského“ a bratislavského masívu v Malých Karpatoch (Maheľ, 1987), ale i stavby severného a južného bloku Považského Inovca by sa riešili jednoduchšie po bližšom poznaní charakteru hercýnskej tektogenézy a rozsahu i typu hercýnskych príkrovov. Vo všetkých uvedených prípadoch (okrem gemerika ?) však treba zohľadňovať štruktúrotvornú úlohu hercýnskych granitoidov, a to pri zatiaľ slabšom poznaní rozsahu ich tektonickej deformácie a veku (pri rozporných rádiometrických údajoch) riešenie sťažuje.

Zóny intenzívneho skrátenia kôry

Oblasti bridličnatých štruktúr hlavne vo veporiku a v gemeriku sa dávnejšie spájajú s alpínskym prepracovaním kryštalinika. Predovšetkým ich vnútorné zóny vykazujú výraznejšiu bridličnatosť S_2 regionálnejšieho rozsahu, so strednými a strmšími sklonmi k vnútrajšku.

Za také považujeme: južnú časť megantiklinály Volovca v gemeriku zhruba medzi rožňavskou líniou a južným okrajom mohutného granitoidného telesa; najjužnejšiu rimavickú jednotku veporika, zo severu sprevádzanú telesami granitoidov; južnú časť kryštallického jadra Nízkyh Tatier.

Každá z týchto zón bridličnatej štruktúry vykazuje viaceré osobitosti.

Pre gemerickú bridličnatú zónu je okrem kliváže S_2 charakteristická vejárovitá bridličnatosť vyvinutá pri južnom okraji, ktorá postihuje členy gelnickej sekvencie aj sprevádzajúce štôske súvrstvie pričlenené z juhu. Nápadný je nedo-

statok mladopaleozoických členov a výraznejších synklinál na stavbe bridličnatej zóny a apofýzy alpínskych granitov (Snopko, 1967; Reichwalder, 1973, 1982). Predstavuje táto gemerická bridličnatá zóna zakorenenú časť hlbinného gemerického príkrovu? Pozoruhodný je oblúkovitý priebeh plôch S_2 , korešpondujúci s oblúkovým ohybom megaštruktúr (Snopko, Bajanič in Maheľ, 1986; Rozložník, Slavkovský, 1979).

Vo veporiku v bridličnatosti S_2 narastá v rimavickej jednotke smerom k Ľubeníckej línii a je zhruba súbežná s Ľubeníckou líniou i so systémom prešmykov uprostred veporika i priliehajúcej západogemerskej ostrohe budovanej šupinami gemerických členov. Pre celú túto zónu je charakteristický šupinovitý a šošovkovitý štýl s izoklinálnymi mezoskopickými vrásami a prítomnosť úzkych synklinál s prevrásnenými paleozoickými členmi včítane spodnotriasových kremencov (Maheľ, 1986; Siegl, 1982; Bezák, 1982 in Maheľ, 1986; Klinec, 1979). Hojné prešmykové plochy sprevádzajú regionálne rozšírená penetratívna kliváž S_2 so sklonmi cca 50° na JV. Prešmyky i kliváž postihujú i telesá mladopaleozoických rimavických granitov, alpínske granity sú zasiahnuté len nepatrne. Na viacerých miestach sú pozdĺž klivážnych plôch zjavné prieniky aplitov aj do permského súvrstvia. Bridličnatosť S_2 čiastočne postihla i severnejšie rozloženú kráľovoholenskú jednotku, s ktorou rimavická vytvára zázemie križňanského príkrovu.

V dumbierskom masíve sú bridličnaté štruktúry charakteristické pre južnú časť. Uprostred pararúl sú hlboko zavrásnené staropaleozoické i mladopaleozoické členy, miestami i kremence spodného triasu. Popri výraznej kliváži so strmými sklonmi na juh osobitnú úlohu zohrávajú pásma mylonitov a fylonitov sprevádzané časťami kremennými žilami. Úzke pretiahnuté izoklinálne synklinály formované devón-

skými fylitmi, drobami, stlačenými mladopaleozoickými členmi a miestami spodnotriasovými kremencami s triasovými bunečnatými karbonátmi utínajú prešmyky (Siegl, 1978; Klinec, 1984). Prepracovanie kryštalinika s prejavmi retrometamorfózy sa zvyšuje smerom na juh, k čertovickej línii. Struhársku zónu považujeme spolu s časťou tatrika prekrytou kraklovským príkrovom za koreňovú zónu sústavy paleoalpínskych príkrovov Nízkych Tatier.

Alpínske granity vo vzťahu k zónam skrátienia

Poznanie veku granitov priestorovo viazaných na zóny stlačenia má osobitný význam, analogický tomu, aký sa pripisuje granitovým telesám pozdĺž insubrickej línie, spájaným s koreňovou zónou penninika Alp. Pravda, alpínsky vek gemerických, ako i juhoveporických granitov spochybňujú rádiometrické údaje, ktoré naznačujú zväčša mladohercýnsky vek. Lenže nechýbajú ani rádiometrické údaje o jurskom a kriedovom veku (Cambel et al., 1979; Kovách et al., 1979; Kantor, Rybár, 1979).

Štruktúrny charakter a postavenie granitov v Spišsko-gemerskom rudohorí však hovoria v prospech alpínskeho veku. Poukazujú na to najmä žilky turmalín, pozdĺž plôch S_2 , zrejme produkt najmladších procesov spätých s granitizáciou (Snopko, 1967) a nedostatok znakov výraznejších pohybov a tektonického prepracovania hlavne aplitických a porfyrických typov bohatších na turmalín (Rozložník, 1977).

V rimavickej bridličnatej zóne sa alpínsky vek pripisuje leukokratným granitom s rádiometrickými hodnotami 88–118 mil. rokov, tzv. rochovskému granitu s jazykovitými prienkami do permských súvrství (Klinec et al., 1980).

Hoci v literatúre sa prejavy granitizácie viackrát uvádzali i zo struhárskej bridličnatej zóny, nie sú dosť presvedčivé. Nápadná je však rozsiahla infrakrustálna tiažová anomália magmatického pôvodu v úseku sedlo Čertovice — Brezno, ktorej zdrojom sú s najväčšou pravdepodobnosťou kyslé granitoidy pri južnej časti tatrika (Šefara et al., 1985). Malé telesá pegmatitov a aplitov hrúbky 50–60 m zoradené do pásiem alpínskeho smeru SZ—JV pri severnom okraji veporika (medzi Leňušskou a Bacúšskou dolinou) sú azda apofýzami granitového telesa tejto anomálie?

Všetky tri opísané bridličnaté štruktúry predstavujú zóny zvlášť intenzívneho skrátienia — zázemie príkrovov, ktoré prekonalo látkovú mobilizáciu s prienikom granitových intrúzií. Možno ich považovať za samostatné zóny paleoalpínskej akrécie?

Tektonotypy

Členitosť alpíd a západokarpatského segmentu v nich sa odráža v početnosti príkrovov zoradených do viacerých geneticky odlišných skupín — tektonotypov (Maheľ, 1987). Za taký považujeme súbor príkrovov flyšového pásma, pri vzniku ktorých hlavnú úlohu zohralo podsunutie Českého masívu.

Osobitným tektonotypom je bradlové pásmo — bradlá a kulisy transpresívneho pôvodu.

Príkladom súboru príkrovov geneticky spätého s členitou kontinentálnou kôrou sú tektonotypy tatrika — krížňanského príkrovu a veporika — chočsko-gemerických príkrovov. Osobitný tektonotyp predstavuje meliatikum pravdepodobne so silickým príkrovom a skupinou príkrovov Bukových vrchov. V prípade vrchov Mecsek a Villány, ktoré sa líšia predovšetkým mnohonásobne väčšou hrúbkou väčšiny

stratigrafických členov a pritom menšou premenlivosťou a kontrastnosťou facií, nemožno vylúčiť ani alochtónny charakter, ale už iného genetického typu. Predpokladáme, že sa sformovali na kôre odlišnej dynamiky.

Každá skupina príkrovov je odrazom inej kvality kôry, iným genetickým typom podmieneným odlišnými podmienkami vzniku štruktúrneho charakteru. Cez poznanie rozdielov v štruktúrnom pláne, stupni a v type deformácie sa zrejme budú dať bližšie vyjasniť procesy skrývajúce sa v kôre. V tom smere sa pri každom tektonotype vynárajú úlohy, ktoré treba riešiť. Hlavný je podrobnejší štruktúrny výskum včítane poznania drobných štruktúr i petrotektonického prepracovania. Posúdenie stupňa vnútorných deformácií bude mať osobitný význam predovšetkým pri centrálno-karpatských tektonotypoch.

Po prehĺbení poznatkov o genéze vyššie opísaných zón s bridličnatou štruktúrou a o veku sprevádzajúcich granitov sa pravdepodobne budeme môcť jednoznačnejšie vyjadriť, či tektonotypy tatrikum, veporikum (s krížňanským príkrovom) a gemerikum (s chočským príkrovom) majú zachovanú vlastnú koreňovú zónu. Podľa toho bude možné posúdiť i vzťah týchto skupín príkrovov k meliatiku, a tak riešiť jeden z najpálčivejších súčasných problémov v Západných Karpatoch: rozsah platnosti teórie platňovej tektoniky.

V tom smere sa zvlášť akútnym javí problém vzťahu gemerika (včítane chočského príkrovu) k meliatiku, prípadne silickému príkrovu a skupine pripovrchových príkrovov (chočského, muránskeho a besnického), ale aj ich vzťahy k predmezozoickým komplexom gemerika. Výstupy meliatskeho typu pri Jaklovciach, ako je známe, spochybňujú vžitú predstavu o úzkom genetickom vzťahu uvedených pripovrchových príkrovov k hlbinnému príkrovu gemerika (Mock, 1987). Názoru,

že patria k odlišným tektonotypom, však protirečia poznatky zo severných Vápenových Álp, kde analogická drobová zóna a oberostalpínske príkrovy vytvárajú bezpochyby jeden tektonotyp. Práve preto sa domnievame, že chočský, muránsky a besnický pripovrchový príkrov (vo svojej podstate sú to pasívne, zväčša nesené príkrovy) nadväzujú na hlbinné, jazykovite zakorenené gemerické paleozoikum.

Snaha oprieť sa o genetické kritériá pri vyčleňovaní príkrovov nastoľuje i problém vzťahu krížňanského príkrovu k veporiku. Nespornou zdá sa nadväznosť pripovrchového vrásového krížňanského príkrovu k jazykovitému hlbinnému krakovskému príkrovu čiže k severnej časti veporického kryštalinika (Mach, 1982; Plašienka, 1983). Geodynamické aspekty hovoria v prospech genetickej väzby krížňanského príkrovu s veporikom. Ich zázemím by mohla byť rimavická bridličnatá štruktúra. Z toho aspektu sa krížňanský príkrov v plnom rozsahu javí ako súčasť veporika a spolu s hlbinným veporickým, krakovským a kráľovohorským príkrovom, ako aj s rimavickou jednotkou vytvára jeden tektonotyp, pre ktorý je najpriliehavejšie klasické pomenovanie veporikum.

I tatrikum sa nám dnes javí ako súbor príkrovov výraznejšie zakorenených v zóne struhárskej bridličnatej štruktúry, ale i v širokom pásme prekrytom hlbinnými príkrovmi veporika.

Jedným z najatraktívnejších problémov v Západných Karpatoch je málo známe podložie tatrika váhikum (?), sice neznámeho štruktúrneho charakteru, ale osobitne významné z geodynamického hľadiska. S jeho subdukciou treba asi spájať vlnovitý pohyb s neobvykle veľkým množstvom ležatých vrás a digitácií, zjavný v krížňanskom príkrove, ale i vytváranie flyšových prieťahov v predpolí formujúcich sa paleoalpínskych príkrovov.

V Západných Karpatoch máme najmenej šesť, s Mecsekem sedem tektonotypov s geneticky odlišnými súbormi alochtónnych más ako odraz členitosti kôry, odlišnosti jej dynamiky v priebehu vývoja geosynklinály. V európskych alpidách máme celý rad tektonotypov. Niektoré sú analogické, iné odrážajú osobitosti jednotlivých segmentov. Vyjasnenie genézy jednotlivých tektonotypov môže prispieť aj k poznaniu hlbších zákonitostí vývoja alpíd, ale i toho, čím sa ich jednotlivé segmenty líšia.

Osobitosti stavby jednotlivých areálov

Osobitosti stavby ukazujú pestrosť jej tektofácií. Najvýraznejšie je to azda v tatriku, kde práve za nimi sa skrývajú rozdiely v hlbkových horizontoch jednotlivých kryštálických jadri, a to tých najspodnejších, s jednotkami inde zväčša prekrytými. V iných jadrových pohoriach zas vystupujú tie najvrchnejšie, z väčšej časti denudované jednotky. Osobitosti a pestrosť stavby sú dokladom členitosti kôry, ich súhrn zvyrazňuje svojskosť západokarpatského segmentu v rámci alpíd.

Najviac osobitostí sa uvádza z Malých Karpát (Maheľ, 1983). Vyplyvajú z priblíženia sa obsahu i stavby jednotlivých jednotiek k alpským jednotkám, ale i z vynorenia spodnejších častí tatrika v iných jadrových pohoriach, sčasti skrytého v hĺbke. Najvýraznejšou osobitosťou so „zmiešanými“ základnými prvkami je kriedovo-paleogénny komplex Myjavskej pahorkatiny. Ten má svojim širokým stratigrafickým rozpätím (koňak až spodný oligocén, v susedstve bradlového pásma sa pravdepodobne začína už spodným alpom) všetky základné znaky pribradlovej zóny Západných Karpát. Transgresívna pozícia sekvencie v nadloží vyšších príkrovov však vykazuje charakter typický pre východoalpské jednotky, tzv. gosauský typ

kriedy. Problémom však zostáva rozsah tektonického prekrytia kriedovo-paleogénnych sedimentov s vyššími príkrovmi, inými slovami rozsah „pogosauských“ presunov v JZ cípe Karpát.

Zvlášť veľké odlišnosti od ostatných jadrových pohorí vykazuje väčšina tatrických elementov Malých Karpát, charakterom blízkych najspodnejším jednotkám unterostalpínu, sčasti prechodným k peniniku. Dokonca sú dôvody predpokladať i prítomnosť južnej okrajovej časti penninika (Maheľ, 1981; Plašienka, 1987). Možno očakávať, že plánované vrty vnesú jasnejší pohľad na nastolenú problematiku a možno i nové prevrpenia.

I Považský Inovec má celý rad osobitostí prakticky vo všetkých jednotkách, ale zjavných hlavne v jeho severnom bloku. Medzi najzaujímavejšie nesporne patrí zavrásnenie strednokriedových, sčasti vrchnokriedových členov, navyše metamorfovaných uprostred kryštalinika (Kullmanová, Gašpariková, 1982), ale i vystupovanie olistolitov jurských vápencov, charakterom blízkych kosteleckým bradlám na vrchu Humenec. Aj vystupovanie permsko-karbónskych sledov, nesporne tatrických, je s najväčšou pravdepodobnosťou vynorením (tektonické okná?) spodnejších elementov tatrika.

V Považskom Inovci je neobvyklý strmý styk vyšších príkrovov s križňanským v Beckove a bradlovitý charakter výstupov nielen vyšších príkrovov, ale i križňanského pozdĺž považského zlomu smeru S—J, ktorý nesie znaky výraznejšieho horizontálneho posunu.

Strážovské vrchy síce vďaka komplexnosti stavby považujeme za prototyp jadrového pohoria (Maheľ, 1985), ale z dnešného hľadiska „výnimočnou“ sa javí slabá alpínska prepracovanosť kryštalinika jadra Suchého a Malej Magury. Najvýraznejšou osobitosťou Strážovských vrchov je značný rozsah manínskeho prí-

krovu, čo umožňuje riešiť vzťah centrálnych Karpát k vonkajším Karpatom. Mimoriadne úspešný vrt SM-1 (Soblahov) v JZ časti pohoria, situovaný do manínskej jednotky, zastihol v jej podloží (1801,0 m) spodnokampánske súvrstvie, ale i šupiny triasových členov a hlavne mocnejšie jurské súvrstvie slabšie metamorfovaných tmavých slienitých bridlíc a silicítov s polohami siltovcov a zlepenčov charakterom blízkych „bündeschiefer“, a tým nastolil problémy, ako je výraznejšie uplatnenie „pogosauských“ presunov pri vonkajšom okraji bradlového pásma a centrálnych Karpát či rozsah jednotky typu penninika, charakterizovaného ako váhikum (Maheľ, 1981) v podloží centrálno-karpatských príkrovových jednotiek. Vďaka novým poznatkom zo Strážovských vrchov, ale i z Považského Inovca sa styk centrálnych Karpát s bradlovým pásmom stal zvlášť zaujímavým.

V prípade Trábeča nás zarážajú veľké rozdiely v stavbe dvoch základných blokov, čo už dávnejšie signalizuje úlohu priečných zlomov. Žeby skýcovský zlom predstavoval starý laterálny posun?

V Malej Fatre sú výrazné anomálie stavby tatrika práve v oblasti strečnianskeho prielomu a v ohybe osi pohoria i zmeny v stavbe dvoch hlavných blokov. Zdvojenie telies hercýnskych granitoidov (v malokrivánskom bloku) je asi dôsledkom hercýnskej príkrovovej tektoniky, kým mocný komplex permu antiklinály Kozla asi predstavuje výstup spodnejšej šupiny tatrika spod presunutého veľkolúčkeho príkrovu.

Na základe novších poznatkov (zložitost styku kryštalinika a obalovej jednotky, prítomnosť až turónskej mikrofauny vo flyšovom súvrství veľkofatranskej jednotky; Bujnovský, Polák, 1985) možno vo Veľkej Fatre očakávať významné prekvapenia.

Čo sa týka Tatier, viac nezodpoveda-

ných otázok sa vynára v stavbe Osobitej, ale i v presnejšom určení veku príkrovov a ich vzťahov uprostred kryštalinika Tatier. V prvom rade treba riešiť problém podložia tatrika vo Vysokých Tatrách v súvislosti s dávnejšie známou negatívnou gravimetrickou anomáliou. Do akej miery platí predstava o prítomnosti váhika (Maheľ, 1982) v nehlbokom podloží?

V Nízkych Tatrách sú nevyriešené problémy, ktoré sa toho času javia ako osobitosti. Je to:

— význam a postavenie slabšie metamorfovaných sekvencií na základe palinomorf zaraďovaných k predkarbónskym (sekvencia Kliniska a vývinom jej blízke komplexy v južnej časti Nízkych Tatier, v struhárskej jednotke; Klinec, 1985),

— redukcia podstatnej časti tatrickej mezozoickej sekvencie pri severnom okraji Ľumbierskeho masívu,

— náznaky vejárovitých štruktúr kryštalinika v podloží hronského synklinória,

— genetické vzťahy slabšie metamorfovaných komplexov kryštalinika ku komplexom Jánovho grúňa zaraďovaným k veporiku ako jeho čelová šupina,

— štruktúrne vzťahy k najvýraznejšej karpatskej negatívnej gravimetrickej anomálii (už spomínanej) nápadného smeru SV—JZ, ktorá nie je paralelná s najmladšími štruktúrami smeru S—J a V—Z, ale s priebehom paleoalpínskych štruktúr Nízkych Tatier.

Vo veporiku sú zaujímavé obsahové i štruktúrne rozdiely medzi veporským a kráľovohorským úsekom, ako aj medzi Slubicou a Čiernou horou, ale aj postavenie a členenie rimavickej jednotky s pestrejšou paletou paleozoických svorových i fylitových sledov zrejme viacerých typov i veku.

V gemeriku si z aspektu geodynamického modelu nesporne väčšiu pozornosť zaslúži:

1. anomálna stavba nižnoslanskej depre-

sie, ale i nakopenie šupín odlišného zloženia pri mlynskom prešmykovom pásme (až štyri typy karbónu, tri typy permu a členy klátovskej šupiny) a pri margecianskej línii (črmeľská jednotka, šupiny zaradované k ochtinským vrstvám, ba i karbónske súvrstvie pripomínajúce spodné časti melafýrovej série), s čím súvisí otázka zvyškov koreňovej zóny chočského príkrovu;

2. veľké telesá ultrabázik pri okrajoch gemerika, ale i pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a Dobšinej.

Problém váhika

Každý segment (Východné Alpy, Západné Karpaty, Východné Karpaty atď.) má základné znaky alpid, ale i vlastné osobitosti s laterálnymi zmenami. Preto je potrebné dobre poznať, čo je pre západo-karpatské jednotky charakteristické, čo sa mení po dĺžke a smerom k susedným segmentom alpíd. Z bližšieho poznania znakov priblíženia stavby Malých Karpát k Alpám vyplynulo zaradenie časti tatrika k elementom blízkym penniniku (Mahel, 1981, 1987), čo prispelo k vyčleneniu váhika. Oceánsky, resp. paraoceánsky typ kôry váhika znamená nielen významný podnet na zásadný odklon od vžitej predstavy o modeli stavby, ale i na zmenu v pohľade na vzťah centrálnych Západných Karpát k bradlovému pásmu, interpretáciu geofyzikálnych profilov a tzv. exotického hrebeňa (Mišík et al., 1979, 1981), ale i na stavbu tatrika a hlavne jeho podložia. Pritom treba prehodnotiť význam anomálií stavby s metamorfovanou kriedou a olistolitmi v severnej časti Inovca a vo vrte Soblahov v Strážovských vrchoch; prehodnotiť význam permsko-karbónskych komplexov v Považskom Inovci a v Malej Fatre; overiť „nové“ jednotky v nehlbokom podloží vonkajších oblastí tatrika.

Výskyty hojných 'obliakov ultrabázik a bázik v mernických zlepencoch (nie neogénnych, ale starších — sčasti vrchnokriedových ?), ale i v paleogénnych zlepencoch šambronského pásma, telesá ultrabázik, ale i veľký rozsah jurských komplexov penninského typu (doteraz považovaných za vrchnopaleozoickú pozdišovsko-iňačovskú jednotku) hovorí v prospech regionálneho rozsahu váhika, potvrdzuje jeho nadväznosť na tzv. ofiolitové komplexy v podloží neogénu zakarpatských depresí i prepojenie váhika na transylvanikum s oceánskym typom kôry. Tým sa vytvára reálnejší pohľad na vzťahy centrálnych Západných a Východných Karpát signalizované radom sovietskych geológov. Nejde však o priame prepojenie tektonických jednotiek, ale o kulisovité zastupovanie centrálnych Karpát v úseku vykliňovania magurského príkrovu a bradlového pásma (Mahel, 1982). Lenže znaky vykliňovania nesú so sebou ďalšie problémy. Vzťahuje sa to i na meliatikum (?). Každý nový vrt do podložia neogénu môže priniesť prekvapenia. Podložie východne od hornádskeho zlomu sa stáva zvlášť zaujímavou oblasťou pre konštrukciu geodynamického modelu.

Vnútná flyšová geosynklinála — príbradlová zóna — vyššia etáž váhika

S váhikom geneticky súvisia flyšové sledy považované za súčasť príbradlovej zóny. Sú to: albsko-cenomanské členy križňanského príkrovu i tatrických jednotiek, hlavne však kriedové a paleogénne sledy manínskej a klapskej jednotky, ale aj prevažne flyšové vrchnokriedovo-paleogénne sledy v nadloží vyšších príkrovov Myjavskej pahorkatiny a tzv. „centrálnokarpatský“ flyš. Ak ktorýkoľvek z vymenovaných sledov hodnotíme izolovane, pozornosť vzbudzujú predovšetkým sedimentologické osobitosti. Ak však tieto sledy

posudzujeme vo vzájomnej prepojenosti, teda z paleotektonických aspektov ako členitú vnútornú flyšovú geosynklinálu — pribradlovú zónu (Maheľ, 1980), význam týchto flyšových komplexov sa znemožňuje násobiť.

Pribradlová zóna je vlastne vnútornou flyšovou geosynklinálou s celým radom osobitostí vo vývinovom trende, ale i vo vzťahu k vrásnivým procesom. Má svoj vlastný vývinový režim. Začala sa formovať od nástupu výraznejšej subdukcie váhika. Paleotektonicky odráža v priebehu vývinu sa meniacu členitosť kôry i rozsah a pozíciu na rozhraní blokov centrálnokarpatského a ostrcovného pieninského pásma. Jej sledy sú sčasti vyššou štruktúrnou etážou váhika (klapský a sčasti manínsky príkrov), južnejšie tvoria výplň predhĺbne vytvorenej pred čelami formujúcich sa paleoalpínskych tatríckych príkrovov a krížňanského príkrovu. V priebehu paleogénu predstavuje pribradlový tylový prieťah, od stredného lutétu centrálnokarpatský.

Flyšovú pribradlovú zónu charakterizuje:

— široké časové rozpätie obdobia s prevahou flyšovej sedimentácie (od vrchného aptu po spodný oligocén);

— prevaha karbonátových flyšových litotypov s polohami bohatšieho karbonátového detritu (kalkarenity, alodapické vápence), s polohami zlepcov s častým exotickým obliakovým materiálom a s polohami biohermných vápencov;

— výraznejšie, pomerne dlhotrvajúce obdobie zníženého prínosu detritík (obdobie vakuity) a obdobia výraznejších splytčení i dlhodobiejšieho prerušenia sedimentácie a následnej výraznej transgresie (znaky zriedkavejšie vo vonkajšej flyšovej geosynklinále);

— nepomerne menší rozsah flyšu drobového typu, charakteristického pre jednotky flyšového pásma Karpát; v niekto-

rých obdobiach (santón, stredný a vrchný eocén) vznikli flyšové sekvencie pod zónou CCD v hlbokomorských podmienkach (Salaj, Priehodská, 1987);

— značné rozdiely v priestorovom rozsahu i v paleotektonických podmienkach jednotlivých vývinových štádií pri členení, rýchle sa meniacom charaktere kôry, dôsledkom čoho je pomerne veľká faciálna premenlivosť i odlišnosti litotypov v jednotlivých obdobiach a areáloch;

— časté výrazné zmeny až zvraty (dôsledok tektonogenézy) s charakteristickými rysmi v jednotlivých obdobiach: v cenomane splytčenia; v koňaku transgresia, a to i smerom k vnútrajšku; vo vrchnom turóne a santóne výraznejšie prehĺbenie; v kampáne obmedzenie prínosu detritík; vo vrchnom mástrichte objavovanie sa orbitoidových vápencov, značný podiel inocerámových slieňov, ale i zlepcov; koncom kriedy až po eocén časovo nerovnomerné prerušenie sedimentácie; v priebehu lutétu postupná transgresia k vnútrajšku, za ktorou nasledovalo náhle (kolapsové) prehĺbenie sedimentačných priestorov s výraznejšou podobnosťou litotypov ako vo flyšovom pásme so synchronnými litotypmi.

Významná je väzba pribradlovej zóny na susedné segmenty alpíd. Mocné flyšové sekvencie v Myjavskej pahorkatine, zväčša rozložené v nadloží vyšších príkrovov (mocnosti až 3000 m), so stratigrafickým rozpätím koňak až spodný oligocén (Salaj, 1982) predstavujú spojujúci areál (bradlianska sekvencia transgresívne ležiaca na vyšších príkrovoch) s gosauským areálom Východných Álp. Strednokriedový flyš predpokladáme v spodnej časti sekvencie Surovín (rozloženej pri okrajoch bradlového pásma). Nadväzujú na flyš v Alpách označovaný ako Rand-cenoman. Na východ pribradlová zóna nadväzuje na flyšové komplexy vnútornej predhĺbne a Zakarpatskej Ukrajiny a ďalej na

východ na flyš szolnockého trogu, ale i na transkarpatské flyšové elementy centrálnej zóny Východných Karpát.

Štruktúrne flyšové sekvencie príbradlovej zóny nie sú diferencované ako samostatné príkrovy. Vnútornejšie časti predstavujú vrchnú štruktúrnú etáž centrálnokarpatských jednotiek, prípadne ich súčasť. Mocné flyšové komplexy klapskej jednotky vytvárajú šupinovú zónu rozloženú v tylovej časti bradlového pásma. Z pohľadu platňovej tektoniky predstavujú akrečný klin, čím nepriamo dokazujú subdukciu oceánskej kôry — váhika. Pri takom pohľade na flyšové komplexy príbradlovej zóny, ale i na bradlovú zónu neprekvapuje, že vedľa seba vystupujú jednotky a šupiny pôvodne od seba veľmi vzdialené a exotické.

Ani veľkú pestrosť litotypov flyšových sedimentov príbradlovej zóny a centrálnych Karpát, ani veľké rozdiely hĺbok ich sedimentačných priestorov a kontrastnosť vekovo ekvivalentných litotypov nemožno vysvetliť inak ako účinkom aktivity kôrového zdroja pri viacštádiovej subdukcii váhika. Nové poznatky v rozšírení stratigrafického diapazónu kriedových flyšových sekvencií centrálnokarpatských jednotiek (spodný turón vo veľkofatranskej sekvencii — Bujnovský, Polák, 1987; koňak — santón v tatriku severnej časti Inovca a vo vrte Soblahov v juhozápadnom cípe Strážovských vrchov — Kullmanová, Gašpariková, 1982; pestré kampánske súvrstvie, sčasti metamorfované, v juhozápadnej časti Inovca; nálezy turónskych členov vo vrte pri Zakopanom; častejšie výskyty vrchnokriedovej mikrofauny v centrálnokarpatskom flyši, hlavne v šambronskej zóne — Nemčok, ústne oznámenie) naznačujú nielen ďaleko väčšie rozšírenie vrchnokriedových sedimentov v centrálnych Karpatoch, ale vynucujú si zmenu pohľadov na paleogeografický obraz a zmenu zžitých predstáv o tekto-

genéze výtane veku centrálnokarpatských príkrovov. A to nás stavia pred nové úlohy — poznať tieto flyšové komplexy podrobnejšie, komplexnejšie.

Flyš v centrálnych jednotkách alpíd je zvlášť častý na Balkáne, v dinaridoch a helenidoch, ako aj vo Východných a Západných Alpách. V Západných Karpatoch máme možnosť bližšie poznať význam flyšu ako ukazovateľa dynamických procesov počas tektonicky najaktívnejšej etapy formovania štruktúrneho plánu, a to vďaka:

1. súvislému sledu od albu (vrchného aptu ?) až do vrchného eocénu v osovej časti v klapskom sedimentačnom priestore, oddelenom pásmom oravika od flyšovej geosynklinály vonkajších Karpát; to umožňuje posúdiť význam rozdielov v litotypoch, ale i vo vývinovom trende dvoch sústav flyšových bazénov (dvoch geosynklinál) — vonkajšieho a vnútorného, a tým z nových aspektov hodnotiť vzťah flyšových Karpát a ich podložia k centrálnym Karpatom;

2. preukázateľnej (na Považí a v Žilinskej kotline) laterálnej previazanosti klapského sedimentačného priestoru (výrazná v eocéne) s centrálnokarpatskými bazénmi, čo rovnako ako jednotný vývinový trend dokladá vzájomnú genetickú previazanosť „vnútorných“ flyšových bazénov;

3. laterálnemu prepojeniu príbradlovej zóny, reprezentanta vnútornej flyšovej geosynklinály so systémom východoalpských flyšových panví, geneticky zviazaných s oberostalpinom, ale i s južným penninikom.

Meliatikum

Kompletnejšia ofiolitová triáda je známa z južných jednotiek Západných Karpát, označovaných ako meliatikum (Kozur, Mock, 1986). Charakterizuje ich: prevažne

triasových litotypov, zväčša hlbokodlných (a to už od stredného anisu včítane rádiolaritov a sprievodných bázik); bridličnaté súvrstvie jury, miestami so siltovcami a vložkami vápencov a menším podielom rádiolaritov, ktoré sa vyznačujú hlavne tým, že ich sprevádzajú olistolity; častý spoločný výskyt serpentinitovej a sadrovcovej melanže; telesá väčších ultrabázik hlavne v Slovenskom krase.

Nápadný je značný regionálny rozptyl výskytov meliatika: okrem Slovenského krasu a Bukových vrchov sa meliatska jednotka nachádza v severogemerickej zóne v Jaklovciach, silne porušenej prešmykmi (Mock, 1980, 1987).

Báziká, ultrabáziká aj rádiolarity vo veľkom množstve vystupujú vo vrchnokriedových zlepencoch v tektonicky exponovanej zóne na rozhraní dvoch šupín besnického príkrovu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Genetickú súvislosť tohto obliakového materiálu s meliatikom dokladajú obliaky členov ofiolitovej triády i výstupy menších telies ultrabázik, prípadne serpentinitovej melanže.

Priestorové rozloženie ultrabázik v Bukových vrchoch, v Slovenskom krase, pri severnom okraji Volovca a tých, ktoré sa uvádzajú v súvislosti s váhikom v podloží východoslovenského terciéru, nevdojak vnucujú myšlienku o príslušnosti k tej istej tektonickej jednotke, ktorá analogicky ako penninikum vo Východných Alpách podstieľa centrálnokarpatské príkrovy. Členy známe z meliatika v takom prípade vystupujú na povrch zväčša ako protúzie, šupiny tektonicky vyťahnuté pozdĺž hlbokých zlomov (Mock, 1987).

Takýto prístup je v plnom súlade s ortodoxným ponímaním platňovej tektoniky. Toto vysvetlenie sa na prvý pohľad zdá byť najjednoduchším, lenže: 1. časté prechodné sekvencie z meliatskeho typu k silickému, tvorené prevažne oberostalpínskymi plytkomorskými litotypmi, 2. v Slo-

venskom krase miestami úzka štruktúrna väzba meliatskej jednotky s elementmi silicka, 3. dinarický, a nie penninský typ triasu meliatika, a naopak, severnejší austroalpínsky (oberostalpínsky) typ chočského, besnického (severogemerického) príkrovu, ako i ostatných centrálnokarpatských príkrovov, 4. výskyt a rozloženie alpínskych granitov a s nimi zviazaných bridličnatých štruktúr (slate belt) v strižných zónach, a teda i pripomínajúcich koreňové zóny príkrovov tatrika, veporika i gemerika nedovoľujú akceptovať (aspoň nie v plnom rozsahu) model s viac-menej jednotným triasovo-jurským meliatskym oceánom a s príkrovovým charakterom centrálnokarpatských jednotiek včítane silického a fensického príkrovu (v Bukových vrchoch) ako alochtónnej platne, ktorú s meliatikom prevrátili a tektonicky prehlietli len mladšie pohyby.

Rozloženia meliatika v nemenej ako 3 zónach (v severogemerickej, v Slovenskom krase i v JZ časti Bukových vrchov) možno azda vysvetliť členitosťou sedimentačného priestoru s menšími embryonálnymi riftami so začiatkom už v strednom anise (Maheľ, 1987). Veď faciálna členitosť a kontrastnosť triasu je známa i v chočskom, besnickom a silickom príkrove.

Na to, do akej miery možno v Západných Karpatoch akceptovať model platňovej tektoniky, mohlo by priniesť odpoveď rozpracovanie genetickej klasifikácie príkrovov, ich skupín či tektonotypov.

Zlomy a ich geomechanický význam

Problematika zlomov je aktuálna najmä pre jej osobitný praktický význam takmer vo väčšine aplikovaných geologických disciplín. Pri zostavovaní geodynamického modelu je osobitne dôležité poznať význam jednotlivých typov zlomov v ich časovom slede, zvlášť v takých členitých orogénoch, ako sú Západné Karpaty. Zlomy

sú také hojné vďaka heterogenite kóry a jej drobeniu pri formovaní vnútorných kotlín a centier neovulkanitov a vďaka priebehu vulkanicko-tektonických fenoménov (Maheľ, 1978) či vďaka oblúkovej forme? V Západných Karpatoch je pozoruhodné, že hlavne pozdĺžne zlomy spravidzajú už mezoalpínske synklinoriá a zohrali úlohu i pri formovaní depresných oblastí centrálnokarpatského flyšu.

Osobitnú pozornosť si zaslúžia pozdĺžne prešmyky, na ktorých dochádzalo k pohybu smerom k vnútrajšku Západných Karpát (k J, resp. JZ alebo k JV). Tieto juhovergentné pozdĺžne prešmyky sú zvlášť charakteristické pri južnom okraji bradlového pásma v pribradlovej zóne. Je však známe, že na mnohých miestach v Karpatoch takéto prešmyky zostrmujú presunové plochy medzi križňanským a chočským príkrovom (Malé Karpaty, niektoré úseky Strážovských vrchov, východný úsek Nízkych Tatier).

Zvlášť výrazné zostrmenie štruktúr spôsobené prešmykmi (aj posunmi?) v Malých Karpatoch má regionálny rozsah vo vysokej jednotke (Michalík, 1984). V Strážovských vrchoch juhovergentné prešmyky obmedzujú mladšie neskoroalpínske tektonické vrásové štruktúry (Maheľ, 1985), a to v celom rozsahu pohoria. V Slovenskom krase, ale i v severogemeरिकей synklinále je známe vejárovité usporiadanie prešmykov, ktoré oddeľujú kryhy odlišné zastúpením litotypov. Smerom k vnútrajšku sú prešmyky regionálnym fenoménom, ale neznámou zostáva ich geodynamický význam. Predstavujú vnútorné krídlo vejara, pandant severovergentných neoalpínskych presunových plôch a prešmykov vonkajších Karpát. Určitým spôsobom zväzujú vonkajšie Karpaty s vnútornými do jedného orogénneho systému.

V poslednom desaťročí sa častejšie stretávame s pátraním po horizontálnych po-

sunoch geneticky súvisiacich s vysvetľovaním odlišnosti stavby Západných Karpát a Východných Álp (Roth, 1980), s formovaním karpatského oblúka (Birkenmajer, 1985) a s premiestňovaním blokov Maďarského stredohoria (Wein, 1978; Kovacs, 1980; Balla, 1985). Zamyslieť sa treba i nad názorom, že Západné Karpaty sú transformnou zónou, zónou paralelne prebiehajúcich posunov približne smeru Z—V (Debelmas, Sandulescu, 1987), i nad pokusmi odvodzovať horizontálne posuny na základe intenzity prejavov na kozmických snímkach, i nad posunmi odvodzovanými hlavne z geofyzikálnych podkladov (Janků et al., 1984). Geologických poznatkov o posunoch je menej. Uvedené námety naznačujú význam poznania charakteru i veku horizontálnych posunov ako dôležitých prvkov geodynamického modelu.

Z vlastnej praxe považujeme za potrebné upozorniť na tri typy posunov, ktoré sú azda sekundárnym prejavom význačnejších hlbinných fenoménov:

1. Početnejšie posuny smeru S—J (a to až 5 km) na priečných zlomoch v západných jadrových pohoriach, akými sú napr. lošonský posun uprostred subtatranských príkrovov Malých Karpát (Maheľ, 1987) alebo diviacky posun uprostred tatrika a hlavne kryštalinika v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1984). Regionálnejší rozsah a význam majú posuny v revúckom zlomovom systéme. Do tejto skupiny patrí i považský zlom pri západnom okraji Považského Inovca.

2. Zhruba smer S—J vykazujú i novozistené posuny v bradlovom pásme, napr. kvašovský posun na strednom Považí, viac-menej paralelný s púchovskou sigmoidou. Analogické posuny zohrávajú zrejme významnú úlohu pri vklínení maňínskej jednotky do bradlového pásma v kulisovitej stavbe tohto pásma. Nápadný je tu smer blízky k priebehu pomerne vzdialenej párnicekej sigmoidy ťufatej

tiež ľavým posunom.

3. Tektonické ufatie štruktúr pribradlovej zóny formovaných hlavne sledom pribradlového paleogénu v úseku Žilina — Zázrivá zlomom — posunom smeru ZJZ—VSV, ktorý nápadne korešponduje so zmenou priebehu bradlového pásma zo smeru SV do ZV.

Posuny smeru S—J (SSZ—JJV) a Z—V (ZJZ—VSV) predstavujú párový systém, ktorý naznačuje genetickú súvislosť s formovaním karpatského oblúka, resp. s pohybom na rozhraní megablokov Karpát (azda na rozhraní hlbinného styku medzi centrálno-karpatským blokom a vonkajším blokom — Českým masívom (?).

Osobitným problémom je známe zbiehanie sa hlavne pozdĺžnych zlomov do uzlov, napr. do vernárskeho a besnického uzla (Maheľ, 1957), pretože v literatúre sa takéto prejavy dávajú do súvisu s rozsiahlejšími horizontálnymi posunmi. Priebeh pozdĺžnych zlomových línií, hlavne prešmykového charakteru, ale i poklesov, ba i posunov (lína Darnó) vo východnej časti centrálnych Karpát smeru SZ—JV alebo JZ—SV naznačuje existenciu takéhoto tektonického uzla východne od hornádskeho zlomu. Žeby išlo o vykľňovanie niektorých štruktúrnych elementov centrálnych Karpát a hlavne vnútorných Karpát ako prejav segmentácie alpíd?

Dávno známe križovanie sa viacerých zlomov v miestach priamych výstupov minerálnych, hlavne termálnych vôd, ale i v rudných rajónoch si tiež zaslúži pozornosť. Častejšie sa jedná o uzly viacerých zlomových systémov, a tak treba prehodnotiť i rozloženie zemského tepla a iné hlbinné fenomény.

Riešenie vyššie uvedených, ale i ďalších problémov súvisiacich hlavne s genetickou klasifikáciou zlomových porúch je naliehavé hlavne pre zostavovanie máp zlomových porúch z jednotlivých rajónov Karpát, ale i pre interpretáciu geofyzikálnych

podkladov a kozmických snímkov. Vypuklejšie sa iste prejavajú pri zostavovaní takej prepotrebnej komplexnej mapy zlomov československých Karpát a moderného registra zlomov.

Vyššie načrtnuté problémy sa stali akútnymi pri syntetickom spracovaní problematiky najmä v knihe Geologická stavba československých Karpát (Maheľ, 1986). Bez ich doriešenia bude obťažné zostaviť všeobecnejšie akceptovateľný, vedecky podložený geodynamický model. Dúfame, že sa tieto kľúčové problémy stanú predmetom vedeckých diskusií, samostatných štúdií i komplexne koncipovaných výskumných úloh v najbližších rokoch.

Literatúra

- Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. *Sbor. pro Vys. Slov. a Podkarp. Rusi (Praha)*.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV*, 188 s.
- Balla, Z. 1985: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. *Geophys. Trans. (Budapest)*, 30, 313—353.
- Birkenmajer, K. 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. geoph. Pol. Acad. Sci., A-2 (101)*, 43—53.
- Bujnovský, A., Poiák, M. 1985: Mesozoic Lithostratigraphical units of the Veľká Fatra Mts. In: *Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Poland-Cracow*.
- Cambel, B. 1954: Geologicko-petrografické problémy SV časti krýstalinika Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš.*, 36, 3—74.
- Cambel, B. 1976: Probleme der metamorphose und Stratigraphie des Kristallins der Westkarpaten mit Hinsicht auf die Forschungen in dem Bereich der Kleinen Karpaten. *Geol. Sbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 103—116.
- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Velselskij, I., Gukasjan, K. Ch. 1979: Novýe dannýe oppredelenija vozrasta porod Slovakií Rb-Sr i K/Ar metodami i vozmožnosti ich interpretacii. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 1, 45—60.
- Debelmas, J., Sandulescu, M. 1987: Transformante nordpennique et problemes de correlation palinspastique entre les Alpes et les Carpathes. *Bull. Soc. géol. France*, III, 2, 403—408.

- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J., Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Západ. Karpaty*, 15, s. 173.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov. Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- Grecula, P., Roth, Z. 1976: Kinematický model Západných Karpát. In: *Zbor. geol. prác, Smolenice*, 26—27.
- Grecula, P., Varga, I. 1979: Variscan and Pre-variscan events in Western Carpathians represented along a geotraverse. *Miner. slov.*, 11, 289—297.
- Hovorka, D., Ivan, P., Spišiak, J. 1984: Nappe with the amphibolites facies metamorphites in the Inner Western Carpathians—its position, origin and interpretation. *Miner. slov.*, 11, 73—86.
- Jankú, J., Pospíšil, L., Vass, D. 1984: Príspevok diaľkového prieskumu Zeme k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). *Miner. slov.*, 16, 121—137.
- Kahan, S. 1969: Eine neue Ansicht über die geologischen Aufbau des Kristallinikums der West-Tatra. *Acta geol. geograph. Univ. Comen., Geol.*, 18, 19—78.
- Kantor, J., Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemeride granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 4, 30, 433—448.
- Klinec, A. 1976: Geologická mapa východnej časti Nízkyh Tatier a Slovenského rudohoria 1:50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Klinec, A. 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 167—176.
- Klinec, A. 1985: Geologická mapa Nízkyh Tatier — kryštalinikum západnej časti — M=1:50 000. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Klinec, A., Macek, J., Davidová, Š., Kamenický, L. 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemeríd s veporidami. *Geol. Práce, Spr.*, 7, 4, 103—112.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Mikloš, J., Janak, P. 1984: Metamorfizmus kristallinikuma Malých Karpát: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 437—462.
- Kovács, S. 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North-Alpine facies — region (Korreferaturn critic). *Földt. Közl. (Budapest)*, 11, 3—4, 360—381.
- Kováč, A., Svingor, E., Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Miner. slov.*, 11, 71—77.
- Kozur, H., Mock, R. 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläont. Mittell. (Innsbruck)*, 14, 12, 1—97.
- Kullmanová, A., Gašpariková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 85—95.
- Mahel, M. 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš.*, 48, 1—200.
- Mahel, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas. *Bratislava, GÚDŠ, UNESCO, Praha, Kartografia*.
- Mahel, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západ. Karpaty, Geol.*, 4, 1—165.
- Mahel, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner. slov.*, 12, 193—207.
- Mahel, M. 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicun continuation of southern Penninicun in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 3, 293—305.
- Mahel, M. 1981: Heritage and its bearers in geological development of the Alpides. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 2, 163—172.
- Mahel, M. 1982: Types of nappes in West Carpathians — their genesis. In: *Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone. Bratislava, SAV*, 9—42.
- Mahel, M. 1983: Beziehung Westkarpaten — Ostalpen — Position des Übergangs-Abchnittes-Deviner Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 2, 131—149.
- Mahel, M. 1984: Typy kôry a geosynklinála, význam modelu v syntéze stavby Západných Karpát. In: *Zemská kôra a jej vzťah k ner. surovinám. Bratislava, GÚDŠ*, 9—18.
- Mahel, M. 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. *Bratislava, GÚDŠ*, 221 s.
- Mahel, M. 1985: Neskoroalpínska tektonika Strážovských vrchov a jej širší význam. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 10, 7—37.
- Mahel, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky 1. Bratislava, Veda*, 500 s.
- Mahel, M. 1987: The West Carpathians — example of crust dissection. *Abstrakty, Bratislava, Dom techniky*.
- Matějka, A., Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie central. et des régions avoisinantes. *Praha, Knihovna Stát. geol. Úst.*, 13, A, 19—163.
- Michalík, J. 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the northwestern part of the northwestern of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 489—504.
- Mišík, M. 1979: Pienidy Klippen Belt and the global tectonics model. In: *Czechoslovak geology and Global tectonics. Bratislava*

- va, Veda, SAV, 78—89.
- Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R., Sýkora, M. 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten — paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 37, 5—55.
- Mock, R. 1980: Triassic of the West Carpathians. *Soc. Europ. Conodont. Symp. Guidebook Abb. geol. Bundesanst. (Wien)*, 35, 69—98.
- Mock, R. 1987: Meliatska jednotka — relikt oceánskeho dna Tethys v novom modeli vývoja Západných Karpát. [Kand. dizertačná práca.] *Manuskript — PF UK Bratislava*.
- Plašienka, D. 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského prikrovu. *Miner. slov.*, 15, 217—231.
- Plašienka, D. 1987: Litologicko-sedimentologický a paleotektonický charakter borinskej jednotky v Malých Karpatoch. *Miner. slov.*, 19, 217—230.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria, Západ. Karpaty, 18, 99—141.
- Reichwalder, P. 1982: Structural characteristic of root zone of some nappes in innermost parts of West Carpathians. In: *Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone. Bratislava, SAV*, 43—56.
- Rozložník, L. 1978: Vzťah alpskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách. *Miner. slov.*, 10, 311—320.
- Rozložník, L., Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásom Čiernej hory ilustrované geologickým profilom od Zlatej Idky po vrch Bujanová. In: *Tektonické profily ZK. Bratislava, GÚDS*, 193—198.
- Salaj, J., Priečhodská, Z. 1987: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Alp. *Miner. slov.*, 19, 481—497.
- Siegl, K. 1978: Faults in the Contact Area of the Dumbier and Kraklova Crystalline Complexes (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 1, 147—160.
- Snopko, L. 1967: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie geologických otázok paleozoika gemerid. *Zbor. geol. Vied, Rad ZK*, zv. 8, Bratislava, 7—50.
- Šefara, J., Pospíšil, M., Šutora, A., Bodnár, J., Bielik, M., Velich, R., Kurkin, M., Mikuška, J. 1985: Odkrytá gravimetrická mapa vnútorných Západných Karpát. In: *Geofyzikální model litosféry. Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. *Bau u. Bild Österreichs (Wien-Leipzig)*, 651—911.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitz. Akad. Wiss., Mat. Nat. Kl. (Wien)*, 116, 1.
- Wein, Gy. 1978: Alpine Type Tectogenesis of the Carpathian Basin (in Hung.). *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, 245—256.

Fundamental problems of the structure of the West Carpathians from the view of the geodynamic model. I. Central and Inner Carpathians

Compilation of a complex geodynamic model in the West Carpathians is the directive of the development trend in geology. Its compilation requires the solution of several circles of questions, mostly treated, but also often interpreted controversially.

Pre-Alpine development and structural development

With its compilation the view of pre-Alpine complexes, mostly understood as a passive element of the Alpine structure. For this purpose it is necessary to know the protoliths of metamorphites, the extent of types and dissection of crust, the character of its reduction by Hercynian folding, including the

extent of Hercynian nappes proved in the Gemericum (Grecula, 1982; Grecula, Varga, 1979) and signalized in the Veporicum (Klinc, 1976) and Vysoké Tatry Mts. (Kahan, 1969). It is also necessary to take into consideration the structure-building role of Hercynian granitoids.

Zones of intense crust reduction

In the West Carpathians there are zones, which display distinct Alpine S_2 -cleavage of more regional character with steeper dips to the interior, moreover, with manifestations of mass mobilization and penetrations of granite intrusions. They are distributed at the southern margins of the Gemericum, Vepori-

cum and Tatricum, each, however, with several particularities. May they be considered as particular zones of paleo-Alpine accretion?

Alpine granites

Close genetic relations of granitoid bodies distributed along the mentioned reduction zones make radiometric, often controversial data doubtful when also the structural character speaks in favour of the Alpine age.

Tectonotypes

Even ten tectonotypes in the West Carpathians speak in favour of dissection of the West Carpathian system. Each tectonotype-group of nappes related genetically, is a reflection of different crust quality and different conditions of formation of the structural character. Through more knowledge of the genesis of tectonotypes, mainly the degree of deformation type, is leading the way to clearing up of crust reduction processes. The fundamental tectonotypes are: the system of Flysch Belt nappes with their root zones (Beskydicum); the Klippen Belt, Tatricum, Veporicum (including the Križna nappe), Gemericum, Meliaticum, Sillicum — Bükkicum and tectonotype of Mecsek. A problem are, however, genetic relations between the individual tectonotypes or their subordinate elements. For instance, of the Magura nappe in the frame of the Beskydicum, relations of the Gemericum, Meliaticum and Sillicum etc. A particularly relevant question is the character of the basement of the Tatricum. We consider as such one the Vahicum, but so far without knowledge of its structural character. It is necessary to put into connection with its subduction the wave-like movements apparent in the Križna nappe with an uncommonly great amount of recumbent folds and digitations, but also formation of flysch depressions before the fronts of originating paleo-Alpine nappes.

Particularities of structure of the individual areas

Knowledge of the particularities makes possible a more complex view of structure development and variety, but also of crust dissection and in its consequences of some peculiar features of the West Carpathian segment in the frame of the Alpides. Most

particularities are in the terminal areas (Malé Karpaty Mts., East Slovakian area, mainly the basement of the East Slovakian lowland), which result from approaching the adjacent segment, connected with segmentation of the Alpides. Many particularities are shown in each core mountains. In the Gemericum closer knowledge of the importance of ultrabasic bodies deserves particular attention.

The problem of the Vahicum

With distinguishing of the Vahicum with oceanic or paraoceanic crust type the change of view of relation of the Central Carpathians to the Klippen Belt and exotic ridge, but also of the structure of the Tatricum itself and mainly its basement with supposed new units is connected. Owing to the evidence of bodies of ultrabasics in the basement of the Neogene of the East Slovakian lowland the question of the extent of the Vahicum and of new views of relation of the Central West Carpathians and East Carpathians arises.

Inner flysch geosyncline

With distinguishing of the Vahicum the view genetic relations of flysch sequences in the Periklippen zone (Klape and Manín units), but also of the Tatricum, Križna nappes changes essentially. The former are the heir of the subducted Vahicum oceanic trough, the latter the fore-deep formed during continuing subduction of the Vahicum before the fronts of the paleo-Alpine nappes. In the Albian the originated dissected flysch geosyncline (situated south of the Oravicum zone) differs essentially from the outer flysch geosyncline formed north of the Oravicum. Mainly lithotypes of carbonate (and not greywacke) flysch, great facies variability of flysch lithotypes and their differences in the individual periods and areas are characteristic of it; distinct changes to turns in the course of development reflecting tectogenesis of the Central Carpathians. Thus the Periklippen flysch geosyncline is linked genetically with the Central Carpathians and Vahicum and its tectonic elements represent an accretion wedge, which alone is perhaps an evidence of subduction of the Vahicum oceanic crust. Linking of the Vahicum with the Peninicum is indirectly proved also by connection of the Periklippen zone with the system

of the East Alpine flysch basins, genetically tied with the Southern Penninicum and Oberostalpin, The Cretaceous-Paleogene sequences of the Myjavská pahorkatina upland are a connecting region in this regard.

Meliaticum

Discovering of always newer bodies of ultrabasic rocks in the Inner but also Central Carpathians enforces the idea of distribution of the Meliaticum in the basement of the Central Carpathian nappes and so of connection with the Vahicum. The occurrences of the members known from the Meliaticum at the surface are in form of protrusions slices stretched tectonically along deep faults (Mock, 1987). A more critical attitude to this problem enforces answers to such problems as are: the existence of sequences transitional between the Meliata and Silica type and structural linking of the Meliaticum units and Silicicum elements; clearing up to the differences in the paleotectonic type of the Triassic of the Meliaticum and Penninicum.

Faults, their geochemical importance

The frequency of faults in the West Carpathians, rare for the Alpides also expressed by abundant depressions and neovolcanic

centres), is obviously connected with several particularities of the West Carpathian segment, such as: the heterogeneity of crust, position at the margin of the Hungarian "massif", but also arc shape. More knowledge of three structural types of fault lines from the viewpoint of the geodynamic model is particularity topical, as follows:

1. Upthrusts to the interior, which especially distinctly affect the Klippen Belt, but partly also the Central and Inner Carpathians and represent the inner wing of the fan-pendant of north-vergent neo-Alpine overthrust planes and upthrusts of the Outer Carpathians. In some way they link the Outer Carpathians with the Inner into one orogenic system.

2. Horizontal strike-slip faults of N-S (NNW-SSE), especially abundant in the Middle Váh valley, which together with W-E (WSW-ENE) strike-slip faults represent a paired system, obviously linked genetically with movements at the boundary of megablocks.

3. Converging of longitudinal faults in knots and the manifestations of converging of the main structural elements in the terminal parts of the West Carpathian system are perhaps connected with formation of the Carpathian arc, position of the West Carpathians in the Alpine-Carpathian system.

Vplyv metamorfózy na systém Fe-Zn-As-S v stratiformnej sulfidickej mineralizácii staršieho paleozoika gemerika

MARTIN RADVANEC, BORIS BARTALSKÝ
Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves

Doručené 30. 11. 1987

Влияние метаморфозы на систему железо-цинк-мышьяк-сера стратиформной сульфидной минерализации старшего палеозоя гемерика, Восточная Словакия

Использованием сфалеритового геобарометра и арсенопирового геотермометра были предположены давление и температура возникновения стратиформной сульфидной минерализации Гемерика и её метаморфная переработка в серии зелёных сланцев. Подсчитанное давление и температура возникновения (790—1830 МПа) является нереальным. Причиной этого являются нарушения равновесия системы железо-цинк-сера в хлоритовой зоне метаморфоза. Вследствии выноса железа из системы (сфалерит, пирит) возникла смесь кристаллов пирита и пирротина вблизи сфалеритовых зёрен при температуре 340—380 °Ц. Подсчитанная температура на основании арсенопирового геотермометра является реальной так для примарного возникновения стратиформной сульфидной минерализации, так и для вторичной переработки в хлоритовой зоне метаморфоза.

Influence of metamorphism on the Fe-Zn-As-S system in stratiform sulphidic mineralization of the Early Paleozoic of Gemericum, Eastern Slovakia

We have estimated pressure and temperature of the Gemericum stratiform sulphidic mineralization origin and its metamorphic processing under the conditions of greenschist facies, using sphalerite geobarometer and arsenopyrite geothermometer respectively. Calculated pressure (790—1830 МПа) is unreal. The cause of this is that the Fe-Zn-S system in chlorite zone of metamorphism was out of balance. A mixture of pyrite and pyrrhotite crystals was formed due to the removal of Fe from the system (sphalerite, pyrite) near sphalerite grains at the temperature of 340—380 °C. This temperature, calculated on the basis of arsenopyrite thermometer, is real for both primary origin of stratiform sulphidic mineralization and its processing in chlorite zone of metamorphism.

Na posúdenie genetických procesov vzniku stratiformných sulfidických ložísk je veľmi dôležité odhadnúť tlak a teplotu vzniku minerálov z rudonosného fluida alebo odhadnúť teplotu a tlak ich metamorfóneho prepracovania. Jedným z najjednoduchších používaných postupov určenia týchto základných fyzikálnych podmienok vzniku stratiformnej mineralizácie je použitie sfaleritového geobarometra a arzenopyritového geotermometra. Metóda sfaleritového geobarometra predpokladá rovnováhu pri kryštalizácii minerálov v sústave Zn-Fe-S (sfalerit — pyrit — pyrotín). Použitie arzenopyritového geotermometra je odvodené z rovnováhy kryštalizácie sústavy As-Fe-S (arzenopyrit — pyrit — pyrotín). Uvedené metódy výskumu sme použili pri štúdiu sulfidických minerálov stratiformnej mineralizácie staršieho paleozoika gemerika (Smolník, Mníšek nad Hnilcom). Práce sme urobili v rámci projektu SGR-geofyzika.

Geologické pozadie

Stratiformná sulfidická mineralizácia staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria sa nachádza v dvoch rudonosných horizontoch. Tieto litostratigrafické horizonty sú vyvinuté v spodnej (spodný) a vrchnej (vrchný) časti smolníckeho súvrstvia — súvrstvia zelených fylitov s malým podielom vulkanitov. Zrudnenie je viazané na bimodálnu vulkanickú formáciu (bazalt — keratofýr), ktorá je geneticky viazaná na rôzne štádiá reaktivácie riftu sedimentačnej oblasti gemerika (Grecula, 1982). Zrudnenie sa nachádza v diabázových pyroklastikách, silicitoch, resp. vo fylitoch s pyroklastickou prímесou. Často sú prítomné dolerity.

Ložisko Smolník je reprezentantom spodného rudonosného horizontu. Radvanec a Bartalský (1987) stanovili priestorovú zonálnosť ložiska na základe vzdiale-

nosti od výlevu fluida na morské dno. Centrálnu časť mineralizácie, ktorá je najbližšie k výlevu fluida, tvorí prevažne pyritové, prípadne pyritovo-chalkopyritové zrudnenie (typ liatych rúd) a patrí do primárnej geochemickej aureoly Cu — Ag — As $\pm$ Pb $\pm$ Zn. Prechodnú časť (geochemická aureola prvkov Zn $\pm$ Sn) tvorí prevažne vtrúseninová pyritová $\pm$ chalkopyritová mineralizácia. Externú časť (najviac vzdialená od miesta fluida) reprezentuje väčšinou vtrúseninová mineralizácia a patrí do geochemickej aureoly prvkov Sn — Ba $\pm$ Rb.

Vertikálne (smerom od nadložia) sa na ložisku Smolník menia pyritové polohy s chalkopyritom, galenitom a sfaleritom na pyritové polohy s markazitom. Hlbšie (smerom do podložia) sa pyritové polohy s pyrotínom menia na pyritové s chalkopyritom, tetraedritom, galenitom a sfaleritom a na pyritové polohy s glaukodotom (Ilavský, 1968). V rámci mineralizovaných polôh ložiskových telies nájdeme mnoho epigenetických žíl, ktoré obsahujú hniezda sulfidov a karbonátov metamorfóneho pôvodu (Ilavský et al., 1981).

Vo vrchnom rudonosnom horizonte sa nachádza ložisko Mníšek nad Hnilcom. Zrudnenie má charakter vtrúseninovej mineralizácie, ojedinele sa vyskytuje vo forme vrstvičiek (cm — dm) a budinovaných šošoviek. Zrudnenie sa v rámci vrstvičiek a pásikov vyznačuje pomernou stálosťou, najmä v horizontálnom smere. Malá časť sulfidov sa nachádza v kremeňových metamorfónych žilách (Hurný, 1980). Hurný (l. c.) na ložisku vyčlenil pyritové, pyritovo-chalkopyritovo-sfaleritové, pyritovo-sfaleritovo-chalkopyritovo-galenitové a pyritovo-arzenopyritové asociácie.

Stratiformná mineralizácia v oblasti Mníška nad Hnilcom a Smolníka je metamorfovaná vo fácií zelených bridlíc (chlortitová zóna; Grecula, 1982). Z analógie

štúdia tlakových podmienok regionálnej metamorfózy gemerika v amfibolitovej fácii (Hovorka, Spišiak, 1981 a iní) usudzujeme, že fácia zelených bridlíc v študovanej oblasti je stredne tlaková.

Postup prác

Na ložisku Smolník sme odobrali vzorky v dobývacom bloku, ktorý mal zvýšený obsah Zn (5. horizont — 6. prekop). Táto časť ložiska patrí k prechodnej zóne mineralizácie, t. j. geochemickej aureole $Zn \pm Sn$. Na lokalite Mníšek nad Hnilcom sme vzorky odobrali z väčšieho priestorového rozsahu. Sflerit je tu bežnejším minerálom ako v ložisku Smolník. Lokalizácia odberov vzoriek je v tab. 1, 2.

Vzorky sme mikroskopicky študovali v odrazenom svetle a vybrali sme tie, v ktorých sme podľa textúrnych znakov a minerálnej asociácie predpokladali, že sírniky boli aj po metamorfnej rekryštalizácii v koexistencii. V prvom rade sme analyzovali zrná sfleritov, uzavreté v pyritových porfyroblastoch, v ktorých je podľa Hutchinsona a Scotta (1981) predpoklad zachovania rovnováhy v sústave sflerit — pyrit — pyrotín aj počas metamorfných procesov. Na analýzu arzenopyritu boli prednostne vybrané zrná v priamom kontakte s pyritom a pyrotínom, aby sa zabezpečilo zachovanie rovnovážnych podmienok pri distribúcii As v arzenopyrite. V priebehu merania sa ukázalo, že pre geotermometrické účely sú vhodné aj izolované zrná arzenopyritu bez kontaktu s pyritom a pyrotínom.

Z ložiska Smolník sme vybrali 8 nábrusov na určenie tlaku pomocou sfleritového geobarometra a 6 vzoriek na určenie teploty kryštalizácie pomocou arzenopyritového geotermometra.

Z lokality Mníšek nad Hnilcom to bolo 11 vzoriek na určenie tlaku a 2 vzorky na určenie teploty. Pri meraní arzenopyritu

sme kvantitatívne analyzovali pyrit a pyrotín koexistujúci so sfleritom a arzenopyritom. Celkove sme kvantitatívne analyzovali 50 vzoriek sfleritu na obsah Fe, Cu, Zn, S, Mn, Co, Ni, Cd a z 24 vzoriek sme urobili kvantitatívne analýzy arzenopyritu na obsah Fe, As, S, Co, Ni, Sb a 11 analýz z asociácie pyrit — pyrotín na tú istú škálu prvkov ako pri arzenopyrite.

Analýzy urobilo Laboratórne stredisko mikroanalýzy ÚUG Praha na mikroanalýzátore ARL (analyzoval Kotrba a Radvanec). Výsledky analýz sú v tab. 1 a 2.

Metóda sfleritovej geobarometrie a podmienky jej použitia

Metóda sfleritovej geobarometrie je založená na pufracom efekte dvojice pyrit — hexagonálny pyrotín v koexistencii so sfleritom. Pyritovo-pyrotínová asociácia, ktorá je veľmi často zastúpená na väčšine ložísk masívnych a vtrúseninových stratiformných sulfidických rúd, pôsobí ako pufer aktivity FeS v širokom teplotnom rozsahu (resp. ako pufer aktivity S_2 v sústave, ktorú ovplyvňuje rozpustnosť FeS vo sflerite; Barton, Toulmin, 1966; Scott, Barnes, 1971 a ďalší).

Pri použití sfleritovej geobarometrie je rozhodujúca existencia rovnováhy v systéme Zn-Fe-S pri kryštalizácii sírnikov z fluida a teplotného intervalu ich vzniku, resp. ich metamorfného prepracovania. Metódu možno aplikovať len v tom prípade, ak predpokladaná alebo odhadnutá teplota vzniku ložiska je v intervale 300—700 °C (Hutchinson, Scott, 1981). V tomto intervale nie je obsah FeS vo sflerite závislý od teploty, ale iba od tlakových podmienok, v ktorých v sústave Zn-Fe-S nastala rovnováha. Hutchinson a Scott (1981) vyjadrili závislosť tlaku (P) od obsahu FeS vo sflerite matematickým vzťahom:

$$P = 42,30 - 32,1 \cdot \log \text{mol. } \frac{0}{0} \text{ FeS} \quad [\text{Pa}].$$

TAB. 1
Kvantitatívny obsah prvkov vo sfalerite a arzenopyrite
Quantitative contents of elements in sphalerite and arsenopyrite

S F A L E R I T										A R Z E N O P Y R I T									
Číslo vzorky	Forma mineralizácie Minerálna paragenéza	Značka Fe (hot.%)	Zn (hot.%)	Cu (hot.%)	Cd (hot.%)	Číslo vzorky	Forma mineralizácie Minerálna paragenéza	Značka Fe (hot.%)	Zn (hot.%)	Cu (hot.%)	Cd (hot.%)	Číslo vzorky	Forma mineralizácie Minerálna paragenéza	Značka Fe (at. %)	Co (at. %)	Ni (at. %)	As (at. %)	S (at. %)	
1.	m, sf-kr	X 4,5	61,26	0,04	0,13	26.	mo, sf-cp	◊ 5,45	60,95	0,13	0,04	1.	v, ar-sf	* 37,48	0	0,02	31,26	31,24	
2.	m, sf-kr	X 6,02	59,69	1,44	0,11	27.	mo, sf-cp	◊ 4,91	60,59	0,38	0,09	2.	v, ar-sf	* 36,39	0,44	0,2	31,12	31,85	
3.	m, sf-kr	X 4,67	62,11	0,04	0,18	28.	v, sf-cp	● 5,21	59,48	0,16	0,15	3.	v, ar-sf	* 36,26	0,31	0,16	30,77	32,50	
4.	m, sf-kr	X 4,82	61,71	0	0,15	29.	v, sf-cp	● 5,24	57,26	1,05	0,21	4.	v, ar-py-pn	▲ 34,92	0,11	0	30,71	34,17	
5.	m, sf-kr	X 4,72	61,46	0,06	0,12	30.	v, sf-py-pn	■ 6,60	59,76	0,02	0,25	5.	v, ar-py-pn	▲ 34,55	0,08	0,04	30,44	34,84	
6.	m, sf-kr	X 4,75	60,97	0	0,25	31.	v, sf-py-pn	■ 6,19	59,17	0,05	0,22	6.	v, ar-pn-py	▲ 34,3	0,03	0,01	31,74	33,75	
7.	m, sf-cp	* 4,19	62,40	0,03	0,23	32.	v, sf-py-pn	■ 3,45	62,34	0,28	0,23	7.	v, ar-pn-py	▲ 33,21	2,62	0,04	25,87	38,24	
8.	m, sf-cp	* 4,45	62,46	0	0,25	33.	m, sf-cp	* 2,87	64,87	0,134	0,28	8.	v, py-ar	■ 34,73	0,03	0,03	29,03	36,0	
9.	m, sf-cp	* 4,06	62,41	0,03	0,18	34.	m, sf-cp	* 3,12	64,40	0,02	0,20	9.	v, py-ar	■ 33,59	1,38	0,04	30,58	34,42	
10.	m, sf-cp	* 2,82	62,46	0,07	0,16	35.	m, sf-cp	* 3,17	61,89	0,07	0,23	10.	v, py-ar	■ 33,83	1,64	0,05	30,59	33,88	
11.	m, sf-cp	* 2,73	64,24	0,08	0,18	36.	m, sf-cp	* 3,70	63,84	0,03	0,30	11.	v, py-ar	■ 34,85	0,15	0,03	30,33	34,65	
12.	m, sf-cp	* 2,95	63,37	0,61	0,27	37.	m, sf-cp	* 2,76	60,99	0,04	0,29	12.	v, ar	Δ 33,73	0,19	0,19	30,95	34,35	
13.	m, sf-cp	* 3,18	63,47	0	0,19	38.	m, sf-cp	* 3,22	61,90	0	0,21	13.	v, ar	Δ 34,98	0,05	0,05	30,49	34,45	
14.	m, sf-cp	* 2,95	62,61	0,12	0,26	39.	m, sf-cp	* 3,13	62,90	0,14	0,31	14.	v, ar-sf	● 33,59	0,06	0,06	31,35	34,95	
15.	m, sf-cp	* 3,20	62,37	0,20	0,22	40.	m, sf-cp	* 2,97	61,34	0	0,33	15.	v, ar-sf	● 33,78	0,02	0	30,87	35,33	
16.	m, sf-cp	* 2,42	63,40	0,6	0,19	41.	m, sf-cp	* 3,32	61,01	0	0,21	16.	v, ar-sf	● 33,78	0,18	0	31,52	34,52	
17.	m, sf-cp	* 2,42	63,39	0,07	0,27	42.	m, sf-cp	* 3,06	63,77	0	0,29	17.	v, ar	Δ 38,04	0,02	0,01	30,17	31,76	
18.	v, sf-ar	Δ 3,12	61,43	0,03	0,15	43.	v, sf-py-cp	▼ 3,71	62,34	0,14	0,15	18.	v, ar	Δ 34,62	0,36	0,05	30,60	34,38	
19.	v, sf-ar	Δ 3,24	62,57	0	0,15	44.	v, sf-py-cp	▼ 3,12	62,89	0,17	0,17	19.	v, ar	Δ 33,88	0,16	0,02	31,24	34,70	
20.	v, sf-ar	Δ 3,21	63,88	0	0,19	45.	v, sf-py-cp	▼ 3,81	61,65	0,83	0,23	20.	v, ar-sf	● 33,74	0,03	0	31,28	34,95	
21.	v, sf-ar	Δ 3,40	63,86	0	0,06	46.	v, cp-sf	● 6,22	59,15	0,12	0,29	21.	v, ar-sf	● 34,4	0,12	0,15	30,13	35,19	
22.	v, sf-ar	Δ 3,34	62,23	0,07	0,16	47.	v, cp-sf	● 5,89	58,94	0,51	0,26	22.	v, ar-sf	● 33,67	0,04	0	31,49	34,81	
23.	mo, sf-cp	◊ 4,91	60,90	0,80	0,19	48.	v, cp-sf	● 6,65	58,83	0,26	0,32	23.	v, ar-qz	X 33,80	0	0	31,32	34,63	
24.	mo, sf-cp	◊ 5,71	57,78	2,12	0,11	49.	v, sf-py-pn	■ 4,00	62,47	0,16	0,21	24.	v, ar-qz	X 31,33	0	0,01	31,5	37,15	
25.	mo, sf-cp	◊ 4,39	60,14	0,22	0,14	50.	v, sf-py-pn	■ 2,34	61,55	0,13	0,32								

Lokalizácia vzoriek: Č.vz. 1 - 9 Mníšek nad Hnilcom
(sfalerit)

(arzenopyrit)

- 10 - 17 Mníšek nad Hnilcom prekop P₁
18 - 22 Mníšek nad Hnilcom vrt MPV-11
23 - 32 Smolník - 5.hor. 6.prekop južne
33 - 42 Mníšek nad Hnilcom sledná S4
43 - 50 Smolník - 5. hor. 6. prekop južne
1 - 5 Mníšek nad Hnilcom vrt VMP
6 - 24 Smolník 5.hor. 6.prekop južne

Použité skratky: v - vtrúseninová forma mineralizácie

- m - masívna forma mineralizácie
mo - metamorfný mobilizát (žila)
sf - sfalerit
py - pyrit
pn - pyrotín
ar - arzenopyrit
cp - chalkopyrit
kr - kremeň

Tlaku $10 \cdot 10^8 \text{ Pa}$ zodpovedá obsah 10 mol. FeS. Tlaku $5 \cdot 10^8 \text{ Pa}$ zodpovedá obsah 14,5 mol. FeS a tlaku 0 Pa 20,5 mol. FeS v teplotnom intervale 300—700 °C (Lusk, Ford, 1978; Scott, 1983). Aplikácia týchto izobarických kriviek bola úspešne aplikovaná pri stanovení tlaku na mnohých stratiformných sulfidických ložiskách v Kanade, južnej Afrike, Švédsku, Nórsku, Fínsku (l. c.).

Napriek dodržaniu vyššie uvedených podmienok sa často stretávame s problémami pri aplikácii sfaleritovej geobarometrie, a to hlavne vtedy, keď obsah FeS v analyzovaných sfaleritoch je menší ako 10 mol. %. Vtedy vychádzajú podľa kalibrovaných izobar nereálne tlaky (väčšie ako $10 \cdot 10^8 \text{ Pa}$). Z toho dôvodu je nutné študovať aj ďalšie podmienky (okrem teploty), ktoré ovplyvňujú distribúciu molekuly FeS vo sfalerite.

Napr. v ložiskách, kde je prevaha pyritu nad pyrotínom, má sfalerit nízky obsah FeS (5 mol. %), zatiaľ čo v ložiskách,

v ktorých pyrit chýba (prevaha pyrotínu), obsah FeS vo sfalerite je až 20 mol. % (Craig et al., 1984).

Nízky obsah FeS vo sfalerite na ložiskách s pomerom pyrit/pyrotín okolo 20 sa vysvetľuje pomocou fázových vzťahov pri kryštalizácii v sústave sfalerit — pyrit — pyrotín. Chemické zloženie sfaleritov závisí od chemizmu vyššie uvedených koexistujúcich minerálov (Barton, Skinner, 1979). Sfalerit, koexistujúci v rovnováhe s pyritom za podmienok nižšej teploty (300 °C) a vysokej aktivity S_2 ($\log a_{S_2} = -9$), je v diagrame $\log a_{S_2}$, T (°C) v poli stability pyritu. Lenže pri poklese aktivity S_2 ($\log a_{S_2} = -15$) je sfalerit už v poli stability pyrotínu. Tento pokles aktivity S_2 spôsobil zvýšenie obsahu Fe vo sfalerite, a to až do 50 mol. % (Scott, 1983).

Sústava sfalerit — pyrit — pyrotín vzáčne kryštalizuje bez vplyvu stopových prvkov. Najčastejšie prvky patriace ku kryštalizácii v tejto sústave sú Ni a Co, ktoré sa koncentrujú prevažne v pyrotíne,

TAB. 2

Zmes kryštálov pyritu a pyrotínu
Mixture of crystals of pyrite and pyrrhotite

Číslo vzorky	Typ mineraliz. Minerál. asoc.	Fe (atóm. %)	Co (atóm. %)	Ni (atóm. %)	As (atóm. %)	S (atóm. %)
1.	v, py-ar-sf	37,57	0,02	0,02	0,37	62,02
2.	v, py-ar-sf	37,07	0,01	0	0,13	62,79
3.	v, py-ar-sf	39,57	0	0	0,11	60,32
4.	v, py-ar-sf	37,21	0,03	0,02	0,01	62,73
5.	v, py-pn-ar	37,2	0,03	0,09	0,05	62,63
6.	v, py-pn-ar	36,47	0,02	0,07	0	63,44
7.	v, py-pn-ar	36,51	0,04	0,08	0,07	63,31
8.	v, py-pn-ar	36,01	0,02	0,07	0,04	63,86
9.	v, py-pn-ar	35,68	0	0,01	0	64,30
10.	v, py-pn-ar	36,26	0,48	0,03	0	63,21
11.	v, py-ar	34,64	0,07	0	3,99	61,31
12.	v, py-ar	35,49	0	0,03	0,33	64,15

v — vtrúseninová forma mineralizácie, py — pyrit, pn — pyrotín, ar — arzenopyrit, sf — sfalerit.

Lokalizácia vzoriek: 1—4 — Mníšek nad Hnilcom, vrh VMP, 5—12 — Smolník, 5. horizont 6. prekop južne.

a Cd a Mn, ktoré sa akumulujú vo sfalerite. Na kryštalizáciu sústavy má vplyv aj Cu, ktorá sa koncentruje hlavne v chalkopyrite. Tieto prvky majú vplyv na použitie sfaleritu ako barometra len v tých prípadoch, ak vstupujú do štruktúry sfaleritu, a tým menia obsah FeS vo sfalerite, alebo majú vplyv na aktivitu FeS molekuly v sústave sfalerit — pyrit — pyrotín. To sa týka hlavne obsahu Cu, ktorý priamo ovplyvňuje obsah FeS vo sfalerite, zatiaľ čo Ni, Co a Cd nemajú taký význam (Craig, Scott, 1974).

Substitúcia CuS a FeS vo sfaleritovej štruktúre vedie k zvýšeniu obsahu CuS na úkor obsahu FeS jednak na hranici sfaleritových zŕn, jednak v miestach kryštalografických defektov a uvoľnených pozícií Fe (chalkopyritová nemoc sfaleritu; Barton, 1978). Minerál Cu, ktorý prichádza do úvahy pre nahradzovanie FeS vo sfalerite, musí mať štruktúru blízku kubickému sfaleritu. Mriežkovými parametrami najlepšie vyhovuje talnakit (Cabri, 1972), ktorý je kubickou formou CuFeS_2 a je stabilný aj za nízkych teplôt (Craig, Scott, 1974). Podľa Bartona a Bethého (1987) jedine prínos Cu do systému Fe-Zn-S môže uspokojivo vysvetliť „chalkopyritovú nemoc sfaleritu“. Autori poukazujú na to, že prínos Cu prostredníctvom rudonosných fluid je významný faktor, ktorý ovplyvňuje použitie sfaleritového geobarometra. Tieto fluidá môžu byť generované aj v procese regionálnej metamorfózy (Haack et al., 1984).

De Waal a Johnsonová (1981) predpokladajú, že proces nahradzovania obsahu FeS obsahom CuS spôsobuje rozpad sfaleritových zŕn hlavne pod vplyvom zvetrávania alebo tiež účinkom metamorfných procesov. Podobný spôsob rozpadu sfaleritov bez prínosu Cu do systému opísal na metamorfovaných ložiskách nórskeho kaledonidu aj Craig et al. (1984).

Wiggins a Craig (1980) experimentovali

s Cu-Fe-Zn-S systémom pri teplotách 500—800 °C. Zistili, že mólový pomer FeS/CuS závisí od teploty. Pri 800 °C je 0,75, pri 700 °C 1,05 a pri 600 °C 2,09. Predpokladajú (l. c.), že vplyv molekuly CuS na obsah FeS je pri kryštalizácii sfaleritu minimálny pri nízkych teplotách (pod 500 °C) a tlakoch. Aj z prác Hutchinsona a Scotta (1981), Kojimu a Sugakiho (1984, 1985) vyplýva, že rozpustnosť obsahu CuS vo sfalerite (systém Cu-Fe-Zn-S) je príliš nízka na to, aby sme mohli vysvetliť vznik väčšieho množstva chalkopyritu vo sfaleritoch len mechanickým rozpadom sfaleritu bez prínosu Cu do systému.

Primárna genéza sulfidických stratiformných ložísk prebieha za podmienok relatívne nízkeho tlaku. Väčšina týchto ložísk sa však nachádza v prostredí, ktoré bolo následne ovplyvnené metamorfnými procesmi. Ak metamorfóza postihla pevnú fázu systému Fe-Zn-S, môže nastať nová rovnováha, ktorá odráža už metamorfné prepracovanie pevnej fázy systému Fe-Zn-S, a nie jeho pôvodný stav (tak to bolo na lokalite Svržno, kde vypočítaný tlak 550—650 MPa zodpovedá stupňu regionálnej metamorfózy tejto oblasti; Drábek, Rybka, 1986).

Podmienkou použitia geobarometra v podmienkach regionálnej metamorfózy je dodržanie teplotného rozpätia 300 až 600 °C, v ktorom sú experimentálne krivky kalibrované a metamorfózou generované fluidá nesmú prinášať množstvá Cu do systému Fe-Zn-S. Teplotný rozsah stredného stupňa progresívnej metamorfózy v tlakových podmienkach pod $2,5 \cdot 10^8$ Pa je spodnou hranicou pre aplikáciu sfaleritového geobarometra. Pri teplotách vyšších ako 520 °C strácajú nízko-tlakové izobary lineárny priebeh (Scott, 1983) a sfaleritový geobarometer sa nemôže v tomto teplotnom a tlakovom rozmedzí použiť. Metódu sfaleritového geobarometra aplikoval na ložiskách postih-

nutých strednotlakovou a teplotnou metamorfózou Craig et al. (1984) a Törnroos (1982). Kalibračnému rozpätiu sfaleritového geobarometra zodpovedá tlakové rozpätie fácie zelených bridlíc a amfibolitovej fácie, kedy sa zachová, alebo vytvorí nová rovnováha v sústave sfalerit — pyrit — pyrotín. Ložisko však nesmie byť retrográdne metamorfované. Z toho vyplýva, že metódu sfaleritovej geobarometrie možno s úspechom použiť aj v metamorfovaných oblastiach.

Podmienky použitia arzenopyritového geotermometra

Určenie teploty kryštalizácie alebo metamorfného prepracovania systému Fe—Zn—S je jednou z podmienok použitia sfaleritového geobarometra. Teplotu môžeme určiť pomocou arzenopyritového termometra, izotopickej frakcionácie stálych izotopov v koexistujúcich sírnikoch alebo nepriamo pomocou určenia teploty z koexistujúcich silikátov v okolitých horninách sulfidických ložísk.

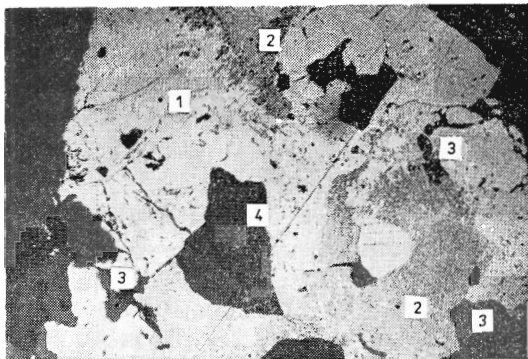
My sme na stanovenie teploty kryštalizácie pevných fáz sírnikov z fluida použili arzenopyritový geotermometer, ktorý teoreticky odvodil Clark (1960), Barton (1969) a Kretschmar (1973). Aplikácia tejto metódy je podmienená existenciou rovnováhy kryštalizácie pyritu — pyrotínu — arzenopyritu. Ďalšou podmienkou je čistota arzenopyritových zŕn. Kretschmar a Scott (1976) obmedzili obsah prípustných prímiesí Co, Ni, Sb v arzenopyrite hodnotou pod 1 hmot. %. Sundblad et al. (1981) vylúčili vzorky s obsahom prímiesí Co, Ni, Sb nad 0,2 mol. %. Výhodou použitia arzenopyritu je, že po dosiahnutí rovnováhy v sústave sfalerit — pyrit — pyrotín — arzenopyrit nedochádza k retrográdnym reakciám sfaleritu s As, ktoré by sa prejavili vznikom minerálov s obsahom Zn a As (Sundblad et al., 1984). Teplotné rozme-

die stability arzenopyritu v koexistencii so sfaleritom je zhodné s teplotným rozsahom aplikovateľnosti sfaleritového geobarometra.

Výsledky získané použitím sfaleritového geobarometra a arzenopyritového geotermometra

Z ložiska Smolník sme vzorky odobrali z prechodnej časti od centra výlevu fluida na morské dno. Brali sme vzorky pôvodnej stratiformnej mineralizácie, ale aj z metamorfných mobilizátov (sekrečné žily).

V prvej skupine boli vzorky z rovnomernej rozptýlenej vtrúseninovej mineralizácie v chloriticko-sericitickom fylite. Prevládala tu minerálna asociácia kremeň-pyrit-pyrotín-chalkopyrit-sfalerit-arzenopyrit. Časť vzoriek v tejto skupine reprezentuje aj stratiformnú mineralizáciu vo forme centimetrových vrstvičiek s tou istou minerálnou asociáciou ako vo vtrúseninovej forme mineralizácie.



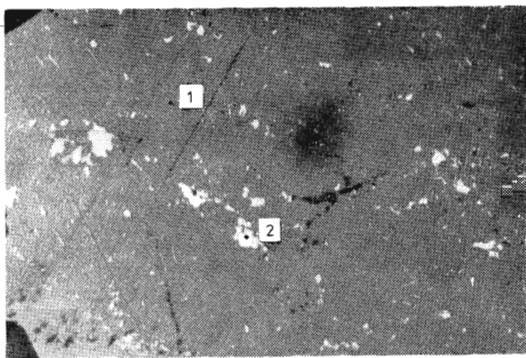
Obr. 1. Zmes kryštálov pyritu a pyrotínu v blízkosti sfaleritových zŕn. Lokalita Smolník. 1 — pyrit, 2 — zmes kryštálov pyritu a pyrotínu, 3 — sfalerit, 4 — kremeň.
Fig. 1. Mixed crystal of pyrite and pyrrhotite near sphalerite grains. The Smolník locality. 1 — pyrite, 2 — mixed crystal of pyrite and pyrrhotite, 3 — sphalerite, 4 — quartz.

Druhá skupina vzoriek z ložiska Smolník reprezentuje metamorfné mobilizáty s tou istou minerálnou asociáciou ako vo vtrúseninovej forme mineralizácie.

Na základe mikroskopického štúdia vtrúseninovej mineralizácie i metamorfného mobilizátu (10 cm žila) sme vybrali také vzorky, v ktorých bol v koexistencii sfalerit — kremeň $\pm$ arzenopyrit, sfalerit — pyrit — pyrotín a sfalerit — chalkopyrit (tab. 1).

Smolnícke sfalerity často tvoria uzavreté homogénne zrná v pyritových porfyroblastoch, v ktorých sme nezistili inklúzie iných minerálov (chalkopyritovú nemoc sfaleritu sme ani v jednom nábruse nezistili; obr. 1). Vo sfalerite sme namerali homogénne obsahy Fe (5,6—11,8 mol. % FeS), pričom aj suma prímies Cu, Mn, Co, Ni, Cd je minimálna (pod 1 %). Mierne zvýšený je obsah CuS vo sfalerite v žile (10 cm) s asociáciou sfalerit — chalkopyrit (max. 3,33 mol. % CuS), ale aj tu je znečistenie sfaleritu také nízke, že nedošlo k ovplyvneniu obsahu molekuly FeS molekulou CuS.

Z ložiska Mníšek nad Hnilcom sme vzorky odobrali z masívneho typu rudy, ktorú vytvárajú liate polohy centimetrovej veľkosti striedajúce sa s vrstvičkami svetlého silicitu, prípadne s kremenitým chloriticko-sericitickým fylitom. Menšia časť vzoriek reprezentuje vtrúseninovú formu mineralizácie s asociáciou kremeň — chalkopyrit — arzenopyrit — pyrit — pyrotín v rudonosnom fylite. Mineralogicky sme študovali asociáciu koexistujúcich minerálov sfalerit — kremeň, sfalerit — chalkopyrit, sfalerit — arzenopyrit a arzenopyrit — pyrit — pyrotín (tab. 1). Mníšanske sfalerity sú typické častým výskytom heterogénnych prímies chalkopyritu (chalkopyritová nemoc sfaleritu; obr. 2). Majú, podobne ako v ložisku Smolník, veľmi nízky obsah FeS (4,5—8,5 mol. %). Obsah ostatných analy-



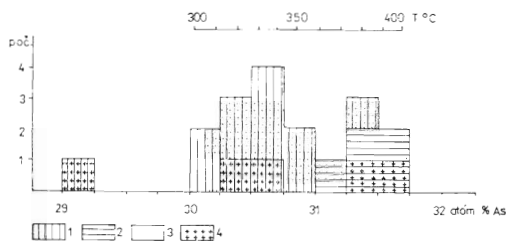
Obr. 2. Heterogénna prímies chalkopyritu vo sfaleritovom zrne, chalkopyritová nemoc sfaleritu. Lokalita Mníšek nad Hnilcom. 1 — sfalerit, 2 — chalkopyrit.

Fig. 2. Heterogeneous admixture of chalcopyrite in sphalerite grain, chalcopyrite "sickness" of sphalerite. The Mníšek nad Hnilcom locality. 1 — sphalerite, 2 — chalcopyrite.

zovaných prvkov je ešte nižší ako vo sfaleritoch ložiska Smolník (tab. 1).

Pri dodržaní všetkých vyššie uvedených podmienok sme kvantitatívne analyzovali sfalerit v rôznych paragenetických typoch a vypočítali sme hodnoty tlaku P podľa Hutchinsona a Scotta (1981). Zistili sme, že obsah molekuly FeS vo sfalerite je vo všetkých analýzach taký nízky, že vypočítané hodnoty nie sú reálne (od 790 do 1830 MPa).

Arzenopyrity z ložiska Smolník pochádzajú z vtrúseninového typu mineralizácie a sú v asociácii so sfaleritom a pyritom, resp. v asociácii arzenopyrit — pyrit — pyrotín. Majú homogénny obsah As 30—31 atóm. % (tab. 1), čo zodpovedá teplote 300—360 °C (obr. 3). Túto teplotu možno aplikovať ako primárnu teplotu kryštalizácie sulfidov tohto typu stratiformných sulfidických ložísk, ale teplota je reálna aj pre naložený metamorfný proces v progresívnej regionálnej metamorfóze fácie zelených bridlíc. Podobné výsledky uvádza Sundblad et al. (1984) a Berglund



Obr. 3. Histogram rozdelenia obsahu As v arsenopyrite (atóm. $\%$). 1 — vzorky z ložiska Smolník, 2 — vzorky z ložiska Mníšek nad Hnilcom, 3 — arsenopyrit s obsahom Ni 0,01—0,05 atóm. $\%$ a Co 0,02—1,3 atóm. $\%$ 4 — arsenopyrity s obsahom Sb 0,02—0,26 atóm. $\%$ (teplota odvodená podľa Sundblad et al., 1984).

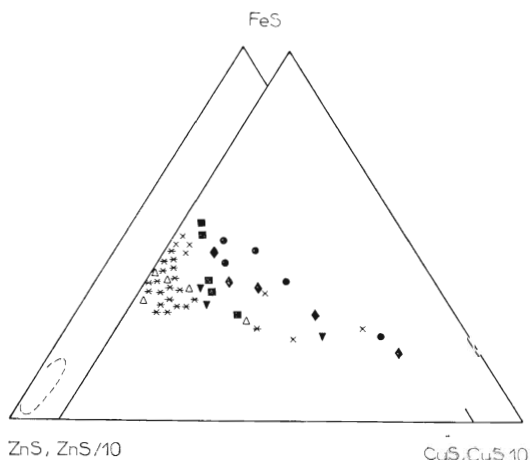
Fig. 3. Histogram of the distribution of As in arsenopyrite (at $\%$). 1 — samples from the Smolník deposit, 2 — samples from the Mníšek nad Hnilcom deposit, 3 — arsenopyrites with the content of Ni from 0.01 to 0.05 at $\%$ and Co from 0.02 to 1.3 at $\%$, 4 — arsenopyrites with the content of Sb from 0.02 to 0.26 at $\%$ (temperature was calculated according to Sundblad et al., 1984).

a Ekström (1980) z ložísk švédskych kaledoníd. Obsah S v arsenopyrite je v rozsahu 34—36 atóm. $\%$, obsah Fe je od 35,0—33,2 atóm. $\%$. Obsah (Ni, Co, Sb) je veľmi nízky, a to pod 1 $\%$ (tab. 1).

Mníšanské arsenopyrity, prevažne z masívnych foriem mineralizácie a paragenézy arsenopyrit — kremeň, arsenopyrit — sfalerit, majú obsah As 30,7—31,5 atóm. $\%$, čo môže zodpovedať teplote vzniku stratiformnej mineralizácie 360—410 $^{\circ}\text{C}$, ale aj jej metamorfnému prepracovaniu v chloritovej zóne fácie zelených bridlíc (obr. 3). Arsenopyrity koexistujúce so sfaleritom majú oproti ostatným zvýšený obsah As (36,26—37,48 atóm. $\%$) a znížený obsah S (31,2—32,5 atóm. $\%$). Obsah Fe je 31,33—37,48 atóm. $\%$. Ostatné hodnoty obsahu analyzovaných prvkov sú minimálne a neovplyvňujú použitie arsenopyritu ako geotermometra v stratiformných polymetalických ložiskách.

Interpretácia výsledkov

Pomocou distribúcie prvkov vo sfalerite porovnávame v trojuholníkovom diagrame ZnS — CuS — FeS dva priestorovo a litostratigraficky odlišné typy stratiformnej sulfidickej mineralizácie (spodný rudonosný horizont — ložisko Smolník a vrchný rudonosný horizont — Mníšek nad Hnilcom). Sfalerity z oboch porovnávaných lokalít majú nízky obsah FeS a CuS, takže v trojuholníku sa to prejavilo poľom blízko vrcholu ZnS (obr. 4). Lokality sú charakterizované homogénnou distribúciou projekčných bodov. Táto homogénnosť chemizmu sfaleritu poukazuje na to, že proces regionálnej metamorfózy (chloritová zóna) „vyčistil“ sfalerity na oboch lokalitách rovnako. Aby sme mohli študovať rozdiely a vzájomné vzťahy v chemizme sfaleritov, museli sme upraviť trojuholník ZnS — FeS — CuS pomocou konštánt. Mólóvé percentá ZnS sme delili 10 a mólóvé percentá CuS sme násobili 10 (obr. 4). Až v takto upravenom trojuhol-



Obr. 4. Trojuholníkový diagram ZnS — CuS — FeS (mol. $\%$) pre sfalerity. Vysvetľsky ako v tab. 1.

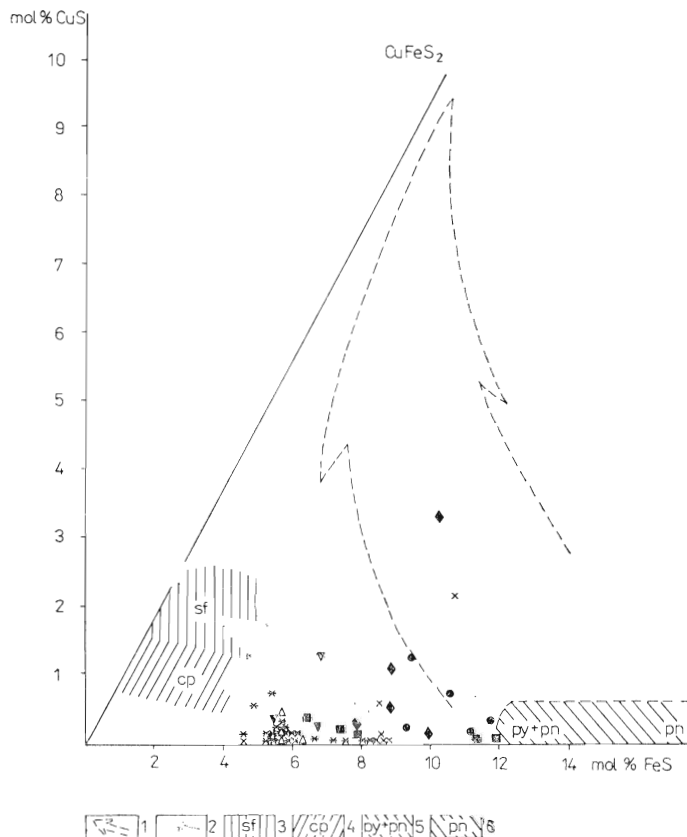
Fig. 4. Triangle diagram of ZnS — CuS — FeS (mol $\%$) for sphalerites. Used symbols are in Tab. 1.

níkovom diagrame sme rozlíšili vzťahy v chemizme sfaleritov. Súborný analýz majú rovnaký vzťah ZnS a FeS a mení sa len vzťah k CuS (obr. 4). Smolnícke sfalerity majú relatívne vyšší obsah CuS ako mníšanské sfalerity. Sfalerity, ktoré sú najbližšie k vrcholu CuS , pochádzajú z mobilizátu (žilky) z ložiska Smolník (dve vzorky sú zo žilky, ďalšia vzorka je z blízkosti žilky). Plynulosť distribúcie bodov od strany $\text{ZnS}/10\text{-FeS}$ k vrcholu CuS 10 poukazuje na to, že proces regionálnej metamorfozy ovplyvňuje systém Fe-Zn-S s prínosom Cu do systému. V mníšanských sfaleritoch to spôsobilo vznik heterogénnych prímiesi chalkopyritu vo sfalerite (chalkopyritovej nemoci). V ložisku Smolník je izomorfná väzba Cu

pravdepodobne v mriežke sfaleritu bez vzniku chalkopyritovej nemoci.

Nízky obsah molekuly FeS , CuS vo sfalerite nemôžeme vysvetliť supergennými procesmi, ako to bolo v prípade ložísk južnej Afriky (De Waal, Johnson, 1984). Sfalerity s vyšším obsahom molekuly CuS (Smolník) patria k trendu primárne (chemicky) alterovaných sfaleritov (obr. 5). Sú to prevažne vzorky z rozličných foriem mobilizátov s kremeňom. Mobilizáty vznikli počas regionálnej metamorfozy.

Vplyv supergenézy až hypergenézy sme pri štúdiu našich vzoriek nepozorovali, preto o nej pri vysvetlení mobilizácie prvkov neuvažujeme. Projekčné body našich vzoriek v diagrame $\text{CuS} - \text{FeS}$ nesúhlasia s trendom zmien, ktoré z podmie-



Obr. 5. Pole primárneho a sekundárneho sfaleritu. 1 — trend chemických alterácií primárneho sfaleritu, 2 — očakávané zmeny v chemizme sfaleritu počas supergenných alterácií, 3 — pole novovzniknutého sfaleritu, 4 — pole primárnej asociácie sfalerit — chalkopyrit, 5 — pole primárnej asociácie sfalerit — pyrit — pyrotín, 6 — pole primárnej asociácie sfalerit — pyrotín (podľa De Waala a Johnsonovej, 1981). Vysvetlivky ako v tab. 1.

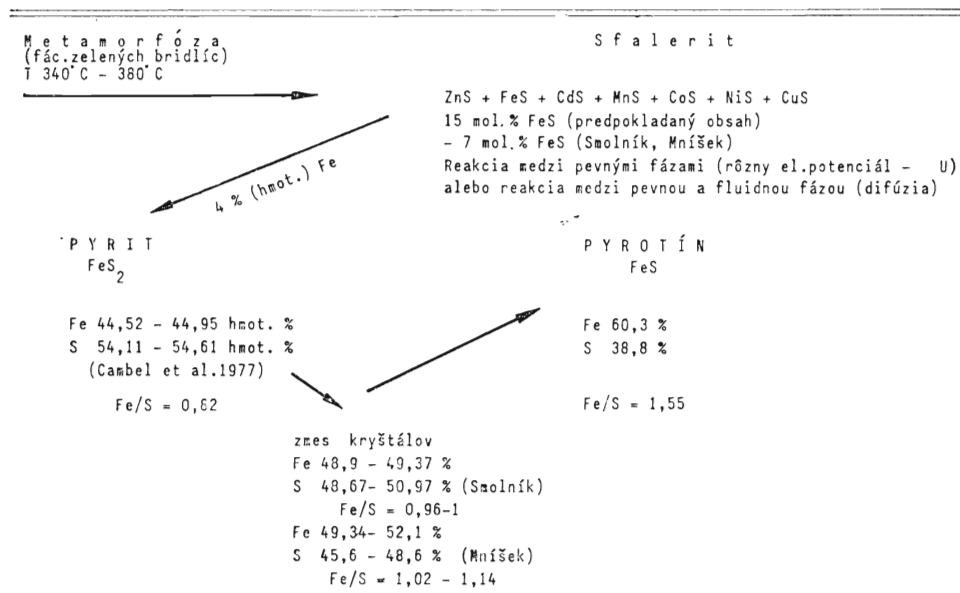
Fig. 5. Field of primary and secondary sphalerite. 1 — trend of chemical alterations of primary sphalerite, 2 — expected changes in chemical composition of sphalerite during supergenous alterations, 3 — field of new-formed sphalerite, 4 — field of primary sphalerite — chalkopyrite assemblage, 5 — field of primary sphalerite — pyrite — pyrrhotite assemblage, 6 — field of primary sphalerite pyrrhotite assemblage (according to De Waal and Johnson, 1981). Symbols are in Tab. 1.

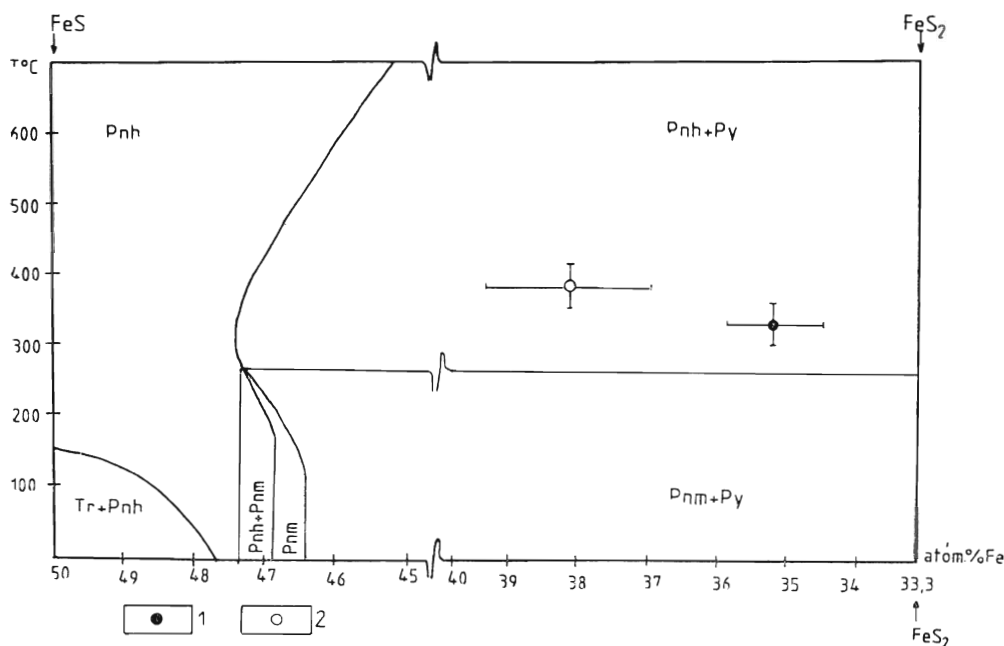
nek supergenézy odvodili De Waal a Johnson (1984). Autori na konci trendu (0–3 mol. % FeS) predpokladajú vznik nového sfaleritu a chalkopyritu rozpadom primárneho sfaleritu. Tento novovzniknutý sfalerit má veľmi nízky obsah FeS (obr. 5).

Obsah CuS a FeS v mníšanských a smolníckych sfaleritoch sme porovnávali s obsahom prvkov vo sfaleritoch z rovnakých minerálnych asociácií z podobne metamorfovaných oblastí stratiformných sulfidických ložísk severného Švédska (Sundblad et al., 1984), Fínska (Törnroos, 1982) a južnej Afriky (De Waal, Johnson, 1981). Sfalerity z týchto ložísk majú veľké variácie obsahu FeS, čo je výsledkom primárnych a naložených procesov. Celkove však pri predpoklade rovnakého zloženia ako v citovaných ložiskách môžeme konštatovať, že v minerálnej asociácii, kde sú v koexistencii pyrit, pyrotín a sfalerit, máme oproti porovnáwanej rovnakej aso-

ciácii z uvedených ložísk 7 % deficit obsahu FeS vo sfalerite a 9 % deficit obsahu FeS v asociácii, kde je sfalerit v koexistencii s pyrotínom (obr. 5). Odnos 7 % obsahu FeS spôsobili fluidá generované v procese progresívnej metamorfózy a predstavuje úbytok 4 hmot. % Fe zo sústavy Fe—Zn—S. Mobilizované množstvo Fe je prenášané do mriežky pyritu v blízkosti sfaleritových zŕn. Takto vznikla submikroskopická zmes kryštálov, ktorá má v odrazenom svetle optické vlastnosti pyrotínu (je anizotropná, so slabým ružovým odtieňom; obr. 1). Obsah Fe a pomer Fe/S má zmes nižší ako pyrotín (pyrotín obsahuje približne 40 hmot. % S a 60 hmot. % Fe a pomer Fe/S je cca 1,5; (tab. 3; obr. 6). Obsahom Fe, S a pomerom Fe/S sa zmes kryštálov odlišuje aj od pyritu, ktorý v Smolníku analyzoval Cambel (1977). Podľa obsahu Fe (atóm. %) a teploty (340–380 °C) odvodennej z arzenopyritového termometra ide o hexagonálnu

TAB. 3
Alterácia sfaleritu metamorfogénnym fluidom
Alteration of sphalerite by metamorphic fluid





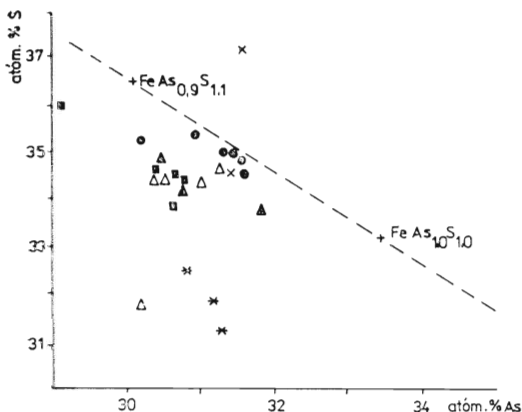
Obr. 6. Diagram vzájomného vzťahu teploty a obsahu Fe v systéme Fe-S medzi pyritom a pyrotínom. 1 — vzorky z ložiska Smolník, 2 — vzorky z ložiska Mníšek nad Hnilcom, Pnh — hexagonálny pyrotín, Pnm — monoklinický pyrotín, Py — pyrit, Tr — troilit (podľa Scotta et al., 1977 a Törnroosa, 1982).

Fig. 6. Diagram of the mutual relations of temperature and the Fe content in the Fe-S system between pyrite and pyrrhotite. 1 — samples from the Smolník deposit, 2 — samples from the Mníšek nad Hnilcom deposit, Pnh — hexagonal pyrrhotite, Pnm — monoclinic pyrrhotite, Py — pyrite, Tr — troilite (according to Scott et al., 1977; Törnroos, 1982).

formu pyrotínu v zmesi s pyritom. Postavenie zmesi kryštálov sme vyjadrili vzájomným vzťahom teploty a obsahu Fe v systéme Fe—S (obr. 6). Zmes kryštálov sme zistili na obidvoch študovaných lokalitách. Obsah Fe v zmesi kryštálov je v Smolníku 34,6—36,0 a v Mníšku nad Hnilcom 37,07—39,57 atóm. %, zatiaľ čo monoklinická forma pyrotínu všeobecne vzniká pri teplote pod 270 °C, má obsah 46,5—46,9 atóm. % Fe (Törnroos, 1982; obr. 6). Monoklinický pyrotín všeobecne vzniká pri retrográdnej alterácii v sústave Fe—Zn—S väčšinou pod vplyvom supergénnych vplyvov. Teplota rovnováhy v sústave Fe—Zn—As na obidvoch loka-

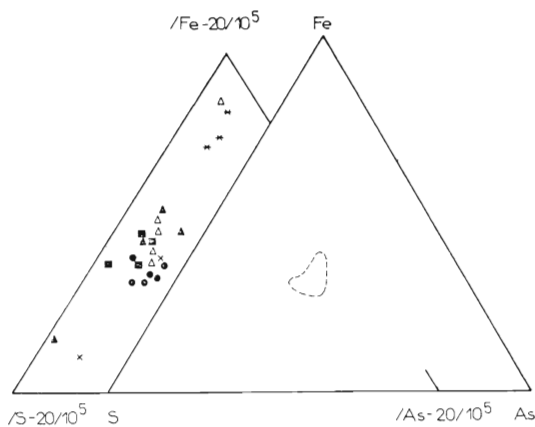
litách je vyššia, ako je pole stability monoklinického pyrotínu. Z týchto dôvodov vylučujeme vznik zmesi kryštálov v retrográdnej časti progresívnej regionálnej metamorfozy rozpadom hexagonálneho pyrotínu v asociácii s pyritom.

Smolnícky a mnišanský arzenopyrit má oproti arzenopyritu zo švédskych, podobne metamorfovaných Cu—Zn ložísk (Berglund, Ekström, 1980), nižší obsah S (obr. 7). Úbytok S zo systému Fe—As—S vysvetľujeme procesom progresívnej regionálnej metamorfozy, ktorý odtiaľ vynáša S do metamorfného fluida. Prítomnosť S v metamorfnom fluide opísal,



Obr. 7. Vzájomný vzťah obsahov As a S v arzenopyrite (podľa Berglunda a Ekströma, 1980). Vysvetlivky ako v tab. 1.

Fig. 7. Mutual relation of the contents of As and S in arsenopyrite (according to Berglund and Ekström, 1980). Used symbols are in Tab. 1.



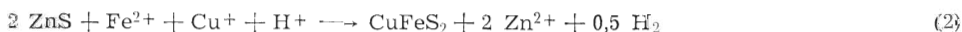
Obr. 8. Trojuholníkový diagram S—As—Fe (atóm. %) pre arzenopyrity. Vysvetlivky ako v tab. 1.

Fig. 8. Triangle diagram of S—As—Fe (at. %) for arsenopyrites. Used symbols are in Tab. 1.

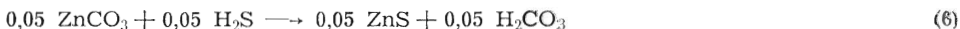
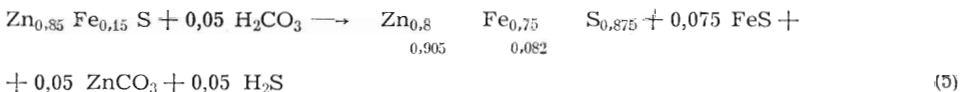
Bouška (1980), Haack et al. (1984) a iní. Od nos alebo prínos As v systéme Fe—As—S sme nepozorovali. Projekčné body obsahov prvkov v trojuholníkovom diagrame sú v blízkosti jeho stredu (ťažiska), teda prínos Fe alebo As sme v tomto systéme nezistili (obr. 8), preto sú teploty odvodené z arzenopyritového termometra vierohodné. Výsledky odrážajú teplotné podmienky primárneho vzniku stratiformnej mineralizácie, ale aj teplotný režim naloženého metamorfného procesu, ktorý nepresiahol teplotu 380 °C (chloritová zóna), a preto neporušil rovnováhu v systéme Fe—As—S. Ovplyvnil čiastočne len obsah S v systéme, ktorý sa pod vplyvom meta-

morfózy znížil z teoretického obsahu okolo 36 atóm. % na obsah 31—35 atóm. % (obr. 7). Systém Fe—As—S je na oboch lokalitách homogénny a je v rovnováhe (obr. 8). Arzenopyrity koexistujúce so sfaleritom môžeme odlišiť až po matematickej úprave trojuholníkového diagramu. Relatívne vyšší obsah Fe majú mnišské arzenopyrity (obr. 8).

Podľa uvedených interpretácií môžeme opísať proces regionálnej metamorfózy. Systém Cu—Fe—Zn—S vytvára na lokalite Mníšek n. Hnilcom chalkopyritovú nemoc vo sfalerite pri teplotách okolo 380 °C. Na opis tohto procesu vyhovujú Bartonove a Bethkeho (1987) reakcie (1—3).



Najlepšie vyhovuje prvá reakcia, kde sa do sústavy predpokladá prínos Cu a vznikne chalkopyrit. Podľa reakcie je v sústave minimálna objemová zmena. Aj druhá rovnica vyhovuje opisu chalkopyritovej nemoci, ale už odráža objemové zmeny s prínosom Cu a Fe do sústavy.



Fluidá tohto zloženia alterovali smolnícke sfalerity bez prínosu Cu do sústavy Zn—Fe—S (chalkopyritovú nemoc sfaleritu sme v Smolníku nepozorovali). Sfalerit čiastočne reaguje s disociovanou kyselinou uhličitou, ktorá z neho uvoľňuje molekulu FeS za vzniku ZnCO₃ a H₂S (reakcia 5). Molekula FeS sa koncentruje len v blízkosti sfaleritového zrna, a preto si myslíme, že celý mechanizmus prenosu sprostredkovala difúzia. Vytláčenie molekuly FeS zo sfaleritu pravdepodobne prebieha v prográdnej časti metamorfózy, pri strednom tlaku ($5 \cdot 10^8$ Pa) a teplote okolo 340 °C. V retrográdnej časti progresívnej metamorfózy tlak prudko klesá a teplota sa mierne zvyšuje do 360 °C. V tejto časti metamorfózy prebieha bez zvyšku spätná reakcia molekuly ZnCO₃ s H₂S za vzniku ZnS a H₂CO₃ (reakcia 6). To je pravdepodobne dôvod, prečo sme smithsonit (ZnCO₃) mikroskopicky neidentifikovali. Molekula ZnS spätnej reakcie spôsobuje v pôvodných sfaleritových zrnách čiastočnú nehomogenitu obsahu ZnS, ktorú sme v ložisku Smolník a Mníšek nad Hnilcom zistili meraním zŕn na mikroanalýzátore (reakcia 5; tab. 1). Reakcia sfaleritu s fluidom, ktoré obsahuje kyselinu uhličitú, dobre prebieha v oblasti strednotlakovkej metamorfózy ($5 \cdot 10^8$ Pa), ktorú

Reakcie v systéme Zn—Fe—S (vzorky z ložiska Smolník) prebehli pri teplote okolo 340 °C. Pri tejto teplote fluidá generované vo fácií zelených bridlic obsahujú dostatok H₂O a CO₂ (kyselinu uhličitú; reakcia 4).

v Smolníku a Mníšku predpokladáme a ktorá vysvetľuje vznik zmesi kryštálov pyritu a pyrotínu. Týmto výsledkom zodpovedajú aj geologické zistenia, ktoré sme uviedli predtým.

Rovnicami 1—6 možno kvantitatívne opísať proces regionálnej metamorfózy vo fácií zelených bridlic, ktorý pôsobil na systéme Fe—Zn—S a Cu—Fe—Zn—S v stratiformných sulfidických výskytoch v spodnom a vrchnom rudonosnom horizonte gemerika.

Záver

Pomocou sfaleritového geobarometra a arzenopyritového geotermometra sme sa pokúsili odhadnúť tlak a teplotu vzniku stratiformnej sulfidickej mineralizácie gemerika a jej metamorfného prepričovania vo fácií zelených bridlic. Zistili sme, že vypočítaný tlak mineralizačných a metamorfných procesov je nereálny (790—1830 MPa), a to aj preto, že v gemeriku sa predpokladá strednotlaková regionálna metamorfóza. Príčinou je porušenie rovnováhy systému Fe—Zn—S počas metamorfózy (chloritová zóna). Jej následkom sa znížil aj obsah molekuly Fe—S vo sfalerite. Odnos Fe predstavuje 4 hmot. %. Železo mobilizované meta-

morfnými fluidami sa difúzne prenáša do okolitých pyritov, kde pri teplote 340 °C (Smolník) a 380 °C (Mníšek nad Hnilcom) vznikala zmes kryštálov pyritu a pyrotínu. Tento proces prebiehal v prográdnej časti metamorfózy fácie zelených bridlic. Retrográdna metamorfóza spôsobila variabilitu obsahu Zn a S vo sfaleritovom zrne.

V dôsledku metamorfného prepracovania vznikli nielen rozličné mobilizáty (žily s asociáciou kremeň + sulfidy), ale aj chalkopyritová nemoc sfaleritu (Mníšek), a to tak, že metamorfózou generované fluidá priniesli do systému Fe—Zn—S meď.

Podakovanie

Ďakujeme Ing. Z. Kotrbovi za pomoc pri analyzovaní chemizmu minerálov, doc. RNDr. Z. Pertoldovi, CSc., a RNDr. P. Greculovi, DrSc., za cenné pripomienky k práci.

Literatúra

- Barton, P. B., Toulmin, P. 1966: Phase relations involving sphalerite in the Fe—Zn—S system. *Econ. Geol.*, 61, 815—849.
- Barton, P. B., Jr. 1969: Thermochemical study of the system Fe—As—S. *Geochim. cosmochim. Acta*, 33, 841—857.
- Barton, P. B. 1978: Some ore textures including sphalerite from Futurose Mine, Aicita Prefecture, Japan. *Min. Geol.*, 28, 293—300.
- Barton, P. B., Bethke, J. P. M. 1987: Chalcopyrite disease in sphalerite: Pathology and epidemiology. *Amer. Mineralogist*, 72, 451—467.
- Barton, P. B., Jr., Skinner, B. J. 1979: Sulfide mineral stabilities. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd Edition. Ed. H. L. Barnes. New York, A. Wiley Interscience, 278—403.
- Berglund, S., Ekström, T. K. 1980: Arsenopyrite and sphalerite as T-P indicators in sulfide ores from Northern Sweden. *Mineralium Depos.*, 15, 175—187.
- Bouška, V. et al. 1980: *Geochemie. Praha, Academia.*
- Cabri, L. 1972: Mooihoekite and Haycoekite, two new copper-iron sulphides and their relationship to chalcopyrite and talnakhite. *Amer. Miner.*, 57, 689—708.
- Cambel, B., Jarkovský, J., Krištín, J. 1977: Geochemický výskum hlavných sulfidických minerálov železa pomocou elektrónovej mikroskopy. *Bratislava, Veda.*
- Clark, L. A. 1960: The Fe—As—S system: Phase relations and applications. *Econ. Geol.*, 55, 1545—1581.
- Craig, J. R., Scott, S. D. 1974: Sulfide phase equilibria. In: *Sulphide mineralogy*. Ed. P. H. Ribbe. Mineral. Soc. Amer. Short Course Notes, 1, 1—104.
- Craig, J. R., Ljøkjell, P., Vokes, F. M. 1984: Sphalerite Compositional Variations in Sulfide Ores of the Norwegian Caledonides. *Econ. Geol.*, 79, 1727—1735.
- De Waal, S. A., Johnson, J. A. 1981: Chemical Heterogeneity of Sphalerite in a Base Metal Sulphide Deposit. *Econ. Geol.*, 76, 694—705.
- Drábek, M., Rybka, R. 1986: Geobarometrie sulfidických rud na lokalite Svržno v západočeskom proterozoiku. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 37—39.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Bratislava, Alfa*, 263 s.
- Haack, V., Heinrichs, H., Boness, M., Schneider, A. 1984: Loss of metals from pelites during regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrology*, 85, 116—132.
- Hovorka, D., Spišiak, J. 1981: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area. *Miner. slov.*, 13, 509—529.
- Hurný, J. 1980: Stratiformné zrudnenie kýzovej formácie v gelnickej sérii východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*
- Hutchinson, M. N., Scott, S. D. 1981: Sphalerite geobarometry in the Cu—Fe—Zn—S system. *Econ. Geol.*, 76, 143—159.
- Ilavský, J. 1968: Smolník — stratiformné ložisko pyrit-chalkopyritových rúd. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*
- Ilavský, J., Kupčo, G., Cubínek, J. 1981: Zonálnosť stopových prvkov v hlavných mineráloch stratiformného ložiska pyritovo-medených rúd v Smolníku a ich porovnávanie so stopovými prvkami v obdobných ložiskách. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 9, 13—82.
- Kojima, S., Sugaki, A. 1984: Phase relations in the central portion of the Cu—Fe—Zn—S system between 800 ° and 500 °C. *Mineral. J.*, 12, 15—28.
- Kojima, S., Sugaki, A. 1985: Phase Relations in the Cu—Fe—Zn—S system between 500 ° and 300 °C under hydrothermal conditions. *Econ. Geol.*, 80, 158—171.
- Kretschmar, U. 1973: Phase relation involving arsenopyrite in the system Se—As—S and their application. *Unpubl. Ph.*

Thesis Univ. Toronto.

Kretschmar, U., Scott, S. D. 1976: Phase relation involving arsenopyrite in system Se—As—S and their application. *Canad. Mineralogists*, 14, 363—386.

Radvanec, M., Bartalský, B. 1987: Geochemická zónalnosť stratiformnej sulfidickej mineralizácie v oblasti Smolník—Štós—Medzev. *Miner. slov.*, 19, 443—445.

Scott, S. D. 1983: Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. *Min. Mag.*, 47, 427—435.

Scott, S. D., Barnes, H. L. 1971: Sphalerite geothermometry at 330 °C to 580 °C (abs.). *Econ. Geol.*, 62, 874—875.

Scott, S. D., Both, R. A., Kissin, S. A.

1977: Sulphide petrology of the Broken Hill Region, New South Wales. *Econ. Geol.*, 72, 1410—1425.

Sundblad, K., Zachrisson, E., Smeds, S. H., Berglund, S., Ålinder, C. 1984: Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. *Econ. Geol.*, 79, 1660—1668.

Törnroos, R., 1972: Sphalerite geobarometry of some metamorphosed sulphide ore deposits in Finland. *Geol. Surv. of Finland, Bull.*, 323, 42 s.

Wiggins, L. B., Craig, J. R. 1980: Reconnaissance of the Cu—Fe—Zn—S system: Sphalerite phase relationships. *Econ. Geol.*, 75, 742—751.

Influence of metamorphism on the Fe-Zn-As-S system in stratiform sulphidic mineralization of the Early Paleozoic of Gemericum, Eastern Slovakia

We have attempted to estimate pressure and temperature of the origin of stratiform sulphidic mineralization of Gemericum (the Smolník and Mníšek nad Hnilcom deposits respectively) and its metamorphic processing under the conditions of greenschist facies using sphalerite geobarometer and arsenopyrite geothermometer. We have ascertained that the calculated pressure of mineralization and metamorphic processes is unreal, because medium pressure of regional metamorphism is presumed in Gemericum. The cause of this is that the Fe—Zn—S system was out of balance during the metamorphism (chlorite zone). The content of Fe—S molecule was decreased in sphalerite as its result. The removal of Fe reaches 4 wt. %. Iron mobilized by metamorphic fluids was trans-

ported by diffusion into environmental pyrite, where at the temperature of 340 °C (the Smolník deposit) and 380 °C (the Mníšek nad Hnilcom deposit), calculated according to arsenopyrite geothermometer, mixtures of pyrite and pyrrhotite crystals were formed. This process took place during the progressive part of metamorphism under the conditions of greenschist facies. The retrogressive metamorphism caused the variability of the Zn—S content in sphalerite grains.

Not only various mobilizates (veins with quartz + sulphides assemblage), but chalcopyrite "sickness" of sphalerite was formed as a result of metamorphic processes as well. This was due to metamorphic fluids, which brought Cu in the Fe—Zn—S system.

Mikroprvky v sulfidoch z oblasti zlatobanského rudného poľa

RUDOLF ĎUĎA*, MILAN KVAČEK**

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

** Ústav nerostných surovín, 284 03 Kutná Hora-Sedlec 425

Doručené 24. 4. 1987

Микрохимизм сульфидов златобанского рудного района, Восточная Словакия

В работе предложены результаты о содержании микроэлементов в сульфидах месторождения полиметаллических руд, которые могут иметь экономическое значение при их комплексной обработке. Характерной чертой в данном случае является содержание в руде элементов серебра, селена, золота и частично кадмия и телура в антимонитах.

Microelements in sulphides from the Zlatá Baňa ore field, Eastern Slovakia

The article deals with new knowledge about the distribution and contents of microelements in sulphides from the Zlatá Baňa polymetallic deposit, which could be economically significant (after their complex processing). The constant presence of Ag, Se, Au and partly of Cd and Te in main sulphide minerals and higher contents of Tl in antimonites are characteristic for the deposit.

Zlatobanské rudné pole sa nachádza v severnej časti Slanských vrchov na území zlatobanského stratovulkánu. V jeho vývoji rozlišujeme 4 etapy magmatizmu a synchronne s nimi prebiehali aj zrudňovacie procesy (Kaličiak, Ďuďa, 1981). Podstatná časť mineralizácie je spätá s intruzívnymi procesmi dioritových porfyrítov a má polymetalický charakter. Je rozšírená v centrálnej časti stratovulkánu. V jeho okrajových častiach je rozšírená

nízkohydrotermálna ortuťová a antimónová mineralizácia, spätá s doznievaním magmatizmu v celom rudnom poli. Rudolokalizujúcim prostredím polymetalickej mineralizácie sú intermediárne vulkanické horniny a produkty spodnomiocénneho kyslého vulkanizmu (Kaličiak, 1977; Kaličiak, Ďuďa, 1981; Divinec et al., 1986).

Rudná mineralizácia v zlatobanskom rudnom poli je charakterizovaná niekoľkými rudnými formáciami. Najstaršie, ale

málo rozšírené, sú formácie: Fe-skarnová a Mo-Cu. Najvýznamnejšia v celom rudnom poli je polymetalická formácia. Tvorí niekoľko morfoštruktúrnych typov: žilníkovovo-impregnačný, žilníkovovo-žilný a brekciovitý. Ekonomicky významná je aj ortutnato-arzénná formácia a sčasti antimonová formácia (Kaličiak, Ďuďa, 1981).

Vzorky na štúdium mikroprvkov boli odobrané z vrtných a banských prác (štôlna Mária a Gernerka v Zlatej Bani, štôlna Jozef a Slávik na Dubníku). Bližšie sú charakterizované v práci Ďuďu (1986).

Metodika výskumu

Na štúdium mikroprvkov v sulfidoch sa použila kvalitatívna a kvantitatívna spektrálna analýza, spektrofotometria, atómová absorpčná analýza (AAS) a inštrumentálna neutrónová aktivačná analýza (INAA). Vyhotovené boli v laboratóriách Ústavu nerostných surovín v Kutnej Hore. Kvantitatívna spektrálna analýza zistila obsah Ag, Bi, Cd, Co, Ga, Ge, In, Ni a Sn. Obsah Se sa stanovil spektrofotometrickou metódou a ortofenyléndiáminom. Obsah Ag v galenite sa stanovil pomocou AAS, v niekoľkých vzorkách aj pomocou INAA. Obsah Au sa stanovil v laboratóriách Geologického průzkumu, n. p., závod Brno metódou AAS s elektrotermickou atomizáciou, obsah Te v laboratóriách IGEM AN ZSSR v Moskve.

Mikroprvky v sulfidoch

Obsah mikroprvkov sa sledoval v najrozšírenejších sulfidoch v rudnom poli — v pyrite, sfalerite, galenite a chalkopyrite, neúplne aj v markazite, antimonite a pyrotíne. Zo vzoriek sa vyhotovili kvalitatívne spektrálne analýzy, na základe ktorých bol vybraný súbor prvkov na kvantitatívne stanovenie obsahu pre každý minerál.

Pyrit

Je najrozšírenejším minerálom v celom rudnom poli. Vystupuje v 5—7 generáciách (Kaličiak, Ďuďa, 1981). Analyzovali sa monominerálne frakcie pyritov hydrotermálnometasomatickej etapy (1. a 2. generácia) charakteristických pre žilníkovovo-impregnačný typ zrudnenia a pyritu 3. a 4. generácie, ktoré sprevádzajú polymetalickú žilníkovovo-žilnú, antimonitovú a rumeľkovú hydrotermálnu mineralizáciu. Obsah mikroprvkov v pyritoch oboch typov udávame v tab. 1. Pyrit 1. a 2. generácie hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie je charakteristický pomerne nízkymi obsahmi Ag (od 3 do 8 ppm). Aj obsah Au je v tomto pyrite pomerne nízky (od 0,025 do 1,4 ppm). Aritmetický priemer Au z 12 analýz je 0,402 ppm. Obsah Se je mierne zvýšený, v niekoľkých vzorkách až vysoký (nad 100 ppm). Distribúcia Co v pyritoch je nízka a iba zriedkavo presahuje 100 ppm. Obsah Ni je ešte nižší (tab. 1). Iba v jednej vzorke pyritu bol zistený obsah Bi nad medzou stanoviteľnosti (17 ppm). Z prvkov, ktoré sme sledovali iba kvalitatívnou spektrálnou analýzou, si zaslúži pozornosť priebežne prítomný As (obsah od 0,0X—0,X ‰). Sb sa zistil iba v niekoľkých vzorkách.

Distribúciu mikroprvkov v pyritoch hydrotermálnej etapy mineralizácie (3. a 4. generácia) uvádzame v tab. 1. Obsah Ag je výrazne vyšší ako v predchádzajúcich pyritoch a pohybuje sa od < 2 do 100 ppm. Výrazný rozdiel v obsahu Ag v pyritoch hydrotermálnometasomatickej (staršej) a hydrotermálnej (mladšej) etapy mineralizácie potvrdzuje genetickú (látkovú aj termálnu) odlišnosť oboch typov zrudnení v zlatobanskom rudnom poli. Ešte výraznejšia rozdielnosť medzi oboma typmi pyritov je v obsahu Au. Pyrit hydrotermálnej etapy mineralizácie obsahuje od 2,68 do 53,1 ppm Au (aritmetický priemer je

TAB. 1

Stredné hodnoty obsahu vybraných mikroprvkov
Mean content values of chosen microelements

Minerál	Etapá mineralizácie	Prvok	Počet anal. vzor.	Varičné rozmedzie v ppm	Stredné hodnoty v ppm	
					Aritmetický priemer	Medián
pyrit	hydrotermálno-metasomatická	Ag	14	< 2—8	4,2	3,5
		Au	12	0,025—1,4	0,4	0,12
		Co	14	< 7—122	42,3	25,5
		Ni	14	< 6—55	17,9	11,5
		Bi	1	17	—	—
		Se	15	6—369	51,6*	31
	hydrotermálna	Ag	17	< 2—100	24	16
		Au	11	2,68—53,1	13,9 (9,5*)	13
		Co	17	10—260	46,6	30
		Ni	17	< 6—100	17,5	10
		Bi	4	6—7	6,25	6
		Se	16	< 4—650	35,1**	29,5
		Te	3	< 0,54—1,3	0,63	—
	sfalerit	Ag	10	< 2—13	6,3	5
		Cd	10	2400—4700	3318	3165
		Co	1	34	—	—
		Ni	1	17	—	—
		Sn	2	113—160	—	—
		Se	8	< 4—120	4,7*	4
	hydrotermálna	Ag	28	< 2—190	46	20
		Au	11	0,11—12,2	1,7 (0,6*)	0,21
		Cd	28	1320—5040	2802	2700
		Co	4	25—100	47,3	32
		Ni	1	80	—	—
		Sn	8	4—69	33,9	35
		Bi	4	10—60	40	45
		In	1	90	—	—
		Se	25	< 4—400	17**	9
		Te	8	< 0,54	—	—
galenit	hydrotermálno-metasomatická	Ag	2	< 200—1600	—	—
		Bi	1	110	—	—
		Cd	1	220	—	—
		Se	1	28	—	—
	hydrotermálna	Ag	14	900—2300	1653	1600
		Au	8	0,05—64,9	3,5 (0,41**)	0,16
		Bi	3	12—17	14,3	14
		Cd	1	190	—	—
		In	1	31	—	—
		Sn	1	31	—	—
		Se	14	12—820	194	110
		Te	7	< 0,54—35,1	9,2	6,7

chalko- pyrit	hydrotermálno- metasomatická	Ag	2	4—13	—	—
		Cd	2	100—207	—	—
		Sn	2	21—34	—	—
		Se	1	100	—	—
	hydrotermálna etapa	Ag	9	4—290	87	56
		Au	2	0,45—0,75	0,6	—
		Cd	7	80—207	111,4	100
		Sn	9	< 30—340	31*	36
		Bi	2	8—16	—	—
		In	2	8—27	—	—
		Co	2	40—90	—	—
		Ni	2	70—300	—	—
Se		5	6—280	152,6	190	
Te	1	2,08	—	—		
marka- zit	hydrotermálna	Au	3	0,14—0,94	0,43	0,20
		Se	7	< 4—7	4,1	4
pyrotín	hydrotermálna	Ag	1	3	—	—
		Cd	1	80	—	—
		Sn	1	9	—	—
		Bi	1	16	—	—
		Co	1	200	—	—
		Se	1	80	—	—

* — aritmetický priemer počítaný bez odľahlej (najvyššej) hodnoty, ** — aritmetický priemer počítaný bez dvoch odľahlých (najvyšších) hodnôt.

13,9 ppm). Podľa doterajších poznatkov sa zlato v pyrite viaže vo forme submikroskopických až mikroskopických inklúzií maximálnej veľkosti 100 μm . Obsah Se je v analyzovaných vzorkách zvýšený až vysoký. Pozoruhodná je zhoda hodnoty mediánu Se pre oba súbory (tab. 1). Obsah Te v pyritoch hydrotermálnej etapy je nízky ($> 0,54$ — $1,3$ ppm). Medzi vzorkami pyritu oboch súborov nepozorovať výraznejší rozdiel v obsahu Co a Ni. Bi sa zistil iba v 4 vzorkách. Podľa kvalitatívnej spektrálnej analýzy je obsah Sb v pyritoch hydrotermálnej etapy mineralizácie vyšší (od $0,0X$ do $0,0X$ ‰) ako v pyritoch hydrotermálnometasomatickej etapy. Obsahom As sa pyrity oboch súborov nelíšia. V pyritoch oboch súborov sa sledoval aj obsah Ge, Ga, In a Sn, ale s negatívnym výsledkom.

Ak porovnáme analýzy hydrotermálnych pyritov zo zlatobanského rudného poľa s pyritmi z ložiska podobného genetického typu v Banskej Štiavnici (Kvaček, 1983), zistíme, že v obsahu Ag (5—96 ppm v Banskej Štiavnici a 2 až 100 ppm v Zlatej Bani) sa nelíšia, ale výrazný je rozdiel v obsahu Se (4—12 ppm v Banskej Štiavnici, 4—650 ppm v Zlatej Bani).

Z doterajšieho štúdia distribúcie mikroprvkov v pyrite Zlatej Bane je zrejmé, že z ekonomického hľadiska treba venovať zvýšenú pozornosť obsahu Au, Ag a Se, zvlášť v pyrite spätom s hydrotermálnou etapou mineralizácie.

Sfalerit

Vyskytuje sa v zlatobanskom rudnom

poli v 3 generáciách. Najstarší sfalerit I je čiernej a čiernohnedej farby a vznikol v hydrotermálnometasomatickej etape mineralizácie. Sfalerit II a III vznikol počas hydrotermálnej etapy mineralizácie. Sfalerit I je pomerne chudobný na obsah mikroprvkov (tab. 1). Obsahuje od < 2 do 13 ppm Ag, od < 4 do 120 ppm Se. Iba ojedinele bol zistený Co, Ni a Bi. Sfalerit I z hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie obsahuje 113 až 160 ppm Sn (2 vzorky). Obsah Cd je pomerne vysoký a pohybuje sa od 2400 ppm do 4700 ppm (tab. 1). Sfalerit I neobsahuje Ga a Hg, obsah Ge a In je stopový. Priebežne je prítomný Mn (podľa kvalitatívnej spektrálnej analýzy od 0,0X do 0,X %). Obsah Cu a Pb sa viaže na heterogénne prímesi chalkopyritu, ktorý tvorí vo sfalerite časté odmiešania, a galenitu. Stopový obsah vo sfalerite I má aj As a Sb.

Sfalerit II je čierny až čiernohnedý, sfalerit III tvorí medovožlté kryštalické drúzy narastené na karbonátoch (Kaličiak, Ďuďa, 1981). Distribúcia mikroprvkov v týchto sfaleritoch sa udáva v tab. 1. Sfalerit hydrotermálnej etapy má podobný chemizmus ako sfalerit I. Ga, Ge, In a Hg sa v študovaných vzorkách vyskytujú zriedkavo až ojedinele. Iba trochu častejšie sa zistila prítomnosť Bi, As, Co a Ni (tab. 1). Priebežne sa v nich vyskytuje Ag, Au, Cu, Mn a Pb. Vysoký obsah Pb svedčí o heterogénnej prímesi galenitu, podobne ojedinelý vysoký obsah Cu svedčí o prímesi chalkopyritu. Obsah Mn kolíše v rozmedzí 0,0X—0,X %, ojedinele až v X % (podľa kvalitatívnych spektrálnych analýz). V niektorých vzorkách sa stanovil obsah Sn (4—69 ppm) viazaný na inklúzie canfielditu. Zvýšený obsah Sb vo sfalerite II má pôvod v heterogénnej prímesi minerálov tetraedritovej skupiny, bournonitu aj celého radu Pb-Sb sulfosolí. Podľa kvalitatívnej spektrálnej analýzy

ojedinele dosahuje až 0,X % Sb. Obsah Ag vo sfaleritoch hydrotermálnej etapy je výrazne vyšší ako vo sfaleritoch hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie (tab. 1). Spôsobuje to pomerne častá prítomnosť mikroinklúzií Ag sulfoantimonidov aj hessitu. Vo sfaleritoch II sa bežne stanovil obsah Au (od 0,11 do 12,2 ppm), ktorý pochádza z inklúzií rýdzeho zlata v asociácii so sulfoantimonidmi Ag. Obsah Cd vo sfaleritoch hydrotermálnej etapy mineralizácie je mierne nižší ako vo sfaleritoch hydrotermálnometasomatickej etapy (od 1320 do 5040 ppm), naopak obsah Se je vyšší (tab. 1). Keďže obsah Se nekorešponduje s obsahom Pb vo sfaleritoch, možno ho považovať za izomorfnú prímes. Obsahy Te sú vo všetkých vzorkách pod medzou stanoviteľnosti (0,54 ppm).

Ak porovnáme mikroprvky vo sfaleritoch hydrotermálnej etapy mineralizácie z ložiska Zlatá Baňa s mikroprvkami sfaleritu z ložiska podobného genetického typu v Banskej Štiavnici (Kvaček, 1983), zistíme, že obsah Ag je rozdielny. Sfalerit z Banskej Štiavnice obsahuje v priemere 14 ppm Ag, kým sfalerit hydrotermálnej etapy zo Zlatej Bane až 46 ppm. Naopak bližšie sú si so sfaleritmi hydrotermálnometasomatickej etapy v Zlatej Bani (6,3 ppm). Aj Koděra (1979) zistil v súbore analýz sfaleritov z ložiska Banská Štiavnica o niečo nižší obsah Ag (v priemere 34,6 ppm). Obsah Cd na ložisku Banská Štiavnica je podľa oboch autorov (Koděra, 1979; Kvaček, 1983) vyšší ako na ložisku Zlatá Baňa a presahuje v priemere 4000 ppm, kým v Zlatej Bani iba okolo 2800 ppm. Sfalerit z Banskej Štiavnice sa výrazne líši aj obsahom Co, ktorý je zjavne vyšší ako v Zlatej Bani. Výrazná odlišnosť obsahu Se vo sfaleritoch oboch ložísk (Banská Štiavnica do 5 ppm, Zlatá Baňa od < 4 do 400 ppm) spolu s rozdielmi v obsahu Ag, Cd, Co a prítomnosťou Au nám indikuje nižšie termálny charakter

mineralizácie v Zlatej Bani.

Na porovnanie uvádzame aj niektoré analýzy sfaleritov z polymetalických výskytov na východnom Slovensku (Ladmovce v Zemplínskych vrchoch, Remetské Hámre vo Vihorlatských vrchoch), v Maďarsku (Telkibánya v Tokajských vrchoch) a v Bulharsku (Židarovo v burgaskom rudnom rajóne).

Sfalerit z lokality Ladmovce (Ďuďa in Egyűd, Grecula, 1982) obsahuje 170 ppm Ag, 2900 ppm Cd, 20 ppm Ga (1 vzorka), sfalerit z Remetských Hámrov obsahuje iba 36 ppm Ag, 26 ppm Co, 3160 ppm Cd, 98 ppm Sn a 3000 ppm Fe. Tieto hodnoty obsahu sú v pomerne dobrej zhode s obsahom vo sfaleritoch hydrotermálnej etapy v Zlatej Bani. Sfalerit z Telkibánye (Székyné-Fux, 1970) ktorá sa nachádza v južnom pokračovaní Slanských vrchov, sa podstatne nelíši od sfaleritu v Zlatej Bani (40—52 ppm Ag, 2500—3000 ppm Cd, 160—1000 ppm Sn, 390—400 ppm Cu). Aj sfalerit z ložiska Židarovo (Todorov, 1986) je svojím zložením veľmi blízky sfaleritu zo Zlatej Bane. Obsah Ag je v priemere 32 ppm, obsah Cd v priemere 4820 ppm (vyšší ako v Zlatej Bani), obsah Sn okolo 16 ppm, Co v priemere iba 2 ppm.

Z doterajšieho štúdia distribúcie mikroprvkov vo sfalerite z ložiska Zlatá Baňa vyplýva, že z ekonomického hľadiska treba v prípade ťažby polymetalických rúd venovať zvýšenú pozornosť nielen obsahu Cd vo sfaleritoch, ale aj obsahu Ag, Au a Se.

Galenit

V zlatobanskom rudnom poli sa vyskytuje v dvoch generáciách. Galenit I tvorí drobné žilky a impregnácie v asociácii s ďalšími minerálmi hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie, galenit II vznikol počas hydrotermálnej etapy mineralizácie v polymetalickej mineralizač-

nej perióde. Distribúcia mikroprvkov sa uvádza v tab. 1. Väčšina študovaných galenitov je II. generácie, iba dve vzorky sú z galenitov I. Galenity I hydrotermálno-metasomatickej etapy mineralizácie obsahujú od 200 do 1600 ppm Ag, v jednej vzorke sa zistilo 110 ppm Bi, 220 ppm Cd a 28 ppm Se. Ojedinelé sú stopové obsahy As, Ge, Mo a Ni. Obsah Ag v galenite II sa pohybuje od 900 do 2300 ppm a je podstatne vyšší ako v galenite I. V galenite II hydrotermálnej etapy mineralizácie sa zistil obsah Au od 0,05 do 64,9 ppm s aritmetickým priemerom 8,5 ppm, resp. bez extrémne vysokej hodnoty 64,9 ppm s aritmetickým priemerom 0,41 ppm. Zlato aj striebro sa v galenitoch v podstatnej miere viaže na mikroinklúzie rýdzeho Au a Ag, bežných vrastlíc Pb-Ag sulfoantimonidov a Ag-teluridu — hessitu. Predpokladáme, že iba nepatrná časť Ag má izomorfný charakter v galenite. V galenitoch II sa iba zriedkavo nachádza Bi, Cd, In a Sn v množstvách nad medzou stanoviteľnosti (tab. 1). Obsah Se v týchto galenitoch II je vysoký (od 12 do 820 ppm s aritmetickým priemerom 194 ppm), takže galenit II možno považovať za hlavného nositeľa Se v ložisku Zlatá Baňa. Ojedinele sa v galenite II nachádza As, Ge, Mo a Ni v stopových množstvách. Obsah Te v galenite hydrotermálnej etapy je < 0,54—35,1 ppm, aritmetický priemer 9,2 ppm.

Ak porovnáme obsah mikroprvkov v galenite zo Zlatej Bane a v galenite z podobného polymetalického ložiska Banská Štiavnica, zistíme, že sa výrazne líšia obsahom Ag (aritmetický priemer Ag v galenitoch zo Zlatej Bane je 1653 ppm, z Banskej Štiavnice iba 540 ppm) a obsahom Se (Zlatá Baňa od 12 do 820 ppm, priemer 194 ppm, Banská Štiavnica od 4 do 180 ppm, prevládajú hodnoty do 20 ppm; Kvaček, 1983). Podobný obsah Ag v galenite z Banskej Štiavnice zistil aj

Koděra (1979). Aritmetický priemer hodnôt obsahu Ag dosiahol iba 420 ppm.

Ako vyplýva z doterajšieho štúdia mikroprvkov v galemitoch z ložiska Zlatá Baňa, v prípade ekonomického využívania ložiska zvýšenú pozornosť bude treba venovať distribúcii Ag, Au aj Se a Te, ktorých obsah je v porovnaní s podobnými ložiskami u nás značne vysoký a pri posúdení ložiska Zlatá Baňa z ekonomického hľadiska môže zohrať významnú úlohu.

Chalkopyrit

V zlatobanskom rudnom poli sa nachádza v 2 až 3 generáciách, vzájomne sa lišiacich paragenézou a formou vystupovania (Kaličiak, Duďa, 1981). Starší — chalkopyrit I hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie má najväčšie rozšírenie v hlbších častiach ložiska v žilnikovo-impregnačnom type zrudnenia. Mladší — hydrotermálny chalkopyrit II a III tvorí drobné hniezda a žilky v stredných a vrchných častiach zrudnenia. Distribúcia mikroprvkov je uvedená v tab. 1. Chalkopyrit I vykazuje pomerne nízke hodnoty Ag a Sn. Ojedinele sa v ňom vyskytuje aj Cd, Se, Co, Ni a Bi. Na rozdiel od chalkopyritu z hydrotermálnej etapy mineralizácie neobsahuje As a Ge.

Chalkopyrity II a III hydrotermálnej etapy mineralizácie sú nositeľmi zvýšeného obsahu Ag (aritmetický priemer 87 ppm) a Se (aritmetický priemer 152,6 ppm; tab. 1). Väzba Ag je zrejme heterogénna a iba z malej časti izomorfná (v dôsledku častých inklúzií Pb-Ag sulfoantimonidov), naopak podstatná časť Se má izomorfný charakter. Chalkopyrity hydrotermálnej etapy mineralizácie obsahujú prímеси zlata viazané na drobné inklúzie rýdzeho Au. Obsah Cd aj Sn (okrem jednej vzorky s 340 ppm) je približne rovnaký ako vo vzorkách chalko-

pyritu I. Nižší obsah je zrejme izomorfného charakteru, ale pri vyšších hodnotách treba ich pôvod hľadať v inklúziách stannínu alebo canfielditu. V stopových množstvách sa v týchto chalkopyritoch nachádza As a Ge, zriedkavo vyšší obsah má Bi, Co, Ni aj In. Chalkopyrit neobsahuje Ga. V 1 vzorke bolo stanovené 2,1 ppm Te.

Porovnaním obsahov mikroprvkov v chalkopyritoch zo Zlatej Bane a Banskej Štiavnice zistíme, že vzájomne sa výraznejšie nelíšia. V chalkopyritoch z Banskej Štiavnice je častejší stopový obsah Ni a o niečo vyšší aritmetický priemer hodnôt obsahu Ag (106 ppm) než v Zlatej Bani (87 ppm; Koděra, 1979). Zjavnejšia rozdielnosť je v obsahoch Se (Banská Štiavnica — 4—28 ppm; Zlatá Baňa — 6—280 ppm).

Čo sa týka mikroprvkov, zlatobanský chalkopyrit je nositeľom Se a obsahuje ekonomicky zaujímavé množstvo Ag. V širšom meradle treba posúdiť distribúciu Au a Te v týchto chalkopyritoch.

Markazit

Analyzovali sme iba markazit hydrotermálnej etapy mineralizácie, a to v prevažnej miere kvalitatívnymi spektrálnymi analýzami. V stopových množstvách sa v nich vyskytuje As, Bi, Hg a Co, zriedkavo v množstve 0,0X ‰ aj Sb. Ag, Zn, Cu a Pb má heterogénny pôvod. Zaujímavá je prítomnosť Au v troch vzorkách (tab. 1) a nízky obsah Se.

Pyrotín

Analyzovala sa iba 1 vzorka pyrotínu zo Zlatej Bane (tab. 1), ktorá obsahovala 3 ppm Ag, 80 ppm Cd, 80 ppm Se, 9 ppm Sn a 16 ppm Bi. Ni sa v pyrotíne nezistil, ale obsah Co činil až 200 ppm. Pre nedostatok materiálu sa tento minerál analyzoval iba orientačne.

Antimonit

Analyzované boli tri vzorky antimonitu z okrajových častí zlatobanského rudného poľa (Dubník — Hg, Dubník — Libanka a Zlatá Baňa — štôlna Jozef). Kvalitatívnymi spektrálnymi analýzami sa zistil priebežný obsah Ag, As, Cd, Cu, Pb a Zn v rôznych koncentráciách, väčšinou heterogénneho pôvodu. V dvoch vzorkách sa zistilo Tl, ktoré sa nevyskytovalo v žiadnom mineráli zo zlatobanského rudného poľa. Na ilustráciu uvádzame, že Tl nebolo zistené ani v antimonite z ložiska Allchar (Juhoslávia), kde sa nachádza celý rad samostatných minerálov Tl (Hak, Kvaček, 1969). Preto pri ďalšom štúdiu mineralizácie v Zlatej Bani bude treba venovať pozornosť aj tomuto prvku. V antimonitoch nebol zistený Se, v stopových množstvách sa zachytil Co, Mo, Ni a Sn.

Diskusia

Z doterajšieho štúdia mikroprvkov v hlavných sulfidických mineráloch vyplýva zjavná odlišnosť ložiska Zlatá Baňa od podobného polymetalického ložiska Banská Štiavnica. Ložisko Zlatá Baňa charakterizuje asociácia prvkov: Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Se, Te a Sb, sčasti aj Cd a Tl, čo poukazuje na jeho nižšie termálny charakter oproti ložisku Banská Štiavnica. Túto skutočnosť potvrdzujú aj poznatky o mikroprvkoch hlavných sulfidických minerálov v Zlatej Bani. Možno konštatovať:

a) Od polymetalického ložiska Banská Štiavnica sa ložisko Zlatá Baňa líši asociáciou Ag minerálov, ktoré sú hlavnými nositeľmi striebra (Kovalenker et al., 1988). V Banskej Štiavnici sa striebro viaže na stefanit, pyrargyrit, akantit, rýdze Ag, polybázit atď., teda binárne Ag sulfosoli v zmysle Juško-Zacharovovej et al. (1986). Na ložisku Zlatá Baňa sa

striebro viaže v podstate na zložené Ag sulfosoli typu $Ag_mPb_nSb_xS_y$. Keďže obsah striebra v hlavných sulfidoch hydrotermálnej etapy mineralizácie je pomerne vysoký (pyrit aritmetický priemer 24 ppm, chalkopyrit aritmetický priemer 87 ppm, sfalerit aritmetický priemer 46 ppm, galenit aritmetický priemer 1653 ppm), presahujúci rámec možnej izomorfnej prímesi, musíme predpokladať, a podrobným mineralogickým štúdiom to bolo aj dokázané (Kovalenker et al., 1988), že značná časť striebra je viazaná na mikroskopické inklúzie Ag sulfosolí typu freieslebenit, diaforit, owyhehit, andorit, ramdohrit, fizélyit, ale aj Ag-tetraedrit, freibergit a hessit. Obsah Ag v sulfidoch hydrotermálnej etapy mineralizácie sa výrazne líši od obsahu Ag v sulfidoch hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie.

Experimentálne práce mnohých autorov (Nenaševa et al., 1975; Bortnikov et al. in Genkin et al., 1984) ukázali, že pri teplote 300 °C je v systéme PbS — Sb_2S_3 prítomný freieslebenit, diaforit, ale pri znížení teploty pod 300 °C dochádza k rozpadu pevných roztokov $AgSbS_2$ a vzniká minerál freieslebenitu a miargyrit a pri znížení pod 220 °C dochádza aj k rozpadu freieslebenitu na miargyrit a galenit. Podľa Bermana et al. (in Genkin et al., 1984) v Ag-galenitoch sa 56—66 % striebra viaže na sulfidické zlúčeniny, veľkosť ktorých je za možnosťami optického pozorovania. Keďže na ložisku Zlatá Baňa sa okrem Ag sulfantimonidov opísal aj miargyrit v asociácii s tetraedritmi (Kovalenker et al., 1988), môžeme predpokladať, že teplota vzniku tejto minerálnej asociácie bola nižšia ako 300 °C (150—250 °C). V časovom vývoji mineralizácie ložiska Zlatá Baňa je táto asociácia jednou z najmladších, vznikla po polymetalickej mineralizačnej perióde. Túto teplotu do určitej miery potvrdzujú aj orientačne študova-

né teploty vzniku karbonátov (125—150 °C) a kremeňa (220—270 °C) sprevádzajúce túto asociáciu (Ďuďa, 1987). Medzi najmladšie minerály patrí hessit, tvoriaci inklúzie v pyrite a galenite. Je tiež nositeľom striebra a podľa Sindejevovej (1959) ho možno využívať ako geotermometer, pretože nad teplotou 155 °C je monoklinický, silne anizotropný, pri nižšej teplote ako 155 °C prechádza do kubickej modifikácie, v mikroskope izotropnej. Doteraz zistené inklúzie hessitov na ložisku Zlatá Baňa sa vyznačovali silnou anizotropiou, teda ich teplota vzniku je vyššia ako 155 °C. Podstatná časť distribúcie striebra a minerálov Ag sa na ložisku Zlatá Baňa koncentruje do hĺbok 200—300 m.

b) Distribúcia zlata v hlavných sulfidoch ložiska Zlatá Baňa je veľmi variabilná. Z celkového podielu sa 85—95 % Au koncentruje v pyrite hydrotermálnej etapy mineralizácie (Ďuďa, 1987). Väčšina zlata je v rýdzej forme (80—83 %; Kovalenker et al., 1988), prímеси Ag sú pod 20 %, Cu a Hg pod 0,1 %. Na ložisku Banská Štiavnica prevláda elektrum.

Aritmetický priemer Au v pyrite hydrotermálnej etapy mineralizácie je 13,9 ppm, v galenite 8,5 ppm, vo sfalerite 1,7 ppm a v chalkopyrite 0,6 ppm. Distribúcia zlata v hlavných sulfidoch hydrotermálnej etapy mineralizácie sa výrazne líši od distribúcie v hlavných sulfidoch hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie. Podľa doterajších pozorovaní je zlato v drvivej väčšine submikroskopickej veľkosti (do 100 μm), rozptýlené hlavne v pyrite, galenite, menej vo sfalerite, Ag-tetraedrite, bournonite a v karbonátoch. Podľa niektorých autorov (Mironov in Juško-Zacharovová et al., 1980) môže zlato izomorfne vstupovať do zloženia galenitu a chalkopyritu, ale v pyrite a sfalerite tvorí iba mikroinklúzie na hranách rastových plôch kryštálov. Je možné, že nepatrná časť zlata, predovšetkým veľmi

nízky obsah v galenite (0,05—0,56 ppm) a chalkopyrite (0,45—0,75 ppm), má izomorfny charakter väzby. Obsah Au nad 1 ppm, resp. až 64,5 ppm v galenite má jasný heterogénny pôvod (potvrdilo sa to aj mikroskopicky). Podstatná časť distribúcie zlata na ložisku Zlatá Baňa sa koncentruje v připoyrchových a stredných častiach ložiska (do 300 m), v niektorých rudných štruktúrach aj nižšie, ale takmer vždy sa prekrýva so striebrom.

c) Obsah selénu a telúru je na ložisku pomerne vysoký. V ložisku sa zistili teluridy, ale distribúcia Se je viazaná na prímеси v hlavných sulfidických mineráloch ložiska. Veľkosťou obsahu Se a Te sa toto ložisko radí medzi významné selénové a telúrové anomálie Slovenska. V galenitoch hydrotermálnej etapy mineralizácie je aritmetický priemer obsahu Se 194 ppm a Te 9,2 ppm. V chalkopyrite je aritmetický priemer obsahu Se 152,6 ppm a Te 2,08 ppm.

Experimentálne práce ukázali (Tischendorf, 1966; Bethke, Barton, 1971), že znížením teploty sa koeficient distribúcie Se v galenitoch zvyšuje, t. j. dochádza k jeho koncentrácii. Táto vlastnosť Se sa využíva v geotermometrii. Sindejeva (1959) priraduje ložiská, v ktorých je prítomný Se a Te, k Au-Ag formácii, pre ktorú sú typické, a ak ich koncentrácia dosiahne 0,0X—0,00X %, majú aj ekonomický význam. Podľa doterajších poznatkov na ložisku Zlatá Baňa prevláda Se nad Te. Doteraz boli na ložisku zistené iba minerály telúru. Selén sa viaže na hlavné sulfidické minerály, samostatné minerály selénu nie sú známe.

d) Distribúcia kadmia na ložisku je bezprostredne spätá so sfaleritmi. V podstate sa sfalerity hydrotermálnej a hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie v distribúcii Cd nelíšia (aritmetický priemer z hydrotermálnometasomatickej etapy 3318 ppm, aritmetický priemer z hydro-

termálnej etapy 2802 ppm). Mierne zvýšený obsah Cd vo sfaleritoch hydrotermálnometasomatickej etapy je v súlade s vyšším termálnym charakterom tohto minerálu oproti hydrotermálnej etape. Kadmiu je významným prvkom, ktorý je využívaný v geotermometrii, zvlášť vo vzťahu k jeho obsahu v galenite. Využívajúc experimentálne údaje Geletiju et al. (1979), na výpočet teploty podľa obsahu Cd vo sfaleritoch a galenitoch dostávame teplotu vzniku minerálov hydrotermálnej etapy okolo 470—500 °C a minerálov hydrotermálnometasomatickej etapy okolo 660—720 °C. Tieto údaje sú veľmi vysoké, nezodpovedajú skutočnosti, hoci obe etapy mineralizácie sa relatívne dobre odlišujú aj rozdielnou teplotou vzniku. Vysokú teplotnú rozdielnosť podľa nášho názoru spôsobuje veľmi nízka koncentrácia Cd v galenitoch, pravdepodobne v dôsledku značného časového aj teplotného odstupe vzniku galenitu od sfaleritu. Je potrebné tiež uviesť, že k vysokým teplotám ich vzniku (280—450 °C) v žilných hydrotermálnych ložiskách dospel aj Genkin et al. (1980). K rozdielnosti v teplotách vzniku pri koeficiente distribúcie Cd v intervale od 300 do 500 °C dospeli aj Bethke a Barton (1971). V priestorovej distribúcii Cd na ložisku Zlatá Baňa neboli pozorované žiadne výrazné zákonitosti. Obsah kadmia silne závisí od obsahu Zn.

e) Väčšina Co aj Ni sa koncentruje v pyrite, sfalerite a chalkopyrite (tab. 1). Podobne ako Cd aj obsah Co v paragenetických dvojiciach možno využiť ako Co termometer (Bezmen et al., 1978). Podľa obsahu Co v pyritoch a chalkopyritoch je teplota ich vzniku 110 °C. Táto paragenetická dvojica je zo žiliek nízkotermálnej asociácie s karbonátmi, epidotom atď.

f) Distribúciu tália, viazanú na antimonity, sme sledovali iba orientačne. Jeho význam môže vzrásť v nižšie termálnych asociáciách minerálov v periférnych čas-

tiach ložiska (markazit, antimonit, realgár, auripigment atď.).

Literatúra

- Bethke, P. M., Barton, P. B. 1971: Distribution of some minor elements between coexisting sulfide minerals. *Econ. Geol.*, 66, 1, 140—163.
- Bezmen, N. I. et al. 1978: Pyrit-chalkopyritovij geotermometer: razpredelenije kobalta. *Geochimija*, 3, 384—289.
- Divinec, L., Kotulák, P., Repčíak, M., Kaličiaková, E., Ďuďa, R. 1988: Ložisko Zlatá Baňa vo svetle nových údajov geologického prieskumu. *Miner. slov.*, 20, 3.
- Divinec, L. et al. 1986: Zlatá Baňa — VP, polymetalické rudy. [Záverčná správa a výpočet zásob.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 266 s.
- Együd, K., Grecula, P. 1982: Zemplínsky ostrov — VP, polymetalické rudy a uhlie. [Záverčná správa.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 110 s.
- Ďuďa, R. 1987: Distribúcia a väzba Au a Ag na ložisku Zlatá Baňa. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves*, 11 s.
- Geletij, V. F., Černyšev, L. V., Pastušková, T. M. 1979: Razpredelenije kadmija i manganca meždu galenitom i sfaleritom. *Geol. rud. Mestoroždenij*, 6, 66—75.
- Genkin, A. D. et al. 1980: Razpredelenije kadmija, manganca, selenia i izotopov sery sosušestvujuščich v galenite i sfalerite iz svincovo-zinkovyh mestoroždenij. In: *Metody issledovanija rudoobrazujuščich sulfidov i ich paragenezisov*. Moskva, Nauka, 5—40.
- Genkin, A. D. et al. 1984: Minerálnye asociacii, struktury i textury rud kak pokazatelj uslovij gidrotermalnogo rudoobrazovanija. Moskva, Nauka, 200 s.
- Hak, J., Kvaček, M. 1969: Zpráva o expertize některých ložisek v metalogenetické oblasti Kožufá. *Manuskript — archív ÚNS Kutná Hora*, 105 s.
- Juško-Zacharova, O. E. et al. 1986: Minerály blagorodnych metalov. Moskva, Nauka, 272 s.
- Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 138 s.
- Kaličiak, M., Ďuďa, R. 1981: Časový vývoj a formálne členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Miner. slov.*, 13, 1—23.
- Koděra, M. 1979: Stručná charakteristika mikrochemizmu sfaleritu, galenitu a chalkopyritu z Banskej Štiavnice. In: *Sympo-*

- zium o petrogenéze a geochemii geologických procesov. *Věda*, 95—102.
- Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Genkin, A. D., Ďuďa, R., Sandomirskaja, S. M., Malov, V. S., Kotulak, P. 1988: Rudnyje mineraly produktivnych asociacij mestoroždenija Zlatá Baňa (vostočnaja Slovakija): osobennosti chimizma. *Miner. slov. (v tlači)*.
- Kvaček, M. 1983: Sledování distribuce průvodních prvků v nerostech z vybraných slovenských ložisek. *Manuskript — archiv ÚNS Kutná Hora*, 219 s.
- Nenaševa, S. N. 1975: Eksperimentaľnoje issledovanije prirody primesej serebra, surmy i vizmuta v galenite. *Novosibirsk, Nauka*, 124 s.
- Székyiné-Fux, V. 1970: Telkibánya érce-sedése és Kárpáti kapcsolatai. *Budapest, Akadémia Kiadó*, 266 s.
- Tischendorf, G., Ungenthüm, H. 1979: Über die Bildungsbedingungen von Claustalit — galenit und Bemerkungen zur Sebnverteilung im Galenit in Abhängigkeit von Redoxpotential und vom pH — Wert. *Chem. Erde*, 23, 4, 279—311.
- Todorov, T. 1986: Nekotoryje aspekty geochemiji elementov v polymetalicheskom mestoroždeniji Židarovo, Burgarsky rudny rajon. *Rudotvor. procesy i miner. nachodišča*, 24, 3—17.

Microelements in sulphides from the Zlatá Baňa ore field, Eastern Slovakia

The Zlatá Baňa ore field is situated in the northern part of the Slanské vrchy Mts., in the area of the Zlatá Baňa stratovolcano. Four stages of magmatism with synchronic ore processes have been defined in its development (Kaličiak, Ďuďa, 1981). Samples for investigation of microelements were taken from the drilling and mining works and they are characterized more detaily in work by Ďuďa (1986).

Methods of investigation

The contents of microelements have been investigated in the most abundant sulphides in the ore field: pyrite, sphalerite, galena and chalcopryrite, partly in marcasite, pyrrhotite and antimonite. Qualitative and quantitative spectral analyses, atomic absorption analyses (AAS) and instrumental neutron activity analyses have been used for their investigation. Contents of Se have been determined using spectrophotometric method and by orthophenyl-diamine. The analyses were performed in the ÚNS Kutná hora laboratories and in the Geologický průzkum enterprise Brno laboratories respectively.

Microelements in sulphides

Pyrite is the most abundant sulphide on the deposit. Both older pyrites (1st and 2nd generation) of hydrothermal-metasomatic origin and younger pyrites (3rd and 4th generation) of hydrothermal origin have been analysed.

Older pyrites have relatively low content of Ag (from 3 to 8 ppm) and Au (from 0.025 ppm to 1.4 ppm). Content of Se is slightly increased (Tab. 1). Contents of Co, Ni and Bi are also low. Younger pyrites differ from older ones by higher contents of Ag (the arithmetic mean is 24 ppm) and Au (the arithmetic mean is 13.9 ppm, Tab. 1). Gold is bound on pyrites in form of submicroscopical to microscopical inclusions (up to 100 μ m). The content of Se in hydrothermal pyrites is high (the arithmetic mean is 35.1 ppm). There are almost no differences, as to the content of Co, Ni and Bi, between both types of pyrites. The content of Te is below 0.54 ppm to 1.3 ppm. Pyrites from the Zlatá Baňa deposit do not differ, as to the content of Ag, from pyrites from the Banská Štiavnica deposit, but they differ in the Se content.

Sphalerite also occurs in two types on the Zlatá Baňa deposit; the older one is hydrothermal-metasomatic, the younger is hydrothermal. Sphalerite I (older) is relatively poor in microelements (Tab. 1). The content of Cd is high (from 2,400 ppm to 4,700 ppm), the content of Ag is low, contents of Co, Ni and Bi are negligible. The Se content is from 4 ppm to 120 ppm.

Sphalerites II and III (younger sphalerites from hydrothermal stage of mineralization) have higher content of Ag (admixture of Ag sulphoantimonides) and Au (inclusions of native gold). The Cd content in these sphalerites is slightly lower, the Se content, on

the contrary, is higher (Tab. 1). The Te content is below 0.54 ppm. Sphalerites from the Zlatá Baňa deposit have higher content of Ag than sphalerites from the Banská Štiavnica deposit, but their Cd content is lower.

According to Koděra (1979) and Kvaček (1983) the Cd mean content in sphalerites on the Banská Štiavnica deposit is 4,000 ppm, while it is only 2,800 ppm on the Zlatá Baňa deposit. Sphalerites from these deposits also differ in the Co and Se contents respectively.

Galena is also present in two types on the Zlatá Baňa deposit, older is hydrothermal-metasomatic, younger is hydrothermal. Galena I (older) was analysed only in two samples (Tab. 1). Younger galena II has the relatively high content of Ag (from 900 ppm to 2,300 ppm) and Au (from 0.05 ppm to 64.9 ppm). Gold and silver in this galena have the heterogenous origin (inclusions of Ag sulphoantimonides, hessite and native gold). Bi, Cd, In and Sn are rare in this type of galena (Tab. 1).

When we compare the content of microelements in galenas from the Zlatá Baňa deposit and Banská Štiavnica deposit respectively, we will ascertain that these two deposit differ in the content of Ag, Se and Te.

Chalcopyrite is also present in two types, older is hydrothermal-metasomatic, younger is hydrothermal. The distribution of microelements in both types is given in Tab. 1.

Younger chalcopyrites have higher content of Ag, Te and Se than older ones. Chalcopyrites of hydrothermal stage also contain admixtures of Au in form of inclusions of native gold. Both types have approximately equal content of Cd and Sn. Chalcopyrites from the Zlatá Baňa deposit and those from the Banská Štiavnica deposit do not differ very much. Chalcopyrites from the Banská Štiavnica deposit have higher content of Ag and Ni, chalcopyrites from the Zlatá Baňa deposit have higher content of Se.

Marcasites have been studied only preliminary. They have low content of Se, traces of As, Bi, Hg and Co, but the concentrations of Au in marcasites are remarkable (Tab. 1).

Only one sample of pyrrhotite has been analysed, contents of microelements are given in Tab. 1.

Three samples of antimonite have been analysed with traces of Ag, As, Cd, Cu, Pb and Zn, mostly of heterogenous origin. The presence of Tl in two samples is remarkable.

Discussion

The Zlatá Baňa deposit is characterized by the following association of elements: Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Se, Te, Sb, partly Cd and Tl, which point out on lower thermic development in comparison with that of the Banská Štiavnica deposit. The Zlatá Baňa deposit differ from the Banská Štiavnica deposit in Ag minerals assemblage, which is the main bearer of silver. Binary Ag sulphosalts in the sense of Juško-Zacharova et al. (1986) are present on the Banská Štiavnica deposit, while Ag sulphoantimonides prevail on the Zlatá Baňa deposit (Kovalenker et al., 1988). On the basis of Ag minerals assemblage and experimental data (Genkin et al., 1984) it follows that their origin took place from 150 °C, to 250 °C, hence after the main polymetallic mineralization period. The presence of hessite with strong anisotropy (monoclinical, formed over 155 °C) supports this statement. The distribution of silver and Ag minerals on the Zlatá Baňa deposit is concentrated to depth at 200–300 m.

The distribution of gold on the deposit in main sulphides is very variable, but 85–95 % of gold is concentrated in pyrites of hydrothermal stage of mineralization. Gold has relatively low content of Ag (up to 20 % with admixtures of Cu and Hg below 0.1 %). It has submicroscopical size and it forms very rare larger inclusions up to 100 µm. It is mainly concentrated to depth at ca 300 m, rarely deeper. It always occur along with silver.

The distribution of Se and Te is relatively high. Up to now only minerals of Te have been ascertained, Se forms admixtures in sulphides, mainly in galenas and chalcopyrites. The deposit is a significant anomaly of Se and Te in Slovakia.

The distribution of Cd is closely connected with contents of Zn and it does not differ distinctly in sphalerites of hydrothermal and hydrothermal-metasomatic stages of mineralization respectively. On the basis of the Cd content in sphalerites and galenas the temperature of their origin have been calculated (470–500 °C and 660–720 °C respectively) for hydrothermal and hydrothermal-metasomatic stage of mineralization. Too high, unusual temperatures have been determined. This was due to the low content of Cd in galenas, which were formed in the considerably time and temperature gap in comparison with sphalerites. Genkin et al.

(1980) have achieved similar results.

The distribution of Co and Ni is concentrated in pyrites, chalcopyrites and sphalerites (inclusions of pyrrhotites). The temperature of their origin about 110 °C has been ascer-

tained using Co geothermometer between paragenetic pyrite and chalcopyrite. This paragenetic doublet is from veinlets of low thermic mineral assemblage with carbonates and epidote.

RECENZIA

D. Hovorka, J. Spišiak: **Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát**. Bratislava, Veda, vydav. SAV, 1988, 263 s.

V slovenskej geologickej literatúre sa častejšie objavujú diela, kde sú monograficky spracované buď ucelené geologické oblasti alebo tzv. profilová geologická problematika. Sú to veľmi cenné publikácie, pretože väčšinou obsahujú komplexne a na úrovni súčasných možností spracované poznatky o danom probléme či regióne. Ich hodnotu si uvedomujeme najmä vtedy, ak potrebujeme z veľkého množstva záznamov, publikovaných od najstarších čias podnes, zistiť nejaký údaj. Ak sú tieto záznamy spracované už v „novodobom jazyku“, potom sú takéto monografické práce hľadané všetkými geológmi, čo by sa len trochu zaujímali o príslušnú tematiku. K takýmto prácam sa zaraďuje aj ďalšia publikácia z autorského kolektívu doc. dr. D. Hovorku, DrSc., a to z vyššie uvedeného pohľadu opäť veľmi úspešná.

Úvodná kapitola sa venuje úlohe vulkanizmu vo vývoji Západných Karpát. Ďalšie tri kapitoly sa zaoberajú charakteristikou vulkanizmu mezozoika vonkajších, centrálnych a vnútorných Západných Karpát. Text je bohatý ilustrovaný tabuľkami, grafmi, geologickými mapkami, profilmi, litostratigrafickými kolonkami a obrazovou prílohou so 74 makrosnímkami a mikrosnímkami študovaných vulkanitov.

Už z členenia knihy vidieť, že autori sa prisne pridržiavajú opisu vulkanitov podľa regionálneho tektonického členenia, ďalej už podľa tektonických jednotiek (ako napr. krížňanský príkrov, gemerikum a pod.) a ešte podrobnejšie podľa pohorí, resp. litostratigrafických jednotiek (napr. meliatska skupina). Na začiatku každej kapitoly je stručný prehľad litostratigrafie a tektonickej stavby. Nasleduje podrobný opis výskytu vulkanitov, ich pozície v litostratigrafickej sekvencii príslušnej jednotky, oboznámenie so stavom poznatkov a úrovňou riešenia problémov, petrografická charakteristika, medzerovite chemizmus vulkanitov, chemizmus minerálov (najmä klinopyroxénov) a diskusia o výsledkoch. Dokumentačno-opisná charakteristika, výsky-

tov vulkanitov mezozoika Západných Karpát spolu s petrografiou hornín a chemizmom minerálov patrí v monografii k najcennejším údajom. Je to aj dobré, že práca obsahuje predovšetkým faktografický materiál s trvalou hodnotou a menej miesta sa venuje interpretáciám, pre ktoré, žiaľ, autori nie vždy mali dostatok údajov (čo si zrejme uvedomovali, a preto na to čitateľov upozornili už v úvode svojej knihy).

Recenzovaná kniha vychádza najmä z vlastných starších aj novších prác autorov, ale používa aj zistenia a výsledky veľkého počtu ďalších autorov. S prihliadnutím na šírku obsiahnutej problematiky je to pochopiteľné a nutné. Takéto kompilačné práce, doplnené novými údajmi, sú však poplatné stavu a úrovni riešenej problematiky v jednotlivých regiónoch. To je príznačné aj pre túto prácu. Podrobne a pekne spracované napr. tešinity vonkajších Západných Karpát kontrastujú s medzerovitými poznatkami o vulkanitoch centrálnych Západných Karpát, kde miestami chýbajú aj základné chemické analýzy vulkanitov. Malý počet chemických analýz a stopových prvkov vulkanitov mezozoika patrí k vážnejším nedostatkom recenzovanej knihy. Sotva to možno prisúdiť iba „kapacitnej možnosti autorov“ (s. 7). Takéto analýzy pre vulkanity sú zvlášť potrebné na zostavenie rozličných diskriminačných diagramov s cieľom získať údaje na ich klasifikáciu, určenie geochemického trendu, ich geotektonického pozadia a na ďalšie úvahy. Autori podstatne lepšie využili mikroanalýzátor na stanovenie chemizmu najmä klinopyroxénov, na čom zakladajú podstatnú časť úvah týkajúcich sa pôvodu a charakteru magmy a geotektonického pozadia vulkanitov (v tomto ohľade je práca veľmi pekným príkladom dôsledného využitia výsledkov meraní na mikroanalýzáto- re, čo však nemožno hovoriť o všetkých uživateľoch mikroanalýzátorov).

V súčasnosti by bolo vhodné využiť aspoň tie prístupnejšie (Rb-Sr) izotopické údaje (na základe ktorých by bolo možné komplexnejšie usudzovať o povahe magmy), ako aj geochronologické údaje (na základe ktorých by sa mohol stanoviť vek vulkanitov mezozoika Západných Karpát, ktorý je často spomý-
vaný).

Pre väčšinu vulkanitov mezozoika Západných Karpát je charakteristická ich značná alterácia a dezintegrácia, ako aj malá hrúbka a rozšírenie. Najmä sekundárne premeny vulkanitov, ale aj kontaminácia magmy horninami kôry včítane pripovrchových mezozoických sekvencií sťažujú využitie geochemickú charakteristiku vulkanitov na formulovanie spoľahlivých petrologických záverov. Značné obohatenie vulkanitov o alkálie spôsobilo autorom ťažkosť nielen pri ich klasifikácii (sú to prevažne bazalty či bazanity?; sú to väčšinou pôvodne alkalické bazalty?), ale aj pri pokuse o ich geotektonickú interpretáciu.

Hoci v závere práce sme očakávali pokus o priestorovú a časovú rekonštrukciu mezozoických bazénov Západných Karpát z pohľadu vývoja mezozoického magmatizmu, uvedomujeme si, že z nahromadených poznatkov by to bol mnohovariantný model. V nasle-

dujúcich prácach sa ale tomu nevyhneme, pretože na tento účel musí byť faciálna a biostratigrafická analýza mezozoických súborov Západných Karpát nutne doplnená o výsledky analýzy magmatitov.

Z terminologického a lingvistického hľadiska je práca progresívna. Vyzdvihujeme najmä hľadanie nových, resp. správnych termínov a ich správne písanie, čo svedčí o dobrej spolupráci autora a jazykového redaktora. Aj napriek tomu, že sa v texte pozabudli aj staršie výrazy (napr. diabas namiesto správneho diabáz; kearsutit miesto kersutit) a celkom ojedinele aj pravopisné chyby (sinsedimentárny, olivínicky, epivarísky), musíme vysoko hodnotiť redakčnú prácu včítane grafickej úpravy.

Kniha Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát obohacuje našu odbornú literatúru o ďalšiu úspešnú monografiu, ktorú odporúčame širokému okruhu geológov.

P. Grecula

Spraše a polygenetické sprašoidné sedimenty širšieho okolia Trnavy

IVAN VOJTAŠKO, JUDITA SECHNÝ
 Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., závod Bratislava, Geologická 18, 825 64 Bratislava

Doručené 6. 5. 1987

Лесса и полигенетические лессовидные отложения окрестностей г. Трнава, Западная Словакия

На основе примера окрестностей г. Трнава описывается геологическое строение, образ выделения и инженерно-геологическая характеристика двух основных, в многоцелевых картах инженерно-геологических условий с использованием средней величины масштаба, чаще всего изображаемых породных единиц лессовых отложений; лессов и полигенетических лессовидных отложений.

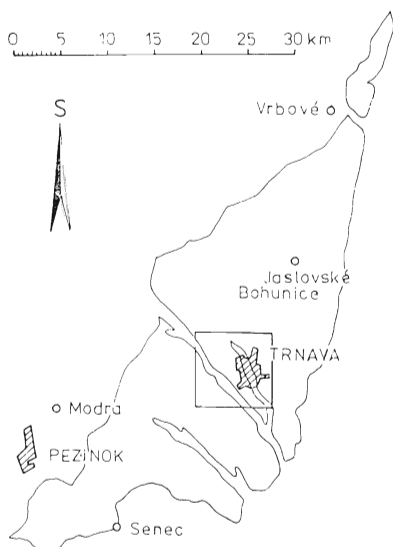
Неожиданные расхождения между средними значениями почти всех физических и механических свойств лессовых отложений окрестностей г. Трнава и средними значениями стадияльных, межстадияльных и межледниковых отложений Трнавского плоскогорья, обладающих известной зональностью по возрасту и глубине, объясняются более древним возрастом отложений окрестностей г. Трнава и также гипсометрическим уровнем, геоморфологическим положением и разным диапазоном и образом отбора образцов. Зависимость коэффициента просадочности от величин пористости и степени водонасыщения выражена при помощи регрессионной поверхности.

Loesses and polygenetic loesslike sediments of the Trnava surroundings, Western Slovakia

New knowledge has been gained on the geological structure, lithological composition, and engineering geological characteristics of loesses and of four groups of lithological types of polygenetic loesslike sediments. For the purpose of compilation of a multipurpose engineering geological map even the scale $M=1:10\,000$ has not allowed more than only an approximate areal delimitation of lithological complexes (in the IAEГ sense) based on their relative presence in the vertical cross-section. A comparison of values of physical and mechanical properties of lithological complexes with those from the Trnavská pahorkatina hills and from the entire Podunajská nížina lowland has shown, that mean values for nearly all properties of loess sediments in the surroundings of the town of Trnava considering their regionally confirmed zonality depending on age are contrary to expectations: anomalous they correspond to the Riss or better to the Mindel. The regression surface of dependence of the collapsibility coefficient on porosity, and on the degree of saturation, represents an attempt to obtain a prediction model.

Rekonštrukcia geologickej stavby sprašových sedimentov, ich znázorňovanie na mape, rovnako ako zhodnotenie fyzikálnych a mechanických vlastností horninových jednotiek, patria pri ich značnom rozšírení k častým úlohám pri zostavovaní inžinierskogeologických máp na Slovensku. Zostavovateľ mapy má pritom len zriedkakedy k dispozícii vyhovujúcu mapu kvartérneho pokryvu s potrebnými údajmi o stavbe, zložení, veku a genéze hornín a spravidla má aj obmedzené možnosti rozšíriť výskum o paleontologické, paleopedologické, litologické a iné špeciálne metódy základného výskumu.

V okolí Trnavy bol okrem toho hlavnou prekážkou spoľahlivej identifikácie a znázornenia horninových jednotiek na mape tiež úplný nedostatok odkryvov, veľké mocnosti sprašového pokryvu a litologická pestrosť sprašových sedimentov.



Obr. 1. Situácia skúmaného územia v okolí Trnavy a rozsah sprašového pokryvu Trnavskej pahorkatiny.

Fig. 1. Situation of the area investigated in the town of Trnava surroundings and extent of the loess sheet of the Trnavská pahorkatina hills.

Preto aj inžinierskogeologická charakteristika v mape vyčlenených horninových jednotiek je tu v porovnaní so zaužívanou schémou hodnotenia litologických typov podľa stratigrafického zaradenia zjednodušená. Nižšie uvedené poznatky sme získali pri zostavovaní inžinierskogeologickej mapy v $M = 1 : 10\,000$, list Trnava (Vojtaško et al., 1985).

Charakteristika územia

Skúmané územie má približne štvorcový tvar, rozlohu 86 km^2 a leží v strednej časti Trnavskej pahorkatiny (obr. 1). Súvislý pokryv sprašových sedimentov, dosahujúci v tejto časti pahorkatiny mocnosť až 25 m , je rozčlenený pruhmi fluvialných sedimentov prebiehajúcich v smere SZ—JV, ktoré vyplňajú dná potokov Trnavka, Parná a Ronava. Reliéf má charakter plochej pahorkatiny s prevažne malým stupňom členitosti (menej ako $0,75\text{ km}$ na 1 km^2) a plochými svahmi (väčšinou $0\text{--}3^\circ$).

Geologická stavba sprašového pokryvu

Výskumu sprašových sedimentov Trnavskej pahorkatiny ako celku sa podrobnejšie venoval Šajgalík (1973, 1975), Šajgalík — Rybárová (1982), Šajgalík — Modlitba (1979, 1983) a i., ale geologickú stavbu a inžinierskogeologickú charakteristiku hornín sprašového pokryvu v skúmanom území doteraz nik neštudoval. Sprašové sedimenty sú tu uložené na psamiticko-psefitických (v menšej miere aleuriticko-pelitických) sedimentoch pliocénu a fluvialných psamiticko-psefitických sedimentoch pleistocénu. Len v malej časti územia vystupujú v podloží horniny inej genézy, zloženia alebo veku. Odlíšenie sprašových sedimentov od prevládajúcich štrkov v podloží je vzhľadom na litologický kontrast jednoznačné, ale ak podložie tvoria aleuriticko-pelitické sedimenty, rozhranie

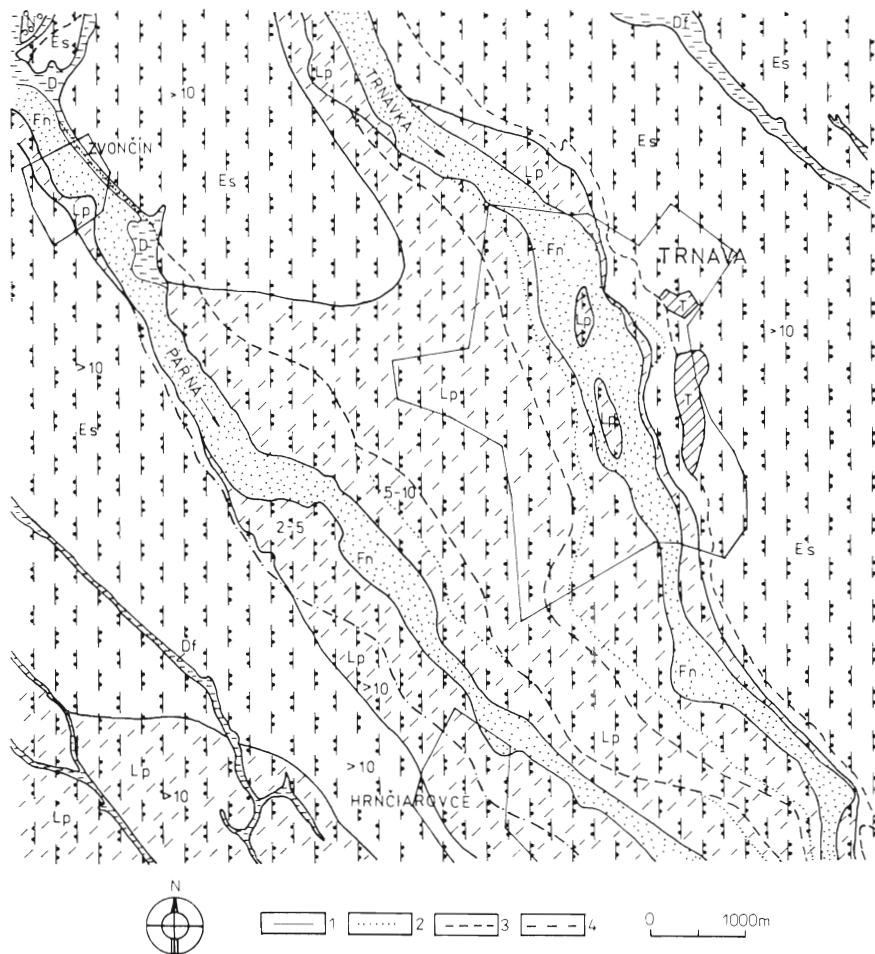
býva aj pri vysokom stupni preskúmanosti územia nezriedka problematické. K bazálnemu komplexu sprašového pokryvu, ktorý tvoria prevažne resedimentované alebo silne degradované spraše, sme pričlenili horniny nejasnej genézy, ktorých aspoň niektoré z atribútov litologického zloženia naznačovali príbuznosť k sprašovým sedimentom (typické konkrécie, obsah uhličitánov, granulometrické zloženie, farba). K sprašovému pokryvu sme tiež zaradili laminárne až doskovite zvrstvené bazálne vrstvy (miestami pripomínajúce glaciénne varvity) s nepravidelnou rytmičnosťou výskytu extrémne prevápnených polôh navŕtaných pri SZ okraji Trnavy. K podložnému pliocénu sme naproti tomu zaradili lokálne výskyty pestrých, nevytriedených piesčitých ílov a ílovitých pieskov, pravdepodobne staropleistocénneho veku (deluviálno-proluviálne sedimenty?), ktorých zloženie naznačovalo skôr pliocénny substrát.

Mocnosť pokryvu sprašových sedimentov kolíše najčastejšie v rozmedzí 10—25 m, zjavná je tendencia stenčovania pokryvu od SZ smerom na JV a v smere kolmo k potokom (obr. 2). Pokryv tvoria pravé (typické) spraše v zmysle Ložeka (1973, s. 70), nepravidelne rozčlenené zväčša subhorizontálne uloženými polohami, vložkami a šošovkami fosílnych pôd, resedimentovaných alebo degradovaných sprašových sedimentov rôznej mocnosti a plošného rozšírenia. Podiel týchto hornín, ktoré sme súborne označili ako polygenetické sprašoidné sedimenty (Šajgalík — Modlitba, 1983, s. 39, ich nazývajú sprašoidné zeminy), postupne narastá jednak smerom na JV, kde tieto spraše prevládajú nad pravými (obr. 2), jednak vo vertikálnom profile smerom k báze pokryvu. Prírodzene, táto tendencia nie je všade rovnaká.

O stavbe a stratigrafii sprašových sedimentov môžeme usudzovať iba na základe sledu, mocnosti a litologického zloženia se-

dimentov vo vrtoch. Stavba je tabuľovitá, zriedkavejšie šupinovitá (v zmysle Ložeka, 1973). Podrobnejší výskum horninových vzoriek z hľadiska genézy a vekového zaradenia sme neuskutočnili. Širšie vekové rozpätie im prisudzujeme na základe doterajších poznatkov a na základe výskytu mocnejších polôh fosílnych pôd a pôdnych komplexov navŕtaných na mnohých miestach, často aj v niekoľkých hĺbkových úrovniach. Kompletný sled (sekvencia) horninových typov s charakteristickými atribútmi, na základe ktorých možno fosílnu pôdu označiť ako interglaciálnu alebo interštadiálnu (fosílné pôdy sa často zachovali iba reliktné), sa však zistil len v niekoľkých vrtoch. Oveľa bežnejšie sme sa pri polygenetických sprašoidných sedimentoch stretli iba s rôznym stupňom degradácie štruktúry, znakmi resedimentácie a zvrstvenia alebo s menej výraznými pedogenetickými zmenami spraší. Prevažnú časť sedimentov pokryvu podľa týchto indícií zaraďujeme do würmu a risu, vek bazálneho komplexu, ktorého mocnosť značne narastá smerom na JV, môže byť oveľa vyššia (mindel — günz?). Risko-würmský interglaciál udáva z Trnavy Vaškovská (1964); podrobnejšie študované lokality (Jaslovské Bohunice, Senec) sa zdajú byť pre hodnovernú extrapoláciu príliš vzdialené (obr. 1). Podľa Šajgalíka a Modlitbu (1983, s. 53) sa v blízkosti Trnavy nachádzajú „najlepšie vyvinuté spraše“ riského glaciálu.

V zmysle prevládajúceho názoru geológov systematicky sa zaoberajúcich problematikou genézy sú spraše Trnavskej pahorkatiny eolického pôvodu (Šajgalík — Modlitba, 1983, s. 36, 39). Nasvedčuje tomu, podľa nás, aj charakteristická konfigurácia telies sprašových sedimentov v niektorých oblastiach Trnavskej pahorkatiny (napr. na J od Šenkvic; Vojtaško, 1976), ktoré pripomínajú rozsiahle veterné náveje v smere SZ—JV.



Obr. 2. Rozšírenie spraší a polygenetických sprašoidných sedimentov v okolí Trnavy. Es — spraše, Lp — polygenetické sprašoidné sedimenty, D — deluviálne sedimenty, Df — deluviálno-fluviálne sedimenty, Fn — fluviálne sedimenty, N — sedimenty pliocénu. Číselné symboly vyjadrujú mocnosť horninových jednotiek kvartérneho pokryvu, súvislou šraťou je vyznačená oblasť bývalých hlinísk tehelní, väčších skládok zemin a komunálneho odpadu (T). 1 — hranice litologických komplexov na povrchu, 2 — okraje rozšírenia pleistocénnych fluviálnych sedimentov (v podloží sprašového pokryvu), 3 — hranice mocností sprašových sedimentov, 4 — okraje rozšírenia fluviálnych sedimentov (v podloží) a hranice mocností sprašových sedimentov.

Fig. 2. Areal distribution of loesses and of polygenetic loesslike sediments in the town of Trnava surroundings. Es — loesses, Lp — polygenetic loesslike sediments, D — deluvial sediments, Df — deluviofluvial sediments, Fn — fluvial sediments, N — the Pliocene sediments. Numerical symbols show thicknesses of rock units of the Quaternary cover, the region of abandoned loam pits of brickworks as well as sites of large depositions of soil wastes and of municipal waste (T) is marked by a continuous hatching. 1 — boundary of lithological complexes on the Earth's surface, 2 — limits of extent of the Pleistocene fluvial sediments (underlying the loess sheet), 3 — isolines of thicknesses of loess sediments, 4 — limits of extent of fluvial sediments (underlying the loess sheet), and limits of thicknesses of loess sediments.

Výber a znázornenie horninových jednotiek v inžinierskogeologickej mape

Mierka mapy, pestrosť litologického zloženia a nepravidelnosť priestorovej distribúcie rôznych typov hornín v sprašovom pokryve, ako aj nerovnomernosť stupňa preskúmanosti nedovolili v mape vyčleniť jednotlivé litologické typy sprašových sedimentov, ale nanajvýš súbory (kombinácie) litologických typov. Pri dodržaní podmienky približnej rovnomernosti výskytu určitých litologických typov v mapovej jednotke prichádzali do úvahy iba 2 súbory: pravé (typické) spraše a polygenetické sprašoidné sedimenty, zahrňujúce všetky ostatné horniny v pokryve, ktoré sa vymykali charakteristike pravých spraší (v zmysle Ložeka, 1973, s. 70). Ako vyplýva už zo samotného pomenovania, ide o 2 geneticky odlišné komplexy hornín, ktorých vznik prebiehal za odlišných faciálnych podmienok. Z hľadiska hierarchie horninových jednotiek predstavujú teda 2 odlišné litologické komplexy. Nerovnomerný výskyt, ako aj striedanie hornín oboch litologických komplexov dovolili vyjadriť v mape iba oblasti s relativ-

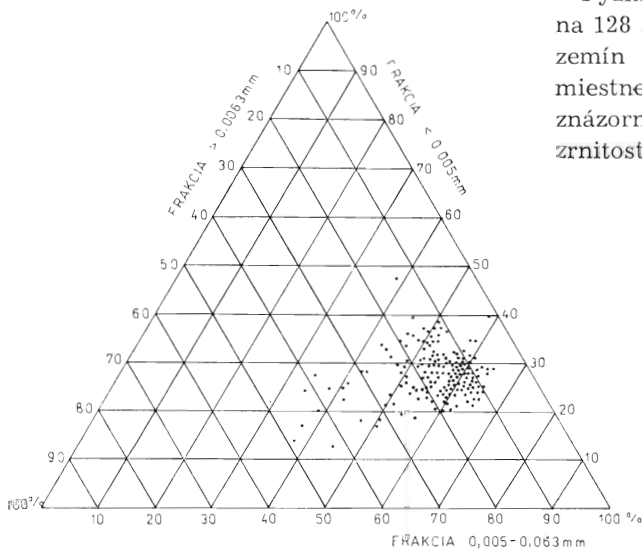
nou prevahou zastúpenia hornín dvoch komplexov: pravých, eolických (ďalej označovaných ako spraše), a polygenetických sprašoidných sedimentov (obr. 2).

Inžinierskogeologická charakteristika sprašových sedimentov

Spraše

Spraše sú žlté a hnedé, s rôznym odtieňom sivej farby, najčastejšie svetlé, bez náhlych farebných zmien. Zemina je slabosľudnatá, vápnitá až silne vápnitá, bez prímiesi organických látok. Makropórovitosť je nevýrazná, väčšie makropóry (s priemerom nad 1—2 mm) sa vyskytujú prevažne len v pôdnej vrstve — do hĺbky 1,5, maximálne 2,0 m (fytogénne a pedogénne makropóry). Spraše majú len zriedkakedy charakter typickej súdržnej zemi — sú rozpadavé. Prírodná vlhkosť kolíše v závislosti od geomorfologickej pozície, mocnosti pokryvu a vykazuje zjavnú vertikálnu zonalitu. Uhlčitany sú v dispergovanej forme, viditeľné vápnité konkrecie, s výnimkou bazálnych polôh pokryvu, sú dosť zriedkavé. Textúrne znaky usmernenia alebo zvrstvenia chýbajú.

Fyzikálne vlastnosti spraší sme zisťovali na 128 až 200 (mechanické na 64) vzorkách zemín z asi 50 vrtvov nepravidelne rozmiestnených v západnej polovici územia znázorneného na obr. 2. Len malá časť zrnitostných rozborov a iných fyzikálnych



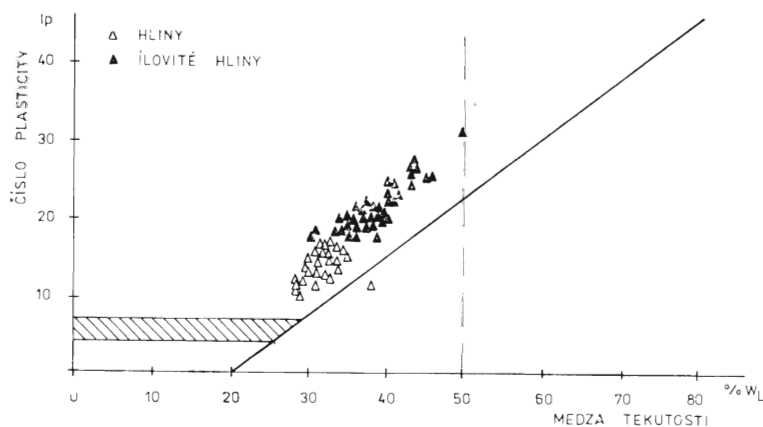
Obr. 3. Zrnitostné zloženie spraší okolia Trnavy.

Fig. 3. Grain size composition of loesses from the town of Trnava surroundings.

vlastností sa vykonala na vzorkách zo strojných rýh. Viac ako $\frac{1}{3}$ skúšok mechanických vlastností sa však uskutočnila na vzorkách zo steny hlinika bývalej tehelne v Trnave. Vzorky zemín reprezentujú približne rovnomerne celý hĺbkový interval výskytu spraší, t. j. od 2 m do cca 20 m. Do hĺbky 2 m sa vzorky neodoberali, aby

sa vylúčil vplyv recentnej pedogenézy. Obdobný rozsah a spôsob vzorkovania sa týka aj polygenetických sprašoidných sedimentov.

V zrnitostnom zložení eolických spraší, podľa takmer 200 rozborov, prevláda prachovitá frakcia ($\varnothing$ zrn 0,005–0,063 mm), jej váhový podiel v zemine kôľše prevaž-



Obr. 4. Plasticita spraší okolia Trnavy.

Fig. 4. Plasticity of loesses of the town of Trnava surroundings.

	Wn (%)	ρ_d (g·cm ⁻³)	n (%)	Ip	CaCO ₃ (%)	M ₀ (MPa)
	14 16 18	1,50 1,60 1,70	38 40 42 44	15 20	5 10 15	1,0 1,5 2,0
W 3	x	x		x x		x x
W 2		x		x		x
W 1	x	x		x		x
R 2	x	x	x	x	x	x
R 1	x	x	x	x		
T						
W 2/3	x	x		x		x
W 1/2	x	x	x	x		x
R/W	x	x	x	x	x	x
R 1/2	x	x	x	x	x	x
T						

Obr. 5. Porovnanie priemerných hodnôt fyzikálnych a mechanických vlastností spraší okolia Trnavy a štádiálových spraší Trnavskej pahorkatiny (hore) a polygenetických sprašoidných sedimentov okolia Trnavy a interštádiálových, resp. interglaciálnych sprašových sedimentov Trnavskej pahorkatiny (dole). V okrajovom stĺpci vľavo sú symboly štádiálov würmu a risu (resp. interštádiálov a interglaciálu würm/ris) a označenie sprašových sedimentov okolia Trnavy (T); m, t, p — skúšky na vzorkách zemín mäkkej, tuhej, resp. pevnej konzistencie.

Fig. 5. Comparison of the mean values of physical and mechanical properties of loesses from the town of Trnava surroundings with the stadial loesses from the Trnavská pahorkatina hills (in the upper part), and those of the polygenetic loesslike sediments from the town of Trnava surroundings and the interstadial and interglacial loess sediments, respectively, of the Trnavská pahorkatina hills (in the lower part). In the left marginal column there are symbols of stadials würm and Riss (and interstadials and interglacial würm/Riss, respectively), together with the specification of loess sediments from the town of Trnava surroundings (T); m, t, p, ... tests on samples of soils of soft, firm or stiff consistency.

TAB. 1

Fyzikálne vlastnosti spraší (E) a polygenetických sprašoidných sedimentov (P) okolia Trnavy a ich zhodnotenie podľa noriem
Physical properties of loesses (E), and polygenetic loesslike sediments (P) from the town of Trnava surroundings, and their evaluation according to standards

Štatistická veľičina Vlastnosť	LK	Počet skúša- ných vzoriek	Priemer. hodnota	Minim. hodnota	Max. hodnota	Smerod. odchýl.	Koef. variácie (%)
prirodzená vlhkosť (%)	E	166	17,6	7,6	26,0	3,92	2,23
	P	94	18,9	11,2	25,4	3,05	15,09
objemová hmotnosť vlhkej zeminy/gcm ⁻³	E	165	1,98	1,65	2,12	0,09	4,67
	P	94	2,02	1,69	2,14	0,07	3,74
objemová hmotnosť suchej zeminy/gcm ⁻³	E	164	1,68	1,22	1,84	0,07	4,43
	P	94	1,70	1,42	1,88	0,08	4,62
merná hmotnosť (gcm ⁻³)	E	163	2,74	2,67	2,78	0,02	0,58
	P	92	2,73	2,67	2,78	0,02	0,82
pórovitosť (%)	E	164	38,7	32,4	55,5	2,77	7,15
	P	94	37,8	31,1	48,0	2,97	7,06
stupeň nasýtenia (%)	E	161	76,5	26,5	99,0	16,59	16,53
	P	93	84,4	56,8	99,2	10,72	12,70
medza tekutosti (%)	E	171	35,1	29,0	55,8	—	—
	P	134	40,7	26,8	70,1	—	—
číslo plasticity (%)	E	171	16,7	10,7	31,0	—	—
	P	134	23,0	11,2	53,0	—	—
číslo konzistencie	E	166	1,06	0,56	1,75	—	—
	P	94	0,94	0,54	1,37	—	—
obsah CaCO ₃ (%)	E	128	12,5	0,0	23,7	—	—
	P	88	9,3	0,0	31,7	—	—
ČSN 731001	E	skup. D tr. 22, menej (Imp < 1 %) tr. 20—21					
	P	skup. D tr. 21					
ČSN 736824	E	typ CL	ČSN 721002		E	tr. VII—VIII	
	P	typ CL-CH			P	tr. VIII—IX	

LK — litologický komplex

ne v rozmedzí 45—65 % (obr. 3). Hodnota aritmetického priemeru obsahu prachovitej frakcie je však v porovnaní s hodnotami aritmetických priemerov štádiálových würmských a riských spraší Trnavskej pahorkatiny (Šajgalík — Modlitba, 1979,

s. 253) i štádiálových spraší celej Podunajskej nížiny (s výnimkou staroriského štádiálu — Šajgalík — Modlitba, 1983, s. 89) značne nižšia (o 6—10 %).

Prehľad štatistických charakteristík základných fyzikálnych vlastností spraší

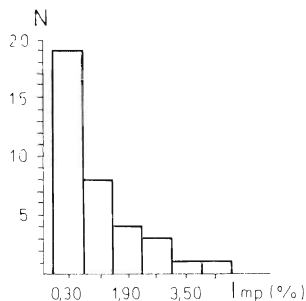
a ich zhodnotenie podľa vybraných stavebných noriem podáva tab. 1. Párová závislosť hodnôt čísel plasticity a medze tekutosti je znázornená v diagrame plasticity (obr. 4). Priestor výskytu bodov v diagrame vcelku dobre koinciduje s priestorom vymedzeným pre štadiálové spraše würmu a risu celej Podunajskej nížiny, ktoré udávajú Šajgalík a Modlitba (1983, obr. 54, s. 90). Rozdelenie hodnôt fyzikálnych vlastností spraší sa štatisticky netestovalo, lenže, súdiac podľa tvaru histogramov a hodnôt 3. a 4. štatistického momentu, sa vo väčšine prípadov blíži k normálnemu alebo lognormálnemu.

Pri porovnaní priemerných hodnôt fyzikálnych vlastností spraší okolia Trnavy (tab. 1) s priemernými hodnotami fyzikálnych vlastností štadiálových spraší celej Trnavskej pahorkatiny získanými zo skúšok na 757 vzorkách (Šajgalík — Modlitba, 1979, s. 253) sa pri takmer všetkých vlastnostiach objavuje, vzhľadom na ich vekové zaradenie, zjavná anomália vlastností spraší z okolia Trnavy. Ak pri porovnateľnom počte skúšok a hodnôt rozptylu prijmem predpoklad všeobecnej platnosti uvedeného trendu zmien hodnôt vlastností s vekom na území Trnavskej pahorkatiny, spraše okolia Trnavy by mali mať pravdepodobne mindelský vek (obr. 5). Výnimkou je iba obsah uhličitany, ktorého priemerná hodnota je obdobná ako u spraší strednowürmského až mladoriského štadiálu. Na overenie platnosti priemerných hodnôt udávaných pre celú Trnavskú pahorkatinu a zistenie veľkosti regionálnych zmien sme vybrali hodnoty vlastností z okolia Pezinka (Vojtaško et al., 1976). Rozdiely priemerných hodnôt würmských spraší z okolia Pezinka oproti priemerným hodnotám Trnavskej pahorkatiny (w_3 až w_1) boli minimálne: w_n — 2,5 %, γ_d — 0,01 g cm⁻³, I_p — 1,5 %, n — 0,3 %.

Prehľad mechanických vlastností je

v tab. 2. Ako vidieť z diagramu (obr. 5), obdobná anomália, akú sme zistili u fyzikálnych vlastností spraší okolia Trnavy, platí aj pre oedometrický modul deformácie (Mo). Hodnoty šmykovej pevnosti pre malý počet vzoriek podrobnejšie neporovnávame. Ak by sme však hľadali podobnú priemernú hodnotu uhla vnútorného trenia (ako totálneho šmykového parametra), ako majú podľa počtu skúšok relatívne dobre doložené spraše pevnej konzistencie ($N = 16$) okolia Trnavy, zo štadiálových spraší Podunajskej nížiny (Šajgalík — Modlitba, 1983, s. 140) sa jej najviac približuje hodnota mladoriských spraší. Priemerná hodnota súdržnosti je podobná ako pri interštadiále ris $1/2$ (ib.).

Hodnoty Mo sprašových sedimentov z okolia Trnavy a Trnavskej pahorkatiny sme tiež porovnávali v závislosti od hĺbky odberu vzoriek. Aj tu, podobne ako pri hodnotení priemerných hodnôt Mo v závislosti od veku štadiálov, sa ukázali markantné rozdiely rovnakého charakteru, t. j. vyšie hodnoty Mo spraší okolia Trnavy (tab. 3). Rozdiely medzi priemernými hodnotami Mo pre jednotlivé hĺbkové intervaly (údaje o Trnavskej pahorkatine sme prevzali z práce Šajgalíka — Rybárovej, 1982, s. 284) kolíšu v rozmedzí od 2,3



Obr. 6. Histogram početnosti hodnôt koeficienta presadavosti (Imp) spraší okolia Trnavy.

Fig. 6. Frequency distribution of values of the collapsibility coefficient for the loesses from the town of Trnava surroundings.

TAB. 2

Mechanické vlastnosti eolických spraší (E) a polygenetických sprašoidných sedimentov (P) okolia Trnavy
Mechanical properties of loesses (E) and polygenetic loesslike sediments (P) from the town of Trnava surroundings

Konzistencia	LK	Vlastnosť					
		Oedometrický modul deformácie — Mo (MPa)			Počet vzoriek	Totálne parametre šmykovej pevnosti	
		X'	Xmin.	Xmax.		φ_u (°) X'	c_u (MPa) X'
mäkká	E	12,2	8,5	13,7	6	0°—2°40'	0,04—0,06
$I_c < 0,75$	P	13,3	8,9	18,1	5	—	—
tuhá	E	14,5	9,6	26,8	30	5°48'	0,06
$I_c = 0,75—1,00$	P	14,8	7,4	28,6	13	5°30'	0,05
pevná	E	—	—	—	—	16°10'	0,09
$I_c > 1,00$	P	22,1	10,0	39,1	11	5°46'	0,11

LK — litologický komplex

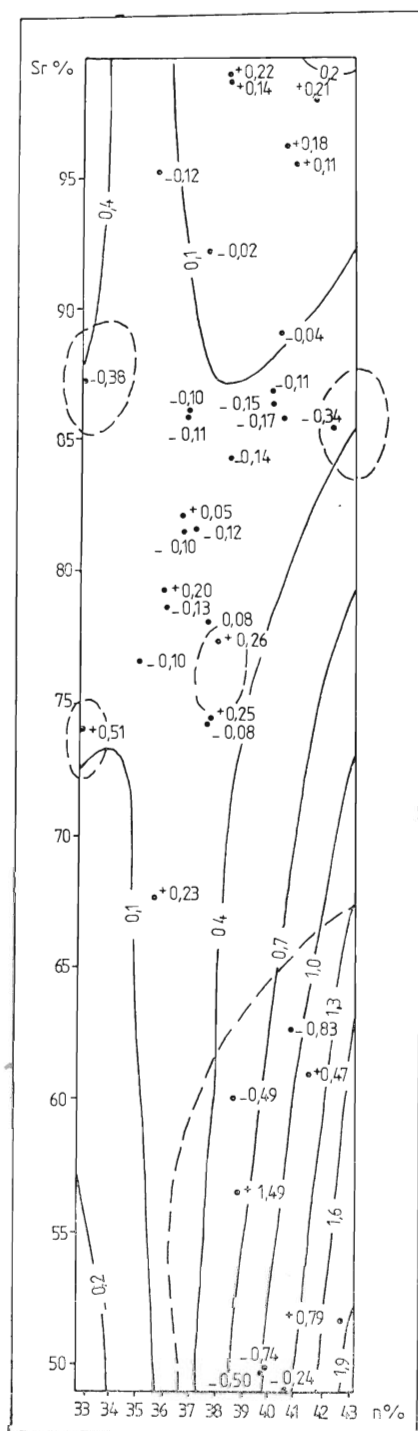
TAB. 3

Oedometrické moduly deformácie sprašových sedimentov okolia Trnavy v závislosti od intervalu hĺbky odberu vzoriek
Oedometric moduli of deformation of loess sediments from the town of Trnava surroundings as a function of the sampling depth interval

Hlbkový interval	2,5—4,5 m	4,5—7,0 m	7,0—10,0 m	10,0—15,0 m
<i>Trnavská pahorkatina</i>				
počet hodnôt	95	75	58	31
min. hodnota (MPa)	1,8	3,4	3,4	4,0
max. hodnota (MPa)	23,9	20,3	24,6	20,2
priem. hodn. (MPa)	8,9	9,5	9,7	9,5
smerod. odchýlka	4,01	4,59	4,20	4,40
<i>Okolie Trnavy</i>				
počet hodnôt	14	18	11	18
min. hodnota (MPa)	4,7	6,7	7,9	9,2
max. hodnota (MPa)	18,9	20,6	33,1	28,3
priem. hodn. (MPa)	11,2	13,0	15,5	16,1
smerod. odchýlka	3,70	4,24	7,30	4,80

(2,5—4,5 m) do 6,6 MPa (10,0—15,0 m). Hodnoty dvoch posledných hlbkových intervalov sú však čiastočne ovplyvnené aj odlišnými podmienkami skúšok (o 0,10 MPa vyššie napätie koncového stupňa prifaženia; tab. 3). Ale aj keď zohľadníme túto okolnosť, vplyv inherentných vlastností zeminy tu považujeme za rozhodujúci.

Presadavosť spraší sme určovali v oedometri metódou jednej krivky pri vertikálnom prifažení 0,2 MPa. Z celkového počtu 36 skúšok sme získali priemernú hodnotu koeficienta presadavosti (Imp) 0,96 % pri rozsahu hodnôt 0,00—4,30 %. Typ rozdelenia hodnôt Imp sa podstatne líši od normálneho a lognormálneho (obr. 6); viac



než polovica hodnôt (19) je kumulovaná v intervale 0,00—0,70 ‰, 40 ‰ vzoriek spráša sa dá označiť za presadavé (Imp viac ako 1,00 ‰) a 25 ‰ vzoriek presahuje hodnotu 1,5 ‰. Za relatívne najtesnejší párový korelačný vzťah Imp a fyzikálnych vlastností môžeme označiť vzťah Imp a pórovitosti (n), Imp a stupňa nasýtenia (S_r) a Imp a čísla plasticity (I_p). Využitie regresných rovníc je však pri veľkom rozpítele hodnôt pre prognostické účely odhadu Imp veľmi sporné. Namiesto párových regresných vzťahov ako prognózneho modelu sme sa pokúsili zostrojiť regresnú plochu závislosti Imp na dvoch fyzikálnych vlastnostiach s najvyššou koreláciou. Na obr. 7 je znázornený kvadratický plošný trend zmien Imp v závislosti od n a S_r ako nezávislých premenných. Aj keď vypočítaný stupeň zhody (suma štvorcov odchýlok spôsobených regresiou) je tu pomerne vysoký (0,57) prognózna hodnota modelu ($\pm 0,25$ ‰) neplatí pre hraničné časti poľa (tzv. okrajový efekt pri zvyšovaní stupňa aproximácie) a pravú dolnú časť poľa, vyznačenú na obr. 7, kde sa výrazne akumulujú excesy reziduálnych hodnôt, t. j. rozdielov medzi empirickými

Obr. 7. Kvadratický plošný trend (regresná plocha) závislosti koeficienta presadavosti (Imp) na pórovitosti (n) a stupni nasýtenia (S_r) sprašových sedimentov okolia Trnavy. Izolínie regresnej plochy vypočítané metódou najmenších štvorcov (s číselnými údajmi teoretických hodnôt Imp v ‰) sú označené plnou čiarou, oblasti výskytu reziduálnych hodnôt presahujúcich $\pm 0,25$ prerušovanou čiarou.

Fig. 7. Quadratic trend surface (regression surface) of the collapsibility coefficient (Imp) as dependant on porosity (n), and degree of saturation (S_r) of loess sediments from the town of Trnava surroundings. Isolines of the regression surface, computed by means of the least-square method (numerical data of theoretical values of Imp being in ‰) are marked by the full line, and the areas of occurrence of residual values exceeding $\pm 0,25$ are marked by the broken line.

a teoretickými hodnotami ($-0,83$ až $1,49$ ‰). S cieľom dodržať relatívnu pravdivosť pokrytia poľa sa použili aj hodnoty Imp zo vzoriek polygenetických sprašoidných sedimentov a naopak — vylúčili sa tie vzorky (eolických spraší, kde n a S_r pri skúšaných vzorkách presahovali zvolené limitné hodnoty (obr. 7), teda prakticky väčšina vzoriek presadavých spraší. Priemerná hodnota Imp u skúmaného súboru (36 vzoriek) je preto iba $0,34$ ‰, rozsah hodnôt $0,00$ — $2,65$ ‰.

Hodnoty Imp spraší z okolia Trnavy sú podľa nášho názoru značne ovplyvnené spôsobom odberu vzoriek. Rozdiely hodnôt Imp v závislosti od spôsobu odberu vzoriek hodnotia napr. Šajgalík a Modlitba (1983). U spraší okolia Trnavy je pri celkovom počte 36 skúšok Imp (obr. 6) podiel presadavých spraší stanovených na vzorkách z vrtovej vrstvy 25 ‰, ale podiel presadavých spraší stanovených na vzorkách z odkryvov až 75 ‰, pričom niet podstatných rozdielov, pokiaľ ide o hĺbku odberu vzoriek ani pokiaľ ide o predpokladaný vekový rozsah skúmaných spraší.

Všetky vzorky boli rekonsolidované geostatickým tlakom.

Polygenetické sprašoidné sedimenty

Najčastejšie sa vyskytujúce litologické typy hornín môžeme zaradiť do 4 skupín:

1. Fosilné pôdy a pôdne komplexy charakteru interglaciálnych a interstadiálnych pôd, často v neúplnom vývine, s mocnosťou $0,5$ až 2 m. Silne prevládajú ílovité hliny hnedé, hrdzavohnedej a červeno-hnedej farby tmavších odtieňov. Sú slabovo vápnité až nevápnité. Podľa charakteru zhlukov, ich tvaru a sfarbenia usudzujeme, že sa jedná o zvýšenú prítomnosť organických látok, ktoré sú prítomné tiež vo forme dispergovanej substancie. Na rozdiel od ílovitých hliní eolických spraší sú ílovité hliny fosilných pôd zjavne súdržné, majú

vyššiu plasticitu a tuhosť až pevnú konzistenciu. Zeminý sú bez makropórov. Časté sú znaky usmernenia a náznaky zvrstvenia.

2. V rôznej miere degradované spraše, piesčité spraše alebo nezospašované či čiastočne zospašované zeminý — ílovité hliny a hliny. Prevláda hnedá farba nízkej tmavších odtieňov. Zeminý sú súdržnejšie, menej rozpadavé, niekedy s náznakmi zvrstvenia, majú o niečo nižší obsah uhličitánov, častejší výskyt nevýrazných farebných šmáh a obsahujú miestami zvýšenú prímies hrubších piesčitých zrn. Väčšia časť zemin tejto skupiny má len niektoré z uvedených opisných znakov a niekedy sa oveľa odlišuje od typických eolických spraší. Zeminý tejto skupiny sa v súvrství polygenetických sprašoidných sedimentov vyskytujú najčastejšie. Tvoria polohy v sprašiach a najmä na báze pokryvu.

3. Sprašoidné zeminý — piesčité hliny a hlinité piesky miestami s prímiesou drobného štrku vytvárajúce ojedinelé vložky uprostred súvrstvia sprašových sedimentov. Sčasti ide o splachové a ronové sedimenty mocnosti 1 — 5 cm, zriedka 10 — 20 cm, sčasti môže ísť aj o reliktý pôdnych komplexov. Vždy je zjavný sprašový pôvod substrátu. Sú podradne zastúpené.

4. Splachom, ronom, soliflukciou a bahnotokom premiestnené sprašové sedimenty a miestami aj sedimenty inej genézy sa najčastejšie vyskytujú v bazálnej časti sprašového pokryvu, kde sa striedajú s inými typmi polygenetických sprašoidných sedimentov. Sú od niekoľkých cm do 1 až 2 m hrubé, hrúbka bazálneho súvrstvia (komplexu) polygenetických sprašoidných sedimentov je niekoľko metrov.

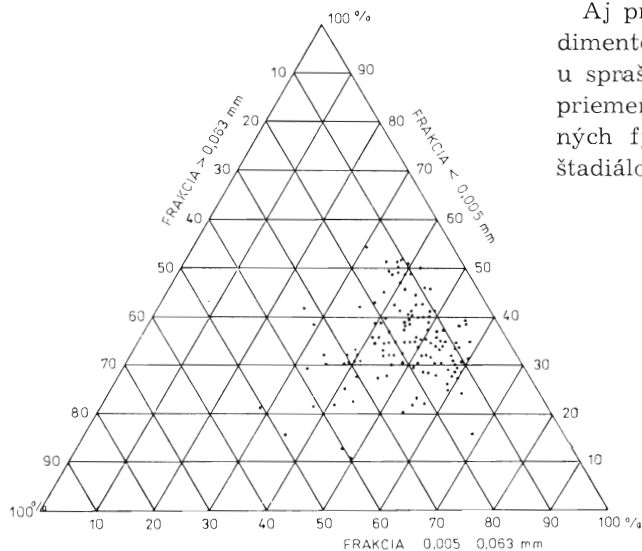
Základné fyzikálne vlastnosti sme zisťovali na 88 až 134 vzorkách, mechanické vlastnosti na 36 vzorkách zemin. Vzorky boli odobierané takmer výlučne z vrtovej vrstvy.

Veľkej pestrosti litologických typov zod-

povedá aj podstatne vyšší rozptyl v zrnitostnom zložení (obr. 8). Priemerná hodnota váhového podielu prachovitej frakcie oproti eolickým sprašiam je takmer o 15 % nižšia, podiel ílovitej frakcie v priemere o 8 % vyšší. Prekvapivé sú výsledky porovnania priemerných hodnôt prachovitej a ílovitej frakcie polygenetických sprašoidných sedimentov okolia Trnavy a interštádiálnych würmských a riských, a interglaciálnych sprašových sedimentov celej Trnavskej pahorkatiny, ktoré udávajú Šajgalík a Modlitba (1979, s. 253). Sedimenty okolia Trnavy vykazujú oproti súborom

(W2/3; W1/2, R/W, R1/2) reprezentujúcim Trnavskú pahorkatinu zreteľne vyšší podiel ílovitej frakcie a výrazne nižší podiel prachovitej frakcie. Pri porovnaní priemerných hodnôt fyzikálnych vlastností polygenetických sprašoidných sedimentov a spraší sme najväčšie rozdiely zistili pri medzi tekutosti a čísla plasticity (tab. 1). Pri ostatných fyzikálnych vlastnostiach nie sú rozdiely také výrazné. Odlišnosti sú zjavné aj pri porovnaní diagramov, na ktorých je znázornený vzťah čísla plasticity a medze tekutosti (obr. 8, 9), aj keď časť bodov sa prekrýva.

Aj pri polygenetických sprašoidných sedimentoch okolia Trnavy sme obdobne ako u spraší zistili zjavnú anomáliu — posun priemerných hodnôt všetkých porovnávaných fyzikálnych vlastností oproti interštádiálovým a interglaciálnym sprašovým

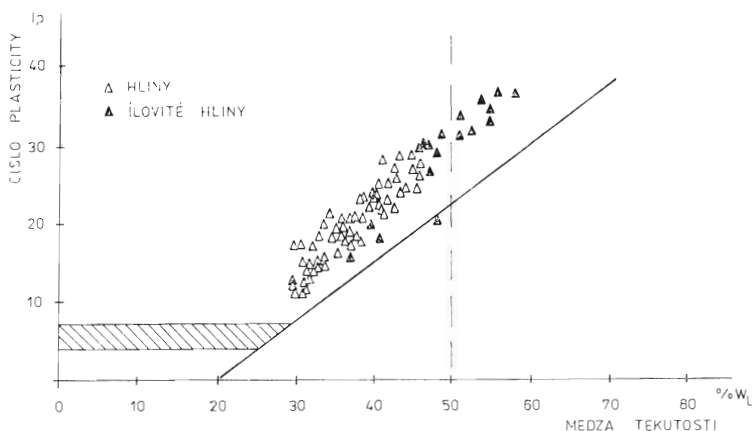


Obr. 8. Zrnitostné zloženie polygenetických sprašoidných sedimentov okolia Trnavy.

Fig. 8. Grain size composition of polygenetic loesslike sediments from the town of Trnava surroundings.

Obr. 9. Plasticita polygenetických sprašoidných sedimentov okolia Trnavy.

Fig. 9. Plasticity of polygenetic loesslike sediments from the town of Trnava surroundings.



sedimentom celej Trnavskej pahorkatiny (obr. 5). Charakter trendu zmien priemerných hodnôt fyzikálnych vlastností v Trnavskej pahorkatine (ak prijmem jeho platnosť aj pre okolie Trnavy) naznačuje, že polygenetické sprašoidné sedimenty okolia Trnavy by mali byť staršie ako riské (mindel?). Charakter histogramov rozdelenia početnosti hodnôt fyzikálnych vlastností je obdobný ako u eolických spraší. Zaradenie podľa noriem je v tab. 1.

Relatívne nízky počet skúšok mechanických vlastností pri väčšom rozptyle hodnôt nedovoľuje hodnoverné porovnanie výsledkov. Prehľad mechanických vlastností je v tab. 2, porovnanie priemerných hodnôt oedometrických modulov deformácie s údajmi interštadiálnych a interglaciálnych sprašových sedimentov celej Trnavskej pahorkatiny je na obr. 5 (rozdiele sú tu obdobné ako u spraší).

Hodnoty Imp kolíšu v rozmedzí 0,00—0,52 %, s priemernou hodnotou 0,10 %, t. j. zeminy sú nepresadavé až veľmi mierne presadavé.

Záver

Skúsenosti so zostavovaním inžiniersko-geologickej mapy okolia Trnavy, ale aj iných častí Trnavskej pahorkatiny (list Pezinok — Vojtaško et al., 1976) potvrdili, že spravidla najmenšou (základnou) horninovou jednotkou, ktorá sa dá u litogeneticky pestrého súvrstvia sprašových sedimentov pokrývajúcich pahorkatinu vyčleniť a znázorniť v mapách inžinierskogeologických pomerov mierky $M = 1 : 10\,000$ — $1 : 25\,000$, je litologický komplex. Obvykle sa dajú vymedziť iba oblasti výskytu prevažne eolických (pravých, typických) spraší a oblasti polygenetických sprašoidných sedimentov (resp. sprašoidných zemín) podľa prevládajúceho zastúpenia hornín litologických komplexov v horninovom masíve.

Tento postup je bežný všade tam, kde sa stavba sprašového pokryvu vyznačuje segmentáciou, opakovaným striedaním hornín rôznych litologických komplexov vo vertikálnom smere, ich laterálnym vyklíňovaním a kde existujúce poznatky o stratigrafii a priestorových zákonitostiach stavby sprašových sedimentov sú útržkovité, neadekvátne mierke mapy, opierajúce sa iba o extrapoláciu ojedinelých profilov na tzv. typových lokalitách, situovaných často mimo územia mapy a v rôznych geomorfologických celkoch.

Rozdiely medzi priemernými hodnotami fyzikálnych a mechanických vlastností spraší a polygenetických sprašoidných sedimentov okolia Trnavy sa nevelmi odlišujú od rozdielov medzi priemernými hodnotami tých istých vlastností štadiálových a vekove príbuzných interštadiálových, resp. interglaciálnych sprašových sedimentov Trnavskej pahorkatiny, ktoré udávajú Šajgalík a Modlitba (1979, s. 253). Výnimkou sú až niekoľkonásobne vyššie rozdiely medzi niektorými fyzikálnymi a mechanickými vlastnosťami spraší mladowürmského štádiálu W3 a sprašových sedimentov interštadiálu W2/3 (prirodzenej vlhkosti, objemovej suchej hmotnosti, pórovitosti, obsahu uhlíkatých a oedometrického modulu deformácie; obr. 5) z celej Trnavskej pahorkatiny.

Dôležitým zistením sú odlišnosti priemerných hodnôt fyzikálnych a mechanických vlastností oboch litologických komplexov okolia Trnavy oproti štadiálovým, interštadiálovým a interglaciálnym sprašovým sedimentom Trnavskej pahorkatiny. Pri nepodstatných rozdieloch v rozptyle hodnôt sa zistený posun priemerných hodnôt vlastností dá odôvodniť viacerými príčinami:

1. Vek prevažnej časti sprašových sedimentov okolia Trnavy je starší, než sme predpokladali (ris — mindel?).
2. Hypsometrická úroveň a geomorfolo-

gická pozícia, súvisiace mikroklimatické podmienky a hydrogeologické pomery na väčšine územia pahorkatiny ovplyvnili synsedimentárne podmienky vzniku a post-sedimentačné procesy zmien fyzikálnych a mechanických vlastností zemín.

3. Mocnosť (i hĺbkový interval) skúšaného horninového masívu okolia Trnavy je v priemere o niekoľko metrov väčšia než na Trnavskej pahorkatine, z čoho vyplýva výraznejší vplyv konsolidácie zemín nadloží i vyšší stupeň nasýtenia relatívnou blízkosťou úrovne hladiny podzemnej vody.

Úloha proveniencie horninového materiálu a vplyvu transportačného média, ako hypotetických podmienok rozdielnosti vlastností, sa dá pri súčasnom stave poznatkov len ťažko posúdiť.

Pomocou regresnej plochy závislosti Imp od n a Sr (obr. 7) sme vymedzili oblasť možného výskytu presadavých spraší (Imp nad 1,00 ‰) aj pri nižších hodnotách n než odporúčajú (nad 45 ‰) Šajgalík a Modlitba (1979, s. 254). Z ôsmich vzoriek s n 38 až 43 ‰, pri Sr 48 až 65 ‰ sme v štyroch vzorkách zistili hodnotu Imp presahujúcu 1,00 ‰. Aj keď počet skúšok je príliš malý a ich všeobecné uzávery a výsledky sa týkajú iba oblasti Trnavy, použitý spôsob hľadania závislosti Imp na viacerých fyzikálnych vlastnos-

tiach sa perspektívne môže stať vhodnou pomôckou posúdenia možnosti výskytu presadavých spraší.

Literatúra

- Ložek, V. 1973: Příroda ve čtvrtohorách. *Praha, Academia*, 372 s.
- Šajgalík, J. 1973: Regionálny výskum spraší v slovenských Karpatoch. *Spraše Trnavskej pahorkatiny. Manuskript — Katedra geotechniky SF SVŠT Bratislava.*
- Šajgalík, J. 1975: Vyčlenenie rovnorodých typov spraší Trnavskej pahorkatiny. *Manuskript — Katedra geotechniky SF SVŠT Bratislava.*
- Šajgalík, J. — Modlitba, I. 1979: Štúdium preliacivosti spraší Trnavskej pahorkatiny. In: *Inžinierskogeologické štúdium horninového prostredia a geodynamických procesov. Red. M. Matula. Bratislava, Veda*, 249—256.
- Šajgalík, J. — Modlitba, I. 1983: Spraše Podunajskej nížiny a ich vlastnosti. *Bratislava, Veda*, 204 s.
- Šajgalík, J. — Rybárová, P. 1982: Tvorba realistického geotechnického modelu spraší metódami matematickej štatistiky. *Geol. Průzkum*, 24, 10, 283—285.
- Vaškovská, E. 1964: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. *Správy geol. Výsk. v R. 1963 (Bratislava, GÚDŠ).*
- Vojtaško, I. et al. 1976: Inžinierskogeologické mapy 1 : 25 000, list Pezinok. [Záverčná správa z inžinierskogeologického prieskumu.] *Manuskript — IGHP Bratislava*, 201 s.
- Vojtaško, I. et al. 1985: Inžinierskogeologická mapa 1 : 10 000, Trnava. [Sprievodná správa.] *Manuskript — IGHP Bratislava*, 193 s.

Loesses and polygenetic loesslike sediments of the Trnava surroundings, Western Slovakia

Loess sediments being wide spread in Slovakia have often been displayed in multipurpose engineering geological maps. Although the geological structure together with the engineering geological characteristics of loess sheets of regional units of the Trnavská pahorkatina hills as well as of the entire Podunajská nížina lowland was a subject of numerous papers and monographies, the loess sediments of the town of Trnava surroundings have not yet been thoroughly investi-

gated. In the course of a compilation of the basic multipurpose engineering geological map on a scale of 1 : 10 000 (the Trnava sheet) of an area of 86 km² which covers the central part of the Trnavská pahorkatina hills (Fig. 1) with predominantly flat relief the authors distinguished two lithological complexes in the loess sheet of 10—25 m in thickness, i. e. the eolian loess (genuine, typical), and polygenetic loesslike sediments (loesslike earths). The two presented com-

plexes represent the fundamental and at the same time the least and the the most frequently distinguished rock units of hilly region loess sediments in the multipurpose maps of the engineering geological conditions. Underlier of the loess sheet sediments, which are cut and separated by several streams of NW—SE direction with narrow bands of fluvial sediments (partly overlain by loess sediments), is formed of sand and gravel, and sparsely silty-clayey sediments of the Pliocene age. The displaying of areas of the loesses and polygenetic loesslike sediments in the map is based on a relative occurrence of rocks of these lithological complexes in the vertical profile. While the loess prevails in the NW part of the area, in the central parts between the river courses, the polygenetic loesslike sediments which form the basal parts of the sheet and layers, intercalations, and lenses within the group of layers of eolian loesses, become gradually dominant towards SE, and in the direction towards valleys of Parna and Trnavka streams (Fig. 2). According to a character and occurrence of fossil soils, and considering the already existing knowledge from the town of Trnava surroundings, the prevailing part of loess sediments has been classified as the würm and Riss. The basal part of the sheet is probably older (mindel — gūnz?). In accordance with the dominating opinions the authors assume an eolian origin of the loess.

Earths which are called by Ložek (1973, p. 70) genuine loesses the authors name as loesses. The authors detected their physical properties on 128—200 samples of rocks from boreholes, partly from ditches and outcrops. The depth interval from 2 to 20 m was sampled. The grainsize composition and plasticity properties of loess are illustrated in figures 3 and 4. An overview of mean values of physical properties of loess, and the loess classification according to construction standards is given in Table 1.

As it follows from the triangular diagram (Fig. 3) the proportion of silty fraction (grainsize diameter 0.005—0.063 mm) is on average lower, and that of clay fraction (grainsize diameter under 0.005 mm), and sand fraction (grainsize diameter over 0.063 mm) is higher than that in almost all stadial loesses of the würm and Riss of the entire Trnavská pahorkatina hills and the Podunajská nížina lowland (compare Šajgalič — Modlitba 1979, p. 253, and 1983, p. 89).

Comparing stadial loesses of both the above mentioned regional complexes with ours we have found differences in almost all others studied physical properties of eolian loesses. The differences between the mean values of selected physical properties are graphically displayed in Fig. 5. If the general validity of the tendency and of the magnitude of changes increasing with the age of sediments in the Trnavská pahorkatina hills is accepted, the loesses of the town of Trnava surroundings should be of the Penultimate Interglacial (mindel) age. An analogous shift is observed also for the oedometric modulus of deformation, and for the total shear parameters, mean values of which are given in Table 2. Comparing the mean values of the oedometric moduli deformation of sediments from the Trnava surroundings with those from the entire Trnavská pahorkatina hills, as depending on the depth interval from which the samples were taken, the differences were also of the same character, i. e. the values for loesses from the Trnava surroundings were by 2.3 to 6.8 MPa higher (Table 3). Loess collapsibility has been determined by the method of one curve, for the pressure of 0.2 MPa on 36 samples from boreholes and outcrops, and for the sampling depth interval of 2 to 15 m. The mean value of the collapsibility coefficient (I_{mp}) displaying the type of the data distribution strikingly different from the normal one (Fig. 6) is at the border of "collapsible" and "non-collapsible" soils ($I_{mp} = 0.96 \%$). 40 % of loess samples can be classified as "collapsible" (I_{mp} above 1.00 %). From the pair correlation relations between I_{mp} and physical properties, not even those can be used for practical purposes of the I_{mp} estimate, which exhibited relatively high values of correlation coefficient. The predictive model for estimation of the I_{mp} values on the basis of two physical properties with the tightest pair correlation coefficient — porosity (n), and the degree of saturation (S_r) was attempted to obtain by computing the quadratic trend surface (the regression surface) for the selected samples of loesses and polygenetic loesslike sediments (Fig. 7). The residual values marked in the diagram are acceptably low ($\pm 0.25 \%$) for the largest part of the field. The part of the field with S_r smaller than 65 % and n larger than 38 %, and its margins are an exception. In the course of I_{mp} evaluation the known effect of

the sampling method upon Imp values was confirmed: for a similar sampling depth interval, samples from outcrops showed three times more frequent occurrence of collapsible loesses compared with samples taken from boreholes.

To the polygenetic loesslike sediments we have included the following lithogenetic types of rocks:

1. fossil soils and soil complexes consisting of clayey loams,
2. degraded loesses, sandy loesses, and mostly loams and clayey loams — "non-loessified" or partly "loessified",
3. loesslike soils — sandy loams and loamy sands representing partly the sheet-washed and run-off sediments (occurring only in places — in the middle of the formation),
4. loesslike sediments transported by sheet-wash run-off, and solifluction, prevailing on a base of the loess sheet. Physical and mechanical properties of these sediments are described in tables 1 and 2, and displayed in figures 8 and 9. The differences of the mean

values of physical properties compared to the loesses are, as a rule, inexpressive, similarly as the differences between the stadial and the age-related interstadial, and interglacial sediments of the entire Trnavská pahorkatina hills (with the exception of the Late würm loesses). Similarly as for the loesses of the town of Trnava surroundings we have recorded a shift in mean values of physical and mechanical properties of polygenetic loesslike sediments in comparison with all interstadial and interglacial loess sediments of the Trnavská pahorkatina hills (Fig. 5).

Differences in the mean values of physical and mechanical properties of loess sediments in the town of Trnava surroundings in comparison with those of sediments in the Trnavská pahorkatina hills (as well as in the Podunajská nížina lowland) should be looked for in the older age of loesses in the Trnava surroundings (the Riss — mindel ?), but also in different hypsometric level, geomorphological position, and in the wider sampling depth interval.

RECENZIA

A. K. Agadžanjan, B. A. Borisov, O. A. Brajceva et al.: **Metodičeskoe rukovodstvo po izučeniju i geologičeskoj sjonke četvertičnyh otloženíj**. Leningrad, Izdatel'stvo Nedra, 1987, 308 s., 57 obr., 19 tab., 29 fotografii, 7 priloh

Rýchly rozvoj kvartérnej geológie priniesol v posledných rokoch množstvo nových poznatkov vo všetkých oblastiach jej výskumu. Zvlášť evidentné je to v Sovietskom zväze, kde sa riešeniu kvartérnej problematiky venuje veľká pozornosť a získané poznatky dosahujú špičkovú úroveň.

V recenzovanej knihe, rozdelenej do 4 kapitol, kolektív autorov zhŕňa nové poznatky z výskumu kvartéru v Sovietskom zväze. V prvej kapitole, venovanej genetickej a stratigrafickej klasifikácii kvartérnych sedimentov, je predložený nový variant klasifikácie uloženín kvartéru vychádzajúci predovšetkým zo všeobecných klasifikácií Nikoľajeva, Jakovleva a Šancera. Autori volia viacero taxonomických jednotiek (trieda, genetický rad, typ, podtyp, skupina facií a fácia), pričom každú z nich podrobne charakterizujú. V podkapitole zaoberajúcej sa stratigrafickou klasifikáciou rozoberajú problém veku spodnej hranice kvartérnych uloženín, dané princípy zostavenia miestnych, regio-

nálno-korelačných a unifikovaných stratigrafických schém kvartérnych uloženín. V druhej kapitole opisujú jednotlivé metódy výskumu kvartéru. Okrem klasických, bežne používaných metód sa tu opisujú aj u nás málo využívané geochemické, geofyzikálne, paleomagnetické a iné metódy. Tretia kapitola je venovaná metodike výskumu kvartéru v teréne, zostrojeniu legendy v závislosti od mierky mapy. Po prvý raz sa tu stretávame s podrobnou metodikou výskumu kvartérnych uloženín v plytkých oblastiach šelfu. Prehľadne je rozvedená možnosť aplikácie leteckých a kozmických snímok pri výskume a mapovaní kvartérnych uloženín. Potreba objavovania nových a netypických ložísk nerastných surovín je aj jednou z hlavných uloh kvartérnej geológie. Odzrkadľuje sa to aj v recenzovanej knihe, kde sa tejto problematike venovala značná pozornosť. Autori tu podávajú prehľad nerastných surovín viazaných na uloženiny kvartéru, podrobne ich klasifikujú, charakterizujú a opisujú jednotlivé metódy ich vyhľadávania.

Za každou kapitolou je uvedená odporúčaná literatúra. Sedem priloh tvorí názornú ukážku realizácie opisovanej problematiky.

Publikácia je užitočným dielom pre kvartérnych geológov, geomorfológov, ale aj pre iných záujemcov o túto geologickú disciplínu.

Juraj Janočko

Aplikácia faktorovej analýzy pri riešení genézy geotermálnych vôd

DUŠAN BODIŠ*, ANTON REMŠÍK*, STANISLAV KLAUČO**

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

** Slovenský hydrometeorologický ústav, Jeseniova 17, 833 15 Bratislava

Doručené 7. 8. 1987

Апликация факторного анализа при определениях генезиса геотермальных вод

На примере интерпретации генезиса геотермальных вод в почве мезозоя словацкой части венской впадины указывается на возможность использования факторного анализа в гидрогеохимии. В контексте с анализом района и составом геологических, тектонических, гидрогеологических сведений можно в этой части впадины выделить четыре генетических типа геотермальных вод.

Application of factor analysis for solution of the genesis of geothermal waters

On the basis of geothermal waters genesis interpretation in the Mesozoic basement of the Slovakian part of the Vienna basin there was pointed out on possibilities of using factor analysis in hydrogeochemistry. There is possible to define four genetic types of geothermal waters in this part of the basin in the context with the analysis of this area and with set of geological, tectonic, hydrogeological and geochemical data.

Pri interpretácii tvorby chemického zloženia a pôvodu geotermálnych vôd v niektorých prípadoch narážame na problém malej rozlišovacej schopnosti genetických klasifikácií. Ako príklad môžeme uviesť geotermálne vody mezozoického podložia slovenskej časti viedenskej panvy (obr. 1). Veľká väčšina vôd je výrazného nátriovo-chloridového typu s odlišnou hodnotou celkovej mineralizácie. Okrem toho aj použitie geochemických faktorov ako krité-

ria genézy je v mnohých prípadoch ovplyvnené viacerými metamorfnými procesmi, ktoré vplývali na tvorbu chemického zloženia vôd v geologickej minulosti, resp. vplývajú na ne i v súčasnosti. Pri hodnotení genézy takýchto vôd môže pomôcť faktorová analýza.

Z hľadiska naftovej hydrogeochémie opisuje Michalíček (1971) v tejto oblasti dva typy „hlbinných“ vôd: soľanky s celkovou mineralizáciou 86,3—129,7 g.l⁻¹, získané

TAB. 1
Korelačná matica
Correlation matrix

	Na	K	Ca	Mg	Cl	Br	I	SO ₄	HCO ₃	M
Na	1,000									
K	0,602	1,000								
Ca	0,717	0,212	1,000							
Mg	0,411	0,056	0,629	1,000						
Cl	0,995	0,576	0,758	0,462	1,000					
Br	0,880	0,653	0,611	0,463	0,876	1,000				
I	0,528	0,428	0,383	0,203	0,516	0,610	1,000			
SO ₄	-0,465	-0,190	-0,330	-0,189	-0,474	-0,477	-0,318	1,000		
HCO ₃	-0,286	0,033	-0,300	-0,267	-0,314	-0,232	0,223	0,294	1,000	
M	0,996	0,584	0,753	0,456	0,999	0,875	0,523	0,459	0,292	1,000

M — hodnota celkovej mineralizácie vôd.

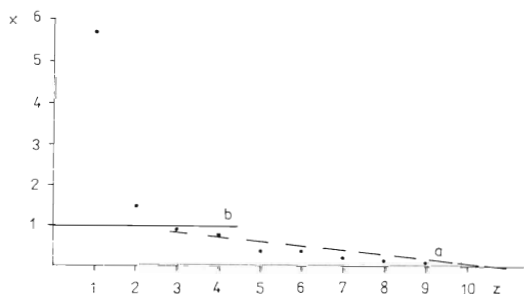
térium použitý scree-test a Hornov test (Überla, 1976). Dôležitý je hlavne scree-test, ktorý zároveň hodnotí aj existenciu autokorelácií v zadaní, ktoré komplikujú použitie samotnej faktorovej analýzy.

Interpretácia faktorovej analýzy

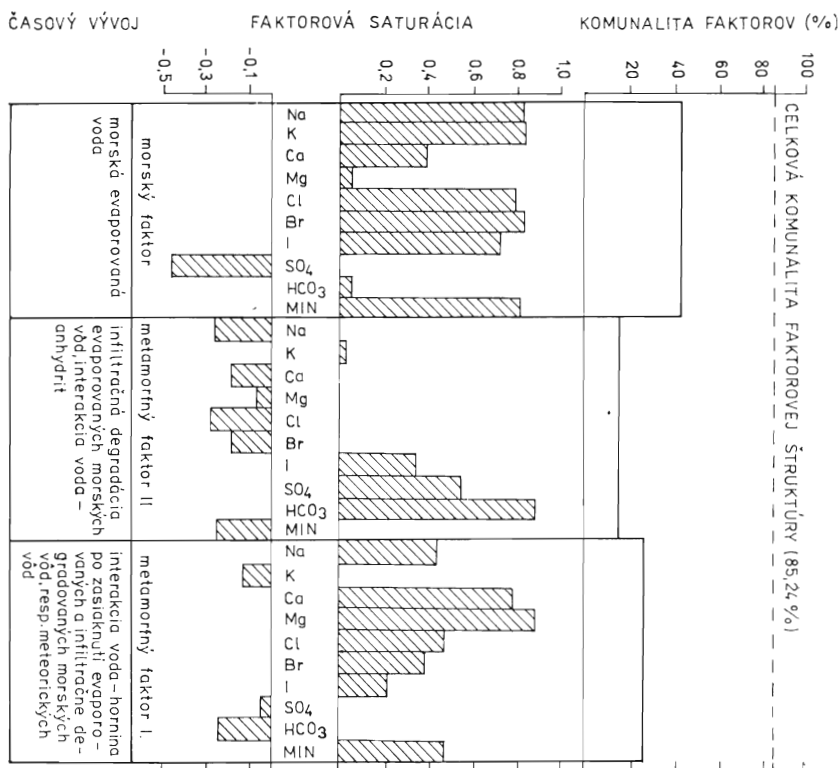
Do výpočtu faktorovej analýzy bolo zahrnutých 65 vstupných údajov s 10 komponentmi (premennými). Vychádzali sme z hydrogeochemických údajov z naftových vrtov (Michalíček, 1971), ktoré boli doplnené o údaje z nových vrtov (Remšík, Fendek, Bodiš, Král, 1985). Korelačná matica, ktorá odráža vzájomné vzťahy, resp. v hydrogeochemickom zmysle slova pravdepodobne rovnaký zdroj jednotlivých iónov prítomných v roztoku, je uvedená v tab. 1. Najvyššie hodnoty koeficientu korelácie sú medzi celkovou mineralizáciou a chloridmi, sodíkom, brómom a vápnikom, čo vyplýva z celkového chemického zloženia geotermálnych vôd a ich genézy. Tesný korelačný vzťah medzi chloridmi a bromidmi ($r_{Cl-Br} = 0,88$), resp. kationmi sodíka a bromidmi ($r_{Na-Br} = 0,88$) naznačuje v našom prípade ich genetickú spätosť a podobnú cestu, akou sa dostali do roztoku, čo podporuje aj štatisticky menej významný korelačný vzťah medzi

chloridmi a jodidmi ($r_{Cl-I} = 0,52$), resp. iónmi sodíka a jodidmi ($r_{Na-J} = 0,53$). K podobnej závislosti dospel aj Franko a Michalíček (1982) pri hodnotení jodo-brómových vôd viedenskej panvy, viazaných na neogénne sedimenty. Zaujímavý je aj pomerne výrazný korelačný vzťah medzi iónmi vápnika a sodíka ($r_{Ca-Na} = 0,72$) a vápnika s chloridmi ($r_{Ca-Cl} = 0,76$), charakteristický pre geotermálne vody tohto typu (výrazný nátriovo-chloridový typ s podstatným zastúpením kalciovo-chloridovej zložky).

Podľa scree, resp. Hornovho testu (obr. 2) bol definitívny počet faktorov



Obr. 2. Scree-test (a) a Hornov test (b) na určenie počtu extrahovaných faktorov. z — zoradenie faktorov, x — vlastné hodnoty.
Fig. 2. Scree-test (a) and Horn's test (b) for the determination of a number of extracted factors. z — the arrangement of factors, x — actual values.



Obr. 3. Definitívna faktorová štruktúra a komunalita faktorov.

Fig. Definitive factor structure and communicability of factors.

upravený na tri. Podľa hodnoty kumulatívneho percenta vlastných čísel korelačnej matice tento počet faktorov vysvetľuje až 81 % celkového rozptylu dát zadania.

Definitívna faktorová štruktúra je znázornená na obr. 3. Prvý faktor zahrňuje sodík, draslík, chloridy, bromidy, jodidy a celkovú mineralizáciu. Záporné významné hodnoty faktorového skóre nadobúdajú sírany. Uvedené ióny sú charakteristické pre morské vody, ktoré sú po infiltrácii do horninového prostredia v dôsledku činnosti desulfurizačných baktérií ochudobňované o síranové ióny. Preto sme tento faktor zjednodušene nazvali morský. Pre druhý faktor sú typické hydrogénuhlíkatany a sírany, nazvali sme ho faktor metamorfózy II, pretože reprezentuje infil-

tračnú degradáciu, resp. vysladzovanie pôvodných morských vôd a interakciu voda — anhydrit. Tretí faktor je charakterizovaný vysokou pozitívnou saturáciou horčíka, vápnika, chloridov, celkovej mineralizácie a sodíka. Nazvali sme ho faktor metamorfózy I, pretože prakticky zahŕňa procesy interakcie voda — hornina. Z uvedeného vyplýva, že faktory môžu do veľkej miery odrážať vnútorné vzťahy medzi jednotlivými iónmi v geotermálnych vodách.

Aplikácia faktorovej analýzy

Výsledky faktorovej analýzy budeme aplikovať na príklade geotermálnych vôd slovenskej časti mezozoického podložja

viedenskej panvy, ktoré sa vyskytujú v štyroch štruktúrach (Remšík et al., 1985).

Lábsko-malacká elevácia s priľahlými poklesnutými kryhami

V mezozoickom podloží tejto štruktúry boli odkryté soľanky s hodnotami celkovej mineralizácie vód 86,8—129,7 g.l⁻¹ výrazného nátriovo-chloridového typu s minimálnou hodnotou zložky A₂ (0,2—0,6 mval ‰) a charakteristickým viac či menej výrazným zastúpením zložky S₂(Cl), (0,6—15,2 mval ‰).

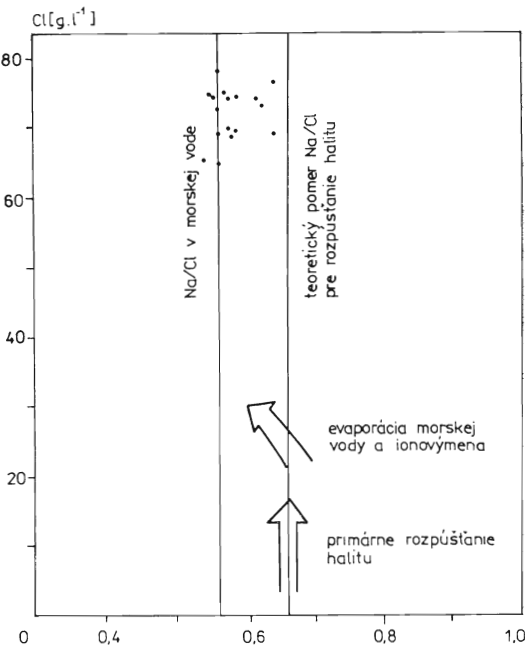
Pri objasňovaní genézy soľaniek vychádzame z absencie halitu v triasových evaporitových formáciách, v ktorých sa vyskytuje prakticky len anhydrit. Halit bol spolu s anhydritom v slovenskej časti viedenskej panvy opísaný len z vrtu Studienka-83. Kysela et al. (1983) ho priradujú k báze spodného triasu. Je však pravdepodobné, že v rozptýlenej forme sa môže vyskytovať aj v týchto formáciách, resp. v sedimentoch neogénu.

Molárny pomer sodíka a chloridov v soľankách je posunutý od typickej hodnoty 0,65, ktorá predstavuje primárne rozpúšťanie halitu (obr. 4). Šípky naznačujú trend vývoja pri procesoch rozpúšťania halitu, resp. evaporácii morskej vody a iónovymene, ale nezohľadňujú kvantitatívnu predpoveď týchto procesov. Posun soľaniek smerom k pomeru Na/Cl typickému pre morskú vodu je evidentný, ale hodnoty obsahu sodíka sú znížené pravdepodobne v dôsledku už uvedených iónovýmienných procesov. Pomer Cl/Br nedosahuje hodnoty charakteristické pre halogénne vody.

Z hľadiska výsledkov faktorovej analýzy sú soľanky charakterizované pozitívnymi hodnotami faktorového skóre morského faktora a metamorfným faktorom I. Z toho by pre genetickú interpretáciu vyplývalo, že soľanky vznikli evaporáciou mor-

skej vody (morský faktor), v ktorej po zasiačnutí do triasových karbonatických komplexov došlo k metamorfóze ich chemického zloženia (metamorfný faktor I, reprezentovaný vysokými pozitívnymi saturáciami Ca, Mg, Cl, M a Na) hlavne procesmi iónovýmieny a interakciou s okolitým horninovým prostredím.

Uvedené potvrdzuje predpokladaný vývoj celej oblasti lábsko-malackej elevácie s priľahlými poklesnutými kryhami. Na triasových karbonátoch totiž ležia íly a piesky vrchného karpátu. Z toho vyplýva, že až do tohto obdobia bola táto oblasť vynorená. Inými slovami celá oblasť slovenskej časti viedenskej panvy bola v období od paleogénu do spodného karpátu zaplavená morom, ktorého výbežky



Obr. 4. Závislosť medzi obsahom chloridov a pomerom Na/Cl v soľankách mezozoického podložia lábsko-malackej elevácie s priľahlými poklesnutými kryhami.

Fig. 4. Dependence between the content of chlorides with Na/Cl ratio in brines of the Mesozoic basement of the Láb-Malacky elevation with adjacent down-dip blocks.

zasahovali do lábsko-malackej oblasti, kde vytvárali lagúny, v ktorých evaporáciou vznikali solanky, ktoré potom zasiakli do triasových karbonátov a boli uzavreté ílmi vrchného karpátu. Evaporácia neprebehla až do stupňa vypadávania halitu, pretože do lagún boli prinášané meteorické vody v podobe zrážok a z povrchových tokov. Tieto predpoklady podporuje aj hodnota $\delta^{18}\text{O}$ —2,4 ‰ v solanke z intervalu 2877—2873 m vrtu Láb-120 (Pačes, 1983).

Závodsko-studienske poklesnuté pásmo

V tejto oblasti boli odkryté geotermálne vody výrazného nátriovo-chloridového typu so zastúpením zložky A_1 do 15 mval ‰ a zložky A_2 do 5 mval ‰. Celková mineralizácia týchto vôd má hodnoty od 15 g.l⁻¹ do 25 g.l⁻¹. Faktorové skóre sú pozitívne pre morský faktor a metamorfný faktor II. Z toho pre genetickú interpretáciu vyplýva, že tieto vody predstavujú marinogénne vody do určitého stupňa degradované (pozri už uvedenú prítomnosť zložky A_1 a pozitívne faktorové skóre metamorfného faktoru II). Vplyv degradácie sa s hĺbkou uloženia kolektorských hornín znižuje, narastá hodnota celkovej mineralizácie a zložka A_1 klesá až na 1,4 mval ‰.

Šaštínska elevácia s príľahlým poklesnutým juhozápadným a severovýchodným pásmom

V tejto štruktúre sa nachádzajú vody výrazného, resp. nevýrazného nátriovo-chloridového typu so zastúpením zložky A_1 do 20 mval ‰ a zložky A_2 do 5 mval ‰. Ich celková mineralizácia kolíše v rozmedzí 7—15 g.l⁻¹. V tejto štruktúre môžeme pozorovať vertikálnu aj horizontálnu distribúciu celkovej mineralizácie. Vo vertikálnom hydrogeochemickom profile napr. vrtov Šaštín-9, 10 môžeme sledovať spo-

jitý nárast celkovej mineralizácie. Horizontálnu distribúciu znižovania hodnôt celkovej mineralizácie môžeme sledovať v smere od Borského Jura cez Šaštín a Koválov. Tento charakter rozdelenia je v súlade aj s výsledkami faktorovej analýzy. V oblasti Borského Jura má pozitívne hodnoty faktorového skóre morský faktor a metamorfný faktor II, v oblasti Šaštína metamorfný faktor II a pre oblasť Koválova je charakteristický metamorfný faktor II a I. Geotermálne vody v oblasti Borského Jura sa svojím chemickým zložením aj pozitívnym zastúpením faktorov podobajú vodám závodsko-studienskeho poklesnutého pásma. V oblasti Šaštína sú geotermálne vody metamorfované hlavne stykom s anhydritovými vrstvami, na čo poukazuje metamorfný faktor II. V oblasti SV príľahlého poklesnutého pásma šaštínskej elevácie sú geotermálne vody značne metamorfované jednak stykom s anhydritovými polohami (metamorfný faktor II) a jednak interakciou voda — hornina, resp. degradáciou (metamorfný faktor I). Možno teda usudzovať na rôznu stupeň degradácie morských vôd a charakter metamorfózy v smere JZ—SV, ktorý prebiehal pravdepodobne v geologickej minulosti.

Lakšárska elevácia

V tejto štruktúre sa nachádzajú dva typy geotermálnych vôd. Pre najvyššie časti vnútrokarpatských jednotiek a bazálne klastiká egenburgu sú charakteristické nátriovo-chloridové vody so zastúpením zložky $S_2(\text{SO}_4)$, (16,7—24,2 mval ‰) a zložky A_2 nad 5 mval ‰. Ich celková mineralizácia sa pohybuje od 5 g.l⁻¹ do 1 g.l⁻¹. Pozitívne hodnoty faktorového skóre tu nadobúdajú metamorfný faktor II a I.

Druhým typom sú marinogénne vody, zistené vo väčších hĺbkach v profile vrtu LNV-7. Sú výrazného nátriovo-chlorido-

vého typu s mineralizáciou 34,7—43,8 g.l⁻¹. Pozitívnymi hodnotami faktorového skóre morského faktora sa vyznačujú len vody s mineralizáciou 34,6—36,8 g.l⁻¹. Zastúpenie všetkých troch faktorov majú vody s mineralizáciou nad 37 g.l⁻¹. Marinogénne vody sú tu uchované pod nepriepustnými lunzskými vrstvami, ktoré ich izolujú od vôd prvého typu — s nižšou mineralizáciou (5—7 g.l⁻¹).

Záver

Uplatnenie matematickoštatistických metód v hydrogeochemii má široké použitie. Ich aplikácia pomáha pri interpretácii chemického zloženia a genézy prírodných vôd. Treba však zdôrazniť, že rozhodujúci je súbor geologických, tektonických, hydrogeologických a geochemických poznatkov v kontexte s analýzou vývoja oblasti.

V práci je použitá Q technika faktorovej analýzy s ortogonálnou rotáciou typu VARIMAX. Jej výhoda pri interpretácii genézy spočíva v hľadaní hypotetických, zatiaľ nedefinovaných premenných, v ktorých sa odzrkadľujú ich vzájomné vzťahy a kombinácie. Na základe definitívnej faktorovej štruktúry (obr. 3) boli vyčlenené tri faktory: morský, metamorfny II a metamorfny I. Faktory zároveň predstavujú procesy tvorby a zmien chemického zloženia geotermálnych vôd v čase. Priestorová distribúcia pozitívnych hodnôt faktorového skóre je aplikovaná v súčinnosti s ostatnými poznatkami na štyroch vyčlenených štruktúrach geotermálnych vôd mezozoického podložia slovenskej časti viedenskej panvy.

Podľa výsledkov štúdia môžeme v tejto oblasti vyčleniť tieto genetické typy vôd:

— soľanky ($M = 86,8—129,7$ g.l⁻¹), viazané na karbonáty lábsko-malackej elevácie s príslušnými poklesnutými kryhami, ktoré vznikli evaporáciou morskej vody

a jej následným zasiaknutím a uzavretím do triasových karbonátov, kde ich pôvodné chemické zloženie bolo zmenené procesmi iónovýmeny a interakciou s okolitým horninovým prostredím,

— infiltračne nedegradované marinogénne vody ($M = 34,7—43,8$ g.l⁻¹), odkryté v jednotlivých intervaloch vrtu LNV-7 v hĺbke od 4510 m,

— marinogénne vody do rôzneho stupňa infiltračne degradované, viazané na karbonáty závodsko-studienského poklesnutého pásma ($M = 8,9—22,8$ g.l⁻¹) a oblasť šaštínskej elevácie s príslušným juhozápadným a severovýchodným pásmom ($M = 2,8—15,6$ g.l⁻¹ a obsahom H₂S do 207,4 mg.l⁻¹),

— petrogénne geotermálne vody, viazané na bazálne klastiká egenburgu a karbonáty najvyššej časti vnútrokarpatských jednotiek lakšárskej elevácie ($M = 5,4—6,8$ g.l⁻¹ a obsahom H₂S až do 478,8 mg.l⁻¹).

Podakovanie

Autori si dovoľujú úprimne poďakovať dr. O. Frankovi, CSc., za užitočné diskusie pri zostavovaní práce, jej starostlivé prečítanie a za podnety na jej zdokonalenie.

Literatúra

- Franko, O., Michalíček, M. 1982: Jódobromové vody Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol.*, 4, 97—133.
- Kysela, J. et al. 1983: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Michalíček, M. 1971: Naftová hydrogeochemie centrálně karpatského podloží vídeňské pánve. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 14, 69—89.
- Pačes, T. 1983: Základy geochemie vod. 1. vyd. *Praha, Academia*, 300 s.
- Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D., Král, M. 1985: Geotermálna energia viedenskej panvy — prognózne zásoby. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 121 s.
- Überla, K. 1976: Faktorová analýza. 2. vyd. *Bratislava, Alfa*, 175 s.

Application of factor analysis for solution of the genesis of geothermal waters

Q-technique of the factor analysis with the orthogonal rotation of VARIMAX type has been used in this work. Its advantage for the interpretation of the genesis is based on searching of hypothetical, for the moment non-defined variables, in which mutual relations and combinations are reflected. Three factors have been defined on the basis of definitive factor structure (Fig. 3): marine, metamorphic II and metamorphic I factor respectively. At the same time these factors represent the processes of formation and change of geochemical water composition in time. The spatial distribution of positive values of factor score has been applied in correspondence with other knowledge (Fig. 1) on four defined structures of geothermal waters in the Mesozoic basement of the Slovakian part of the Vienna basin.

According to results of investigation, we can define the following types of waters in this area:

— brines ($M = 90,0\text{--}129,7 \text{ g.l}^{-1}$) bound on carbonates of the Láb—Malacky elevation with adjacent down-dip blocks, which originated by the evaporation of sea water and its subsequent percolation and enclosure into the Triassic carbonates. Their original chemical composition was changed by processes

of ion exchange and by the interaction with surrounding rocks, these waters are characterized by the marine factor and metamorphic factor I respectively,

— waters of marine origin, non-degraded by the infiltration ($M = 34,7\text{--}43,8 \text{ g.l}^{-1}$), discovered in individual intervals of the LNV-7 borehole, at a depth below 4510 m; these waters are characterized by the marine factor,

— waters of marine origin, degraded by the infiltration into various levels, bound on carbonates of the Závod-Studenka down-dip zone ($M = 8,9\text{--}22,8 \text{ g.l}^{-1}$, these waters are characterized by the occurrence of the marine factor and metamorphic factor II) and the Šaštín elevation with adjacent south, western and northeastern zones ($M = 2,8\text{--}15,6 \text{ g.l}^{-1}$ and with the content of H_2S to $207,4 \text{ mg.l}^{-1}$, these waters are characterized by all three factors in dependence on the paleohydrogeochemical development of this structure),

— petrogenetic geothermal waters, bound on the Eggenburgian basal clastic rocks of the top part of the Inner Carpathians units of the Lakšár elevation ($M = 5,4\text{--}6,8 \text{ g.l}^{-1}$ and with the content of H_2S to $478,8 \text{ mg.l}^{-1}$, with positive values of metamorphic factor II and I scores).

Magmaticko-hydrotermálne brekcie súvisiace so vznikom zrudnenia ložiska Zlatá Baňa

LUBOMÍR DIVINEC, PETER KOTULÁK, MARTIN REPČIAK
 Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 9. 2 .1988

Магматическо-гидротермальные брекчии связанные с возникновением рудной минерализации месторождения Злата Баня, Восточная Словакия

На месторождении Злата Баня были идентифицированные специфические брекчии. Эти брекчии связаны с возникновением рудной минерализации. В литературе их называют магматическо-гидротермальными или гидротермальными брекчиями.

Magmatic-hydrothermal breccias connected with the origin of ore mineralization of the Zlatá Baňa deposit, Eastern Slovakia

Specific breccias have been identified on the Zlatá Baňa deposit. These breccias are connected with the origin of ore mineralization. In literature they are named magmatic-hydrothermal or hydrothermal breccias respectively.

Na ložisku Zlatá Baňa, podobne ako na mnohých iných hydrotermálnych vulkanogénnych ložiskách, možno nájsť prejavy procesov, ktoré viedli k vzniku rôznych brekcií. Časť týchto brekcií vznikla ako prejav hydrotermálnych premien hornín, časť tvoria brekcie, ktoré sú späté s magmaticko-hydrotermálnymi pochodmi. Nie sú to explozívne pyroklastiká ani intruzívne alebo lávové brekcie, ale brekcie, ktoré pravdepodobne vznikali účinkom mechanickej energie uvoľňovanej pri kryštalizácii magmy nasýtenej H_2O (2—4 hmotn. %) prostredníctvom procesov sekundárneho varu a následnej dekompresie, ktorá prekonala litostatický tlak a pevnosť nadložných hornín (Burnham, 1982).

Takéto typy brekcií priťahujú pozornosť geológov už asi 200 rokov (Sillitoe, 1985), často sa však zamieňali s explozívnymi pyroklastikami. V minulosti, vzhľadom na charakter informácie, ktorú nám môže poskytnúť vrtné jadro, sa to stalo aj na ložisku Zlatá

Baňa. Magmaticko-hydrotermálne brekcie boli opísané ako pyroklastiká (Kaličiak, 1980). Význam týchto brekcií vo vzťahu k zrudneniu bol rozpoznávaný až v posledných desaťročiach. Názory na terminológiu, klasifikáciu a najmä na genézu týchto brekcií sú veľmi rozdielne.

Magmaticko-hydrotermálne brekcie na ložisku Zlatá Baňa sa nachádzajú vo všetkých typoch hornín, ktoré ho budujú (najviac ich je v andezitoch a dioritových porfyrdoch, menej v ryolitoch, najmenej v piesčito-ílovitých sedimentoch, avšak iba v tých, ktoré sú kontaktne metamorfované). Všeobecne možno konštatovať, že intenzita ich výskytu je priamo úmerná náchylnosti hornín na krehkú deformáciu. Brekcie vyplňajú trhliny prevažne S—J smeru, vhodné s priebehom rudných štruktúr ložiska. Ich rozsah zatiaľ bezpečne nepoznáme, smerne i vertikálne môžu dosahovať niekoľko desiatok až prvé stovky metrov (podľa doterajších údajov z banských



Obr. 1. Postupný prechod z pevnej horniny do brekcie, Vrt ZB-2.

Fig. 1. Progressive transition from solid rock into breccia. The ZB-2 borehole.

prác). Sú strmo sklonené na Z i V (70—90°), hrubé od niekoľkých cm do niekoľkých metrov, s veľmi nepravidelným šošovkovitým vývojom. Trubicovité telesá týchto brekcií sme zatiaľ na ložisku Zlatá Baňa nepozorovali (hoci v iných vulkanických oblastiach sveta sú bežné).

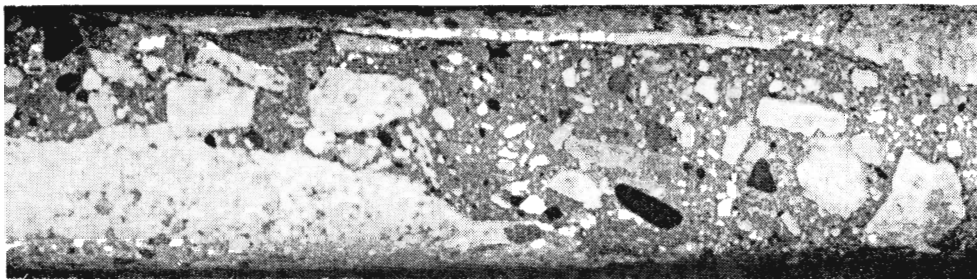
Pre tieto brekcie je charakteristické, že ich tvoria úlomky okolitých hornín, ktoré sú tmelené jemnozrnnou hmotou, ktorá má to isté chemické zloženie ako úlomky (vznikla mechanickým rozrušením tých istých hornín, z ktorých vznikli úlomky, resp. rozrušením úlomkov na jemnú frakciu). Pomer medzi úlomkami a tmeliacou hmotou je veľmi variabilný. Úlomky majú všetky možné tvary, niekedy veľmi nepravidelné. Sú rôzne opracované, angulárne až suboválne.

Na ložisku Zlatá Baňa rozoznávame v terajšom štádiu poznania dva základné typy brekcií. Pre prvý typ je charakteristický pozvoľný prechod z pevnej neporušenej horniny cez rozpukanú zónu až do zóny s úlomkami obklopenými tmavou jemnozrnnou hmotou (obr. 1). K druhému typu patria ostro ohraničené brekcie bez pozvoľného prechodu do okolitej horniny, ktoré môžeme nazvať brekciovými dajkami (obr. 2).

Z hľadiska zrudnenia môžeme brekcie rozdeliť na tri typy: brekcie bez zrudnenia, brekcie so zrudnením, kde rudné minerály (sfalerit, galenit, pyrit a chalkopyrit) tvoria tmel úlomkov, a brekcie so zrudnením, ktoré má formu žíl a liatych polôh pretínajúcich telesá brekcií.

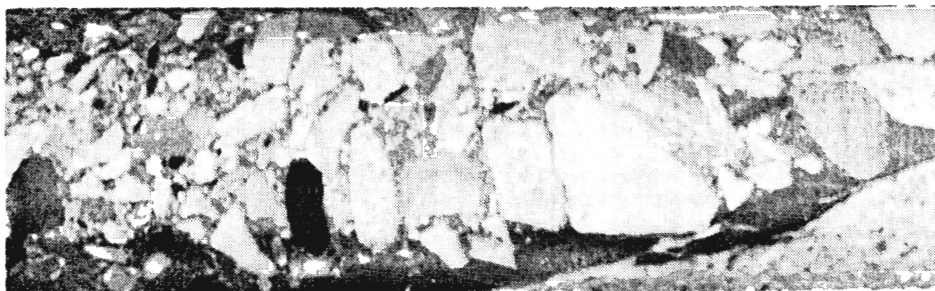
Úlomky brekcií sú rôzne usporiadané. V niektorých telesách brekcií sú úlomky rozptýlené rovnomerne v tmeliacej jemnozrnej hmote, v iných tvoria nepravidelné zhluky. Niekedy sú doskovité úlomky usporiadané kolmo na priebeh trhliny, ktorú vyplňajú (obr. 3).

Tmeliaca hmota býva väčšinou jemnozrnná, ílovitá až piesčitéj frakcie. Často v nej pozorujeme fluidálne textúry, najmä na okrajoch telies brekcií. Tmeliaca hmota býva niekedy tiež postihnutá následnými procesmi brekciácie, tvoria sa v nej čierne útržky podobné ílovcom. Často býva hydrotermálne premenená, karbonatizovaná, argilitizovaná a pyritizovaná. V dôsledku toho je tmavšia ako úlomky (spolupôsobí tu aj efekt absorpcie svetla). Táto škála hydrotermálnych premien je odlišná od hydrotermálnych premien tmeliacej hmoty brekcií opisovaných v iných vulkanických oblastiach sveta, v ktorej pre-



Obr. 2. Ostro ohraničená brekcia (brekciová dajka) Vrt ZB-2.

Fig. 2. Sharply bordered breccia (breccia dike). The ZB-2 borehole.



Obr. 3. Doskovité úlomky usporiadané kolmo na priebeh trhliny. Vrt ZB-2.

Fig. 3. Slab fragments arranged perpendicular to the course of the crack. The ZB-2 borehole.

vláda silicifikácia a turmalinizácia (War-naars et al., 1985, Schelnut, Noble, 1985).

Prediskutované špecifické brekcie sa v literatúre bežne nazývajú magmaticko-hydrotermálne, resp. hydrotermálne brekcie (Sillitoe, 1985). Mechanizmus ich vzniku je však stále nejasný a názory na ich genézu sa líšia. Podľa Burnhama in Barnes (1982) a Burnhama (1985) vznikajú účinkom mechanickej energie uvoľňovanej pri kryštalizácii magmy nasýtenej H_2O . O účinkoch gravitačnej energie na vznik týchto brekcií uvažuje Norton a Cathles (1973). Vznik brekcií procesmi fluidizácie vysvetľuje McCallum (1985). Doskovitý a šošovkovitý tvar telies brekcií na ložisku Zlatá Baňa naznačuje, že pri ich vzniku mohli zohrať určitú úlohu aj tektonické procesy.

Podľa nášho názoru magmaticko-hydroter-

málne brekcie na ložisku Zlatá Baňa vznikali magmaticko-hydrotermálnymi a tektonickými procesmi, ktoré boli dôsledkom objemových zmien pri kryštalizácii magmy nasýtenej H_2O .

Štúdium týchto brekcií môže prispieť k objasneniu genézy hydrotermálnych ložísk, najmä však môže slúžiť ako prognózne kritérium pri prognózovaní rúd a priamo usmerniť vrtné práce. Z týchto dôvodov sme pripravili a začali rozsiahly výskum špecifických brekcií na ložisku Zlatá Baňa. Tento výskum zahŕňa štúdium geometrie úlomkov, ich kontaktov s okolím, lemov úlomkov, ich povrchov, povrchov zŕn tmeliacej hmoty, hydrotermálnych premien tmeliacej hmoty, litológie úlomkov, mineralógie brekcií, geochemie brekcií, modelovania ich vzniku atď. O výsledkoch tohto výskumu budeme geologickú verejnosť informovať.

RECENZIA

L. Rozložník, J. Havelka, F. Čech, V. Zorkovský: **Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie**. 1. vyd., Bratislava, Alfa — Praha, SNTL, 1987, 693 s., 394 obr., 33 tab.

Po 15 rokoch od vydania prvej vysokoškolskej učebnice rovnakého názvu (Zorkovský a kol., 1972) vyšla koncom r. 1987 od toho istého kolektívu autorov nová, rozsiahlejšia a modernizovaná učebnica určená pre poslucháčov baníckych fakúlt, ktorá môže poslúžiť aj poslucháčom geológie na prírodovedeckých fakultách i geológom v praxi.

Kniha zahŕňa všetky základné súčasti ložiskovej geológie. V prvej časti podáva v stručnej forme informácie o ložiskotvorných procesoch a ložiskových typoch, o zložení, stavbe a formách ložiskových telies, o základných princípoch regionálnej a historickej metalogenézy a o klasifikácii ložísk. V druhej časti sa podrobnejšie podáva charakteristika jednotlivých genetických typov ložísk, v tretej časti stručný prehľad metalogenézy Československa, v štvrtej časti sa opisujú ložiská jednotlivých kovov, v piatej ložiská nekovových nerastných surovín, v šiestej ložiská kaustobiolitov. Pri všetkých druhoch nerastných surovín sa okrem všeobecných charakteristík podáva prehľad najvýznamnejších a typických ložísk vo svete a v ČSSR. Siedma časť je venovaná problematike vyhľadávania, prieskumu a ekonomickému oceňovaniu ložísk.

V porovnaní s predchádzajúcou učebnicou sa autori snažili doplniť a inovovať názory a údaje tak, ako to vyplýva z búrlivého rozvoja teoretických i praktických poznatkov ložiskovej geológie v poslednom čase. Odráža sa to napr. v zaradení kapitol pojednávajúcich o vzťahoch metalogenetických procesov ku geodynamickému vývoju zemskej kôry vrátane prínosu globálnej tektoniky; v modernizácii názorov na vznik niektorých genetických typov ložísk, čo sa prejavuje aj v rozšírení klasifikácie ložísk o viaceré nové typy, najmä v spoločensťve vulkanogénnych, metamorfogénnych a prechodných endo- a exogénnych ložísk; v zaradení viacerých netradičných druhov rudných i nerudných surovín, surovín morí a oceánov, podzemných vôd a geotermálnych zdrojov; v zohľadnení zmien, ktoré nastali v rozsahu ťažby surovín, v poradí hlavných producentov, v bilancií zásob; v zaradení kapitol o geoinformatike, o matematických metódach v ložiskovej geológii a pod.

Ku knihe, najmä ak ide o učebnicu, možno uviesť aj viaceré kritické pripomienky. Prvá časť Úvod do ložiskovej geológie je príliš he-

terogénna, obsahuje množstvo krátkych 1—2-stranových kapitoliek, často vzájomne nenadväzujúcich. Autori tu chcú o všetkom niečo povedať, ale rozsah nedovolí mnohé z toho dôkladnejšie vysvetliť. Zaradenie niektorých kapitol, najmä o metalogenéze, je tu predčasné, z didaktických dôvodov nevhodné, pretože sa tu používajú rôzne pojmy, pomenúvajú typy ložísk a pod., s ktorými sa poslucháči oboznámia až v ďalších častiach učebnice. Aj niektoré tu zaradené pasáže o povahe ložiskotvorných procesov, úložných pomeroch, formách a o zložení ložiskových telies by bolo vhodnejšie zaradiť až do druhej časti, kde by sa pri pojednávaní o jednotlivých genetických typoch ložísk mohli dôkladnejšie objasniť. Náplň kapitoly o skladbe ložiskových telies v podstate nezodpovedá jej názvu, hovorí sa v nej prevažne o priemyselných typoch nerastných surovín.

V ďalších častiach badať určitú nevyváženost rozsahu opisov niektorých genetických typov ložísk a druhov surovín, napr. o významných ložiskách greisenového typu sa píše len na 1 strane, kým o albititoch na 4, o drahých a ozdobných kameňoch na 20 stranách, kým magnezitom, vápnom a dolomitom je venovaných len po 5 strán.

Zvlášť kritické stanovisko zaujímate ku gramatickým a tlačovým chybám i ďalším nedôslednostiam. Tých sa celkom nevyvaruje žiadna práca, no v tejto, ešte ak zoberieme do úvahy jej učebnicový charakter, je ich skutočne neprípustné množstvo. Sú to jednak tzv. preklepové chyby a skomoleniny slov, a to aj v menách autorov, v názvoch ložísk a v odborných termínoch, ale aj chyby v názvoch a vzorcoch minerálov, chaos v písaní veľkých či malých písmen v označení ložísk, panví a pod., nevhodnosť odvodzovacích prípon, atď. Autori tiež pozabudli, že pre poslucháčov vysokých škôl a čitateľov je potrebné ložiská vždy označovať názvom obce, a nie neurčitými miestnymi názvami (napr. Malý vrch, Čierny vrch, na Ransku a pod.) alebo len odvodnými prídavnými menami (Kopanské, príčovské, zlatobanské atď.), z ktorých čitatelia často nevedia usúdiť, o akú lokalitu vlastne ide a kde leží. V učebnici by sa nemali používať nevhodné cudzie termíny ako tróg, horst-graben, dajka atď. Dost početné sú aj rôzne vecné chyby a nedôslednosti v texte, tabuľkách a v grafických ilustráciách. Z uvedeného vidieť, že z tohto hľadiska neboli dostatočne dôslední ani autori, ani recenzenti, ani korektori. Prekvapuje, že ku knihe neboli pripojené errata, ktoré by opravovali aspoň vážnejšie vecné a zmyslové chyby.

Cyrl Varčák

Problémy nomenklatúry a klasifikácie chloritov

MIROSLAV HARMAN

Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

Doručené 5. 8. 1987

Проблемы номенклатуры и классификации хлоритов

За больше чем сто лет исследования хлоритовых минералов было создано в области их номенклатуры и классификации не совсем наглядное состояние. В статье оцениваются существующие работы из этой области из дорентгеновского и послерентгеновского этапов исследования. Особое внимание уделяется современным методам исследования и взглядам на классификацию, а также современным работам посвященным этой проблеме, опубликованных за границей и в ЧССР. В заключении статьи приведен обзор донныне известных видов хлоритов, которые можно точно зачислить, а также основной обзор литературы о хлоритах.

Problems of nomenclature and classification of chlorites

Not clearly arranged state in nomenclature and classification of chlorite minerals was created during more than hundred years of their research. Present works from this field from pre-X-ray and post-X-ray stages of research are evaluated in the paper. Special attention is paid to modern methods of research and views on classification, as well as to the latest works from this field published abroad and in Czechoslovakia. Survey of the hitherto known kinds of chlorites which may be precisely classified, as well as basic survey of literature about chlorites are given in the end of the paper.

Chlority predstavujú veľkú skupinu vrstevnatých alumosilikátových minerálov s premenlivým chemickým zložením. Zo štruktúrneho hľadiska sú chlority usporiadané zmiešanovrstvové minerály obsahujúce striedajúce sa vrstvy 2:1 (mastencové) a medzivrstvové hydroxidové siete (brucitové). Kladný náboj vzniknutý substitúciou vo vrstve 2:1 v oktaedrických pozíciách (napr. substitúcia dvojmocných

atómov Mg, Fe za trojmocný Al) nepostačuje na kompenzáciu negatívneho náboja vzniknutého substitúciou Al^{3+} za Si^{4+} v tetraédroch. Z toho dôvodu vrstva 2:1 má vždy negatívny zvyškový náboj, ktorý musí byť vykompenzovaný kladným nábojom medzivrstvovej hydroxidovej siete, nachádzajúcej sa medzi dvoma vrstvami 2:1. Niektoré chlority môžu v oktaedrických pozíciách obsahovať tiež iné atómy,

napr. Cr, Mn a Ni.

Chlority sú významným produktom sekundárnych premien primárnych minerálov, hlavne pyroxénov, amfibolov a biotitu. Najčastejšie sa vyskytujú v hydrotermálne premenených horninách, ale sú hojné i v metamorfovaných horninách a v sedimentoch. Zloženie chloritov je závislé od podmienok ich vzniku, čo sa dá využiť napríklad pri prospekcii rudných ložísk.

Základy klasifikácie a nomenklatury chloritov v predröntgenovej etape položil Tschermak (1891). Ním stanovené základné typy sa dlho používali a čiastočne boli prevzaté i v neskorších etapách výskumu. Prvotná nomenklatúra bola založená na chemickom zložení a na optických charakteristikách. Tschermak rozdelil chlority na rad, kde krajné členy tvoril opticky pozitívny amesit a opticky negatívny antigorit. Neskôr sa zistilo, že oba krajné členy nemajú štruktúru chloritu. Dlho sa však udržalo Tschermakovo rozdelenie na ortochlority a leptochlority (s nižším a vyšším obsahom Fe).

Klasifikácia Orcela (1926, 1927, 1950) je tiež vytvorená na základe chemického zloženia, ale prihliada už i na štruktúru. Orcel najprv na základe pomerov molekulárnych kvocientov SiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 a Cr_2O_3 (hodnoty s , f , a , c) a detailnejšie na základe koeficientov f , a , c vymedzil 8 chloritových skupín. V novšom prepracovaní prihliada na štruktúrne charakteristiky a zjednodušuje rozdelenie na 4 základné skupiny (podľa množstva atómov Si a Fe), ako aj podľa hmotnosti a indexu lomu.

Závislosť chemického zloženia a jeho vzťah k optickým vlastnostiam použil vo svojej klasifikácii Winchell (1926, 1936). Ako koncové členy pre svoj štvorcový diagram použil antigorit (Mg), ferroantigorit (Fe, Mg), amesit (Al, Mg) a dafnit (Al, Fe) a domnieva sa, že miešaním týchto zložiek

v rôznom pomere vznikajú rôzne druhy chloritu. Winchellova klasifikácia sa dnes používa už len veľmi zriedka, pretože hranice medzi jednotlivými druhmi sú umelé a druhy sú označené názvom bez ohľadu na zaužívanú nomenklatúru. Určité korekcie tejto klasifikácie uskutočnil Brindley a Robinson (1948), Hey (1954), Albee (1962) a Hey, Tröger, Trochim a Strunz (1980).

Na základe chemického zloženia a štruktúrnych vlastností vypracoval klasifikáciu Serdjučenko (1953), Hey (1954) a Fosterová (1962). Určovanie jednotlivých typov chloritov podľa týchto klasifikácií sa najviac rozšírilo. Všetky tri sú založené na kryštalochemickej báze, pričom Serdjučenko za hlavné kritérium považoval izomorfnú substitúciu v oboch štruktúrnych jednotkách chloritov, klasifikácia Heya a Fosterovej sú založené na základe rozdelenia tetraedrického Al a obsahu Fe a Mg v oktaédroch. Všetky tieto klasifikácie obohatili nomenklatúru chloritov o nové druhy. Vo väčšine prípadov chlorit toho istého chemického zloženia má v každej tejto klasifikácii iný názov. Na tomto princípe je zostavená i klasifikácia Melku (1966).

Z ďalších menej významných klasifikácií treba spomenúť práce Phillipsa (1962), Strunza (1970), Fleischera (1971) a ďalších. Na výpočet hodnôt do väčšiny týchto klasifikácií bol vypracovaný počítačový program CHLO + CHLOX, ktorý použila u nás Činčárová (1985) pri štúdiu chloritov zo Spišsko-gemerského rudohoria. Program umožňuje aj výpočet kryštalochemického vzorca.

Zaujímavú klasifikáciu na základe termickej analýzy vypracovala Ivanovová (1949). Pri zahrievaní väčšiny chloritov uniká hydroxylová voda v dvoch etapách. Jedna etapa je viazaná na 2:1 vrstvu, ďalšia na medzivrstvovú hydroxidovú sieť. Porovnávaním dehydroxylačných endotermických efektov a kombináciou s meraním

indexu lomu Ivanovová vydelila tri hlavné skupiny chloritov (Mg, Mg-Fe a Fe-chlority) a v skupine Mg-chloritov dve podskupiny (penninovo-klinochlórovú a prochloritovo-korundofilitovú). Nomenklátúrne je klasifikácia Ivanovovej závislá od starších typov klasifikácií. Štúdium termochemických charakteristík chloritov neskôr doplnil Brindley a Sultana Ali (1950), Phillips (1962) a ďalší, u nás Činčárová a Turan (1985).

Všetky doteraz spomenuté klasifikácie závisia od získania čistého minerálu, čo je často veľký problém. Chlority sa často vyskytujú vo forme jemne rozptýlených častíc a v prerastoch s primárnymi a sekundárnymi minerálmi. V takýchto prípadoch je nutná zložitá separácia. Ak neodstránime najčastejšie sprievodné minerály chloritov (kremeň, pyroxén, amfibol, biotit, muskovit) obsahujúce prvky, ktoré tvoria v zložení chloritov najväčšie variácie (Si, Al, Mg, Fe), potom je v prípade nedokonalkej separácie celá chemická analýza chybná a môže viesť k celkom skresleným výsledkom v klasifikácii. Ak sa nedá separovať čistý minerál, je výhodnejšie získať údaje o základných zložkách aplikáciou rtg mikroanalýzy (mikrosondy).

Nové smery v klasifikácii a nomenklatúre chloritových minerálov prinieslo využitie rtg difrakčnej analýzy. Vzhľadom na to, že difrakčné línie chloritov sú si veľmi podobné, dlho sa i u nás udržiaval názor, že na identifikáciu chloritov nestačí ani podrobný röntgenografický výskum (Melka, 1964), hoci v tej dobe boli už známe pokusy Engelhardta (1942), Michejeva (1953), Albeeho (1962) a ďalších o využitie difrakčných reflexov na identifikáciu druhov chloritov, ako aj ich chemického zloženia. Michejev (1953) založil svoju klasifikáciu na poznatku, že substitúcia Mg dvojmocným železom, ktoré má väčší iónový rozmer, spôsobuje zväčšenie oktaédrov a zmenu reflexu $d(060)$, a teda priamo

úmerne aj hodnoty b . Ďalej Michejev kombinuje vzťah tetraedrického Al k difrakčným hodnotám $d(001)$ a reflexu $d(0.0.12)$. Klasifikácie Michejeva sú nomenklátúrne závislé od klasifikácie Ivanovovej. Sledovanie vzťahov medzi hodnotou bazálneho reflexu chloritov $d(001)$ a obsahom $Al^{IV} + Al^{VI} + Cr$ atómov v tetraedrických pozíciách odvodil Albee (1962) na základe 90 analýz chloritových minerálov a zostavil regresnú krivku, ktorá vyjadruje tieto vzťahy pre prírodné chlority. Pre syntetické chlority vypočítal podobný vzťah Nelson a Roy (1954).

Modernejšie použitie difrakčnej analýzy nevychádza už z jednoduchého porovnávania hodnôt difrakčných línií s tabelovanými hodnotami alebo so štandardom, ale sa zakladá na meraní intenzít a ich vzťahoch. Intenzita rtg žiarenia difraktovaného na určitej kryštalografickej rovine závisí predovšetkým od difrakčnej mohutnosti prítomných atómov, a teda odráža elektrónové kvality substituovaných atómov v štruktúrach chloritu. Difrakčná mohutnosť ťažkých atómov (napr. Fe, Mn a Cr) prítomných v štruktúre chloritov (aj iných silikátových minerálov) je približne dvakrát taká veľká ako difrakčná mohutnosť ľahkých atómov (Si, Mg, Al). Z toho dôvodu izomorfná substitúcia ľahkých atómov ťažkými atómami spôsobí signifikantné zvýšenie intenzít určitých difrakčných reflexov. V prípade chloritových minerálov sa stretávame hlavne s dvoma druhmi substitúcií: a) substitúcia atómov Mg s atómami ťažkých prvkov (Fe, Mn, Cr, Zn), b) substitúcia atómov Si v tetraédroch atómami Al.

V prípade a) sa jedná o typickú náhradu ľahších atómov atómami ťažších prvkov, čo má za následok zmenu intenzít difrakčných reflexov. V prípade b) nenastáva náhrada ľahkého atómu ťažším, preto nemožno očakávať zmenu intenzity difrakčného reflexu, nastáva však zmena v jeho

lokalizácii (iný uhol difrakcie).

Meranie intenzít difrakčných reflexov má tiež svoje úskalia. Problémy môžu nastať v prípade výskytu takých minerálov v hornine, ktoré prekrývajú bazálne difrakčné reflexy chloritu (napr. vermikulit, kaolinit). Boli však vypracované také postupy, ktoré dovoľujú aj takéto problémy úspešne riešiť.

Získané poznatky o vzťahoch intenzít difrakčných línii spôsobili prelom v hodnotení doterajších klasifikácií a nomenklatúry chloritov. Shirozu (1958) zdôvodnil vzťahy $d(001)$ k substitúcii Mg^{VI} , $\text{Si}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}$, Al^{IV} a parametra b k substitúcii $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$, čo ďalej spresnil Brindley (1961). Petruk (1964) dokázal, že substitúcia Mg za ťažšie atómy v oktaédroch spôsobí zvýšenie intenzity všetkých párnych bazálnych reflexov $d(002)$, $d(004)$, $d(006)$ atď., a stanovil, že množstvo oktaedricky koordinovaných ťažkých atómov v štruktúre chloritu možno vyjadriť pomerom intenzít $I(002) + I(004)/I(003)$. Pribeh Petrukovej korelácie podrobili ďalšiemu skúmaniu Post a Plumerová (1972), ktorí kombinovali ním odvodené vzťahy s pomerom intenzít $I(003)/I(005)$. Kepežinskas (1965) odvodil štatistický vzťah medzi hodnotou bazálnej línie a totálnou oktaedrickou a tetraedrickou kompozíciou. Bailey (1972) uskutočnil porovnávacie štúdiá vzťahov stanovených týmito i ďalšími autormi v porovnaní s chemickými analýzami chloritov a konštatoval, že kombináciou rovníc pri výpočte možno získať údaje o dominantných komponentoch chloritovej štruktúry (Fe, Mg, Al, Si) s priemernou presnosťou (s možnosťou chýb) v porovnaní s chemickou analýzou do 7,5 %.

Takto získané údaje umožňujú výpočet parametrov v niektorých klasifikáciách staršieho typu, ako napr. klasifikácie Michejeva (1953), Serdjučenka (1953), Heya (1954), Fosterovej (1962) a Posta a Plu-

merovej (1972), o čo sa úspešne pokúsili už Carrollová (1969), Bailey (1972) i autor tohto príspevku (1987) pri výskume chloritov z premenených neovulkanitov.

Výnimočné miesto v klasifikácii chloritov zaujíma triangulárny diagram autorov Oinumu, Shimodu a Suda (1973), ktorý sa zakladá na percentuálnom pomere intenzít vyššieho rádu — $I(001)$, $I(002)$ a $I(003)$. Diagram dovoľuje zaradenie chloritov do základných typov: trioktaedrického a dioktaedrického, ako aj rozdelenie oktaedrických atómov vo vrstve 2:1 a v medzi-vrstvovej hydroxidovej sieti. Vymedzené oblasti na diagrame určujú prislusnosť chloritov bohatých na Mg a Fe a rozsah chemického zloženia Al-chloritov. Diagram umožňuje výpočet kryštalochemického vzorca a vymedzuje oblasti, v ktorých sa vyskytujú chlority rôznej genézy (hydrotermálne, sedimentárne a pod.). Autori sa nezaoberajú nomenklatúrou chloritov, ale ich práca je prvým krokom k hodnoteniu chloritov podľa moderných kritérií.

Rozvoj selektívnych monokryštálových difrakčných metód umožnil ďalej štúdium polytypov chloritových minerálov. Medzníkom v tom sa stala práca Browna a Baileyho (1962), ktorí stanovili 4 polytypy chloritových minerálov ($II\ b$, $I\ b$ — ortorombický, $I\ b$ monoklinický a $I\ a$). Toto určenie zahŕňa všetky chloritové minerály bez ohľadu na klasifikačné schémy a je vytvorené na Ramsdellovej symbolike. Neskôr to boli práce Zvjagina (1964, 1966), ktorý definoval symboliku polytypov na základe tzv. OD teórie. U nás ju pre chloritové minerály rozpracovali Ďurovič, Dornbergerová-Schifflová a Weiss (1978, 1983) a Weiss a Ďurovič (1983). Významné je, že jednotlivé polytypové modifikácie sú veľmi citlivé na kryštalizačné podmienky. Môžu teda poslúžiť ako indikátor týchto podmienok, čo by sa mohlo využiť napr. pri hydrotermálnych chloritoch na prognostiku vzdialenosti ich výskytu od meta-

logenézy (podobne ako napr. pri sludových mineráloch).

Za viac ako sto rokov výskumu chloritov sa v ich nomenklatúre vytvoril veľmi neprehľadný stav. K jednotlivým druhovým názvom pribudli ešte názvy skupín chloritov podľa najrôznejších kritérií, napr. ortochlority a leptochlority (Tschermak, 1891; Hey, 1954), normálne chlority (diseptochlority) a septochlority (Nelson a Roy, 1954; Melka, 1966), delenia Serdjučenka (1953), Orcela (1926, 1927, 1950) a iných. Dnes poznáme viac ako 70 druhov chloritových minerálov, niektoré z nich už nemožno ani spoľahlivo zaradiť. Na neúnosnosť takejto situácie poukazovali už rôzni autori (napr. Albee, 1962). Kritickej analýze podrobil tento stav aj Bayliss (1975). Jeho odporúčania sa týkajú jednak nomenklatúry, ale i klasifikácií, a to najmä trioktaedrických chloritov, ktoré sú v prírode najbežnejšie.

Bayliss (1975) navrhuje definovať štyri koncové členy v skupine trioktaedrických chloritov takto:

klinochlór	$(\text{Mg}_5\text{Al})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
chamosit	$(\text{Fe}_5^{2+}\text{Al})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
pennantit	$(\text{Mn}_5\text{Al})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
nimit	$(\text{Ni}_5\text{Al})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

Pri klinochlóre je bežným typom substitúcie vzťah $\text{Mg}^{\text{VI}}\text{Si}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$, zloženie tetraedrickej vrstvy (Si_3Al) sa používa v kryštalochemickom vzorci ako koncový člen a predstavuje priemernú hodnotu, ku ktorej je zloženie prírodných vzoriek veľmi blízke $(\text{Si}_{2.7}\text{Al}_{1.3})$. Z toho dôvodu Bayliss navrhuje vylúčiť variety Mg-chloritov, ako leuchtenbergit, ktorý je vlastne klinochlór, ďalej pennin (podľa nomenklatúry Fosterovej, 1962, uvádzaný ako penninit), čo je Mg-Si-klinochlór, ako aj sheridanit, ktorý je Al-klinochlór. Varietné meno talkchloritu (Hey, 1954) treba vylúčiť, pretože má zloženie podobné serpentínu a je svojím zložením mimo roz-

sahu trioktaedrickej chloritovej skupiny.

Úplnú substitúciu Mg za Fe^{2+} v klinochlóre navrhuje Bayliss nazývať chamositom. V niektorých chamositoch vzniká i Fe^{3+} oxidáciou Fe^{2+} so stratou H, ale už napr. Fosterová (1962) považuje dvojmocné Fe za normálnu zložku a odmieta klasifikáciu Heya (1954) na ortochlority (s neoxidovaným Fe^{2+}) a leptochlority (s oxidovaným Fe^{3+}), založenú na rozdelení Tschermaka (1891) na delení 4 % Fe_2O_3 , pretože dvojmocné železo bežne nahrádza Al v mnohých chamositoch. Podobne Weiss (1987) zistil, že rozsah substitúcie $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$ je značne široký a pohybuje sa v rozsahu celého izomorfného radu klinochlór — chamosit, zatiaľ čo rozptyl $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe}^{3+}$ je relatívne veľmi malý (do 0,4). Kvôli zjednodušeniu klasifikácie teda možno zlúčiť Fe^{2+} a Fe^{3+} a nedopustíme sa vážnejšej chyby. Z tohto hľadiska teda zastarali klasifikácie založené na rozdielnych obsahoch Fe^{2+} a Fe^{3+} , ako napr. klasifikácia Heya (1954) a na nej budované ďalšie klasifikácie. Z tých istých dôvodov možno vylúčiť variety ako dafnit, ktorý je polytypovým chamositom Ib, pseudothuringit, ktorý je Al-chamositom a thuringit, ktorý je Fe^{2+} -Al-chamositom. Podobne brunsvigit by mal byť nahradený názvom Mg-chamosit, korundofilit (niekedy uvádzaný ako korundofyllit) je Fe-Al-klinochlór, ďalej delessit je Fe-klinochlór, diabantit je Mg-Si-chamosit, pyknochlorit (tiež piknochlór) je Fe-klinochlór a ripidolit by sa mal nazývať Fe-Al-klinochlór alebo Mg-Al-chamosit atď.

Malá substitúcia Al chrómom sa v prírode vyskytuje zriedkavo a bola opísaná ako kämmererit a kočubeit. Tieto názvy by sa mali podľa Baylissa vylúčiť v prospech Cr-klinochlóru. Lapham (1958) síce navrhuje ponechať názvy týchto variet, ak obsah Cr_2O_3 je väčší ako 2 %, čo zdôvodňuje tým, že Cr zaberá oktaedrické pozície v kämmererite a tetraedrické po-

zície v kočubeite. Burns (1970) však dokazuje, že energia stability Cr je veľmi rozsiahla, čo by znamenalo, že preferuje oktaedrické pozície. Podobne Weiss (1987) navrhuje ponechať pre Cr-chlority názov kämmererit.

Trioktaedrický chlorit, v ktorom sa uskutočnila kompletná substitúcia Mg niklom, opísal de Waal (1970) ako nimit. Prvý výskyt trioktaedrického chloritu bohatého na Mn určili Smith, Bannister a Hey (1946) ako pennantit. Ide najpravdepodobnejšie o minerál, ktorý už opísal Bannister et al. (1955) ako grovesit — člen kaolinitovo-serpentinovej skupiny, ale neskôr ho Peacor, Essene, Simmons a Bigelow (1974) identifikovali ako jednovrstvový polytyp Mn-trioktaedrického chloritu, zatiaľ čo pennantit je dvojvrstvový polytyp Mn-trioktaedrického chloritu. Pretože polytyp má iba varietový štatút, Bayliss navrhuje názov grovesit vylúčiť a nahraďiť ho názvom pennantit + polytypový symbol.

Baylissovo zjednodušenie, ktoré v určitom zmysle pripomína izomorfný rad plagioklasov, vytvára možnosť prehľadnej klasifikácie chloritov. Pre nás je dôležité, že Baylissovo odporúčanie prijalo v roku 1978 zasadanie Komitétu pre nomenklatúru AIPEA v Oxforde (referát Baileyho, 1980). Toto zasadanie je významné aj tým, že prijalo uznesenie o premenovaní zložiek chloritovej štruktúry. Dosiaľ používané termíny: „mastencová, event. sľudová vrstva“, „brucitová vrstva“ nie sú vhodné na opis zložiek chloritovej štruktúry, pretože mastenec (sľuda) a brucit dovoľujú iba nepatrnú substitúciu Mg s Al, ktorá je naopak bežná v trioktaedrických chloritoch. Zasadanie uzákonilo namiesto názvu „mastencová vrstva“ používať termín vrstva 2:1 (2:1 layer) a namiesto názvu „brucitová vrstva“ termín medzivrstvová hydroxidová sieť (hydroxide sheet or interlayer sheet). Uvá-

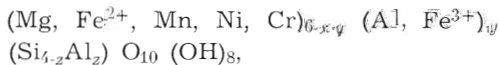
dzame tu toto uznesenie preto, lebo v našej odbornej geologickej literatúre, a to i v novších prácach, sa len so zriedkavými výnimkami ďalej používajú staré termíny a klasifikácie chloritov i staré názvy štruktúrnych jednotiek, čo môže viesť k zmätkom pri porovnávaní našich a zahraničných výsledkov.

Zasadanie Komitétu pre nomenklatúru AIPEA v Oxforde prijalo ešte ďalšie uznesenia o pomenovaní chloritových minerálov. Pre tzv. napúčavajúci chlorit (tiež swelling chlorite — Lippman, 1954; pseudochlorit — Melka, 1957), čo je zmiešanovrstvová štruktúra 1:1 trioktaedrického chloritu — smektitu, bol prijatý názov corrensit, pre 1:1 zmiešanovrstvovú štruktúru dioktaedrického chloritu a smektitu bol prijatý termín tosudit (Frank Kameneckij et al., 1963) a pre zmiešanovrstvovú štruktúru 1:1 trioktaedrického chloritu a vermikulitu názov sangarit (Dric, Kosovskaja, 1963).

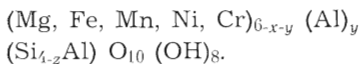
Problémom dioktaedrických chloritov sa zaoberal Müller (1963), Eggleton a Bailey (1967) a ďalší autori. Nomenklatúru navrhli Sudo a Sato (1966).

Treba sa ešte stručne zmieniť o najnovších prácach, ktoré ovplyvňujú nomenklatúru a klasifikáciu chloritov.

Uznesenie Komitétu pre nomenklatúru AIPEA prijal u nás Weiss (1987). Jeho klasifikácia tri-trioktaedrických (trioktaedrických) chloritov vychádza z návrhu Baylissa (1975), ale dopĺňa ešte jeden koncový člen, a to kämmererit. O základnom zaradení sa uvažuje iba pri dvojmočných kationtoch v oktaedrických pozíciách. Pretože v minulosti často dochádzalo k problémom pri zaraďovaní chloritov s rôznym obsahom Fe^{3+} , v klasifikácii sa berie do úvahy iba celkové Fe. Obecný vzorec trioktaedrického chloritu potom možno definovať takto:



kde podľa údajov z analýz uvádzaných autorom (celkove 329) možno pre trioktaedrické chlority stanoviť rozsahy hodnôt z takto: $1,8 > z > 0,5$ a x ako zastúpenie podielu vakancií $0,0 < x \ll 0,5$. Weiss uvádza, že ak graficky zobrazíme distribúciu oktaedrických katiónov z celého sledovaného súboru, zistíme, že rozsah substitúcie $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}$ je veľmi široký a pohybuje sa v rozsahu celého izomorfného radu klinochlór — chamosit, podiel vakancií na obsadení kationtových pozícií je približne 0,45 a rozptyl Al a Fe^{3+} je relatívne veľmi malý. Priemerná hodnota obsahu Al je 1,0 a obsahu Fe^{3+} iba 0,4. Ak teda na základe týchto skutočností kvôli zjednodušeniu klasifikácie zlúčime Fe^{2+} a Fe^{3+} , môžeme vyššie uvedený vzorec modifikovať takto:



Za kľúčový problém považuje Weiss určenie izomorfného radu. Tento problém sa dá vyriešiť pomocou dvoch dominantných prvkov v kryštalochemickom vzorci chloritu určením napr. mikrosondou. Ak je dominantné Fe a Mg, chlorit zaradíme do izomorfného radu klinochlór — chamosit, ak je dominantné Mg a Ni, zaradíme ho do radu klinochlór — nimit a pod. Po výbere dvoch dominantných prvkov vypočítame veličinu R , ktorá je súčtom všetkých zvyšujúcich sa oktaedrických katiónov a podielu vakancií. Veličiny D_1 (obsah prvého dominantného katiónu) a D_2 (obsah druhého dominantného katiónu) prepočítaného na ‰ a R tvoria základné klasifikačné jednotky študovaného chloritu. Weiss zo študovaného súboru 329 chloritov zistil, že podľa uvedených kritérií možno 311 chloritov zaradiť do radu klinochlór — chamosit, 9 do radu klinochlór — kämmererit, 7 do radu klinochlór — nimit a 2 do radu klinochlór — pennantiť. Z tohto výpočtu je

zrejma aj frekvencia výskytu rôznych typov chloritových minerálov v prírode, čo potvrdzuje reálnosť tohto druhu klasifikácie a skutočnosť, že sa maximálne približuje skutočným pomerom v prírodných podmienkach.

Podľa tejto klasifikácie je základný názov chloritu tvorený podľa D_1 a podľa podielu D_2 v ‰ môže byť doplnený príslušnou predponou. Ak je hodnota R vyššia, čo vyjadruje prítomnosť relatívne vyššieho podielu ďalšieho prvku, možno tento podiel zdôrazniť druhou predponou. Napr. chlorit $\text{Mg}_{60}\text{Fe}_{12}\text{R}_{22}$ označíme ako klinochlór ($\text{Cl}_{66}\text{Ch}_{12}$), $\text{Mg}_{42}\text{Fe}_{36}\text{R}_{22}$ označíme ako Fe-klinochlór ($\text{Cl}_{42}\text{Ch}_{36}$), $\text{Fe}_{70}\text{Mg}_7\text{R}_{23}$ označíme ako chamosit ($\text{Cl}_7\text{Ch}_{70}$), $\text{Fe}_{38}\text{Mg}_7\text{R}_{35}$ označíme ako Mg-Mn-chamosit ($\text{Mn-Ch}_{38}\text{Cl}_7$), $\text{Fe}_{45}\text{Mg}_{34}\text{R}_{21}$ označíme ako Mg-chamosit ($\text{CH}_{45}\text{Cl}_{34}$) atď.

Veľký prínos Weissovej klasifikácie sa prejavuje aj v aplikácii možností rtg-difrakčných metód na zaradenie chloritov. Weissov postup vychádza zo systematického modelovania difrakčných záznamov počítačom pri zmenách rozptylovej mohutnosti oktaedrických katiónov. Pozície atómov boli generované tak, aby zodpovedali primárnej deformácii oktaedrickej a tetraedrickej siete, ktorá je podmienená chemickým zložením. Zo získaných výsledkov vyplynul fakt, že intenzita difrakcií $d(002)$ a $d(004)$ je závislá od zmien celkovej rozptylovej mohutnosti katiónov v oktaédroch vrstvy 2:1 a zodpovedajúcej rozptylovej mohutnosti medzivrstvovej hydroxidovej siete. Táto skutočnosť sa využila pri zostavení závislostí medzi pomerom intenzít $d(002)$ a $d(004)$ a celkovou rozptylovou mohutnosťou oktaedrických katiónov. Ak teda určíme, že študovaný chlorit náleží izomorfnému radu klinochlór — chamosit (čo je najčastejší prípad) a ak vezmeme do úvahy zloženie koncových členov toho radu, potom možno s maximálnym priblížením do grafu odvodeného au-

torom zaniest zodpovedajúce pozície v izomorfnom rade. Okrem toho na základe pomerov intenzít $d(001)$ a $d(003)$ možno usudzovať, aké je rozdelenie katiónov v oktaédroch vo vrstve 2:1 a v hydroxidovej medzivrstvovej sieti.

Na základe týchto skutočností sa domnievame, že Weissova klasifikácia a nomenklatúra znamenajú vo výskume chloritov veľký kvalitatívny prínos. Pomocou tohto systému možno veľmi názorne určiť zloženie chloritov napr. v rôznych vzdialenostiach od zrudnenia a ich zonálnosť, čo má význam pri prospekcii (Harman, 1987).

Na záver sme zostavili prehľad doteraz známych minerálov zo skupiny chloritov, ktoré možno spoľahlivo zaradiť. Názvy minerálov sme konfrontovali s prácou: Koděra, Ďurovič, Masár, Judinová (1977): Slovenské názvy minerálov. Časť uvádzaných názvov chloritov sa v uvedenej práci nevyskytuje, časť má inú transkripciu a časť má iný význam, čo uvádzame pri názve minerálu. Termíny (okrem kämmeritu), ktoré schválilo zasadanie Komitétu pre nomenklatúru AIPEA v Oxforde 1978 (Bailey, 1980), sú označené hviezdičkou.

Nomenklatúra a klasifikácia chloritov

Trioktaedrické chlority

Mg-chlority:

*klinochlór** (Blake, 1851)

pennin (Kobell, 1838), tiež penninit (Fosterová, 1962)

prochlorit (Hödl, 1841) — analóg klinochlóru

korundofilít (Cooke, Shepard, okolo r. 1860)

sheridanit (Wolf, 1912) — takmer identický s korundofilitom

leuchtenbergit (Komonen, okolo r. 1840) — klinochlór s nepatrne vyšším Fe

grochault (Foullon, 1892) — synonymum prochloritu, varieta sheridanitu

tabergit (Descloizeaux, okolo 1850) — pennin vznikajúci sekundárnou premenou biotitu

amesit (Cooke, Shepard, 1860) — s nepatrnou primesou Fe

sungilit (Beljankin, 1911) — dnes priradený ku skupine serpentínu podobne akc zabadassit (Brunossi, 1917) a debeilit (Caillère, 1936)

alumoserpentín

alumometachlorit

talkchlorit (Hey, 1954) — synonymum pennínu

serpofit — analóg pennínu

pseudofit (Kokšarov, 1851) — analóg pennínu

loganit (Kokšarov, 1851)

euralit (Wiik, okolo r. 1890)

pinguit (Michejev, 1953) — ekvivalent klinochlóru, event. pennínu

stilpnomelán (Ivanova, 1949) — analóg pennínu

sudoit (Bailey, Tiller, 1960) — di-trioktaedrický Al-Mg-chlorit IIb

mohelnit (Dvořák, 1943), tiež moravit — identický s klinochlórom

Fe-Mg-chlority:

delessit (Naumann, okolo r. 1830) — Fe-klinochlór

rumpfit (Fritsch, okolo r. 1890) — podľa Slovenských názvov minerálov ide o synonymum *sheridanitu*, v skutočnosti je to *klinochlór* s Fe
ripidolit (Kobell, 1838) — Fe-Al-*klinochlór* alebo Mg-Al-*chamosit*
colerainit (Poitevin, Graham, 1918)
pyrosklerit (Kobell, 1838) — s obsahom Cr_2O_3 1,43 %
erinit (Lasaulx, 1876) — dnes sa týmto názvom označuje synonymum *cornwallitu* $\text{Cu}_5[(\text{OH})_2\text{AsO}_4]_2$
Fe-prochlorit (Hödl, 1841)
diabantit (Shannon, 1920) — tiež uvádzaný ako *diabantín*, Mg-Si-*chamosit*
magnéziumkronštedtit — Mg-Fe³⁺-chlorit, preradený ku skupine *serpentinu*
epichlorit (Tschermak, 1891) — s nízkym obsahom Mg
klementit (Tschermak, 1891)
helmint (Vavrinec, 1932)
dženkinsit — tiež známy ako *železitý antigorit*
pikronagolnit (Tschermak, 1891) — *nagolnit* — varieta s vysokým obsahom Al

Fe-chlority:

*chamosit** (Jung, 1931) — tiež uvádzaný ako *berthierín*
ferri-chamosit, tiež *ferro-chamosit* (Brindley, Yovell, 1953) — synonymum *chamositu*
thuringit (Breithaupt, 1832), Fe²⁺-Al-*chamosit*, synonymum *owenit*
pyknochlorit (Fromme, 1903) — tiež *piknochlór*, Fe-*klinochlór*
afrosiderit (Hedde, okolo r. 1890) — varieta *ripidolitu* alebo *dafnit*
brunsvigit (Fromme, 1902) — *afrosiderit* so zvýšeným obsahom Al
dafnit (Tschermak, 1891) — synonymum *chamositu*
bavalit — analóg *thuringitu*, varieta *dafnit*
kronštedtit (Steinmann, 1821) — preradený ku skupine *serpentinu*
Al-chamosit — *chamosit* s obsahom Al až 37 %
Mg-chamosit (Bannister, Whittard, 1945) — *chamosit* s obsahom MgO do 11 %
metachlorit (Tschermak, 1891) — prechodný člen medzi *dafnitom* a *afrosideritom*
strigovit (Tschermak, 1891) — s nízkym obsahom Mg
α-chlorit, *α-chloritit* (Samojlov, 1906) — s anomálne vysokým obsahom Al
grängesit (Hisinger, okolo r. 1890) — *brunsvigit* s obsahom Mn

Cr-chlority (viac ako 2 % Cr_2O_3 — Lapham, 1958):

*kämmererit** (Nordenskiöld, 1841) — tiež opísaný ako Cr-pennín
rodophyllit (Genth, 1852) — chlorit so 4 až 7 % Cr_2O_3
rodochróm (Fiedler, 1842) — jemnodisperzný *kämmererit*
kočubeit (Kokšarov, 1851) — tiež Cr-*klinochlór* alebo Cr-*amesit* — až 11,39 % Cr_2O_3
chrómamesit — analóg *kočubeitu*

Mn-chlority:

*pennantit** (Smith, Bannister, Hey, 1946) — tiež Mn-*thuringit* s obsahom Mn 39 %
manganochlorit (Hamberg, 1890) — s obsahom MnO 1–2,3 %

grovesit (Bannister, 1955) — pennantit + polytypový symbol
kellyit (Peacor et al., 1974) — Mn^{2+} analóg amesitu
baumit (Fron del, Ito, 1975) — brunsvigit s obsahom MnO až 12,3 %

Ni-chlority:

*nimit** (Hiemstra, de Waal, 1968)

schuchardit (Starkl, 1883) — Ni-klinochlór, podľa Slovenských názvov minerálov schuchardtit, Ni odroda antigoritu. Brindley a Souza (1975) ním označujú zmiešanovrstvcvú štruktúru chlorit — vermikulit

jefferisit — Mg-Ni-chlorit — neskôr opísaný ako zmiešanovrstvová štruktúra antigorit — vermikulit

nepuit — pôvodne opísaný Glasserom (1907) ako Ni-chlorit s vysokým obsahom Si, podľa Slovenských názvov minerálov nepouit, Ni odroda antigoritu, neskôr opísaný ako Ni — analóg lizarditu

Dioktaedrické chlority

Li-chlority:

*cookeit** (Brammal, Leech, Bannister, 1937)

manandonit (Frank Kameneckij, 1960)

Al-chlority:

*donbasit** (Bridley, Gillery, 1956)

Chlority so zmiešanovrstvovou štruktúrou

*corrensit** (Lippmann, 1954) — tiež „swelling chlorite“, zmiešanovrstvová štruktúra 1:1 triokt. chlorit — smektit

*tosudit** (Frank Kameneckij et al., 1963) — zmiešanovrstvová štruktúra 1:1 diokt. chlorit — smektit

*sangarit** (Kosovskaja, 1963) — zmiešanovrstvová štruktúra 1:1 triokt. chlorit — vermikulit

Literatúra

- Albee, A. L. 1962: Relationship between the mineral association, chemical composition, and physical properties of the chlorite series. *Amer. Mineralogist*, 47, 851—870.
- Bailey, S. W. 1972: Determination of chlorite compositions by X-ray spacings and intensities. *Clays and Clays Miner. (New York)*, 20, 381—388.
- Bailey, S. W. 1980: Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature committee on clay minerals. *Amer. Mineralogist*, 65, 1—7.
- Bannister, F. A., Hey, M. H., Smith, W. C. 1955: Grovesite, the manganese-rich analogue of berthierine. *Mineral Mag. (London)*, 30, 645—647.
- Bayliss, P. 1975: Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, 13, 178—180.
- Brindley, G. W. 1961: Chlorite minerals. In: *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. Ed. G. Brown. London Mineral. Soc., 242—296.
- Brindley, G. W., Sultana Ali, Z. 1950: X-ray study of thermal transformations in some magnesian chlorite minerals. *Acta crystallogr.*, 3, 25, 25.
- Brindley, G. W., Gillery, F. H. 1956: X-ray identification of chlorite species. *Amer. Mineralogist*, 41, 169—187.
- Brindley, G. W., Robinson, K. 1948: Structure of chlorites. *Proc. Leeds Phill. Soc.*, 5, 102 s.
- Brown, B. E., Bailey, S. W. 1962: Chlo-

- rite polytypism: I. Regular and semirandom one-layer structures. *Amer. Mineralogist*, 47, 7—8, 819—850.
- Burns, R. C. 1970: Mineralogical applications of crystal field theory. *Univ. Press Cambridge*, 3, 21—28.
- Carroll, D. 1969: Chlorite in central North Pacific ocean sediments. *Proc. Int. Clay conf., Tokyo 1969*, 335—347.
- Činčárová, M. 1985: Výskum chloritov zo Spišsko-gemerského rudohoria. [Záv. zpr. čiastk. úlohy II-4-6/8, III.] *Manuskript — BF VŠT Košice*, 80 s.
- Činčárová, M., Turan, J. 1985: Výsledky štúdia diferenčnotermických dejov chloritov. *Miner. slov.*, 17, 4, 325—333.
- De Waal, S. A. 1970: Nickel minerals from Barberton, South Africa. II. Nimite, a nickel chlorite. *Amer. Mineralogist*, 55, 18—30.
- Dric, V. A., Kosovskaja, A. G. 1963: Sangarite, a new clay mineral with ordered mixed-layer structure. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 151, 934—937.
- Đurovič, S., Dornberger-Schiff, K. 1978: Polytypism in chlorites: OD interpretation and symbolism. *Coll. Abstr.*, 11, *Int. Congr. Crystallograph.*, Warszawa, 8—9.
- Đurovič, S., Dornberger-Schiff, K., Weiss, Z. 1983: Chlorite polytypism. I. OD interpretation and polytype symbolism of chlorite structures. *Acta crystallograph.*, B 39, 547—552.
- Eggleton, R. A., Bailey, S. W. 1967: Structural aspects of dioctahedral chlorite. *Amer. Mineralogist*, 52, 673—689.
- Engelhardt, W. 1942: Die Strukturen von Thuringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe. *Z. Kristallogr.*, 104, 142—159.
- Fleischer, M. 1971: Glossary of mineral species. *Mineral. Rec.*, 227 s.
- Frank Kameneckij, V. A., Logvinenko, N. V., Dric, V. A. 1963: A dioctahedral mixed-layer clay mineral, tosudite. *Zapiski Vsesojuz. mineral. Obšč.*, 92, 560—565.
- Fröndel, C., Ito, J. 1975: Zinc-rich chlorites from Franklin, New Jersey. *Neu. Jb. Mineral., Abh.*, 123, 2, 111—115.
- Foster, M. D. 1962: Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *U. S. Geol. Survey Prof. Pap.*, 414-A, 43 s.
- Harman, M. 1987: Sekundárne premeny vulkanitov a ich náväznosť na metalogenetické procesy [Zpráva výsk. úlohy II-4-4/07.] *Manuskript — GU CGV SAV, Bratislava*, 112 s.
- Harman, M., Forgáč, J. 1988: Geochemistry and mineralogy of altered rocks in Tatár intrusive complex (Štiavnické vrchy Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 4, 39, 437—453.
- Hey, M. H. 1954: A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 30, 224, 277—292.
- Hey, M. H., Tröger, W. E., Trochim, H. D., Strunz, H. 1980: Die chemische Zusammensetzung der Chlorite unter Angabe der mittleren Lichtbrechung, Doppelbrechung und Dichte. In: *Ramdohr, Strunz, 1980: Lehrbuch der Mineralogie. Springer — Verlag.*
- Ivanova, V. P. 1949: Chlority. *Trudy Inst. geol. Nauk*, 120, Ser. Petr., 35, 56—63.
- Kepežinskas, K. B. 1965: Opredelenie sostava chloritov po ich fizičeskim svojstvám. *Dokl. Akad. Nauk ZSSR*, 164, 3, 658—661.
- Koděra, M., Đurovič, S., Masár, I., Judinová, V. 1977: Slovenské názvy minerálov. *Bratislava, Alfa*, 81 s.
- Lapham, D. M. 1958: Structural and chemical variations in chromium chlorite. *Amer. Mineralogist*, 43, 921—956.
- Lippmann, F. 1954: Über einen Keuperton von Zaisersweher bei Maulbronn. *Heidelb. Beitr. Mineral. Petrolog.*, 4, 130—134.
- Melka, K. 1957: Názozy na klasifikace chloritů. *Čas. Mineral. Geol.*, 1, 2, 58—67.
- Melka, K. 1966: New suggestions for the subdivision of the chlorite group. *Proc. Int. Clay Conf., Jeruzalem*, 27—32.
- Michejev, V. I. 1953: Opredelenie mineralov grupy chloritov rentgenometričeskim metodom. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč.*, 3, II, 82, 214—224.
- Nelson, B. W., Roy, R. 1954: New data on the composition and identification of chlorites. *Proc. 2nd. Nat. Conf. Clays and clay miner. U. S. Nat. Acad. Sci. Res. Council.*, 335—348.
- Oinuma, K., Shimoda, S., Sudo, T. 1973: Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites. *Proc. Int. Clay Conf., Madrid*, 123—130.
- Orcel, J. 1926: Essai de classification des chlorites. *Acad. Sci. C. R. (Paris)*, 183, 363—365.
- Orcel, J. 1927: Chemical composition of chlorites. *Bull. Soc. Fr. Minér.*, 50, 75—454.
- Orcel, J., Caillere, S., Hénin, S. 1950: Nouvel essai de classification des chlorites. *Mineral. Mag.*, 29, 211, 329—340.
- Peacor, D. R., Essenne, E. J., Simmons, W. B., Biggelow, W. C. 1974: Kellyite, a new An-Al member of the serpentine group from Bald Knob, North Carolina, and new data on grovesite. *Amer. Mineralogist*, 59, 1153—1156.
- Petrunk, W. 1954: Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-ray diffractometer. *Amer. Mineralogist*, 49, 61—71.
- Phillips, W. R. 1962: A differential thermal study of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 6, 33, 404—411.

- Post, J. L., Plummer, C. C. 1972: The chlorite series of Flagstaff Hill area, California: a preliminary investigation. *Clays and Clay Miner.*, 20, 271—283.
- Serdjučenko, D. P. 1953: Chlority, ich chemičeskaja konstitucija i klassifikacija. *Trudy Inst. Geol. Nauk*, 140, Ser. Min. Geochim., 14, 340 s.
- Shirozu, H. 1958: X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colours. *Mineral. J.*, 2, 209—223.
- Smith, W. C., Bannister, F. A., Hey, M. H. 1946: Pennantite, a new manganese rich chlorite from Benalt mine, Rhiw, Carnarvonshire. *Mineral. Mag.*, 27, 217—220.
- Strunz, H. 1970: Mineralogische Tabellen. *Geest a Portig, K. G. Leipzig*.
- Sudo, T., Sato, M. 1966: Dioctahedral chlorites. *Proc. Int. Clay Conf., Jerusalem*, Vol. 1., 33—40.
- Tschermak, G. 1891: Die Chloritgruppe, I., II. *Sitz. Ber. Akad. Wiss. (Wien)*, 99, I. 266 s., II. 29—107.
- Weiss, Z. 1987: Ústne a písomné zdelenie z materiálov pripravovanej publikácie.
- Weiss, Z., Ďurovič, S. 1983: Chlorite polytypism. II. Classification and X-ray identification of trioctahedral polytypes. *Acta crystallogr.*, B, 39, 552—557.
- Winchell, A. N. 1926: Chlorite as a poly-component system. *Amer. J. Sci.*, 5, 11, 283—300.
- Winchell, A. N. 1936: Third study of chlorite. *Amer. Mineralogist*, 21, 642—651.
- Zvjagin, B. B. 1964: Elektronografija i strukturnaja kristallografija glinistych mineralov. *Moskva, Nauka*, 280 s.
- Zvjagin, B. B., Gorshkov, A. I. 1966: Secondary diffraction in mineral crystals superimposed with rotation. *Proc. 6th. Int. Congr. on Electr. Micr., Kyoto*, 1, 603—604.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

A. Vozárová: **Tlakový charakter hercýnskej metamorfózy v gemeriku** (Bratislava 18. 2. 1988)

V tektonickej jednotke gemerika bol stanovený tlakový charakter hercýnskej metamorfózy. Geobarometrické odhady boli založené na kritériách, ktoré navrhol Sassi (1972) a ďalej rozpracoval Sassi a Scolari (1974), Guidotti a Sassi (1976, 1986). Spracovaných bolo 244 vzoriek z grfitických a chlorticko-sericitických kremenitých fylitov zo štyroch oblastí východnej časti Slovenského rudohoria. Pochádzajú z troch litostratigrafických jednotiek: ochtinského súvrstvia, gelnickej a črneľskej skupiny. Analyzované vzorky boli na základe mineralogického zloženia rozdelené do dvoch skupín: a) fylity s obsahom paragonitu (s ohraničeným minerálnym spoločenstvom Mus — Alb — Par); b) fylity bez prítomnosti paragonitu (s neohraničeným minerálnym spoločenstvom Mus — Alb).

Na základe analytických údajov získaných metódou stanovenia b_0 -hodnôt muskovitov sa určili geobarometrické podmienky a približný termálny gradient počas hercýnskej metamorfózy v gemeriku.

Systematické rozdiely v b_0 -hodnotách muskovitov oboch vymedzených podskupín fylitov (s paragonitom a bez paragonitu) priniesli ďalšie dôležité údaje umožňujúce použiť

tejto metódy v horninách s ohraničeným spoločenstvom minerálov Mus — Alb — Par. Všetky preparáty boli upravené v brusiarni GÜDS, ďalšie laboratórne spracovanie vzoriek bolo urobené na Petrologickom a mineralogickom inštitúte Univerzity v Padove. Získané výsledky interpretoval Sassi a Vozárová (1987).

Geobarometrická interpretácia bola urobená na základe priemernej b_0 -hodnoty muskovitov 8,997 Å, ktorá bola získaná zo skupiny fylitov bez paragonitu (59 vzoriek). Na základe porovnania tejto hodnoty s údajmi z prác Sassiho a Scolariho (1974) a Guidottiho a Sassiho (1986) sa zistilo, že hercýnska metamorfóza v gemeriku patrí k nízkotlakovým metamorfózam a dá sa porovnať s Buchan metamorfózou vo východnom Škótsku (priemerná $b_0 = 8,992$ Å).

Termálny gradient hercýnskej metamorfózy v gemeriku, prevládajúci v období jej vyvrcholenia, bol odvodený z diagramu, ktorý navrhol Guidotti a Sassi (1986) a ktorý z hľadiska rozptylu b_0 -hodnôt v P-T poľi ďalej rozpracoval Sassi (1987). Keďže biotit a Al_2SiO_5 minerály nie sú stabilnými minerálnymi fázami v analyzovaných horninách, pozdĺž b_0 -izolinie zodpovedajúcej hodnote 8,997 Å možno uvažovať o pomerne úzkom termálnom rozsahu premeny, zodpovedajúcom približne 350—375 °C.

Termálny gradient hercýnskej metamorfózy v gemeriku bol približne 40 °C/km.

W. E. Petrascheck (ed.): **Geotectonic Evolution and Metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia**. Wien — New York, Springer Verlag, 1986, 298 s.

Kniha podáva závery a hlavné výsledky IGCP projektov č. 169 a č. 6, ktoré mali svojich koordinátorov v Rakúsku. Prvý projekt viedol Petrascheck (po ňom od r. 1980 Jankovič), projekt č. 6 viedol Kostelka. Projekty boli v pláne IGCP — UNESCO od polovice sedemdesiatych rokov až do r. 1984, kedy bolo zhodnocovanie záverečné sympózium v Leobene. Od roku 1972 do roku 1984 som sa na uvedených projektoch zúčastňoval ako delegát ČSSR.

Výsledky a závery prác na obidvoch projektoch zosumarizoval Petrascheck zovšeobecneniami, ktoré ďaleko presahujú pôvodné zámery, pretože medzitým, čo sa projekty začali, objavili sa nové koncepcie o platňovej tektonike a o jej možných vplyvoch na metalogenézu a na vyhľadávanie nových rudných ložísk. Preto aj projekty trvali dlhšie, než sa pôvodne predpokladalo.

Výsledky, ktoré sa dosiahli, sú úmerné dobe riešenia a námahe početných tímov bádateľov zo všetkých krajín, ktoré ležia na teritóriu alpinskej Európy, severnej Afriky až južnej Ázie. Je pozoruhodné, že do riešenia úloh sa zapojili aj viaceré rozvojové krajiny Afriky a JZ Ázie. Riešili sa pritom najdôležitejšie problémy metalogenézy Pb, Zn, Cu ložísk, ako aj sideritových a ďalších ložísk.

Petrascheck považuje za hlavné tieto výsledky:

1. Platňová tektonika v južnej Európe a JZ časti Ázie neprebíhala podľa pacifického modelu, ale mala svoje osobitosti (kolízne štádium).

2. Poloha a vzťahy euroázijského kontinentu k Afrike, Arabskému polostrovu a subkontinentu Indie nie sú ešte dobre preštudované v celej dĺžke od Gibraltáru po Pamír, hlavne nie z hľadiska pohybov platní, mezoplatní až mikroplatní.

3. V celom mediteránnom úseku od Atlasu po Pamír sa odohrávali tektonomagmatické a metalogénne polyfázové a polygénne procesy. Odhliadnuc od proterozoických a paleozoických ložísk v predalpínskom fundamente alpíd, sa počas alpinskej epochy:

a) V triase rozvíjal silný magmatizmus riftového typu, na ktorý sa viažu Pb-Zn-Cu a iné ložiská, najmä od Južných Álp a Dinárov na východ.

b) V jure — kriede vznikali v dôsledku riftingu mikrooceány s ofiolitovým magmatizmom a príslušnými ložiskami (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn atď.).

c) V senóne až paleogéne došlo k subdukcii a k vzniku veľkých ložísk porfýrových Cu rúd a Pb, Zn, Cu rúd, hlavne od Dinárov na východ.

d) V miocéne došlo ku kolízii dvoch veľkých kontinentov: Euroázie na severe a Afriky — Arábie — Indie (Gondwany) na juhu. V dôsledku toho vznikali po celej dĺžke anatektické granitoidy, diority s príslušnými typmi magmatogénnych až hydrotermálnych ložísk.

4. Osobitné postavenie majú Alpy a Karpaty. Ich geotektonický štýl pozostáva z komplexnej stavby kôry s veľkými mocnosťami, preto sa tu kriedové a terciérne magmatity neprejavili tak výrazne.

5. V Atlasoch a Maghrebídach severnej Afriky dobre vidno vplyvy africkej platformy na tvorbe Pb-Zn rúd, ako aj na tvorbe salinárnych formácií, ktoré sa s nimi striedajú.

6. Hypotetické a zatiaľ nie vždy doložené sú problémy rotácie mikrokontinentov (Sardínia — Korzika, Apeninský polostrov ap.), ako aj veľké posuny kontinentov Euroázie a Afriky — Arábie — Indie.

Na tento účel je ešte stále málo paleomagnetických meraní a málo porovnávacích ložiskových štúdií.

7. Doterajšie štúdie ukazujú mozaikový štýl tektonickej stavby mediteránneho pásma, ako aj mediteránnej metalogenézy, kde sú jednotlivé bloky, zóny, mezo- a mikroplatne rôznych mocností, ktoré sú navzájom voči sebe rôzne orientované.

8. Kartograficky sa časť tejto zóny spracovávala v rámci prác na metalogenetickej mape Európy v mierke 1 : 2 500 000 v redakcii Embergera, a to na účely metalogenetických syntéz. Z nej sa zostaví maketa mapy 1 : 5 000 000.

Po uvedenom zovšeobecnení celkovej syntézy nasledujú príspevky jednotlivých autorov, ktorí sa zaoberali buď určitou vybranou tematikou alebo jednotlivými krajinami.

Tollmann hovorí o vzťahoch a vývoji alpinskej zvrásnenej južnej Európy a JZ Ázie. Vývoj opisuje od počiatkov vzniku Tetýdy (permu) cez éru prvého riftingu (triasu) a prvej oceanizácie s vývojom ofiolitov do spodnej časti vrchnej kriedy, kedy vznikla subdukcia, príkrovy a magmatizmus. Za neskorú fázu považuje miocén s granitoidmi. Geomorfologický rozčleňuje celé alpinské pásmo na tri zóny: severný a južný trog (karpatsko-kaukazský na severe a pruh dinaridy — helenidy — Taurus — Zagros na juhu) a medzi nimi vyzdvihnutý blok mediánnych masívov.

Jankovič charakterizuje genetické typy alpinských ložísk na území alpinskej Európy a JZ Ázie. Okrem ich klasifikácie uvádza aj

ich konkrétne príklady s hlavnými schémami paragenéz. V skupine vulkanicko-sedimentárnych a vulkanicko-hydrotermálnych paragenéz rozoznáva typy proximálne a distálne (v spodnom triase). V strednom triase vidí nízkoteplotné Pb-Zn rudy typu Bleiberg, skarnové Fe rudy, syngenetické a epigenetické Hg rudy a karbonátové ložiská (severný Pakistan, južný Afganistan).

Veľká skupina ložísk sa viaže na jurské až spodnokriedové ofiolity. Ide o zrudnenia Cr, Pt, Ni, Co, Ti-Fe, Fe-Mn, Cu-pyrit, magnety, azbesty, mastence, Ni-Fe-laterity. Ďalšie dôležité typy sú porfýrové Cu rudy, skarny Fe, Cu-Mo, W, Bi, Pb, Zn, Cu-B greizeny. Autor uvádza veľa príkladov. Vulkanicko-sedimentárne sú hojné pre rudy Au, Pb, Zn, Cu, ale aj pre K, argility, silicity, chlority, Sn a Ba.

V kolíznych zónach (riftoch) typu kontinent — kontinent sú najmä ložiská Li, Sn, W, fluoritu, Cu, Sb, Pb, Zn, Ta, ale sú malé a bezvýznamné (Pakistan, Afganistan).

Skupina postkolíznych magmatitov oligomiocénu má tiež rôzne typy: Au, Ag, Pb, Zn, Sb, Bi, Cd, Ga, W, Cu, Mo, Mg, B, As, Tl.

Tomson a Barátov opisujú geotektonický vývoj hercynid a alpid okraja pamírsko-fanšansko-afgánskej platformy s Cu pieskovcami permu až po miocén so zrudneniami Pb, Zn, F, Sr, Hg, Au, Cu, Sn, Bi. Mnohé z nich mali viacfázový vývin.

Rossovskij charakterizuje pegmatity Hindúkuša vo východnom Afganistane s obsahom Li, Sn, Be, Ta v dĺžke 3000 km. Ležia v horninách granitoidov.

Haditsch charakterizuje metalogenézu Pb, Zn, Cu rúd v Iráne, ktoré sa vyskytujú od spodného kambria cez stredný trias, juru do kriedy, eocénu až miocénu. Okrem Pb, Zn, Cu sú tu aj rudy Cr, Mn, Ni, Co (vrchná krieda) a Mo, W-Cu (miocén). Opisuje tiež teritoriálne (zóny, distrikty) a časové jednotky (epochy). Metalogenéza bola polyfázová. Cu a Pb-Zn rudy sa netvorili vždy súčasne. Magmatity v okolí rudných ložísk nie sú vždy ich zdrojmi. Vo viacerých epochách na lokalizáciu rúd vplývalo krasovatenie vápencov.

Schroll a Çağlayan Hidir opisujú Pb-Zn ložiská Keban Maden v SV Tauruse na území Turecka. Ložiská sú polymetalické (Pb, Zn, W, F, Cu, Mo). Izotopy síry sulfidov poukazujú na biogénne vplyvy, izotopy olova vykazujú veky do 100 mil. r. (krieda). Galenity obsahujú Th, čo poukazuje na súvis s magmatitmi. Genéza a vek sú blízke gréckemu ložisku Laurion v Atike. Rudy vznikali pri teplotách okolo 200 °C.

Vegenopoulos porovnáva ložiská Brskovo (Juhoslávia) a Lakonia (Grécko). Obidve sa viažu na triasový vulkanizmus porfýritov až keratofýrov. Vyskytujú sa tu Pb, Zn, Cu rudy a pyrit. Teploty vzniku rúd sú vyššie než

majú okolné vulkanické horniny. Boli postihnuté mladšou mobilizáciou.

Thalhammer, Stumpf a Panayotou sa zaoberajú sulfidickými rudami Fe-Ni-Co-Cu typu na Cypre, ktoré ležia v serpentinizovaných dunitoch a harzburgitoch. Sú vysokoteplotné a postihnuté mobilizáciou počas serpentinizácie. Na ložiskách sa nachádza: pyrotin, pentlandit, chalkopyrit, maucherit, cubanit, valleirrit, westerwaldit, magnetit, chromit.

Bogdanov opisuje Cu, Pb, Zn ložiská Bulharska v zóne Strednej Gory. Vo vrchnej kriede sa viažu na vápenato-alkalické magmatity. Ide o Cu, Pb, Zn masívne rudy v rájone Panagurište (82—77 mil. rokov). Na subvulkanické etapy (granitoidy, porfýrity) sa viažu porfýrové Cu rudy (ich veky 75 až 72 mil. rokov). Skarnové rudy sú mladšie a vyskytujú sa s granodioritmi—porfýritmi (Maľko Turnovo). Najmladšie sú Cu, Au, Pb, Zn rudy, ktoré sa viažu na subvulkanické dajky (60—50 mil. rokov).

Vlad podáva náčrt geotektonického vývoja a metalogenézy Východných Karpát. V jure — spodnej kriede ležia rudy Ba, Mo, Fe-Ti, Ni (Munti Apusení). Vrchnokriedové banatity nesú Cu, Mn, Mo, B, W, Co, Ni, Pb, Zn, Ba, Fe. Počas neogénu sa subdukčné fázy vznikali porfýrové Cu rudy, ako aj Pb, Zn, Cu, Au, Ag rudy. Za kolíznej fázy magmatizmu v kvartéri vznikli slabé zrudnenia. Na tento geotektonický vývoj autor aplikuje platňovotektonický model. Zdôrazňuje pritom princíp reaktivácie a dedenia.

Petrascheck rozoberá na príklade Alp a Karpát rozpory medzi unitaristami a polyfázovými metalogenetickými koncepciami. Odmieta klasický model platňovej tektoniky na tieto územia. Podčiarkuje hrubú zonálnosť v alpsko-himalájskom systéme: v severnej vetve je prevaha Cu rúd, v južnej prevaha Pb-Zn rúd. Zvláštnosti Alp a Karpát vidí v tom, že tu subdukcia vytvorila hrubú kôru podoby mnohých príkrovov nad sebou. Preto je tu málo mezozoických a terciérnych magmatitov.

Zuffardi, Gelati, Praturlon, Coccozza, Decandia, Lorenzoni, Marcello, Pretti, Salvadori, Uras a Valera opisujú v štyroch článkoch geotektonický vývoj a metalogenézu územia Talianska. Ide o prvé syntézy tohto územia z pozície platňovej tektoniky. Opisy sa začínajú predhercynskou a hercynskou epochou, kedy vznikali rudy Pb, Zn, Ag, Cu, Sb, Au, Fe, Mo, Mn, Ni, Co, Sn, W, F, Ba, pyrit, mastenec, grafit. Viažu sa na granity a metamorfity v ich okolí.

Pohercynska epocha (karbón — perm — spodný trias) mala kyslý vulkanizmus a vzniklo U, Fe, Pb, Zn zrudnenie a pyrit.

Teťdna epocha (triasová) sa vyznačovala riftingom s Pb, Zn, F, Ba, Sn rudami. Vo vrchnom triase až jure bola oceanizácia

s vývojom ofiolitov a s ložiskami Cu, Pb, Zn, Mn, azbestu, Cr, Ni, Co, Pt aj Au. Vrchná krieda — paleocén sa vyznačovali kolíziami, s ktorými súvisí vznik bauxitu. V tej dobe sa otočil Apeninský polostrov do dnešnej polohy. Vznikli tiež rudy Fe, Cu, Pb, Zn, ako aj sedimenty Na, K a síra. Remobilizácia a metamorfóza vytvorili podmienky pre vznik magnetitu, pyritu, pyritu, uránu, zlata, kaolínu, ortuti a arzenu.

Posttektonické udalosti (neogén — kvartér) sa vyznačovali zemetraseniami, aktívnymi vulkánmi a vznikom rúd F, S, Ba, Fe, U, Ti, Zr, Th, Hg, čo v iných oblastiach Európy v tejto dobe nevidno.

Fuchs v obsiahlom článku opisuje rudné obvodov v západnom Stredomorí na území Francúzska, Španielska a severnej Afriky od Maroka po Tunis na základe platňovej tektonickej koncepcie vývoja tohto územia. Riftinový vývin bol už v karbóne (285 mil. r.), naň sa viazali U, Zn, Mo, Hg rudy, a pokračoval aj v perme a triase (P, Zn, F, Ba atď.).

Orogénne štádium bolo v kriede až terciéri, kedy sa do dnešnej polohy otočila Korzika a Sardínia. V tej dobe sa vyvinul silný magmatizmus a Pb, Zn, Cu, Ba, Au, Ag rudy a pyrit. Počas tejto epochy došlo aj k mobilizácii rúd zo starého podkladu a k miešaniu starých a nových izotopov síry, olova ap.

Kolli píše o Cu ložisku Ain Sefra v Alžírsku. Nachádza sa ako sediment v spodnej kriede, je podložený litologicky a paleogeograficky. Pri tvorbe rúd spolupôsobila aj salinita prostredia. Cu obzory sú v neokóme, portlande a apte. Zdrojom Cu boli staré, prekambrikové ložiská v Antiatlase a pohorí Ougarta.

Touahri a Fuchs podávajú stručný prehľad Pb, Zn, Cu zrudnení severného Alžírsku. Delia ich na sedimentárne (platformné) a magmatogénne, závislé od oligocénných alkalických hornín. Ale sú tu aj staré zrudnenia v kabbyskom kryštaliniku, ako sú stratiformné aj žilné ložiská Pb, Zn, Sn, Au, Ag v kryštaliniku. Stratiformné ložiská v dolomitoch a vápencoch liasu tvoria Pb, Zn, Cu, Ag v Kabýlii a pohorí Ouarsenis-Bou Caïs. Magmatity oligocénu — miocénu (Cap de Fer-Mts. Edough) a v nich žilky so sulfidmi Cu, Pb, Zn, Sn. Ako vidno, Pb, Zn, Cu rudy sú heterochrónne a heterotypné.

Amouri podáva prehľad geotektonického vývoja a zrudnení územia Tuniska z triasu až miocénu. Pb-Zn zrudnenia záviseli od paleogeografie. Najstaršie sú v apte a vznikli splavením z diapirov triasu. Druhá úroveň Pb-Zn rúd je v strednej kriede (Djebel Chambi) a je stratiformná. Tretí obzor (fosfáty s uránom a nad tým Fe rudy Djebel Anku, ako aj Pb-Zn zrudnenia) bol v paleogéne. Štvrtá etapa bola v miocéne (vulkanogénne a vulkanicko-detritické Pb, Zn, Fe, Cu rudy v Sidi

Bou Aouane). Napokon v pliocéne až kvartéri boli subsidenčné Pb, Zn vrstvy (Sidi Driss) v priestore Bizerty-Tabarky.

Djamal-Eddine Aissa pojednáva o zrudneniach pohoria Djebel Edough v SV Alžírsku. Rozoznáva Fe rudy v kryštaliniku, scheelity s As minerálmi tiež v metamorfitoch. S nimi sa vyskytujú aj Fe, Cu, Sn mineralizácie. V miocénnych magmatitoch sú žilky s Cu, Pb, Zn, Bi minerálmi. Vo svoroch a mramoroch sú Sb-Ag žilky.

Pohl podáva komparatívny prehľad metalogenézy sideritových ložísk v alpinskej sústave Európy. Rozoberá problematiku ich vzniku na základe názorov rôznych autorov bez toho, aby výraznejšie vyjadril svoj vlastný názor.

Konštatuje, že siderity sa vyskytujú vo všetkých druhoch hornín (v terestrických, riečnych, plytkomorských aj hlbokomorských) a sú združené s najroznejšími typmi magmatitov (plutonitov aj vulkanitov). Najvýznamnejšie z nich sú ale „teletermálne“, t. j. vzdialené od magmatitov. Ako teplotu vzniku uvádza 450 °C, hoci neuvádza, ktorý typ je to. Meraní teplôt má však málo.

Sideritové ložiská sa považujú za paleozoické (Alžírsko, ČSSR, Francúzsko, Líbya, Maroko). Mezozoické prostredie majú ložiská so sideritom v Lotrinsku, Nemecku, Juhoslávii (Vareš). Miocénne sú na Santoríne, paleozoické v Siegerlande. Uvažuje aj o metamorfogénnom pôvode sideritov.

Za najdôležitejší typ považuje „hydrotermálne-metasomatický“, ktorý však leží v rôzne starých prostrediach Bakal (Ural) v proterozoiku, Erzberg, Nižná Slaná, Bilbao sú v devóne — silúre, Rudabánya a Kremikovtci v triase, v liase Ouenza (Alžírsko) a Djerissa (Tunisko). V silne metamorfovanom prostredí leží ložisko Batère vo francúzskych Pyrenejach, v krasových podmienkach Djerissa v Tunisku alebo ložiská v SV Bavorsku.

Geochemické problémy sideritov nie sú podľa autora dostatočne preštudované, i keď vôbec necituje ani jednu československú prácu. Traktuje iba obsah fosforu v sideritoch, ktorý považuje za indikatívny, kým ostatné prvky (Mn, Ca, Mg aj stopové Ni, Co, As) vôbec nespomína.

Obsah vzácnych zemín (REE) zistil len vo dvoch vzorkách z Erzbergu a konštatuje, že je nízky. Pre ostatné typy ložísk a lokality však takéto rozbery neuvádza.

V závere konštatuje, že sideritové zrudnenia sa dajú členiť na tri z praktického hľadiska najvýznamnejšie typy: a) siderity v karbonátoch zvrásnených predpolí (Ouenza, Djerissa, Bilbao), b) siderity v zónach kontinentálnej kolízie (Rudabánya, Deveci, Kremikovtci, Erzberg, Sannabad, Delnitsa), c) siderity viazané na zlomové štruktúry v karbonátových platformách.

Za ekonomicky najvýznamnejšie považuje

vulkanicko-sedimentárne, hydrotermálne, hydrotermálnometasomatické a nakoniec krasové typy.

Najviac pozornosti venuje hydrotermálnometasomatickému typu. Vznikal od prekambria po terciér. Leží v nemetamorfovanom, ale aj v slabo a silne metamorfovanom (amfibolitová fácia) prostredí. Všetky alebo veľká väčšina z nich sú „teletermálne“ či apomagmatické, vzdialené nad 5 km od magmatitov. Zdroje Fe sú rôzne: magmatické, diagenetické, z vôd hlbokého obehu alebo metamorfogénne. Autor konštatuje, že pojem „hydrotermálnometasomatický“ je dnes veľmi nepresný, nejasný a nemoderný, stratil zmysel, pretože teória, na základe ktorých vznikol, už neplatia.

Geochemické dáta na charakterizovanie tohto typu sú nedostatočné a treba vykonať ešte veľa geochemických štúdií bežných stopových prvkov, ako aj prvkov vzácnych zemin (REE), štúdií plynno-kvapalných uzavre-

nín, izotopov O, C, S, Pb, a to ako v rudách, tak aj v okolných horninách, prípadne v sprievodných mineráloch.

V tejto časti autor necituje ani jednu prácu o čs. sideritoch. Vzhľadom na to, čo konštatuje autor v záveroch, môže byť československá geológia hrdá na súčasný stav preskúmanosti sideritov, ktorý v mnohom prevyšuje uvedenú celoeurópsku úroveň. Možno, že to bolo motívom autora zamlčať tieto výsledky pred celoeurópskou verejnosťou.

Model platňovej tektoniky a jeho vzťah k tvorbe sideritov je podľa Pohla nejasný a neistý. Isté je len to, že siderity vznikajú v málo mocných karbonátových sériách platformného typu, na tenkej kôre.

Vo veľkých hlbkách sú pod takýmito platformami hlbinné masívy magmatitov alebo zóny hlbinskej metamorfozy, ktoré mohli svojím konvekčným prúdením spôsobiť výnos rudonosných roztokov.

Ján Ilavský

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Ilavský: **Nerastné suroviny praveku** (Bratislava 18. 2. 1988)

Vývoj ľudskej spoločnosti od najstarších čias po súčasnosť šiel ruka v ruke s rozvojom využívania nerastných surovín. Začal v paleolite (pred 500 000 rokmi), veľký rozmach nadobudol v neolite (pred 9 000 rokmi — vyše dvadsať druhov surovín) a hlavne v dobe kovov (začiatok 6000 r. p. n. l.). Do zmeny letopočtu ľudstvo poznalo a využívalo viac ako 50 druhov nerastných surovín.

Prednášateľ demonštroval vývoj využívania nerastných surovín od najstarších čias po zmenu letopočtu na príklade obsidiánu, hlíny a ílu, jantáru, alabastru a sadrovca, ropy a zemného plynu a zlata a striebra.

Pri každej surovine poukázal na spôsoby jej používania, na ťažobné ložiská a metodiky extrakcie, ako aj na časovú a geografickú postupnosť využívania v jednotlivých civilizačných centrách až archeologických lokalitách.

Najstaršie používanou surovinou bol obsidián. Od paleolitu (pred 250 000 rokmi) sa používal hlavne ako zbraň a na rôzne výrobné nástroje predovšetkým v strednej a západnej Európe.

Hlina a ílovec sa tiež využívali už v mladšom paleolite (pred 40 000 rokmi). Pračlovek ich získaval z veľkého množstva lokálnych ťažobní, jám atď. a používal na výrobu sošiek, plastík, na stavebné účely (malta, výmaz), v keramickej výrobe na výrobu hlinených tabuliek s písmom atď.

Jantár sa užíval od neolitu (cca 9 000 r. p.

n. l.) ako ozdobný a okrasný kameň (náhrdelníky, šperky, sošky, prívesky, drobné úžitkové predmety). Najvýznamnejšie boli ložiská baltických jantárov, ktoré sa ťažili vo veľkej miere v množstve ťažobní a nespočítaným množstvom jantárových ciest sa aj cez naše územie rozvážali do južnej Európy.

Sadrovec a jeho odroda alabastr je surovinou aridných oblastí (Mezopotámie, Egypta, severnej Afriky, menej južnej Európy), ale bohato sa vyskytuje aj vo fosílnych geologických útvaroch mezozoika a terciéru Európy. Od neolitu sa ťažil a využíval na výrobu náramkov, náhrdelníkov, dlabaných nádob, sošiek a plastík a ako obkladový ozdobný stavebný materiál. Mletá sadra slúžila ako malta v stavebníctve, prípadne sa z nej vyrábala aj keramika.

Ropa a zemný plyn, ako aj produkt ich oxidácie — asfalt slúžili od neolitu na svietenie, ohrev, kúrenie v metalurgických peciach, ako izolačný a stavebný materiál, ďalej ako prvé kozmetické prípravky na konzervovanie a balzamovanie atď. Najstaršie ťažené ložiská boli v Mezopotámii, Palestíne a v južných oblastiach Kaspického mora. Staré práce a najstaršie vrty na ropu a zemný plyn boli v Číne.

Zlato a striebro sa začali získavať 6 000 rokov p. n. l. v Malej Ázii, Iráne, na Kaukaze a v strednej Ázii. Odtiaľ sa ich využívanie rozšírilo do Egypta, východnej Európy a najneskôr do strednej a západnej Európy. Osobitné centrá výroby zlata a striebra sa vyvíjali v Číne, Indii a strednej Ázii (Pamír — Hindúkuš — Altaj — Sajany).

Aktivita Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV za rok 1987

Ťažiskom činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS) v uplynulom roku bola propagácia najnovších teoretických i praktických poznatkov z odboru vo svete aj u nás a propagácia dosiahnutých poznatkov z regionálnej a aplikovanej geológie Západných Karpát.

Druhou významnou sférou činnosti SGS je zostavovanie terminologického slovníka. Zostavovateľské práce sú organizované v odborných komisiách, ktoré sa tematicky do značnej miery zhodujú s odbornými skupinami SGS. Sú to: geochémia, geofyzika, hydrogeológia, inžinierska geológia, ložisková geológia, mineralógia, paleontológia, petrografia, stratigrafia a všeobecná geológia a tektonika. Podľa stavu rozpracovania možno reálne predpokladať, že prvé rukopisy slovníka budú ukončené už koncom roku 1989, kým následne do konca roku 1993.

Ďalšou sférou, na ktorú SGS neustále sústreďuje osobitnú pozornosť, je výuka geológie na základných a stredných školách. Neuspokojivý stav tejto výuky SGS kriticky hodnotila už v r. 1984. V záujme jeho riešenia SGS nadviazala kontakty s Ministerstvom školstva SSR a s rôznymi pedagogickými inštitúciami. Doterajšie jednania vyústili do zaradenia samostatného predmetu geológia do učebných osnov na gymnáziách v Skalici, Rožňave, Handlovej a v Spišskej Novej Vsi. Toto opatrenie však SGS považuje za minimálne, pretože nezodpovedá potrebám celokového zvýšenia úrovne vzdelania stredoškôľakov v prírodovednej oblasti, ale ani vo svetonázorovej oblasti, lebo máloktoľorý predmet poskytuje toľko rukolapných dôkazov o pôvode Zeme, slnečnej sústavy a vesmíru ako geológia. Preto výbor SGS aj v roku 1987 udržiaval styk s Ústredným ústavom pre vzdelávanie učiteľov. Troch svojich členov poveril úlohou sústavné spolupracovať s touto inštitúciou, najmä pri vypracovaní a realizácii študijného programu pre špecializované štúdium geológie na stredných školách, pričom jeden z týchto členov (Š. Kahan) je predsedom Odbornej komisie pre vzdelávanie učiteľov biológie a geológie ÚÜVU, kým dvaja členovia boli poverení sformulovať požiadavku „Školy budúcnosti“ (úloha MŠ SSR, odbor vedy) na štúdium geológie a na prípravu stredoškôľských učiteľov geológie. Stanovisko, ako aj základnú predstavu tmočil

Ústredný výbor SGS v tlači (Technické noviny č. 1.1988).

Vrcholnou odbornou udalosťou v roku 1987 bola XXVI. celoštátna geologická konferencia, ktorú v Moste zorganizovala tamojšia pobočka Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu pri ČSAV a Slovenská geologická spoločnosť pri SAV (25.—28. 8. 1987). Výbor SGS urobil potrebné organizačné opatrenia, aby sa naši členovia mohli na tomto podujatí zúčastniť v čo najväčšom počte. XXVII. celoštátnu geologickú konferenciu zorganizuje SGS na Slovensku v r. 1990. Po rozhovoroch s predstaviteľmi Slovenského geologického úradu Bratislava a Geologického prieskumu, š. p., v Spišskej Novej Vsi výbor SGS stanovil, že konferencia sa bude konať v Spišskej Novej Vsi a jej garantom bude spišskonovoveská pobočka SGS.

Na r. 1987 pripadlo 90. výročie nedožitého narodenín svetoznámeho vedca a jedného zo zakladateľov našej organizácie akademika D. Andrusova. Pri tejto príležitosti sa v spolupráci SGS, Geologického ústavu D. Štúra a pobočky ČSVTS pri GÜDŠ uskutočnila spomienková slávnosť, na ktorej bol zhodnotený význam osobnosti D. Andrusova ako vedca a učiteľa, jeho prínos k poznaniu vývoja a stavby západokarpatskej sústavy a jeho účasť na hospodársky významných akciách aplikovanej geológie. Na pamiatku tohto vedca SGS inštalovala pamätnú tabuľu na hradnej skale Oravského zámku, teda v oblasti bradlového pásma, v ktorom začal na Slovensku pracovať a o geológiu ktorého priniesol neobyčajné množstvo stále platných informácií.

Pri príležitosti 160. narodenín slávneho slovenského geológa Dionýza Štúra SGS zorganizovala oslavy, ktorých prvá časť prebehla na Geologickom ústave pomenovanom na jeho počesť a druhá časť v rodisku D. Štúra v Beckove za účasti mnohých občanov a predstaviteľov všetkých zložiek Národného frontu v obci.

Nepochybne najvýznamnejším odborným podujatím na Slovensku v roku 1987, ktorého jedným z mnohých usporiadateľov bola i SGS, bola konferencia s medzinárodnou účasťou na tému Štruktúrny vývoj karpatsko-balkánskeho orogénneho pásma. Konala sa v dňoch 12.—15. 10. 1987 v Bratislave a mnohí členovia SGS na nej aktívne vystúpili.

Prehľad akcií Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV za r. 1987

Akcie		Pobočky					Odborné skupiny								Spolu
		Bratislava	B. Bystrica	Košice	Sp. N. Ves	Žilina	Hydro-geol.	Inž. geol.	Geoch. miner.	Geo-fyz.	Sedi-ment.	Pale-ontol.	Ložisková	Zberateľia	
Predn.	domáci pred.	5	3	7	3	6	4	6	6	—	2	7	—	—	49
	zahr. pred.	2	—	2	—	—	—	1	1	—	—	—	2	—	8
	počet účast.	365	47	269	74	150	79	85	120	—	55	60	94	—	1398
Semin.	počet	1	3	8	2	2	3	1	1	1	—	2	2	—	26
	počet pred.	2	13	39	8	10	14	5	8	5	—	6	18	—	128
	účastníci	18	90	373	62	86	101	101	17	49	—	34	73	—	1004
Konf.	účastníci	195	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	195
Fórum	počet	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
	prednášky	6	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12
	účastníci	32	—	—	34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	66
Exk.	počet	1	2	2	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	6
	účastníci	39	61	50	—	—	—	—	—	—	—	22	—	—	172
Burza	počet	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3
	účastníci	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	320	320
Fár.	počet	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
	účastníci	—	—	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16
	Spolu účastníkov	649	198	708	170	236	180	186	137	49	55	116	167	320	3171

Ústredný výbor SGS venuje permanentnú pozornosť členskej základni, ktorá má stále vzrastajúci trend. V roku 1987 jej počet vzrástol o 71 členov, takže k 31.12.1987 mala SGS 941 členov, čo oproti roku 1980 predstavuje vyše 100 % nárast.

Ústredný výbor SGS neustále venuje osobitnú pozornosť práci s mládežou. Už viac rokov organizuje Fórum mladých. V roku 1987 usporiadali túto akciu v Spišskej Novej Vsi a v Bratislave. Začínajúci odborníci majú takto možnosť získať prvé skúsenosti pri vystúpení pred odbornou verejnosťou. Túto formu činnosti budeme v budúcnosti podporovať, lebo počet prednášateľov — geológov mladších ako 30—35 rokov — je na podujatiach SGS neuspokojivý.

Členovia pobočky SGS v Spišskej Novej Vsi spolupracujú so SPS banickou formou prednášok a konzultácií pri organizovaní SOČ a systematickým zabezpečovaním odborného výcviku študentov v rámci ich odbornej praxe.

V žilinskej pobočke dvaja členovia vedú záujmový krúžok v rámci Pionierskej organizácie SZM a zúčastňujú sa na besedách o geológii.

Ako sme už uviedli, ťažiskovou činnosťou SGS je šírenie teoretických a aplikovaných poznatkov dosiahnutých vo svete a osobitne v ČSSR. V tomto smere je potešiteľný veľký záujem o uvedené podujatia. V priebehu roku 1987 sa akcií usporiadaných SGS zúčastnilo vyše 3000 členov.

Ústredný výbor SGS s uspokojením konšatoval, že činnosť jednotlivých pobočiek a odborných skupín si vcelku udržiava dobrý štandard, cieľavedome sa volia témy prednášok a seminárov, ktoré sa osvedčujú ako najefektívnejšia forma v propagácii a šírení poznatkov.

Uvádzame významnejšie podujatia, ktoré sa uskutočnili v rámci jednotlivých pobočiek a odborných skupín:

Bratislavská pobočka usporiadala 7 prednášok (individuálne), z ktorých najmä prednáška dr. Ballu z Maďarska Kinematický model Západných Karpát mala veľký ohlas (73 poslucháčov). Na veľmi aktuálnu tému Tvorba uhľovodíkov a anomálne vysoké tlaky v nízkopriepustných kolektoroch mal prednášku dr. Ch. W. Spencer z Colorada. Pobočka ďalej zorganizovala 1 seminár, Fórum mladých a exkurziu.

Pobočka v Banskej Bystrici usporiadala 3 semináre, z toho dva (Geologická stavba a ložiská ľubietovskej zóny a Nové poznatky o geologicko-ložiskových pomeroch na Hg ložisku) boli spojené s exkurziou. Okrem seminárov sa uskutočnili 2 prednášky.

Košická pobočka usporiadala 8 seminárov, z ktorých všetky boli hojne navštevované (priemerne 46 účastníkov). Seminár O pod-

zemných vodách okolia Košíc bol zameraný na akútny problém zásobovania Košíc pitnou vodou. V dňoch 7.—8. apríla 1987 sa v Košiciach konalo sympóziu Slávikove dni, ktoré bolo organizované spolu s ČSVTS pri geologickej oblasti Košice. Sympózia sa zúčastnil aj hosť zo ZSSR akademik N. Dolenko. Z 9 prednášok, ktoré usporiadala pobočka, 2 odprednášali zahraniční odborníci.

Spišskonovoveská pobočka zorganizovala 2 semináre zamerané na ložiskové problémy súvisiace s prognózami mineralogicko-geochemickej prospekcie pri riešení otázok metalogenézy Karpát, Fórum mladých (6 prednášok) a 3 samostatné prednášky.

Žilinská pobočka zorganizovala jeden dvojdný seminár na tému Nové poznatky a perspektívy rozvoja hydrogeológie, ktorého sa zúčastnilo 44 hydrogeológov z celého Slovenska. Samostatných prednášok bolo 6.

Bohatú činnosť mali tiež odborné skupiny, ktoré pracujú pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti.

Odborná skupina hydrogeológie zorganizovala 4 semináre zamerané na metodické otázky informácie o nových poznatkoch z výskumu minerálnych a termálnych vôd, z výskumu obyčajných podzemných vôd a na problematiku racionálneho využitia zdroja podzemných vôd, ako aj 2 individuálne prednášky.

Odborná skupina inžinierskej geológie zamerala činnosť hlavne na oboznámenie členov skupiny s komplexným hodnotením prírodných procesov a s uplatnením moderných postupov v praxi. V spolupráci s ČSVTS zorganizovala v Považskej Bystrici seminár o geotechnických problémoch výstavby na sklonitom teréne. Individuálnych prednášok bolo 6, pričom osobitne zaujímavou bola prednáška zahraničného odborníka (dr. Richtera) Sledovanie pretvárania brehov Baltického mora a návrh ochranných opatrení.

Odborná skupina ložiskovej geológie usporiadala 2 semináre, na ktorých sa sumarizoval stav znalostí a problémy nerudných surovín v neovulkanitoch, ako aj ložisk uhľovodíkov v Západných Karpatoch. V spolupráci s Katedrou ložiskovej geológie a aplikovanej geofyziky skupina zorganizovala 1 dvojdný seminár na tému Aplikácia nových poznatkov v ložiskovej geológii a geofyzike. Pred 83 účastníkmi tam odznelo 52 referátov. V tejto odbornej skupine boli aj 2 prednášky zahraničných prednášateľov.

Geochemicko-mineralogická odborná skupina zorganizovala 7 individuálnych prednášok, z toho dr. Ladwein z Rakúska mal dve prednášky na aktuálne témy Význam organickej geochemie v prieskume na ropu a zemný plyn (na príkladoch zo svetových nálezísk) a Geochemický výskum ropy a zemného plynu v rakúskej časti viedenskej panvy. Zorganizoval sa seminár Nový typ mineralizácie

Mo-W zrudnenia v styčnej zóne gemerika a veporika.

Odborná skupina geofyziky usporiadala úspešný pracovný seminár (92 účastníkov) k otázkam geofyzikálnych indícií hlbinej stavby Karpát vo vzťahu k akumulácii uhlíkov a metalogenéze. Ide o aktuálne problémy, s ktorými zápasia výskumné a prieskumné pracoviská ČSSR.

Odborná skupina paleontológie, tak ako v minulých rokoch, vynakladá úsilie na oživenie a koordináciu dosť roztriešteného paleontologického a biostratigrafického výskumu v Západných Karpatoch, na zvyšovanie úrovne metodológie, taxonómie a nomenklatury, ako i na zjednotenie kritérií pri stratigrafickom členení sedimentárnych súborov pomocou rôznych skupín organizmov. Na seminári v Liptovskom Jáne r. 1985 odborná skupina dohodla program komplexného výskumu spodnokriedových profilov, výsledky ktorého mohli slúžiť ako vzor na spracovanie iných útvarov. Na seminári v októbri 1987 boli demonštrované prvé výsledky tohto programu z profilu Hlboč v Malých Karpatoch. Odborný paleontologický seminár 2. — 4. 6. 1987 v Liptovskom Jáne sa venoval koordinácii

rôznych smerov stratigrafického, litologického a geochemického výskumu sedimentárnych formácií. V roku 1987 sa urobili dôležité kroky v príprave celoštátnej paleontologickej konferencie, ktorá sa uskutoční v r. 1988 v Ružbašskej Miľave.

Odborná sedimentologická skupina zorganizovala 2 prednášky na aktuálne témy, z ktorých prednáška Ako klasifikovať sedimentárne horniny mala veľkú účasť s bohatou diskusiou. Plánovaný seminár s exkurziou sa z technických príčin nekonal.

Odborná skupina zberateľov nerastov a skamenenín uskutočnila v minulom roku tri stretnutia zberateľov v Banskej Bystrici, Nitre a Bratislave, na ktorých sa okrem vystavovateľov z ČSSR zúčastnili zberatelia z Maďarska, Poľska a Rakúska.

Z vyššie uvedeného neúplného prehľadu vyplýva, že paleta činností je široká a z hľadiska organizačného i odborného tiež veľmi náročná, vyžadujúca aktívny obetavý prístup nielen zodpovedných dobrovoľných pracovníkov SGS, ale aj mnohých členov spoločnosti. Preto patrí úprimná vďaka všetkým, ktorí sa pričínili o činnosť prácu v záujme spoločnej stavovskej cti.

Ondrej Samuel,
predseda Slov. geol. spoločnosti

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 20, číslo 4, október 1988.

Vydáva Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 69 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, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 17. 10. 1988.

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 1988.

Lubomír Divínek, Peter Kotulák, Martin Repčíak

Magmaticko-hydrotermálne brekcie súvisiace so vznikom zrudnenia ložiska Zlatá Baňa

Magmatic-hydrothermal breccias connected with the origin of ore mineralization of the 361 Zlatá Baňa deposit, Eastern Slovakia

TERMINOLÓGIA

Miroslav Harman

TERMINOLOGY

Problémy nomenklatúry a klasifikácie chlortov

Problems of nomenclature and classification of chlorites 365

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

SOCIETY'S LIFE

Abstrakty z prednášok

376 Abstracts of lectures
380

Aktivita Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV za rok 1987

Activity of the Slovak Geological Society in the year 1987 381

RECENZIE

BOOK REVIEW

Pavol Grecl

Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát (D. Hovorka, J. Spišiak)

Mesozoic volcanism of the Western Carpathians (D. Hovorka, J. Spišiak) 335

Cyril Varček

Ložiská nerastných surovín a ich vyhľadávanie (L. Rozložník, J. Havelka, F. Čech, V. Zorkovský)

Mineral deposits and their prospecting (L. Rozložník, J. Havelka, F. Čech, V. Zorkovský) 364

Ján Ilavský

Geotectonic Evolution and Metallogeny of the Mediterranean Area and Western Asia (W. E. Petrascheck, ed.)

377

Juraj Janočko

Metodičeskoje rukovodstvo po izučeniju i geologičeskoj sjomke četvertičnych otloženíj (A. K. Agadžaňan, B. A. Borisov, O. A. Brajceva et al.)

352

YDAVATEĽ :

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu :

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Geofond Bratislava

Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina

Nafta, k. p., Gbely

Slovenská geologická spoločnosť Bratislava

Slovenský geologický úrad v Bratislave