

BOHUSLAV CAMEL — GEJZA KUPČO

GEOCHEMICKÉ, GENETICKÉ A GEOLOGICKÉ POMERY MALOKARPATSKÝCH RUDNÝCH LOŽÍSK

ÚVOD

(Ruské a nemecké resumé)

V úzkej spolupráci so s. G. K u p č o m, ktorý urobil v laboratóriách Slovenského ústredného ústavu geologického značný počet spektrálnych analýz, sledovali sme geochemické pomery malokarpatských rudných výskytov na rôznych od seba odľahlých miestach a geneticky odlišných typov ložísk. Geochemické štúdiá umožňujú sledovať rozdiely chemizmu rudonosných roztokov predžulovej a požulovej fázy zrudnenia, umožňujú poznávať možnosti a rozsah migrácie elementov počas metamorfózy a zachycujú geochemické rozdiely jednotlivých rudných výskytov s ohľadom na ich geologické a petrografické vystupovanie, na ich genetické pomery, na štruktúry jednotlivých rúd a rudných asociácií.

Okrem toho, čo je už povedané k otázke ložísk v Malých Karpatoch v súčasne uverejnenom článku o rudných ložiskách v oblasti Častej, treba podať stručný prehľad rozšírenia jednotlivých ložísk, ich geologického výskytu v sériách malokarpatského kryštalinika a prehľadné genetické, paragenetické a systematické rozdelenie jednotlivých výskytov rúd do skupín. Rozloženie zrudnenia v oblasti Pezinok—Pernek možno sledovať na geologickej mape, priloženej v monografii autora „O amfibolických horninách v Malých Karpatoch“ (C a m b e l 1952).

Úvodom treba pripomenúť, že v tejto práci sa nepodávajú detailnejšie paragenetické pomery jednotlivých výskytov, pretože táto otázka bude riešená detailne v krátkej budúcnosti na základe mikroskopického a chalcografického výskumu. Práca o geochemických pomeroch je podaná najmä s úzkym zameraním na geochemické štúdium pomocou spektrálnych analýz a na sledovanie stopových elementov bez presnejších kvantitatívnych údajov. Aktuálnosť problému zrudnenia v M. Karpatoch nás núti postupne spracúvať a uverejňovať čiastkové otázky k problému zrudnenia v M. Karpatoch.

Sulfidické rudné ložiská v Malých Karpatoch môžeme rozdeliť podľa genézy na ložiská staršej predžulovej fázy zrudnenia, viažucej sa na vulkanizmus gabroidných hornín, a na hydrotermálne ložiská po žulovej metalogénnej fázy, nasledujúce po intrúzii granitu. Treba poznamenať, že najdôležitejšie ložiská prejavujú procesy zrudnenia obidvoch fáz.

Staršia metalogenéza sa pojí na predhercynský geosynklinálny iniciálny vulkanizmus báziických hypo-abysálnych a abysálnych gabroidných hornín ofiolitického charakteru, ktoré metamorfózou boli zmenené v rozličné typy amfibolitov. V spojitosti s týmito horninami vznikali pyrotinové likvačné ložiská a to primárne magmatickým utuhnutím sulfidickej magmy, v likvidnom stave odštiepenej a viac-menej dokonale oddelenej od materskej magmy báziických hornín. V ďalších štádiách metalogénneho procesu zrudňovanie spojite pokračovalo a pozdejšie malo charakter pneumatolytického a pneumatolyticko hydrotermálneho miestami epigenetického zrudnenia, ktoré sa viazalo na posledné fázy kryštalizácie sulfidickej magmy a ostávajúcích ochladzujúcich sa metalogénnych roztokov. Toto zrudnenie nadobudlo charakter primárnych sulfidických vtrúsenín v amfibolitoch, alebo impregnácií v sedimentoch na styku s nimi. Proces zrudnenia často bol spojený s autopneumatolytickou premenou a mohutným metasomatickým zatlačením pôvodných hornín pyritom a inými minerálmi hlavne kremeňom. Je len samozrejmé, že spolu s amfibolickými gabroidnými horninami, ktoré sa zmenily v amfibolity, boli metamorfované kombinovaným regionálnym a hlbinným kontaktným metamorfizmom žúl i všetky staršie ložiská geneticky viazané s týmto vulkanizmom. Pritom metamorfóza mohla spôsobovať novú migráciu rudného materiálu, rozptyľovanie už starších koncentrácií rúd a opätovnú ich akumuláciu na inom mieste.

Miestami ťažko rozhodnúť, či jednotlivé rozptýlené zrudnenia a impregnácie rúd vznikli ako dôsledok kryštalizácie juvenilných pneumatolyticko-hydrotermálnych roztokov viazaných na báziický vulkanizmus, alebo či na niektorých miestach nie sú výsledkom migrácie rudného materiálu pri metamorfóze. Iste hral svoju úlohu pri zrudnení v rôznej miere i tento posledný spôsob migrácie sulfidov počas metamorfózy. Treba podotknúť, že obzvlášť pri pyrite je niekedy ťažko rozhodnúť, kedy vznikol. Pyrit mohol vzniknúť ako najstaršia primárna zložka spojená s vulkanizmom báziickej magmy, a to počnúc fázou likvidmagmatického tuhnutia cez fáz pneumatolytickú, až po výhradne hydrotermálne ukončenie toho istého procesu zrudnenia. Pyrit mohol vzniknúť aj ako produkt migrácie rudného materiálu pod účinkami, pôsobiacimi počas metamorfózy. Napokon sú dôkazy vzniku pyritu z hydrotermálnych roztokov v procese postvulkanického granitového zrudnenia (impregnácie pyritu v samotných žulách). Je dôležité pripomenúť, že pyrit sa práve tak ľahko mohol vytvoriť ako produkt metasomatózy staršieho pyrotínu alebo oxydických rúd roztokmi bohatými na H_2S , a to v rôznych štádiách procesu obidvoch metalogénnych

fáz, predžulovej i požulovej. Na niektorých miestach, najmä v bridliciach s obsahom grafitu, je pyrit syngenetický sedimentárneho charakteru.

Práve v týchto ťažkých otázkach možno od spektrografického výskumu a od štúdia stopových elementov očakávať, že sa získajú nejaké kritériá, podľa ktorých bude aspoň čiastočne možné kvantitatívne a kvalitatívne odlišiť jednotlivé metalogénne fázy, ktoré sa často na tom istom ložisku vzájomne prestupujú.

Ložiská staršej metalogénnej fázy sú všetky viac-menej metamorfované regionálnou metamorfózou, pričom hral dôležitú úlohu hlbinný kontaktný metamorfizmus granitu, ktorý dal na viacerých miestach horninám ráz katazonálne metamorfovaných sérií (C a m b e l 1950). Táto skutočnosť ešte viac komplikuje riešenie otázky pôvodu rúd a štúdium príslušnosti jednotlivých minerálov a minerálnych asociácií k určitým fázam zrudnenia. Doterajšími metódami výskumu a pri doterajšom nedostatočnom rozpracovaní ložísk nemožno v niektorých prípadoch presne rozlíšiť, kde končí postvulkanická metalogenéza bázickej magmy, kde začína a končí migrácia rudných elementov spôsobená metamorfózou a kde začína juvenilná metalogenéza viazaná na hydrotermálnu fázu postvulkanickej činnosti po intruzii granitu. V posledných dvoch prípadoch, t. j. medzi procesom zrudnenia počas metamorfózy a pomagmatickým procesom zrudnenia nasledujúcim po intrúzii granitu, môže ísť o proces viac-menej nepretržitý a spojený s postupnými prechodmi termálnych a minerogénnych účinkov, ktoré sa rôznym spôsobom prejavovali od obdobia metamorfózy žulovej magmy až po postmagmatické hydrotermálne prejavy žulového zrudnenia. Táto postvulkanická činnosť je časovo veľmi vzdialená od obdobia intrúzie žuly a jej granitizačného účinku. Nemusí na jednotlivých miestach terénu kontinuitne naväzovať na predošlé fázy metalogénneho procesu, charakterizované svojimi vlastnými termodynamickými a chemickými podmienkami pôsobenia rudonosných roztokov.

Celkove sulfidické ložiská staršej metalogénnej fázy možno zaradiť do kategórie ložísk uvádzaných v literatúre pod názvom „intruzívnych“ pyritových ložísk alebo plutonicko-hydrotermálnych ložísk, najčastejšie so štruktúrami typického likvid-magmatického tuhnutia sulfidických rúd. Zrudnenia typicky likvačného charakteru tvoria obyčajne nepravidelné viac alebo menej zrudnené hniezda v amfibolitoch vyplňajúc medzery medzi kryštalmi amfibolov (pyrhotín-gabroamfibolity a pyrhotín-amfibolity). Najčastejšie sa koncentrujú na okraji ložných žíl amfibolitov. V tomto prípade sa intenzita zrudnenia často pozvoľne zvyšuje smerom k okraju amfibolitového komplexu. Iný typ rúd obyčajne bez amfibolov tvorí impregnácie alebo nepravidelné do rôznej miery pretiahnuté šošovkovité ložné žily kompaktných sulfidicko-kremenných rúd, v sedimentárnych sériách na styku s amfibolitmi. Žily sú so silnými impregnačnými zónami na okrajoch. Tento typ ložísk má charakter v literatúre uvádzaných falbandov.

Druhým, mladším metalogénnym procesom v JZ časti malokarpatského kryštalinika je zrudnenie, ktoré nasledovalo po pozdne orogennom vulka-

nizme hercynského vrásnenia, charakterizovanom intrúziami žúl. Post-vulkanická činnosť, spôsobujúca vznik rúd sa prejavila miestami samostatne, no veľmi často na miestach staršieho zrudnenia. Najvýznamnejšie je zrudnenie antimonové.

Pre hydrotermálnu fázu požulovej fázy zrudnenia je typická asociácia minerálov zlato-kremennej formácie, a to od najvyššie termálnych zlato-arzenopyritových, cez galenit-sfaleritové, pyrit-chalkopyritové, baryt-karbo-nátové, tetraedritové, až po antimonitové a iné sulfidické asociácie minerálov, ktoré sa spolu kombinujú.

Nadhodené okolnosti nás uvádzajú do složitých otázok genézy rudných ložísk a do ťažkostí, ktoré sa vyskytujú pri poznávaní príslušnosti a rozsahu jednotlivých fáz zrudnenia. Rozsah a kvalitatívna charakteristika jednotlivých zrudnení dvoch odlišných metalogénnych fáz má značný praktický význam, lebo nám umožňuje predvídať ťažobné a paragenetické pomery ložísk a tým hodnotenie dobytateľnosti a použiteľnosti jednotlivých rúd. I keď je miestami ťažko rozhodovať, ako sme už povedali, o genéze pyritu, predsa jednotlivé fázy zrudnenia a ich minerálne asociácie tam, kde sú vyvinuté v svojom typickom vývine, jasne hovoria o dvoch odlišných a samostatných metalogénnych procesoch zrudnenia.

GENETICKÉ ROZDELENIE MALOKARPATSKÝCH RUDNÝCH LOŽÍSK

Ložiská staršej fázy zrudnenia

V podstate sú pyrhotín-pyritové s malým množstvom chalkopyritu a s faleritom, s amfibolom alebo bez neho. Tieto ložiská možno rozdeliť do dvoch hlavných skupín.

A. Skupina ložísk a rúd s typickými štruktúrami sulfidmagmatického (likvačného) tuhnutia s uralitickým a tremolitickým amfibolom a sulfidmi, obyčajne bez výrazných znakov pôsobenia žulovej fázy zrudnenia, ktorú charakterizuje najmä antimonit.

U ložísk tohto typu zrudnenia sa vyskytujú rudy s najrozličnejším percentuálnym zastúpením podstatných minerálnych súčiastok, a to tremolitického amfibolu a sulfidov. Možno tu nájsť rudy s vysokým percentom sulfidov (potom ide najmä o pyrhotín) a s menším množstvom amfibolov. A naopak, nájdeme tu i rudy, kde množstvo sulfidov kolíše tak, že sulfidy majú menšie zastúpenie ako amfiboly (pyrhotín-epigabrá a pyrhotín-gabro-amfibolity). Možno nájsť aj prechody týchto asociácií do rúd s takým vysokým percentom amfibolov, že môžeme hovoriť o pyrhotín-amfibolitoch; v ktorých zpravidla niet živcov a pomerne malé priestory medzi drobnejšími amfibolmi vyplňajú sulfidy (pyrhotín). Pri ešte menšom zastúpení sulfidov prechodia tieto rudy do normálnych amfibolitov s akcesorickým pyrhotinom. Pokiaľ ide o kvantitatívne zastúpenie pyrhotínu a pyritu, v tomto type rúd zpravidla pyrhotín silne prevláda a pyrit sa tvorí ako mladšia súčiastka

alebo magmatického, alebo postmagmatického minerogénneho procesu. Kremeň sa môže v rude tiež vyskytovať, ale nie podstatne. Veľkosť zrn, obzvlášť amfibolov kolíše od veľkých rozmerov (1 cm) až do rozmeru amfibolov (0,4–1 m), ako to býva u normálnych amfibolitov. Chalkopyritu a sfaleritu je len malé percento. Na niektorých miestach pristupuje grafit a jemnozrnný magnetit.

Trocha iné postavenie majú rudy na V a S od Rybníčka, u ktorých pyrotín-amfibolická ruda má veľa kremeňa. Táto asociácia injekčne a metasomaticky preniká do okolitých bridlíc a predstavuje typ rudy autopneumatolyticky značne obohatený nielen prechavými složkami, ale pravdepodobne i niektorými rudnými prvkami.

Rudy typu B. Kým skupina rúd typu „A“ má nepopierateľne likvačný charakter, pričom obyčajne sulfidická magma tuhla bez dostatočného oddelenia od prv vykryštalizovaných amfibolov, charakter vzniku rúd typu „B“ nemá také jednoznačné vysvetlenie. U tejto skupiny otázka magmatického alebo postmagmatického (pneumatolytického a hydrotermálneho) charakteru nie je vždy ľahko riešiteľná, pretože sú príznaky miestami magmatických, miestami pomagmatických štruktúr. Táto otázka bude vyžadovať dôkladné petrografické štúdium. No už z doterajších mikroskopických výskumov vidno, že ide skôr v prevažnej časti o pneumatolytický pomagmatický charakter rúd typu „B“. Otázka, či sa rudy tvorily v dôsledku magmatického tuhnutia alebo pomagmatických procesov, a do akej miery na konečný charakter rúd vplývaly metamorfné účinky, nie je riešiteľná bez istých ťažkostí u tohto typu tzv. „intruzívnych pyritových ložísk“. Skupina ložísk s rudami typu „B“, má mimo chalkopyritu a sfaleritu najmä pyrhotínové a pyritové rudy. V sedimentárnych sériách často sú epigenetického, žilného, žilkového alebo impregnačného „falbandového“ charakteru. Rudy sú s veľkým obsahom kremeňa a málo biotitu, niekedy muskovitu, karbonátov, ako aj iných nerudných minerálov. Amfibol v tejto asociácii je zriedkavý, až akcesorický. I medzi týmito sulfidicko-kremitými rudami s obsahom biotitu a bez amfibolov nájdeme rudy s najrozličnejším kvantitatívnym zastúpením minerálnych složiek. Sú to tzv. „liate celistvé kzy“ s vysokým percentom pyrhotínu, niekedy i pyritu a malým percentom kremeňa. No opačne sú tu i vysokokremité rudy s malým množstvom sulfidov. Percento pyrhotínu ubúda obyčajne s ubúdaním kompaktnosti rúd. Tam, kde zrudnenie nadobúda charakter epigenetických žíl, žilôčiek a impregnácií v hornine, alebo kde zrudnenie má charakter silného metasomatického zatlačovania hornín, pyrhotín sa celkom stráca a pozorujeme len pyrit.

Už sme povedali, že v rámci kategórií rúd A (sulfidických rúd s amfibolom), ako i medzi rudami skupiny B (sulfidy s kremeňom a biotitom) sú čo do percentuálneho zastúpenia i čo do zrnitosti minerálnych složiek najrozličnejšie prechody. Medzi oboma kategóriami rúd bez amfibolov a s amfibolmi nepozorovať spojené prechody, i keď výskyt amfibolu bol lokálne pozorovaný. Zaujímavé je aj prenikanie kremito-sulfidickej rudy

s amfibolom do okolitých hornín (na V od Rybníčka). Väčšina týchto rúd „B“ nemá pozvoľné prechody do rúd typu A. Možno to vysvetliť azda pomerne ťažkou miesivosťou sulfidicko-kremitej magmy s kremičitanmi, obzvlášť však za nižších teplôt, kde už potom vystupuje od kremičitanov ostro oddelená sulfidicko-kremitá magma. No ako sme povedali, sulfidicko-kremenné rudy často s vysokým percentom pyrrhotínu a pyritu sú produktom pneumatolytických a hydrotermálnych neskorších fáz vzniku rúd, ktoré nasledujú po hlavnej sulfidicko-amfibolickej magmatickej kryštalizácii.

Typ zrudnenia „B“ sa často kombinuje na jednom ložisku s rudami typu „A“. Pritom rudy „A“ sú zrudnené amfibolity a rudy „B“ vytvárajú ložné žily na ich okrajoch v sedimentoch. V rudách typu „A“ sa môžu vytvárať miestami hniezda kremenných rúd typu „B“ alebo čisto pyritové epigenetické žilky, alebo hniezda čistého pyritu. Inde sa metasomatózou vytvorily nepravidelne roztrúsené jedince pyritu v mase pyrrhotínu. No rudy typu „B“ majú hlavné zastúpenie v tých ložiskách kombinovanej genézy, kde pôsobily po sebe obe metalogénne fázy, predžulová a požulová. V rudách typu „A“ boli zatiaľ len výnimočne najdené zjavné účinky požulového zrudnenia, ktoré prinášalo antimonit. Opačne tam, kde sú prítomné rudy typu „B“, veľmi často nachádzame i účinky požulovej fázy zrudnenia s prínosom antimonitu.

Skupina ložísk kombinovanej genézy, kde boli jasne zistené dve metalogénne fázy zrudnenia

Staršia fáza je zastúpená najčastejšie rudami typu B a požulová fáza zrudnenia okrem iných minerálov priniesla antimonit, ktorý je typický pre požulovú paragenézu. Požulová metalogénna fáza spôsobuje intenzívne hydrotermálne premeny okolitých hornín, chemicky ich silne mení a sprevádza obvyčajne oblasti značne tektonicky porušené, mylonitizované alebo silne detailne vyvrásnené, pokiaľ ide o plastické grafiticko-sericitické série.

V malokarpatskej oblasti sa môže antimonit vyskytovať i v čisto hydrotermálnej paragenéze, závislej len od postmagmatickej činnosti granitu. Teda nemusí byť jedine na miestach staršieho zrudnenia, ako to býva vo väčšine prípadov (nekombinované ložiská sú pri Častej, dolina na SV od Gašparovej a JV od Perneka, údajne ložisko antimonitu na V od Rožňovej, JV od Kuchyne). Tento antimonit sa vyskytuje aj v žilných ložiskách a je sprevádzaný obvyčajne tmavým kremeňom (závisí od toho, či v blízkosti sú grafitické bridlice). Inokedy môže byť v žilovej výplni v sprievode s kremeňom a karbonátmi (Častá), alebo s kremeňom a barytom (dolina na SV od Gašparovej), alebo súčasne s kremeňom, karbonátmi a barytom (ložisko na JV od Kuchyne). Sprevdza ho galenit a sfalerit, nehovoriac o malých percentách zlata a strieborných rúd, kvôli ktorým sa v minulosti ložiská otváraly.

Okrem týchto výskytov, pre ťažbu antimonitu málo významných, nachádza sa antimonit v dobytateľných množstvách práve v ložiskách smie-

šaného genetického charakteru. Tu je antimonit ako mladšia složka zrudnenia sdružený s tmavým priehľadným kremeňom, zafarbeným grafitickým pigmentom. Sám antimonit sa najčastejšie vyskytuje v jeho trhlkách sieťovitej podoby. Ak toto antimonitové zrudnenie zasahuje kompaktnéjšie horniny alebo i samotné kompaktné sulfidicko-kremité rudy staršej metalogénnej fázy, vytvára v nich ľahko sledovateľné žilky, žily a nepravidelné žilníky. Podobne je to i v iných málo plastických a chemicky odolnejších horninách. Ak roztoky obsahujúce antimonit pôsobia na vrásnené sericiticko-grafitické fylity alebo iné ľahko chemicky rozložiteľné horniny, napr. žuly, vytvárajú v týchto bridliciach jemné povláčkovité a náletovité antimonitové impregnácie, alebo pri vyššej koncentrácii mimo jemných impregnácií nepravidelne hrudkovité hniezda celistvého antimonitu, alebo antimonitu s kremeňom, uložené v záhyboch detailne vrásnených bridlic. Časté sú nepravidelné antimonitové žilné zóny bohatšieho zrudnenia, ktoré sa bez bližšie určenej zákonitosti tiahnu rudnou grafiticko-fylitickou šošovkou. Celá plastická hmota šošovky je popretkávaná nepravidelnými žilkami karbonátov.

Ložiská závislé iba od požulovej hydrotermálnej fázy zrudnenia

Ložiská závislé len od postmagmatickej fázy granitu sú vzhľadom na výskyt na rôznych od seba odlahlých miestach parageneticky pestrejšie a nepravidelnejšie. Vyskytujú sa v najrozličnejších sériách malokarpatského kryštalinika a v horninách od málo metamorfovaných až do katazonálne metamorfovaných, prípadne až v samotnom granite. Toto treba vyzdvihnúť obzvlášť pri porovnaní staršej sulfidickej fázy zrudnenia, ktorá sa striktne viaže na blízkosť amfibolitov a najčastejšie sa prejavuje v stredne silno až málo metamorfovaných bridliciach, ktoré neprekonali veľmi silné účinky granitizácie pri metamorfóze. Pokiaľ ide o minerálnu paragenézu, treba poznamenať, že minerálna asociácia požulovej fázy zrudnenia je oveľa premenlivejšia na jednotlivých lokalitách, ako to bolo u staršej fázy zrudnenia, kde rudná asociácia pyrhotín-pyrit, chalkopyrit a sfalerit sa uplatňuje temer všade. Pri požulovej hydrotermálnej asociácii často chybajú na jednotlivých lokalitách niektoré členy celkovej paragenézy, alebo niektoré sa zas vyskytujú iba výnimočne na jednom alebo málo miestach, napr. baryt v doline na SV od Gašparovej a na ložisku JV od Rožňovej v chotári Kuchyne. V požulových hydrotermálnych zrudneniach na doteraz poznaných ložiskách sa našli tieto podstatné primárne minerály: zlato, striebro (?), pyrit, galenit, sfalerit, pyrargyrit (?) (B e r g f e s t 1952), sulfidické rudy Ag (?), tetraedrit, antimonit, kermezit, allemontit (?) (L a c h m a n n 1915), karbonáty (siderit ?), ankerit, dolomit, kalcit, baryt. Najčastejším sprievodným minerálom týchto rúd, ako sme už povedali, je kremeň, niekedy kremeň a karbonáty alebo kremeň a baryt, resp. súčasne kremeň, baryt a karbonáty. K týmto ložiskám výlučne hydrotermálneho požulového zrud-

nenia patria zrudnenia v oblasti Častej, Modry, Harmónie, Perneka, Hlinika (Limbachu) a Rače. Zjavná je tu nezávislosť zrudnenia od prítomnosti amfibolitov a naopak, genetická a geologická závislosť od prítomnosti žúl alebo granitizovaných sérií bridlic.

ROZDELENIE LOŽÍSK PODĽA GEOLOGICKÉHO VYSTUPOVANIA V RÔZNYCH SÉRIÁCH KRYŠTALINIKA M. KARPÁT

Pre úplnosť podávam ešte rozdelenie rudných ložísk do skupín podľa ich geologického vystupovania v malokarpatskom kryštaliniku. Bolo povedané, že mladšia fáza zrudnenia sa prejavuje vo všetkých starších sériách kryštalinika. Staršia predžulová fáza sa prejavuje len v určitých geologických a petrografických situáciách, ktoré sú tieto:

Ložiská staršej metalogénnej fázy možno zhruba rozdeliť do troch skupín, pričom typ „1“ je charakteristický pre juhovýchodnú stranu M. Karpát (pezinskú) a typy „2“, „3“ pre stranu severozápadnú (perneckú a kuchynskú).

1. Ložiská sulfidických rúd sú vo viac alebo menej dokonale rekryštalizovaných bridliciach, miestami s reliktami klastickej alebo blastopsamitickej štruktúry. Tu vývoj biotitu, ktorý vzniká pod granitizačným účinkom žulových mäs, je často v počiatočnom vývojovom štádiu. Ložiská sa tu vyskytujú v biotitických fylitoch, viac-menej piesčitých, s vložkami grafitických bridlic a sericiticko-grafitických fylitov. Sú v úzkej genetickej i regionálnej súvislosti s amfibolitmi. Prítomné sú i apofýzy a žily žúl, pegmatity a iné bázičkejšie a kyslejšie alebo aplitické diferenciáty žulovej magmy. Patrí sem ložisko Cajlanské, jv. od Kolárskeho, ložiská Pezinského kúpeľa, ktoré spolu súvisia a ťahnu sa pozdĺž jedného súvislého amfibolitového pruhu, ktorý leží medzi Kolárskym vrchom (445) a Starými horami (Altenbergom), na SZ od Pezinka. Ďalej zrudnenia v oblasti Rybníčka a ložiská v oblasti hornej časti Hrubej doliny, medzi 9. a 11. km cesty Pezínok—Pernek.

2. Ložiská v amfibolitoch, miestami s reliktnými škvrnami živcov často tlakovo porušených a diaforiticky menených, s úzkymi vložkami fylitov a grafitických fylitov. Povrchovú prítomnosť žúl nebadáť, ale možno ich predpokladať spolu s granitizovanými kryštalicými bridlicami v nevelkej vzdialenosti od povrchu, pretože sa obyčajne granitizované bridlice (biotitické fylity a svory často s obsahom granátu) vyskytujú v nevelkej vzdialenosti na povrchu v okolí. Patrí sem pyrit-antimonitové ložisko pod Križnicou (605), na jej jv. a v. strane. Pyritové ložisko asi 700 m na Z od kopca Čmele (709), pyritové a limonitové ložisko medzi Konskými Hlavami (653) a Gašparovou (624), zrudnenie v doline Kostolného potoka (kóta 351 na SV od Perneka) a zrudnenie v oblasti severnejšie odtiaľ.

3. Ložiská v silno rekryštalizovaných amfibolitoch a granitizovaných bridliciach (biotitické fylity, biotiticko-granitické svory a pararuly) zpravidla s vložkami grafitických bridlic, v tesnej blízkosti žulových masívov.

I tu zrudnenie sleduje výskyty amfibolitov, často zrohovcovateľých. Zdá sa, že tento typ ložisk má pre ťažbu pyrrhotín-pyritových rúd nevelký význam. Ide o ložiská horného toku Modranskej doliny na JV od Kuchyne, zrudnenia v oblasti Skalnatej (715), Kuchynskej Baby (646) a Gajdoša (653). Do tejto kategórie patrí i K o u t k o m a Z o u b k o m (1936) popísaný zrudnený amfibolit pri Lamači, odkryv pri Hrubom Plese a ďalej nad Račou nad odkryvom na Malej Bani, P a u k o m (1937) spomínané zrudnenie v amfibolitoch.

METÓDA SPEKTROGRAFICKÉHO VÝSKUMU

(Výber a separácia materiálu)

Spektrálna analýza vzoriek z rôznych lokalít územia bola urobená na veľkom kvarcovom spektrografe Hilger E 492. Použila sa metodika katódovej vrstvy podľa M a n n k o p f a a P e t e r s a, pri ktorej sa analyzovaná látka nechá vypariť do oblúka z prehĺbeniny uhlíka, ktorý je zapojený na záporný pól zdroja. Táto metóda budenia spektra poskytuje väčšiu citlivosť v dôsledku koncentrácie atómov i iónov v plynovej vrstve u katódy. Pre sníženie efektu frakcionovaného vyparovania sa k vzorkám pridalo rovnaké množstvo uhlíkového prášku. Spektrogramy sa vyhodnotili pomocou projektora. Podľa intenzity sčernania analytických čiar jednotlivých prvkov a ich citlivosti boli tieto zaradené do troch skupín koncentrácií, a to: složky základné približne od 100—1 %, složky prímiesné približne od 1—1/100 % a složky stopové približne od 1/100—1/10.000 %.

Pracovné podrobnosti: Rozsah spektra 2400—5000 Å. Katódová vrstva zobrazená na štrbinu spektrografu pomocou kvarcovej spojky F 958. Šírka štrbiny 0,01 mm, výška 5 mm. Expozícia pri prúde 7 ampér. 45 sek (pre platne Gevaert Scientia 45A50). Nosná elektróda opracovaná na 2,8 mm, prehĺbenina $\approx$ 1,5 mm, hĺbka 6 mm. Anóda $\approx$ 5 mm. Vzdialenosť elektród pri expozícii 10 mm. Spektrálne uhlíky ČKD. Doba vyvolávania 2 min. Vývojka metol-hydrochinon.

Výberanie materiálu pre analýzu rúd sa robilo s hľadiska zistenia celkového geochemického charakteru zrudnenia v Malých Karpatoch, pričom sa nebral zreteľ na detailné rozpracovanie jedného náleziska. Nepoužili sa zvláštne metódy separácie minerálov od seba ani od hornín. Použila sa len normálna mechanická separácia, a to obyčajne za účelom aspoň čiastočného oddelenia sulfidov ako celku od horniny alebo jaloviny, okrem niektorých prípadov, kde dokonalejšiu separáciu bolo možno ľahko dosiahnuť a vyžadoval to záujem štúdia. Nevenovala sa osobitná pozornosť jednotlivým minerálom okrem tých, ktoré boli ľahko separovateľné, napr. antimonit, niekedy pyrit alebo i pyrrhotín. Samozrejme, kde boli vhodné sulfidy monominerálne už v hornine alebo v jalovine, tam údaje platia pre ten ktorý minerál s horninou. Likvačné sulfidické zrudnenie dáva minerály tak spolu asociované, že mechanicky je často ťažko izolovať ako jednotlivé sulfidy od seba, tak i rudy od vedľajšej horniny. Obzvlášť to platí, ak má

zrudnenie v horninách impregnačný a disperzný charakter. Priemerné analýzy sme vzali z prášku, ktorý sme získali pomletím asi 3—4 kg rozličných vzoriek rúd uvedeného ložiska.

Bude úlohou budúcich prác venovať sa jednak štúdiu geochemie jednotlivých minerálov, jednak detailnejšiemu geochemickému rozboru jednotlivých výskytov rúd, a to nielen so stránky kvalitatívnej, ale najmä so stránky kvantitatívnej, pričom sa bude treba zamerať najmä na prímiesne a stopové elementy niektorých prvkov, ako napr. Ni, Co, Cu, As. Kvantitatívne dáta niektorých stopových a vzácnejších prvkov v sulfidických rudách Malých Karpát treba získať pre doplnenie tejto práce a pre získanie nových geochemických kvantitatívnych pozorovaní, dôležitých s hľadiska praktického a teoretického.

ANALÝZY HORNÍN Z OBLASTI MALOKARPATSKÉHO ZRUDNENIA

Skupina amfibolických hornín

Amfibolické horniny v Malých Karpatoch majú v oblasti Pezinok—Pernek dôležitý význam v serii kryštalickej bridlic. Ich veľký význam je práve v genetickej závislosti početných sulfidických zrudnení na tomto gabroidnom bázičkom vulkanizme, pravdepodobne staropaleozoického veku. Amfibolické bázičné horniny, do rôznej miery metamorfované, sú zastúpené najmä gabrami, gabroamfibolitmi, amfibolitmi, škvrnitými amfibolitmi a aktinoliticko-chloritickými bridlicami (C a m b e l 1952). Podstatnými minerálmi sú amfiboly a ich produkty premeny (urality, aktinolity, chlority), plagioklasy (andezíny až labradority) a ich sausuritické produkty (najmä zoizit, epidot, sericit, kaolinit). Z akcesórií treba spomenúť magnetit, ilmenit, titanit, apatit, kremeň, biotit, pyrhornín, pyrit a početné sekundárne minerály.

Vzorky pre spektrálne analýzy amfibolitu sme vzali z najrozličnejších oblastí študovaného územia a z rôznych metamorfných provincií.

V tabuľke uvedené základné složky a niektoré složky prímiesných prvkov majú s geochemickej stránky význam základných litofilných prvkov, ktoré budujú podstatné minerály horniny. O týchto prvkoch sa netreba širšie zmieňovať, no je potrebné povšimnúť si niektoré prímiesne a stopové elementy, najmä tie, ktoré nám pomôžu riešiť niektoré teoretické a praktické otázky zrudnenia malokarpatskej oblasti.

Medzi všade prítomnými prímiesnými prvkami v malokarpatských amfibolitoch je chróm. Chróm je bežným prvkom bázičných hornín a zistilo sa, že jeho množstvo sa zvyšuje s bázičitou horninou. V i n o g r a d o v (1950) udáva tieto hodnoty zastúpenia chrómu v horninách:

peridotity	0,3 ‰
bazalty	0,03 ‰
granity	0,001 ‰

T a b u l k a I.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Oblasť záp. od Peterklína (602), SSZ od Cajly	Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na	Ti, Sr, Mn, K, Cr, Cu, V	Ba, Co, Sc, Ni
2. Oblasť Čmele od kóty 709, 600 m, Z	Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na	Ti, Sr, Mn, K, Ba, Cr, Cu	V, Co, Zr, Sc, Ni
3. Oblasť Čertovho Kopca (747), SV od Perneka	Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na	Ti, Sr, Mn, Cu, Sr, V, K	Ba, Co, As, Sc, Zr, Ni
4. Dubník, valúny gabra 2,5 km na SV od Perneka	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na	Ti, Sr, Mn, Cr, K, Cu, Ba	V, Sc, Zr, Co, Ni
5. Oblasť Perneka	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na	Ba, Ti, Sr, Mn, Cr, V	Ni, Pb, Sc, Co, Li
6. Obl. Klokočiny—Gašparová, JV od Perneka	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, Ti	Mn, K, Sr, Cu, Cr, V, Ba	Sc, Ni, Pb, Co
7. Oblasť Rybníčka 2300 m na SV blízko kóty 522	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na	Ti, Ba, Sr, Mn, V, Cr, K	Cu, Ni, Co, Pb
8. Oblasť bani Pernek, V od Křižnice (605)	Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na	Ti, Mn, Sr, Cr, Cu, K, V	Zr, Co, Sc, Ba, Ni

1. Silno rekryštalizovaný tmavý amfibolit.
2. Amfibolit typu Čmele—Čertov Kopec.
3. Gabroamfibolit pomerne hrubozrnný.
4. Hrubozrnné amfibolické gabra.
5. Škvŕnitý amfibolit zrudnený.
6. Aktinoliticko-chloritická bridlica, slabo zrudnená.
7. Uralitický amfibolit z kontaktu so žulou zrudnený a chemicky menený (vybieľený).
8. Jemnozrnný amfibolit tmavozelenej farby.

V amfibolitoch sa vyskytuje chróm v oxydických akcesóriách, pretože je oxyfilným prvkom, a to najmä v magnetite, ktorého je niekedy v malokarpatských amfibolitoch značné množstvo. Preto najmä magnetit a iné oxydy Fe sú nositeľmi chrómu, ktorý vstupuje do ich štruktúry. Už v menšej miere môže chróm sprevádzať magmatické sulfidy, pyrotín a pyrit, ktoré sú často v amfibolitoch ako akcesórie. Preto je chróm, pokiaľ sa vzťahuje na analýzy rúd, najmä súčasťou amfibolitov a nie sulfidov. Dokazuje to i pozorovanie v Malých Karpatoch, kde obyčajne sulfidické rudy samotné, bez bázičných hornín, chróm veľmi často neobsahujú v spektrálne zistiteľných množstvách. Do silikátovej štruktúry vstupuje chróm len pri nadbytku v hornine, pričom diadochicky zastupuje prvky Al, Mg, ale najmä v Fe silikátoch.

Ďalšie prvky, ktoré sú bez výnimky prítomné v analýzach amfibolitov, sú nikel a kobalt. Nechýbajú ani tam, kde niet v amfibolitoch pyritu a pyrotínových impregnácií, alebo Fe akcesórií, o ktorých je známe, že sú nosi-

teľmi niklu a kobaltu. Podľa doterajších výskumov R o s t a (1938) a iných sa v pyrite koncentruje vo zvýšenej miere kobalt a v pyrrhotíne zas nikel. Vyplýva to z kryštalochemických vlastností iónov Co a Ni vzhľadom na kryštálovú mriežku pyritu a pyrotínu. Toto možno pozorovať i u magmatických sulfidov malokarpatskej oblasti, kde sa kobalt vyskytuje vo väčšom kvante v magmatickom pyrite ako v pyrrhotíne. Svedčia o tom napr. analýzy čistých pyritov (pozri tab. IV, an. 6, tab. XIII). Naše analýzy potvrdzujú ďalej zistenia viacerých autorov, že totiž kobalt okrem kryštalochemických dôvodov je vo väčšej miere obsažený na rozdiel od niklu v pyrite a teda v neskorších magmatogénnych alebo i postmagmatických fázach kryštalizácie sulfidov. Všeobecne však možno povedať, že hydrotermálne rudy s obsahom niklu a kobaltu mávajú priaznivejší pomer oboch prvkov v prospech kobaltu. Podľa N o d d a c k a (1931) priemerný obsah Co a Ni v primárnych magmatických sulfidoch je 2.100 g kobaltu a 31.400 g/t niklu na tonu. Teda pomer Co a Ni je 0,07. Podľa F e r s m a n a (1939) pomer kobaltu a niklu v sulfidických rudách je 1:25. Je zaujímavé, že tento pomer sa mení v prospech kobaltu v kremičitanoch, kde v pomere k niklu v horninách pribúda kobaltu. Tento zjav sa potvrdzuje podľa spektrálnych analýz i v malokarpatských amfibolitoch, ktoré bez výnimky všetky obsahujú kobalt, kým sulfidmagmatické rudy pyrotín-pyritovej paragenézy obsahujú kobalt v určiteľných množstvách len niekedy, popri vždy prítomnom nikle.

Pokiaľ ide o prítomnosť kobaltu v kremičitanových horninách, ako vyplýva z uvedených dát (G o l d s c h m i d t 1937), kobaltu pribúda v pomere k niklu u kyslých eruptív. Tak napr. podľa neho má granit 8 g/t kobaltu a 2,4 g/t niklu. Naproti tomu napr. gabro má 79 g/t kobaltu a 158 g/t niklu.

Okrem sulfidov, ktoré sú prítomné niekedy ako akcesórie v amfibolitoch a ktoré môžu byť aspoň v malej miere aj nositeľmi niklu a kobaltu v horninách, obsah obidvoch prvkov sa môže často koncentrovať na železité a titanoželezité oxydické akcesórie. Pretože Ni a Co sú oxyfilné prvky, môžu byť viazané v malokarpatských amfibolitoch i na magnetit, titanomagnetit a ilmenit, ktorých je v niektorých amfibolitoch veľa. No zistilo sa, že gabro (4), ktoré temer nemá akcesorické oxydické Fe rudy, ako to vyplýva z mikroskopie a chemickej analýzy (C a m b e l 1952 — chemická analýza 5) a ktoré nemá ani žiadne sulfidické akcesórie, má podľa spektrálnej analýzy primerané množstvo niklu a kobaltu. Je to dôkazom toho, že prvky Ni a Co majú svoje hlavné zastúpenie v kremičitanových mineráloch, kde vstupujú do ich štruktúry, zastupujú Fe a Mg v amfiboloch.

Vanád, ktorý je prítomný v magmatických amfibolických horninách, je iného geochemického charakteru ako vanád, ktorý sa v pomerne vysokej koncentrácii vyskytuje v grafitických bridliciach, kde je biogeochemického charakteru. V eruptívnych amfibolitoch takýto vanád predpokladať nemôžeme. Vanád nie je zriedkavosťou v silikátových magmatických horninách, no veľmi málo prechodí pri kryštalizácii do sulfid-magmatickej pyrrho-

tín-pyritovej asociácie minerálov, alebo i do ďalších asociácií neskoršieho postmagmatického metalogénneho procesu. Preto prítomnosť vanádu v analýzach rúd pochádza jednak z amfibolov amfibolitov obsiahnutých v rudách, alebo z grafitických a grafiticko-fylitických bridlíc ložiska. V grafitických a sedimentárnych bridliciach nahrádza vanád najmä Al^{III} v ílovitých mineráloch. V bazických eruptívach tvorí vanád zložku najmä prvých magmatických vylúčení (titanomagnetitu, magnetitu a azda apatitu). Samozrejme, samostatný minerál netvorí, ale vstupuje do štruktúry týchto minerálov. Vanád mimo akcesórií zastupuje v amfibolovej mriežke miesta Fe^{III} a Al^{III} . Podľa dát Rankama - Sahama (1949) sa ho v amfibole zistilo až 680 g/t (0,068 %). Vanád je typický prvok bazickej magmy, a preto je prirodzené, že v malokarpatských amfibolitoch tvorí dosť vysoké koncentrácie.

U spektrálnych analýz malokarpatských amfibolitov treba sa ešte zmieniť o stálej prítomnosti skandia, ktoré je častým členom najmä bazických a ultrabazických hornín. Skandium totiž v tmavých súčiastkach prvotných kryštalických minerálov substituie Fe a Mg. V našom prípade ide o substitúciu týchto prvkov v amfibole. Saukov (1950) uvádza túto tabuľku závislosti obsahu skandia od obsahu magnézia v rôzne bazických horninách:

pyroxenit		20 %	MgO		0,007	Sc_2O_3 ,
gabro		8 %	MgO		0,003	Sc_2O_3 ,
bazalt		6 %	MgO		0,001	Sc_2O_3 ,
andezit		3 %	MgO		0,0007	Sc_2O_3 ,
granit		1 %	MgO		0,0002	Sc_2O_3 .

Prítomnosť zirkónu je podmienená minerálom zirkónom, ktorý bol v amfibolitoch mineralogicky zistený a je akcesorickou súčiastkou prvého štádia kryštalizácie.

Podobne i prítomnosť titánu je podmienená prítomnosťou akcesorického ilmenitu, magnetitu a titanitu. Pretože v jemnozrnnejších amfibolitoch, ktorých je v Malých Karpatoch najviac, je hlavnou rudnou zložkou magnetit, maximálne množstvo titánu je zastúpené najmä v magnetite. V hrubozrnnejších variétach sa zvyšuje percento ilmenitu a leukoxénu oproti magnetitu.

Pozoruhodná je ešte prítomnosť medi, a to v kategórii primesných zložiek. Meď je častým členom bazických hornín, pričom sa zistilo stúpanie množstva Cu s bazicitou horniny. Podľa Vinogradova (1950) je obsah Cu v bazických horninách asi 0,02 % a v granitoch 0,001 %. Pre vysokú afinitu medi k síre v eruptívach sa nachodí najčastejšie ako akcesorický chalkopyrit. Pri magmatickej kryštalizácii väčšina medi prejde do sulfidickej taveniny alebo jej postvulkanických metalogénnych roztokov, kde sa potom môže viazať na síru, ale i na metaloidy As a Sb, vytvárajúc sírne soli, v ktorých sú zastúpené rôzne metalické prvky. V malokarpatských amfibolitoch sú nositeľmi medi a niekedy i arzenu (pozri tab. I, an. 3) akcesórie

pyrhotín a pyrit a pravdepodobne sprevádzajúci chalkopyrit, ba azda i arzenopyrit.

Prvky, o ktorých sa treba nakoniec zmieniť a ktoré sú prítomné v základných malokarpatských horninách, sú báryum a stroncium. Ich prítomnosť, ako i prítomnosť iných prvkov v spektrálnych analýzach samotných hornín, v ktorých sa rudy vyskytujú alebo na ktoré sa geneticky viažu, má ten význam, že po odpočítaní prvkov, charakteristických pre horninu, môže zo spektrálnej analýzy vlastných rúd zistiť elementy, ktoré sú prinesené iba metalogénnym procesom. Týka sa to práve bárya a stroncia. Obidva prvky môžu byť jednak složkou horniny, ale práve tak boli najdené rudy, kde majú hydrotermálny pôvod (pozri analýzy Častej, tab. XVIII, an. 8). V amfibolitoch, v žulách malokarpatských hornín a v kremičitanových horninách vôbec Ba a Sr tvoria súčiastku živcov. Pritom Ba má veľký polomer iónov, takže nemôže zastupovať Ca, a teda substituuje kálium. Preto sa v živcoch zastupuje složka ortoklasová složkou celziánovou. Stroncium zas zastupuje v živcoch kalcium, ale môže zastupovať i Mg a Fe v amfiboloch. Báryum túto substitúciu v tmavých súčiastkach robíť nemôže; podobne stroncium môže zastupovať i Ca v amfiboloch, ba i v apatite, ktorého je v amfibolite tiež isté množstvo.

Celkove možno povedať, že amfibolické horniny v M. Karpatoch majú monotónny chemizmus i vzhľadom na svoj výskyt na rôznych miestach územia, i vzhľadom na rôzne štádium metamorfózy. Väčšie zmeny v chemizme spôsobujú len neskoršie najmä postmagmatické účinky prostredia. Pre štúdium migrácie elementov počas metamorfného účinku žulovej magmy si treba všimnúť analýzu 7, ktorá predstavuje amfibolit z kontaktného dvora žulového masívu. V dôsledku kontaktného pôsobenia dostal amfibolit stopy Pb. Podobne je to i u analýz 5 a 6, kde možno Pb pokladať za element, ktorý sa dostal do amfibolitov v procese metamorfného pôsobenia alebo pôsobenia hydrotermálnych sulfidických roztokov. V an. 5 sa našli i stopy Li, ktorý je dôkazom granitizačného účinku žulovej magmy, počas termálnej rekryštalizácie amfibolitov, pri hlbinnom kontaktnom metamorfizme granitu. Tento fakt ľahkej migrácie Pb pod metamorfnými účinkami zo žulovej magmy do okolitých hornín vysvetľuje i častú prítomnosť stopového Pb a miestami i Sn v neseparovaných rudách sulfid-magmatického charakteru.

Skupina granitu

Malokarpatský granit je veľmi dôležitou časťou kryštalinika. Intrúzia granitu spôsobila nielen ďalekosiahlu metamorfózu a granitizáciu superkrustálnej série bridlic, ale mala význam i pre vznik malokarpatských rudných ložísk. Petrograficky je malokarpatský granit dvojsľudný s početnými pegmatitmi a zriedkavejšími aplitmi. Miestami môže v granite úplne chýbať raz biotit, inokedy muskovit. K základným diferenciátom alebo anateksitom dvojsľudného granitu patria amfibolické variéty žil a am-

fibolicko-biotitické diority, a naopak, kyslé diferenciáty reprezentujú kyslé fácie žúl, aplity, pegmatické kremenné žily.

Malokarpatská žula má v podstate toto minerálne složenie: kremeň, živce (mikroklin) zpravidla mikropertitického vývoja, plagioklas (najčastejšie oligoklas). Živce sa sericitizujú, alebo menia v minerály epidot-zoizitovej skupiny. Biotit zpravidla prevláda nad muskovitom u normálnych typov žúl. Chloritizuje sa, pričom vzniká epidot, leukoxén alebo sagenit.

U pegmatitov a aplitov sú hlavnými minerálnymi súčiastkami mikroklin v pertitickom vývoji, ďalej menej častý plagioklas (albit-oligoklas), prevládajúci muskovit, ale dosť častý i biotit. Prítomný je i granát (spesartín). Obvyklé akcesórie sú zirkón a apatit.

Diority na rozdiel od normálnych žúl majú amfibol a čiernohnedý biotit a oligoklas až andezín a málo kremeňa. Z akcesórií apatit, magnetit, ilmenit, ojedinele zirkón a pyrit a rôzne sekundárne produkty uvedených minerálov. Časť týchto dioritov a amfibolických žúl pravdepodobne vznikla rezorpciou amfibolitov granitovou magmou.

Zo spektrálnych analýz na prvý pohľad vidno, čo možno konštatovať i z mineralogicky chudobného složenia pegmatitov, že malokarpatský granit spolu so svojimi diferenciátmi, pegmatitmi a aplitmi, nemá zvýšené koncentrácie tých prvkov, ktoré sú charakteristické pre pegmatitickú minerálnu asociáciu iných granitov. Preto tieto prvky nevytvárajú vlastné minerály, kde by sa vo zvýšenej miere koncentrovaly. Niektoré prvky zase, ktoré by sa dali očakávať v malokarpatských granitoch a pegmatitoch a pravdepodobne sa i v stopách vyskytujú, nemožno spektrálne zachytiť pre obmedzenie pracovného rozsahu na spektrografe (časť alkálií a berýlium) a iné, napr. vzácne zeminy (La, Ce, Nd), pre pomerne menšiu disperziu vo viditeľnej oblasti. Z týchto prvkov je v malých množstvách zastúpené v kategórii stopových elementov lítium, ktoré substituuje najmä Mg a Al^{III} v tmavých súčiastkach (sludy a amfiboly) a zriedkavejšie v živcoch Al^{III} , a nie alkálie, ako by sa to predpokladalo u prvku zo skupiny alkálií. Lítium nevytvára samostatné minerály.

Zriedkavejšie je zastúpené i skandium, ktoré býva nielen v báziických horninách, ale podľa názoru Vernadského sprevádza hojne najmä pegmatity. V nich je prítomné najmä v spesartíne a turmalíne. Spesartín nie je v pegmatitoch a aplitoch M. Karpát zriedkavý, kým turmalín je dosť vzácny. No skandium, ako sme uviedli u amfibolitov, zastupuje Mg v tmavých súčiastkach (biotitoch) i u našich žúl.

Z kovových prvkov, o ktorých ešte doteraz nebola reč, treba sa zmieniť o cíne a olove, ktoré ako veľmi príbuzné prvky sa často spolu nachádzajú v žulách. Obidva prvky vystupujú v eruptívnych horninách, najmä v kyslých, sú oxyfilné, no podľa Goldschmidta sa olovo v hornine vyskytuje zväčša ako sulfid. Cín, ktorý sa koncentruje najmä v posledných fázach tuhnutia, má možnosť tvoriť vlastný minerál v horninách, a to kasiterit, jednak Sn^{IV} môže nahradzovať Fe^{II} . Sn^{II} môže nahradzovať Ca^{II} v horninotvorných mineráloch, čo sa však deje len obmedzene.

Tabuľka II.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Oblasť na SZ od Pezinka, na SZ od Dürnerberga (388)	Si, Al, Ca, Na, K, Fe	Mg, Ba, Ti, Sr, Mn	Cu, Pb, Zr, Sn, Li
2. Odkryv v údolí Žel. studienky, Bratislava	Si, Al, Fe, K, Na	Ca, Ti, Cu, Ba, Sr, Mg	Mn, Zr, Pb, Li
3. Odkryv Harmónia	Si, Al, Ca, Na, Fe	Ti, Mg, Ba, Mn, Sr, Cu, K	Pb, Zr, Cr, V, Li
4. Hlboká cesta, Bratislava	Si, Fe, Al, Mg, Ca	Na, Mn, Cr, Ti, V, Ba, Sr	Cu, Sc, Zr, Co, Ni
5. Oblasť na SZ od Pezinka	Si, Al, Fe, K, Ca	Na, Ti, Cu, Ba	Mg, Sr, Mn, Pb
6. Pegmatit — odkryv Röslerov, Bratislava	Si, Al, Fe, Ca, K, Na	Ti, Ba, Sr, Mn, Mg	Pb, Cu, Zr, Sn, Li, Sc
7. Oblasť na SZ od Pezinka, na SZ od Dürnerberga (380)	Si, Al, Na	K, Fe, Ca, Ba, Cu, Ti	Pb, Sr, Mn, Mg
8. Oblasť na SV od Rybníčka, blízko kóty 522	Si, Al, Ca, Fe, Na	K, Ba, Ti, Sr, Mn, Mg	Cu, Zr, Cr, V, Pb, Sn, Li, Sc
9. Haldy štólne Ferdinand, oblasť Cajla	Si, Al, Mg, Ca, Fe, Na, K	Ti, Ba, Sr, Mn, Sb, V	Zr, Cu, Pb, Cr, Sn, Ni
10. Oblasť na JZ od Baby	Si	Fe, Cu, Ca	Al, Mg, Pb, Ti

1. Muskoviticko-biotitická žula.
2. Biotiticko-muskovitická žula.
3. Biotitická žula.
4. Amfibolický diorit s veľkými kryštálmi amfibolu, temer bez biotitu.
5. Muskovitická žula pegmatitická.
6. Hrubozrnný muskoviticko-biotitický pegmatit.
7. Jemnozrnný aplit.
8. Aplitická svetlá žula v blízkosti kontaktu s amfibolitmi.
9. Hydrotermálne a tektonicky zmenená žula, impregnovaná antimonitom.
10. Kusový kremeň z pegmatitu.

Olovo ani trocha nezaostáva za možnosťami, ktoré má cin, pokiaľ ide o diadochické zastupovanie v kremičitanoch. V kremičitanoch a fosfátoch je prítomný Pb^{II} , kde zastupuje podobne ako stroncium kalcium (v apatite a pyroxénach). Rovnako diadochicky môže zastupovať draslík v draselných složkách živca. Olovo môže zastupovať kalcium i v mineráloch nízko teperovaných, napr. karbonátoch, a to najmä v aragonite.

Pri geochemickom porovnávaní jednotlivých prvkov v malokarpatských horninách a k nim geneticky prislúšných rudách je charakteristické, že olovo je vo vyšších koncentráciách bez výnimky prítomné v rudných asociáciách požulovej metalogenézy. Naproti tomu v sulfid-magmatických asociáciách, závislých od bázičského vulkanizmu, olovo obyčajne nebýva

prítomné a keď sa tam nachodí, miestami je len v kategórii stopových elementov. Možno ho tu pokladať za primárnu rudnú složku, no miestami za element, ktorý sa dodatočne dostal do týchto rúd počas žulovej metamorfózy, alebo v priebehu od granitu závislého procesu zrudnenia. Olovo a cín spolu s arzénom sú časté najmä v tých rudách, trebárs i sulfid-magmatických, kde v blízkosti granitu bola daná možnosť migrácie týchto elementov do blízkeho prostredia.

Treba si ešte povšimnúť chróm. V analýzach granitu závisí jeho výskyt od množstva tmavých súčiastok. Preto sa chróm nachádza vo zvýšenej miere v diorite Hlbokej cesty a v biotitickej žule z Harmónie. No pozoruhodné je, že chróm v stopách vystupuje i v analýze 8, ktorá predstavuje svetlú okrajovú faciú žulovú na kontakte s amfibolitmi, čiastočne hydrotermálne menenú. Je pravdepodobné, že chróm sa do granitu dostal počas metamorfózy z amfibolitov, alebo i počas hydrotermálneho metalogénneho procesu (pozri analýzy zrudnených žúl alebo žúl v blízkosti ložísk; an. 8, 9).

Skupina bridlic sedimentárneho pôvodu

Zo sedimentárnych kryštalickej bridlic, ktoré majú význam pre štúdium ložísk v M. Karpatoch, najdôležitejšie sú fylity, grafitické bridlice, biotitické fylity, biotitické svory, svorové ruly, ruly a migmatity. Medzi jednotlivými bridlicami obyčajne pozorovať pozvoľné laterálne prechody.

Petrografické složenie: fylity majú sericit alebo čiru až zelenkastú sľudu, chlorit, kremeň, ktorého percentuálne zastúpenie veľmi kolíše. Ďalej je tu akcesorický leukoxén, zirkón a apatit. Zpravidla je prítomná grafitová prímes. Najčastejšie obsahujú fylity už biotit, prípadne až granát, minerály vzniknuté v procese metamorfného účinku granitu.

Ruly, svorové ruly a migmatity majú tieto mikroskopické znaky: biotit, zo živcov prevládajú oligoklasy, zriedkavo prichodí muskovit, častý je granát, z akcesórii apatit, zirkón a prímes grafitického pigmentu. Prínos ortokomponentu kolíše podľa stupňa granitizácie alebo injekčného metamorfizmu.

Sedimentárnu sériu kryštalickej bridlic nemôže dostatočne charakterizovať s geochemickej stránky niekoľko málo analýz vzoriek, vybraných najmä z rôznych rudonosných oblastí študovaného územia. Nie je to možné preto, lebo geochemické složenie sedimentov sa mení s miesta na miesto nielen v dôsledku zmeny sedimentačných pomerov, ale mení sa so stupňom metamorfózy. Niekoľko málo uvedených analýz má len zhruba ilustrovať geochemické složenie superkrustálnej sedimentárnej rudonosnej série.

Spektrálne analýzy sedimentárnych bridlic sa v kvalite prímestných a stopových elementov veľmi nelíšia od žúl. Ide tu najmä o zmeny kvantitatívneho zastúpenia jednotlivých prvkov v rámci uvedených troch skupín. Preto kolísajúce množstvá určitých prvkov nepozorovať v danom spôsobe vyhodnotenia spektrálnych analýz. Pri porovnaní so žulami badať rozdiel najmä v častejšej prítomnosti Ni, Co a Cr, a to obzvlášť v bridliciach

Tabuľka III.

Lokalita	Prvky základné	Prvky prímiesné	Prvky stopové
1. Oblasť Malého Cajlanského Kogela	Si, Al, Mg, Ca, K, Na, Ti	Mn, Ba, Sr, Cu	Zr, Pb, Cr, V, Ni, Li
2. Oblasť Cajlanského ložiska (kut. štôľňa)	Si, Al, Mg, Fe, K, Na	Ca, Ti, Ba, Sr, Mn, Cu	Cr, V, Pb, Li, Zr
3. Oblasť horného toku Modranskej dol. na V od Kuchyne	Si, Al, Fe, Na, K	Ti, Mg, Ca, Ba, Sr, Mn, Cu	Cr, V, Zr, Pb
4. Oblasť Cajly — Antimónová štôľňa	Si, Fe, Al, Mg, Ca, Na	Ti, Ba, Sr, Mn	Cr, V, Zr, Cu, Pb, Ni
5. Oblasť na SV od Hliníka, Altstädter Bach	Si, Fe, Al, Ca, Na, K, Mg	Mn, Ba, Sr, Ti, Cr, Cu	Zr, V, Pb, Sc, Co, Li
6. Oblasť na SV od Gašparovej na JV od Perneka	Si, Fe, Al, Mg, Ca, Na, K	Ti, Mn, Ba, Sr, Cu	Cr, V, Zr, Pb, Li
7. Oblasť na SZ od Lamača, odkryv na Hrubom plese	Si, Fe, Al, Mg, Ca	Na, Ti, K, Ba, Sr, Mn, Cr, Cu	Zr, V, Pb, Sc, Co, Ni, Li
8. Ložisko Pernek pod Křižnicou	Si, Fe, Al, K, Mg	Ti, Ca, Ba, Na, V, Cr	Cu, Sr, Mn, Zr
9. Ložisko Pernek pod Křižnicou	Si, Fe, Al	K, V, Ti, Mg, Ca, Na, Ba, Cr	Cu, Mo, Mn, Zr

1. Tmavá bridlica, málo metamorfovaná, s počiatočným vývojom biotitu — blastosamitická štruktúra.
2. Slabo rekryštalovaný biotický fylit.
3. Kremitý biotitický fylit.
4. Biotiticko-kremitý fylit.
5. Biotiticko-granátická pararula.
6. Detailne vrásnená biotiticko-granátická pararula.
7. Silno granitizovaná biotiticko-granátická pararula.
8. Sericiticko-grafitická bridlica.
9. Sericiticko-grafitický fylit, slabo zrudnený.

v blízkosti amfibolov, s ktorými boli sedimentárne bridlice spolu metamorfované (analýzy 2, 4, 6, 7), alebo v oblasti zrudnenia. Okrem uvedených prvkov prítomnosť Li a Pb môže byť tiež dôkazom migrácie elementov pod granitizačným účinkom žuly. Je len samozrejmé, že v oblasti zrudnenia spôsobovali migráciu uvedených kovov i rudonosné roztoky. Častá prítomnosť Pb v sedimentárnych, viac-menej granitizovaných horninách má svoj význam pri vyhodnocovaní analýz rúd preto, že vzhľadom na obsah uvedených kovov už v samotných bridliciach treba stopové kvantá uvedených elementov pokladať za složky hornín, a nie samotných sulfidov u viacerých analýz rúd.

Spektrálne analýzy rúd

Spektrálne analýzy rúd sú usporiadané, pokiaľ to bolo možné vzhľadom na zložitosť ich genézy, do genetických skupín podľa jednotlivých rudných výskytov študovanej oblasti. Treba poznamenať, že práca má za účel dať celkový pohľad na základné geochemické pomery jednotlivých oblastí a metalogénnych fáz, a preto nevyčerpáva do detailov a v dostatočnej miere chemizmus jednotlivých výskytov. Ba možno povedať, že niektoré rudné výskyty sú charakterizované len jednou alebo dvoma analýzami, i keď to nie je úmerné významu týchto zrudnení. Tieto analýzy majú skôr význam orientačný.

Všeobecne o primárnych magmatických sulfidoch možno povedať, že v M. Karpatoch ich predstavuje pyrhotín-pyritová asociácia s malým množstvom chalkopyritu a sfaleritu. N o d d a c k (1931) udáva túto geochemickú tabuľku primárne magmatických sulfidov (tabuľka bola zostavená na základe analýzy smesi z týchto minerálov z rozličných lokalít: 35 analýz pyrhotínu, 10 magmatických pyritov, 8 pentlanditov a 4 pyritov s obsahom Ni). Celkovo sa výsledky analýz veľmi podobajú, okrem niektorých hodnôt, složeniu meteorických sulfidov.

Priemerné složenie prvotných magmatických sulfidov podľa Noddaeka

Fe	539.000 g/ton	Pd	4 g/ton
S	404.000 g/ton	Ga	2 g/ton
Ni	31.400 g/ton	Te	2 g/ton
Cu	10.900 g/ton	W	2 g/ton
Zn	8.500 g/ton	Pt	2 g/ton
P	2.500 g/ton	Bi	2 g/ton
Co	2.100 g/ton	Ru	1 g/ton
Mn	800 g/ton	Sb	1 g/ton
Se	200 g/ton	Tl	1 g/ton
Pb	100 g/ton	In	0,7 g/ton
As	60 g/ton	Ir	0,4 g/ton
Sn	50 g/ton	Rh	0,3 g/ton
V	40 g/ton	Au	0,2 g/ton
Mo	20 g/ton	Os	0,1 g/ton
Cd	20 g/ton	Cr	0,02 g/ton
Ag	10 g/ton	Hg	0,02 g/ton
Ge	10 g/ton	Re	0,02 g/ton

Keď sledujeme hodnoty uvedené v tabuľke a porovnávame ich u jednotlivých prvkov s hodnotami malokarpatských rúd, zistíme, že rudy s typickými magmatickými štruktúrami sú obdobného chemizmu. Prirodzene, použitie iba kvalitatívnych analytických metód s kvantitatívnym odhadom umožňuje len čiastočnú konfrontáciu s údajmi v tabuľke. No pritom všet-

kom zaradenie prvkov do troch skupín nám dovoľuje urobiť aspoň čiastočné porovnanie, z ktorého, i keď môžeme zistiť celkove značnú shodu, predsa zistíme i určité rozdiely v kvantitatívnom zastúpení prvkov. Tieto rozdiely, pokiaľ ide v niektorých vzorkách najmä o nižšie obsahy typických prvkov, ako napr. Ni, Co, Zn, sú spôsobené tým, že k analýzam sa často bral rudný materiál v celku a nie jednotlivé minerály. No i tak majú malokarpatské rudy menej Ni a Co, ako smes Noddackom analyzovaných sulfidov.

Nikel sa pohybuje u malokarpatských sulfidmagmatických rúd v medziach 1—0,01 %. Kobalt zase v medziach 0,01—0,001 %, čo je trochu nižšie percento ako v tabuľke. Možno to ľahko vysvetliť tým, že analytická smes udávaná Noddackom má pomerne vysoké percento pentlanditov, kým v našich rudách sa pentlandit mineralogicky nezistil.

V porovnaní s tabuľkou majú malokarpatské sulfidické rudy i pomerne nižšie percento Zn. Kým v Noddackovej tabuľke sa pohybuje množstvo Zn v desatinách percent, naše množstvá sa pohybujú v stotínach, okrem niektorých výnimiek, kde sa našly väčšie kryštály sfaleritu (štôľňa Augustín). No i tak vidno, že i keď zinok má svoj hlavný geochemický význam v hydrotermálnych procesoch, má svoje úmerné zastúpenie i v magmaticko-sulfidickej fáze tuhnutia. Sulfid Zn sa môže pritom vyskytovať ako samostatná minerálna zložka sulfidov, alebo i ako izomorfná prímes v pyrrhotíne. V malokarpatských magmatických sulfidoch sa viackrát mineralogicky zistil sfalerit ako samostatný minerál.

Zriedkavejšie je olovo, ktoré veľmi často chýba v malokarpatských primárne magmatických sulfidoch, no naproti tomu je charakteristické pre metalogénnu fázu požulovú, kde je jednou z najdôležitejších zložiek. Prítom bude pravdepodobne správne pokladať na niektorých miestach časť stopového olova v pyrrhotínových rudách za primárnu zložku, ktorá spolu v stopových kvantách vystupuje s molybdénom alebo i cinom, vo väčšine prípadov je prítomnosť týchto kovov okrem Mo závislá od zásahu intrúzie žuly a jej postmagmatických účinkov, alebo ako sme už podotkli, závisí od prítomnosti granitizovaných bridlic v analyzovanom rudnom materiáli.

Percento arzenu u typických magmatických sulfidov M. Karpát sa shoduje s údajmi v tabuľke. Niektoré analýzy rúd ho zachycujú, no niekde je pod hodnotou minima zistiteľnosti spektrálnou metódou. Nezistiteľnosť As spektrálnou metódou je spôsobená okrem už uvedených príčin nedostatočnej koncentrácie sulfidov v analyzovaných vzorkách i jeho menšou spektrálnou citlivosťou. Podobne je to i s fosforom, ktorý v magmatických sulfidoch a ostatných horninách má svoje zastúpenie v akcesorickom apatite, a predsa ho spektrálne analýzy neudávajú. U niektorých analýz rúd staršej fázy zrudnenia možno pozorovať, že zvýšené percento arzenu v sulfidoch často súvisí so zvýšeným množstvom pyritu v rude oproti pyrrhotínu, a to tým skôr, ak pyrit vznikol v postvulkanických kryštalizačných fázach toho istého metalogénneho procesu. Treba podotknúť, že najviac arzenu prejavuje pyrit požulovej fázy zrudnenia, kde miestami pravdepodobne súvisí

s výskytom arzenidov pyritovej skupiny, z ktorých sa ešte doteraz mineralogicky žiaden nezistil (arzenopyrit, löllingit).

Veľmi častá je prítomnosť molybdénu v sulfid-magmatických rudách. Molybdén je prvok, ktorý sa dostáva do horných častí litosféry, najmä počas pneumatolytickej kryštalizácie, a to najmä v súvislosti s kyslými magmami. No aj prvotné magmatické sulfidické rudy obsahujú molybdén a u malokarpatských rúd ho treba pokladať za primárnu súčiastku sulfidov tým skôr, že žulová magma a jej diferenciáty neobsahujú molybdén ani v stopách. Ako sme už povedali, ináč je to s olovom a cínom, ktoré sú zistiteľnou súčiastkou žúl a ktorých výskyt často sleduje petrograficky rozličné horniny, dotknuté kontaktnou metamorfózou žulovej magmy. Preto môžeme oprávnenne predpokladať migráciu olova a cínu pod účinkom žulovej magmy i do primárnych sulfidických rúd alebo do ich sprievodných hornín.

Striebro, ktoré v stopách obsahujú niektoré analýzy rúd, môže byť prvotného charakteru v sulfidických rudách staršej fázy zrudnenia a z analýz vysvitá, že sa zpravidla vyskytuje tam, kde sa zistilo i olovo a zinok. Striebro totiž tvorí obyčajne prímes najmä v galenite.

GENETICKÁ SYSTEMATIKA MALOKARPATSKÝCH RUDNÝCH LOŽÍSK

Ložiská staršej Metalogénnej fázy

Rudy typu A

Sú to rudy so zachovalými sulfid-magmatickými štruktúrami a s minerálnou asociáciou pyrhotín, amfibol, pyrit, kremeň, chalkopyrit a sfalerit, grafit, miestami magnetit.

Kategória rúd B je na týchto ložiskách obyčajne súčasne tiež zastúpená, ale v menšej miere a tvorí mladšiu asociáciu toho istého metalogénneho procesu.

1. Ložiská v oblasti Horného loku Hrubej Doliny

a) Halda starej štôlne Augustin 400 m na SZ od kóty 404.

Geologická pozícia:

Ložisko sa nachodí v amfibolitoch, silne stlačených, miestami s úzkymi vložkami grafitických bridlic, v neďalekej blízkosti (50 m) žulového výbežku.

Typ rudy:

Asociácia amfibolicko-pyrhotínová a pyritová, niekedy i s obsahom grafitu a malým množstvom magnetitu, s rôznym percentom amfibolu i s rôznou veľkosťou jeho zrna. Sú tu prechody do typického amfibolitu s akcesorickým pyrhotínom alebo impregnovaným pyritom. Časť rúd, najmä epigenetického, impregnačného a žilkového alebo hniezdovitého charakteru, je

T a b u l k a IV.

Lokalita	Složky podstatné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Ruda z haldy	Fe, Si	Al, Mg, Mn, Na, Ni, V, Cu	Cr, Zn, Mo, Ag
2. Ruda z haldy	Fe, Si	Mg, Ni, Cu, Al, Mn, Na, Ca, Ti	Cr, Mn, V, Sn
3. Ruda z haldy	Fe, Si	Na, Al, Mg, Ca, Cr, Cu	Mn, Ni, Ti, V, Ba
4. Ruda z haldy	Fe, Si	Al, Mg, Cu, Ca, Mn, Ni, Cr	Zn, Ba, Mo, Na
5. Ruda z haldy	Fe, Si	Al, Mg, Ca, Cu	Ti, Ni, V, Cr, Mn, Zn
6. Vzorka z čelby štôlne	Fe, Si	Cu Co, Al, Ca	Ca, Ni, Ti
7. Vzorka z haldy	Fe, Si	Al, Mg, Cu, Ca, Ni, V	Zn, Ti, Mo, Na, Cr, Mn
8. Vzorka z čelby	Zn, Fe, Si	Ni, Mn, Mg, Al, Ca, Cu, Cd	Ag, Pb
9. Vzorka z čelby	Fe, Si	Ni, Al, Mg, Zn, Ca, Cr, Cu	Co, Pb, Ag

1. Kompaktná ruda pyrhotinu s veľkými zrnami amfibolu s malým množstvom kremeňa a pyritom.
2. Amfibol-pyrhotinová ruda kompaktná, s pomerne malými amfibolmi.
3. Kompaktná ruda pyrhotin-chalkopyritová s amfibolmi s prevahou sulfidov.
4. Pyrhotinová ruda s amfibolmi a malým množstvom chalkopyritu s prevahou sulfidov.
5. Kompaktná ruda amfibol-pyrhotinová s vysokým percentom sulfidov.
6. Hrubokryštalický agregát pyritu (bez prímiesi horniny).
7. Priemerná vzorka asi 4 kg rudného materiálu.
8. Tmavohnedý celistvý sfalerit, pomerne izolovane vybraný z rudy pyritovej v amfibolite.
9. Pyrit z tej istej vzorky ako č. 8.

čisto pyritová, alebo tvorí asociáciu kremeň-sulfidicko-biotitickú, najmä s obsahom pyritu a bez pyrhotinu. Epigenetické žilky, žilné impregnácie a impregnačné zóny sú ako v amfibolitoch, tak aj v sedimentárnych grafitických vložkách bridlic.

Toto ložisko má typický chemizmus pyrhotín-pyritových magmatických rúd. Treba si povšimnúť častú neprítomnosť kobaltu, ktorého je v sulfidoch pod limit určenia spektrálnou metódou. (Okrem rúd so zvýšeným obsahom pyritu; analýza 6,9.) Treba si to povšimnúť tým skôr, že zastúpenie Ni je relatívne vysoké v skupine prímiesných prvkov a teda pomer niklu a kobaltu je v sulfidoch v neprospech kobaltu. Opačne je to u samotných amfibolitov. Práve z týchto analýz vysvitá, že typické sulfid-magmatické

rudý nemajú arzén v spektrálne určiteľnom množstve. Prítomnosť Mo bez akejkoľvek prítomnosti cínu a olova svedčí o jeho primárnom výskyte v sulfidických rudách.

Analýza 6, ktorá predstavuje čistý pyrit, má zvýšené množstvo kobaltu, takže na rozdiel od iných rúd je v ňom kobalt zastúpený v kategórii prímiesnych prvkov. Zvýšené percento kobaltu v magmatickom pyrite oproti niklu v magmatickom pyrrhotíne potvrdzuje predtým uvedené vývody. Analýza pyritu 6 má ďalej ten význam, že dokazuje, že pyrity, ktoré v tomto ložisku často vystupujú samostatne bez pyrrhotínov a sú často zrejme epigenetické, v samotných amfibolitoch majú chemizmus magmatických pyritov, bezo stôp prvkov charakteristických pre hydrotermálnu požulovú fázu zrudnenia. Patria teda určite k asociácii sulfid-magmatickej, a to k jej neskorším, nižšie termálnym pravdepodobne autopneumatolytickým minerálom. An. č. 1, 8, 9 poukazujú na to, že Pb a Ag sú asociované so sfaleritom, čo najlepšie dokazuje analýza sfaleritu č. 8.

b) Haldy pri kóte 355, v dolinke 1 km na JV od štôlne Augustín.

Je tu stará štôľňa bez mena na pravej strane potoka, Rýhová štôľňa (stará Röscher štôľňa) naproti na ľavej strane. Asi 400 m na J dolu potokom sú stopy hald po hornej a dolnej štôlni Michal.

Geologická pozícia:

Zrudnenia Bezmennej štôľne ležia v amfibolitoch v tesnej blízkosti biotiticko-amfibolického žulového výbežku, niekoľko metrov mocného, a v blízkosti sedimentárnych biotitických fylitov s vložkami grafitických bridlic. Rýhová štôľňa niekoľko metrov odtiaľ odкрýva nadurené rudné telo, ložné žily s falbandovými pyritovými impregnačnými zónami v sedimentárnych biotitických a grafitických fylitoch, ktoré tvoria vložky v amfibolitoch. Rudy sú v priamom styku s výbežkom muskoviticko-biotitickej žuly. Zrudnenie štôľne Michal je pravdepodobne v amfibolitoch ako v Bezmennej štôlni, alebo v svoroch a v svorových rulách na okraji amfibolitov. V oblasti zrudnenia sa nachádzajú veľké voľné balvany hydrotermálneho kremeňa pravdepodobne mladšej fázy zrudnenia. Južnejšie sú kremence a vápence triasovej obalovej série.

Typ rudy:

Bezmenná štôľňa má rudy s obsahom amfibolov ako predošlé ložisko. Rýhová štôľňa a štôľňa Michal má rudy alebo sulfidicko-kremité, kompaktné, s biotitom bez amfibolov, alebo impregnačné a žilkové kremenno-pyritové, najmä v sedimentárnych bridliciach. Pyritín a pyrit môže alebo nemusí mať prevahu nad kremeňom. Rudy posledných štôlní patria k rudám typu B. Zo sulfidov máva prevahu obyčajne pyrit.

U týchto rúd, ktoré sa chemizmom veľmi podobajú rudám štôľne Augustín, nie je zistená prítomnosť arzénu. Hoci je tu miestami prevaha pyritu nad pyrrhotínom, predsa sa celkový chemizmus rúd nezmenil. Pyrit je tu primárne magmatického (autopneumatolytického) charakteru, alebo miestami vznikol v hydrotermálnom postmagmatickom procese zrudnenia,

T a b u l k a V

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Bezmenná štôľňa	Fe, Si	Al, Mg, Ca, Mn, Ti	Ba, V, Cr, Cu, Zn, Ni
2. Haldy Bezmennej štôľne	Fe, Si	Al, Mg, Mn, Ni, Cu, Ca, Na	V, Cr, Mo, Ba, Ti
3. Haldy Bežmennej štôľne	Fe, Si	Mn, Al, Cu, Ca, Ni, Na, Mg, Cr, V	Ti, Mo, Ba, Co
4. Ryhová štôľňa, haldy	Fe, Si	Cu, Al, Mn, Ca	Zn, Mg, Ni, Cr, Ti, V
5. Ryhová štôľňa, haldy	Fe, Si	Al, Mg, Cu, Ca, Mn, Ni, V	Ba, Ti, Cr, Mo, Na
6. Štôľňa Michal, haldy	Si, Fe	Al, Mg, Ca, Ti, Ni, Cu, V	Pb, Cr
7. Štôľňa Michal, haldy	Fe, Si, Mg	Ca, Mn, Ni, Ti, Al, Ba, Cu, Na, Cr, V	Co, Mo, Sr

1. Kremenno-pyritové zrudnenie žilnikové, impregnačného charakteru v sedimentárnej bridlici, pyrit hrubozrnný s biotitom a titanitom.
2. Pyrit-pyrhotinová ruda s kremeňom a amfibolom.
3. Pyrit-pyrhotinová ruda s amfibolom.
4. Kremeň-pyritová ruda.
5. Kremenno-pyritové kompaktné rudy, priemerná vzorka asi 3 kg rúd.
6. Jemnozrnný pyrit v sedimentárnej bridlici.
7. Pyrit-amfibolová hrubozrnná ruda.

závislom od bázičného vulkanizmu. O genetickej jednotnosti týchto sulfidických rúd s amfibolom a sulfidických rúd s pyritom a kremeňom nesvedčí iba ich výskyt blízko seba, ale najmä i spoločný chemizmus oboch asociácií. I keď zrudnenie na tomto ťožisku má miestami epigenetický charakter, nemá prvky mladšej hydrotermálnej požulovej fázy zrudnenia.

Analýza 8 má stopové olovo, pravdepodobne ako súčiastku silno granitizovaných biotitických svorových rúd.

2. Ťožisko 1 km východne od Rybníčka, v doline smerujúcej k Trom Jazdom

Geologická pozícia:

Zrudnenie v amfibolitoch alebo v grafiticko-kremitých bridliciach na okraji amfibolitového komplexu pri styku s úzkymi fylitickými sériami — s početnými grafitickými složkami a v tesnej blízkosti západného okraja Modranského žulového masívu. Sú tu stopy po dvoch zavalených štôľňach s haldami.

Typ rudy:

Ako rudy štôľne Augustin, ale ešte s väčším množstvom sulfidicko-kre-

mitých rúd. Toto ložisko má rudy autopneumatolyticky obohatené mineralizátormi, takže rudný obsah bol značne tekutý a pohyblivý, preniká do hornín a prekremeňuje ich (pozorované v mikroskopických rozmeroch). Rudný obsah spôsobuje silnú chemickú premenu a metasomatózu, a autometamorfne pôsobí na amfibolity. S týmto zjavom autopneumatolýzy sa stretávame všade u ložísk tohto typu, no u ložísk v oblasti Rybníčka je to viac výrazné. Lokálne rudy tvoria len slabšie žilky pyritu a pyritové impregnácie amfibolitov alebo sedimentárnych bridlic. Niekedy do sedimentárnych kemitých bridlic prenikajú sulfidicko-amfibolické rudy, spre-
vádzané kremeňom, grafitom a malým množstvom magnetitu. I keď sa časť pyritu miestami tvorila v neskorších fázach vývoja rúd, miestami treba pyrit pokladať za složku kryštalizujúcu súčasne s pyrhotínom zo sulfidického roztoku. Pozoruhodné sú tu zóny tmavého jemnozrnného kremeňa, ktorý sa miestami zdá byť pretavenou složkou grafiticko-kemitých sedimentov bázičkou magmou a miestami sa skôr podobá na kremeň hydrotermálny, ktorý predstavuje dodatočné prekremenenie s prínosom prvkov, charakterizujúcich mladšiu metalogénnu fázu.

T a b u l k a VI.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Spodná halda	Fe, Si, Ca, Al, Na, Mg	Ti, Ba, Mn, Sr, Cr, Ni, V, Cu	Pb, Mo, Co, As, Ag
2. Horná halda	Fe, Si, Al, Mg, Ca	Na, Cu, Ni, V, Sr, As, Ti, Ba, Mn	Mo, Sb
3. Spodná halda	Fe, Si	Ca, Ba, Cu, Ti, Mn, Na, Mg, Ni, V, Cr	Sr, As, Mo
4. Horná halda	Si, Al, Fe, K, Na, Ti	Mg, Ca, Ba, V, Cu	Cr, Zr, Pb, Mo

1. Pyrhotin kryštalovaný medzi veľkými kryštálmi amfibolu.

2. Pevný amfibolit s hniezdami pyrhotínu s pyritom.

3. Masívna pyrhotín-pyritová a chalkopyritová ruda s veľkými amfibolmi.

4. Grafiticko-kemitá bridlica tmavej farby, impregnovaná pyritom.

Z uvedených spektrálnych analýz vysvitá, že geochemia tohto ložiska je viac komplikovaná ako u predošlých. Ložisko má čo do minerálnej asociácie typický magmatický charakter, a preto neobvyklá je len prítomnosť prvkov Sb, As, Ag, Pb, i keď sú len stopové. Uvedené prvky sú typické pre mladšiu požulovú fázu zrudnenia. Na tomto ložisku jasne vidno, že niekedy i najtypickejšie sulfid-magmatické asociácie môžu mať prvky charakteristické pre nižšie termálne roztoky a to i vtedy, keď to na prvý pohľad bez chemickej skúšky v rude nepoznať. I keď možno pripustiť prvotný výskyt týchto prvkov v stopových množstvách, v magmatickej

asociácii nezvyklá prítomnosť Sb nás núti k predpokladu, že predsa ide i o dodatočnú požulovú migráciu niektorých zložiek do rudonosných hornín, alebo i samotných magmatických sulfidov. Je to pravdepodobne tým skôr, že ložisko je na okraji veľkého žulového masívu a že všetky okolité horniny sú silno termálne rekryštalizované.

Práve z tohto prípadu vidno veľkú komplikovanosť a genetickú a geochemickú nepravidelnosť malokarpatských rúd. Preto sa niekedy môže stať, že rudy prvej fázy zrudnenia sú neočakávane obohatené prvkami mladšej požulovej fázy, alebo doplnené prvkami nižšie termálnych roztokov tej istej metalogénnej etapy.

3. Zrudnenia 1,7 km na S od Rybníčka, na hrebeni kopca s kólou 543

Geologická pozícia:

Zrudnenie v amfibolitoch značne termálne rekryštalizovaných v nevelkej blízkosti apofýzy kyslej aplitickej žuly, intrudovanej do amfibolitov.

Typ rudy:

Amfibolity a grafiticko-kremité bridlice s akcesorickým pyrhotinom a s dymom drobným grafitom a málo magnetitom. Časť kremeňa vystupuje ako súčasť rudnej asociácie. Pri vyššom percente rudy tvorí pyrhotín hniezdočka alebo nepravidelne pozdĺžne šošovky v amfibolických alebo grafiticko-sedimentárnych bridliciach v podobe šmúh. Inde zas pyrhotín-amfibolicko-kremenná ruda v zónach preniká do grafiticko-kremitej bridlice.

T a b u l k a VII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. S od Rybníčka	Fe, Si, Al, Mg, Ca, Na	Ti, Mn, Cr, Cu, Co, Ni, As, Ba, V	Sr, Mo
2. S od Rybníčka	Fe, Si, Al, Mg, Ca, Na	Ba, Mn, Cr, Sr, Ni, V, Ti, Cu	Mo, Zr, Pb, Sc

1. Pomerne čistý celistvý pyrhotín.

2. Pyrhotín-kremeň-amfibolická rudná asociácia v bridlici.

Z uvedených analýz vysvitá, že výnimočnosť asociácie prvkov tohto ložiska, podobne ako u predošlého ložiska, pravdepodobne súvisí s mimoriadnym paragenetickým postavením týchto rúd, kde sa kombinuje pri súčasnej kryštalizácii asociácia pyrhotín-amfibolová a pyrhotín-kremenná. Táto asociácia minerálov predstavuje rudy autopneumatolyticky silne menené, pričom sa rudy výnimočne obohatily As, resp. Pb. Druhé vysvetlenie dodatočnej migrácie As v postmagmatickej fáze žulového zrudnenia je v tomto prípade menej pravdepodobné ako u predošlého ložiska.

4. Zrudnenie na SV od Lamača neďaleko hradskej, odkryv pri Hrubom pleso

Geologická pozícia:

Zrudnený amfibolitový výbežok, ktorý intrudoval do grafitických bridlic v sérii biotitických pararúl. Žulové výbežky sú v niekoľkometrovej blízkosti od zrudneného amfibolitu.

Typ rudy:

Amfibolit s akcesorickým pyrrhotínom, ktorý miestami tvorí hniezda s vysokým percentom rúd a menším obsahom amfibolu, trocha väčšieho zrna ako v normálnom amfibolite.

Tabuľka VIII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Odkryv Hrubé pleso na SV od Lamača	Fe, Si	Al, Ca, Mg, Mn, Na, Cr, Cu	Ni, V, Zn, Ba, Mo, Ag

1. Pyrrhotin-amfibolová kompaktná ruda s prevahou sulfidov.

Uvedená analýza sa zhruba podobá analýzam rúd typu A na iných miestach M. Karpát, najmä analýzam tabuľky I a IV. Hoci toto zrudnenie je v značnej vzdialenosti od ostatných ložísk, geochemický charakter rúd je shodný. Prítomnosť Ag a Mo treba pokladať za primárnu, i keď tesná blízkosť žúl dáva možnosť predpokladať dodatočný prísun oboch prvkov. Ag je i tu primárne asociované so Zn vo sfalerite.

5. Zrudnenia v Modranskej doline na V od Kuchyne a na Z od Skalnatej (715), 500 m južne od Drevára (398)

Geologická pozícia:

Pyrrhotinové a pyritové zrudnenie v biotitických fylitoch a svoroch viacmenej kremitých s vložkami grafitických bridlic, na okraji komplexu amfibolitov Čertovho Kopca, ako i v amfibolitoch samotných. Celé zrudnené pásmo leží medzi katazonálne metamorfovanými miestami granitizovanými a migmatizovanými biotiticko-granátickými pararulami s početnými výbežkami žúl neďaleko žulového masívu Skalnatej a medzi masívom amfibolitov Čertovho Kopca. Ide tu o tri typy zrudnenia. Zrudnenie v amfibolitoch a na okraji amfibolitov v grafitických sedimentoch je sulfid-magmatického charakteru. Rozptýlené zrudnenie v grafit obsahujúcich sedimentoch je syngenetického charakteru a kremenné žilné zóny s obsahom antimonitu sú prejavom požulovej fázy zrudnenia.

Typ rudy:

Šmuhovité impregnácie a hniezda i žilky najmä pyrrhotinu ako v amfibolitoch samotných, tak i v susedných sedimentárnych bridliciach. V sedimentárnych bridliciach na tesnom styku s amfibolitmi sulfidy sú sprevá-

dzané vývojom amfibolu. Slabé pyritové zrudnenia sedimentov nachádzajúce sa v širokom rozsahu v uvedenej oblasti, sú sedimentárne syngenetického charakteru. Tu rudy sa neviažu na prítomnosť amfibolu.

T a b u l k a IX.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Najspodnejšia halda	Fe, Si, Al, Mg, Na, Ca	Ti, Mn, Ba, Sr, Cu	Ni, Cr, Co, Pb
2. Južne prvá dolina	Si, Fe, Al, Mg, Ca, Ba, Na	Ti, Sr, Mn, Cr, Co, Cu	Ni, V
3. Najspodnejšia halda	Fe, Al, Si, Mg, Ca, Na	Ba, Sr, Mn, As, Mo, V, Cr, Cu, Ti	Ni, Co
4. Najvrchnejšia halda	Si, Fe, Ca, Sb, Pb	Mn, Cu, Ag, Zn, Al	Ba, Sr

1. Sedimentárna bridlica s impregnáciami pyritu.
2. Jemná impregnácia pyritu v sedimentárnej kryštalickej bridlici blízko styku s amfibolitmi.
3. Pyritinové a pyritové hniezdočkovité pozdĺžne impregnácie v amfibolitoch.
4. Antimonit v kremeňnej žile.

Pb nachádzajúce sa v analýze 1 je prímiesou z metamorfovaných biotitických fylitov. Analýza 3 má zvýšené percento As (porovnaj tab. VII) s podobným charakterom zrudnenia. Ináč analýzy majú hodnoty typické pre skupinu staršej metalogenézy. Možno pripustiť, že pyritin v sedimentoch vznikol z pyritu pri rekryštalizácii počas metamorfozy. No v amfibolitoch je správnejšie pokladať ho za primárne akcesorický a tento rudný výskyt treba zaradiť k ložiskám s rudami typu A, najbližšie rudám na S a V od Rybníčka. Analýza 4 s určitou istotou dokazuje, že i toto ložisko má partie, kde mladšie antimonitové zrudnenie nadobudlo povahy antimonitového ložiska a v horných štôľňach sa doloval antimonit, nachádzajúci sa v kremeň v grafiticko-sericitických a grafitických bridliciach. Analýza 4, ktorá predstavuje analýzu Sb rudy, liši sa od Sb rúd Perneka a Cajly (tab. XVI a XVII) tým, že antimonit je sprevádzaný zvýšeným množstvom galenitu. Zaujímavá je neprítomnosť As. To značí, že v rude nie sú minerály pyritovej skupiny.

Rudy typu B

Sú to sulfid-magmatické až hydrotermálne rudy s kolisavým pomerom kremeňa a sulfidov zpravidla bez obsahu amfibolu. Bežná asociácia minerálov je: pyritin, pyrit, kremeň, biotit, muskovit, sfalerit, chalkopyrit. Na rôznych ložiskách môžu byť prítomné i pyritinové rudy bez pyritu a naopak, pyritové bez pyritinu. Na iných sú zase rudy s kolisavým vzájomným zastúpením oboch.

O ložiskách v oblasti Hrubej doliny a Rybníčka, kde sú zastúpené aj rudy typu A aj rudy typu B, sme už hovorili. Pritom v ložisku štôlne Augustín, Bezmennej štôlne a štôlni severne a východne od Rybníčka má prevahu ruda typu A, v štôlni Ryhovej a pravdepodobne Michal ruda typu B. Uvedené ložiská, i keď patria do tejto kapitoly, boli popísané pre úzku súvislosť s rudami typu A v predchádzajúcej kapitole. Najväčšia časť rúd typu B sa vyskytuje v ložiskách s prejavom obidvoch metalogénnych fáz, predžulovej a požulovej, a preto podáme analýzy týchto rúd medzi uvedenými ložiskami kombinovanej genézy. Možno povedať, že ložiská, ktoré majú rudy iba typu B, bez akéhokoľvek prejavu požulovej fázy zrudnenia, sú pomerne málo časté hoci sa takými zdajú len pre nedostatok materiálu hľad a nepreskúmanosť a nerozpracovanosť ložísk. No pokiaľ som nenašiel na haldách antimonit, zaradujem ich do kategórie ložísk s rudou typu B.

1. *Pyritové ložisko medzi Kanskými Hlavami (653) a Gašparovou (624)*

Geologická pozícia:

Ložisko sa nachodí v amfibolitoch a škvrnitých amfibolitoch, v ktorých sú úzke pruhy sedimentárnych bridlic (biotitických fylitov slabo granitizovaných) s vložkami bridlic grafitických. Na severe amfibolitového pruhu sú svorové fylity a kremité biotitické svory značne a často detailne vrásnené.

Typ rudy:

Zrudnenie tvoria epigenetické žilky pyritu a hrubozrnné pyritové impregnácie najmä v grafitických bridliciach. Impregnácie sú sprevádzané kremeňom. Pyrit sa na haldieчке nenašiel. Podľa ústnych správ baníkov boli vraj v ložisku aj malé množstvá antimonitu. No ani materiál hľad, ani spektrálne analýzy to nepotvrdzujú. Nad ložiskom sú veľké limonitové nahromadeniny, limonitom tmelené úlomky bridlic.

T a b u l k a X.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Haldy	Fe, Si	Al, Mg, Ca, Ti, Mn, Ni, V, Cu	Pb, Cr, Ag, Co
2. Haldy	Fe, Si	Al, Ti, Ni, Cu, Mo	Mg, Co, Ca, Pb

1. Kremenná žilovina s pyritom v bridlici.
2. Pyrit v predkremenenej grafitickej bridlici.

S geochemickej stránky ruda nevybočuje z rámca svojej skupiny. Olovo v stopových množstvách môže pochádzať z bridlic, no prítomnosť striebra skôr hovorí za prínos týchto rúd pri procese zrudnenia. Podobne Co a Ni môžu byť súčasťou pyritov, ako aj súčasťou, nachádzajúcou sa v bridlici.

Celkove možno povedať, že pyritové zrudnenie predstavuje rudy nižšej termálnej asociácie metalogénneho procesu, závislého od vulkanizmu bá-
zických hornín.

2. *Ložisko pyritu asi 700 m na západ od kopca Čmele (709),
v doline na SV od Misarského Ostrova*

Geologická pozícia:

Ložisko sa nachodí v amfibolitoch, v ktorých je úzky pruh sedimentár-
nych bridlic, najmä grafitických. Tieto bridlice sú hlavnými nositeľmi rúd.
Povrchovú prítomnosť žúl nebadáť, podobne ako u predošlých ložísk.
Amfibolity sú v blízkosti ložiska aj širšej oblasti silne tektonicky porušené,
drvené a slabo impregnované rudami.

Typ rúd:

Rudu hald tvoria epigenetické hrubozrnné pyritové impregnácie najmä
v grafitických a fylitických bridliciach, alebo úzke žilky často s kremeňom
alebo kalcitom. Pyritin na haldách nebadáť. V ložisku sa podľa reči oby-
vateľov ťažil i antimonit, ktorý sa údajne hneď na mieste zhutňoval (na-
svedčujú tomu údajne zvyšky trosky a črepy nádob, do ktorých sa Sb
lialo).

T a b u l k a X I.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Pernek — haldy na Z od Čmele (priem.)	Fe, Si	Al, Cu, Ca, Mn, Mg	Ni, V, Cr, Zn, Ti, Ba
2. Pernek — haldy na Z od Čmele	Si, Fe, Al, Ca	Mg, Mn, Ti, Cr, V, K, Na, Ba, Sr	Cu, Ni, Mo, Co
3. Pernek — haldy na Z od Čmele	Fe, Si, Ca	Al, Mg, Sr, Mn, Ni, Cu, Ti	Cr, Ba, V
4. Pernek — haldy na Z od Čmele	Fe, Si, Ca	Al, Ni, Mg, Ba, Cr, V, Cu, Ti, Mn	Mo, Sr, Zn

1. Priemerná vzorka asi 2 kg rudného materiálu.
2. Kalcifikovaný a chemicky menený amfibolit impregnovaný sulfidmi.
3. Grafiticko-fylitická hornina s kremenno-kalcitovými žilkami, impregnovaná pyritom.
4. Analýza trosky.

Uvedené analýzy majú typické složenie rúd staršej metalogénnej fázy.
Antimonit, ak sa tu skutočne dobýval, musel sa koncentrovať len na určité
zóny alebo žily značne oddelené, vystupujúce od ostatného pyritového
zrudnenia. S podobným zjavom sa stretneme aj na iných ložiskách, kom-
binovanej genézy. V našom prípade žiadna z analýz požulovú asociáciu
prvkov nezachycuje, ba ani analýza trusky. Analýzy tohto ložiska sú cha-
rakteristické pre rudy typu B.

3. Zrudnenie v doline Kostolného poloka, sv. od Perneka pri kóle 351

Geologická pozícia:

V amfibolitoch sú vložky fylitov a grafitických bridlic silne zrudnených. Fylity sú v amfibolitoch v blízkosti väčšieho komplexu fylitov, ale s nimi priamo nesúvisia.

Typ rudy:

Pyritové impregnácie najmä v sedimentoch sprevádzané pyritom. Rudný materiál tvorí epigenetické žilky a nepravidelné koncentrácie v bridliciach.

T a b u ľ k a XII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Halda—Kostelný jarek	Fe, Si	Ca, Al, Mg, Mn, Ni, Cu	V, Ti

1. Priemerná vzorka asi 3 kg rudného materiálu.

Analýza podľa svojho geochemického složenía charakterizuje složením rudy svojej skupiny nedostatkom prvkov charakteristických pre nižšie temperované roztoky mladšej fázy zrudnenia.

4. Zrudnenie v Modranskej doline v. od Kuchyne v oblasti medzi Dolným a Horným Drevárom

Geologická pozícia:

Zrudnenie v kremitých biotitických fylitoch a svoroch, s vložkami grafitických bridlic v pomerne veľkej povrchovej vzdialenosti od okraja amfibolitového komplexu (300—400 m).

Typ rudy:

Epigenetické impregnácie, žilky a malé hniezda pyritu miestami s kremom v sedimentárnej bridlici. Pyrhotinu niet. Rudy sa vyskytujú miestami v súvislosti s kremennými žilkami, miestami disperzné pyrity sú sedimentárne syngenetického charakteru.

T a b u ľ k a XIII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Halda	Fe, Si, Al, Na	Ca, Mg, Cu, Mn, Ni, Ti, Ba, Co	V, Cr, Mo, Pb, Ag, Sr

1. Kusový hrubokrystalický pyrit, tvoriaci hniezdo v biotitickom fylite.

Podobne ako v tab. IV, zn. 6, pyrit má zvýšené množstvo kobaltu. Prítomnosť Pb, Ag, Mo sa shoduje s analýzami tab. X a niektorými analýzami z tab. IV, VI.

5. *Pyritové impregnácie v Modranskej doline v. od Kuchyne pri ľavom brehu potoka*

Geologická pozícia:

Amfibolitový výbežok miestami so zreteľnými živcovými škvrnami chemicky veľmi rozložený, s vtrúseným pyritom. Nachodí sa vo fylitoch a v jeho nadloží sú horniny mezozoickej obalovej série.

Typ rudy:

Pyritová impregnácia v amfibolitoch, pomerne malej koncentrácie, miestami so žilkami karbonátov.

T a b u l k a XIV.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. J. Ostrého vrchu	Fe, Si, Al, Ca, Mg, Na	Ti, Mn, Sr, Ba, Cr, Cu	Ni, V, Co
2. J. Ostrého vrchu	Si, Fe, Al, Mg, Ca, Na	Ti, Mn, Cu, Ba, Sr, Cr	Ni, V, Co

1. Pyritové vtrúseniny jemne dispergované v škvrnitých amfibolitoch silne chemicky zmenených.
2. Vtrúseniny pyritu vo vybielených amfibolitoch.

Pyrit podľa analýzy neobsahuje podobne ako predošlé rudy arzén a iné prvky charakteristické pre požulovú fázu zrudnenia. Co a Ni v tomto prípade najpravdepodobnejšie pochádza z amfibolitov, i keď časť môže byť prítomná i v sulfidoch. (Pre porovnanie pozri analýzy amfibolitov, tab. I.) Analýzy potvrdzujú predpoklad, že početné disperzné pyritové zrudnenia amfibolov sú nielen akcesorického charakteru, ale miestami sa dialy v pozdne magmatických a postmagmatických etapách zrudnenia staršej metalogénnej fázy. Na iných miestach sa pyritové impregnácie amfibolitov mohli diať i v období metamorfózy kryštalickej bridlice, alebo i pod účinkom hydrotermálnych požulových roztokov.

6. *Pyritové vtrúseniny alebo impregnácie v amfibolitoch aj v sedimentárnych bridliciach*

V oblasti amfibolitov sa vyskytujú početné impregnačné a vtrúseninové zrudnenia hornín, pričom horniny boli viac-menej chemicky zmenené a rozložené. Miestami zrudnenia v amfibolitoch majú charakter akcesórii, no v metamorfovaných amfibolických bridliciach nemožno s istotou rozhodnúť, v ktorej etape staršej metalogenézy sa zrudňovanie dialo, či všetky v amfibolitoch dispergované sulfidy boli pôvodne akcesóriami primárnych hornín, alebo či sa dostali do amfibolitov v procese metamorfózy, alebo

ešte v mladších procesoch. Pyrhotín mohol vzniknúť i z pyritu počas metamorfózy.

Na iných miestach sú zrudnenia zväčša pyritové, ktoré majú epigenetický charakter a tu obzvlášť nemožno jednoznačne rozhodnúť, v ktorej fáze postmagmatického metalogénneho procesu sa zrudnenie dialo. Nepomáhajú tu ani spektrálne analýzy, pretože množstvo sulfidov a pre jednotlivé fázy zrudnenia charakteristické asociácie prvkov sú veľmi malé. Pritom nemožno podceňovať tieto zrudnenia, i keď ide o chudobné impregnácie amfibolitov. Práve tieto zrudnenia môžu byť predzvestou vyšších koncentrácií rúd v týchto oblastiach, pretože je to typické pre všetky malokarpatské ložiská, že rudné telesá ležia v zónach hornín do značných vzdialeností impregnovaných.

Časť pyritu, ako to ukazuje mikroskopický výskum, vznikla pôsobením roztokov, bohatých na H_2S , na akcesorické oxydické železné rudy. Na niektorých miestach je slabšie sulfidické zrudnenie v amfibolitoch regionálneho rozsahu, na iných zas sleduje určité polohy bridlic, dve až desať metrov silné, ktoré možno sledovať v značnej dĺžke. Pyrit bývá zpravidla v bázejších diferenciátoch amfibolitov alebo v silne termálne rekryštalizovaných zónach. Naproti tomu pyrit sa vyskytuje skôr v epizónálnych bridliciach leukokratnejších s väčším obsahom živcov, ktoré robia v amfibolitoch biele škvrny. Tieto zrudnenia môžu miestami mať charakter žiliek, šošovkovitých impregnácií alebo ložných škvŕn.

V študovanej oblasti sú tieto oblasti pyritových a pyrotínových zrudnení. JV od Perneka v oblasti Klokočín (545), Gašparovej (624), Misarského Ostrova (487), ďalej V od Drinovej Hory v oblasti kót 472, 420, 605, J 461, 550 a inde. Na pezińskiej strane má mohutné impregnačné zrudnenie oblasť amfibolitov a blízkych sedimentárnych bridlic najmä v okruhu asi dvoch kilometrov okolo Rybníčka (356). Práve tak amfibolitový pruh Kolársky, Staré Hory (Altenberg), Pezinok prejavuje na mnohých miestach pyritové a pyrhotínové zrudnenia.

Veľmi neisté je pyritové zaradenie impregnačného zrudnenia v oblasti intrúzií žúl alebo žulových menších apofýz, kde sú kryštalické bridlice silne metamorfované, a to najviac tam, kde sa prejavil hlbinný kontaktný metamorfizmus žúl v blízkosti ložísk. V týchto oblastiach zrudnenia sa mohli diať migráciou sulfidov počas metamorfózy, no pyritové zrudnenia i samotných žúl potvrdzujú, že metalogénny proces pyritizácie hornín trval nielen počas termálnej rekryštalizácie, ale i po jej ukončení.

Sulfidické disperzie v sedimentárnych sériách, rulách, ale najmä v grafitických bridliciach, alebo rôzne metamorfovaných bridliciach s obsahom grafitického pigmentu — možno na viacerých miestach považovať za sedimentárne syngenetické, kde pyrit vznikol pri sedimentácii v plytkých málo vetraných vodách s organickými zbytkami. Tieto sulfidy sa po rekryštalizácii často koncentrovaly do žiliek, pretiahlych šošoviek alebo i malých hniezd a shlukov. I keď tento typ zrudnenia často zaberá širšie oblasti a často sa kombinuje na okrajoch amfibolitov s impregnačným zrudnením,

závislým na bázičkom vulkanizme, alebo pri žulách na zrudnení požulovom, tento typ zrudnení nemá praktického významu. Pozoruhodnejších rozmerov dosahuje v oblasti Skalnatej (715), Modranskej doliny, Kuchynskej Baby (646) a Gajdoša (653), ako aj na iných miestach v oblasti cajlanských ložísk, malého cajlanského Kogela (382) atď. Tu obsahujú pyrit málo metamorfované sedimentárne bridlice. Z uvedeného vyplýva, že pyritové disperzie a impregnácie predstavujú na rôznych miestach rôzne genetické typy zrudnenia, medzi nimi i zrudnenia, ktoré sa dialy v rôznych štádiách pomagmatického metalogénneho procesu.

Na riešenie otázky genézy jednotlivých impregnácií viazaných na určité lokality by bol potrebný oveľa väčší počet analýz s použitím separácie rúd, pretože nedostatočné percento sulfidov v rozptýlenom stave v horninách nedovoľuje presnejšie charakterizovať ich chemizmus. Len pre informáciu uvádzame dve analýzy zrudnených amfibolitov a odvolávame sa na tab. I, an. 5, 6, 7, ktoré predstavujú zrudnené amfibolity z rôznych oblastí. Podobné analýzy zrudnených amfibolitov a sedimentov sú vyčíslené v práci i v iných tabuľkách, najmä tab. XVI, an. 8, 13, tab. IX, an. 3, tab. XVII, an. 12, tab. III, an. 9, tab. V, an. 1, 6, tab. VI, an. 4 atď.

T a b u ľ k a X V.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Pernek, oblasť Križnica	Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na	Ti, Mn, Sr, Cu, Cr, K	V, Co, Sc, Ba, Ni, Zr
2. Oblasť bani Pernek	Si, Fe, Al, Mg, Ca, Ti	Na, Mn, K, Ba, Sr, Cr, V	Cu, Ni

1. Skvrnitý zrudnený amfibolit.

2. Amfibolit impregnovaný pyritom, silne chemicky zmenený.

Uvedené zrudnenia neprejavujú prímies prvkov mladšej asociácie a podľa toho ich treba zaradiť k rudám typu B a A.

Ložiská kombinovanej genézy predžulovej a požulovej fázy zrudnenia

Ložiská kombinovanej genézy, ako sme už povedali, sú v M. Karpatoch časté. Prítom obyčajne mladšia požulová fáza zrudnenia nepostihuje ložisko (najmä v kompaktnějších petrografických sériách) tak intenzívne a do takej miery, že by neostaly v ložisku ňou nedotknuté značnejšie partie. Prejaví sa to jasne i v analýzach rúd, kde možno nájsť u toho istého ložiska analýzy typické pre staršiu fázu zrudnenia, inde zas analýzy majú asociáciu prvkov charakteristickú pre mladšiu fázu a samozrejme v okruhu jedného ložiska nájdú sa i také rudy, kde sa kombinujú obidve asociácie súčasne. Tento prípad býva v tých častiach ložiska, kde sú staršie rudonosné série

silne tektonicky porušené. Uvedené geochemické zistenia o existencii izolovane sa vyskytujúcich rúd s asociáciou prvkov mladšej alebo staršej fázy zrudnenia viackrát potvrdil i banský prieskum v prístupnej časti ložiska.

1. *Pernecké antimonit-pyritové ložisko na JV a V od Križnice (605), v doline Kostolného potoka*

Geologická pozícia:

Ložisko sa nachodí v amfibolitoch, v ktorých sú úzke vložky grafitických a fylitických bridliíc. Amfibolity sú často s akcesorickým alebo impregnačným pyritom a pyrotinom. Zrudnenie sa miestami viaže priamo na výskyt škvrnitých amfibolitov. V amfibolitoch badať mylonitové zóny s diafторiticky menenými minerálmi. Asi 300 m jz. od ložiska začína väčší komplex sedimentárnych biotitických fylitov a svorov značne granitizovaných, ktorý však nemá spojitosť s vložkami sedimentárnych bridliíc v tesnej oblasti ložiska.

Typ rudy:

Pyritové impregnácie, žilky a kompaktné ložné telesá falbandového typu, ako to často odpovedá rudám typu B. Väčšina rúd na haldách má charakter epigenetických impregnácií hrubozrnného pyritu v chemicky menených (kalcifikovaných a silicifikovaných) amfibolitoch a sedimentárnych bridliiciach. Rudy s obsahom antimonu sa koncentrujú na žily, žilky, žilníky a impregnácie často so sprievodom kremeňa.

Na prvý pohľad vidno, že analýzy možno rozdeliť do dvoch skupín. Prvá skupina (an. 1—6) predstavuje asociáciu rudných minerálov, kde je zastúpená i požulová fáza zrudnenia popri staršom zrudnení. U analýz 1, 2, 3 sú prítomné prvky len mladšej fázy zrudnenia, kým u analýz 4, 5, 6 sú v sdružení s prvkami fázy staršej. Treba si všimnúť neprítomnosť arzenu, pretože pyrit v týchto rudách sa geneticky viaže na staršiu fázu zrudnenia. Druhú skupinu analýz (7—13) predstavuje asociácia prvkov, typická pre staršiu fázu zrudnenia. Od ostatných analýz tohto typu sa líšia pernecké analýzy len tým, že neobsahujú zinok. Tento prípad je pozorovaný u viacerých ložísk, najmä s rudami typu B. I keď táto okolnosť môže byť niekedy spôsobená malou koncentráciou rúd v bridliiciach, pri impregnačnom zrudnení predsa možno konštatovať, že typické magmatické sulfidy s amfibolmi (rudy typu A) zinok zpravidla obsahujú.

Praktický význam má zistenie, že tieto pyrity, zväčša impregnačne metasomatického charakteru, nemajú ani v jednom prípade arzén, a to ani v priemerných vzorkách. Naopak, rudy prvej skupiny majú arzén vo zvýšených obsahoch. Prítom treba si povšimnúť, že čistý jemnozrnný antimonit (an. 1) arzén neobsahuje, takže arzén sa koncentruje v rudách, kde je s antimonitom asociovaný pyrit tej istej etapy zrudnenia. Tomu nasvedčuje i analýza 2 a 3, kde je antimonit súčasne s pyritom. Ako vyplynie z analýz cajlanskej rudnej oblasti, ide pravdepodobne o výskyt makroskopicky nepoznatelného arzenopyritu alebo azda iných arzenidov, a nielen

T a b u l k a XVI.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Haldy	Sb, Si, Fe	Cu, Al, Mg, Ag, Ca	Pb
2. Haldy	Sb, Si, Fe, As	Mn, Pb, Al, Mg, K, Ca	Ti, Cu, Ag, Na
3. Haldy	Fe, Si	Al, Ca, Cu, As, Mg	Mn, Na, Ni, Sb
4. Najspodnejšia halda	Fe, Si	Al, Ca, Mg, Ba, Mn, Cu	Ni, As, Ti, Cr, V, Sb
5. Haldy	Si, Fe, Al, Mg, Ca	Ti, Na, K, Ba, Cr, V, Sb	Cu, Mo, Sr, Zr, Mn
6. Haldy	Fe, Fe	Sb, Ca, K, Na, V, Cu, Ti, Al	Mo, Mg, Ni, Cr, Ag
7. Halda pri domku	Fe, Si	Mn, Cu, Al, Mn, Ca	Na, Ni, V, Ba, Ti
8. Halda št. Marianky	Fe, Si, Ca	Mg, Mn, Al, Cr, Ba, Sr, Na, Ti	Cu, V
9. Najnižšia halda	Si, Fe, Al, Mg, Ca	Mn, Na, Ti, Ba, Sr, K, Cr, Cu	Ni, Mo, V
10. Halda nad domkom	Fe, Si	Al, Mg, Ca, Cu, Ti	Mn, Ni, V
11. Najvyššia halda nad domkom	Fe, Si	Al, Ca, Cu	Ni, V, Mg
12. Haldy	Fe, Si	Al, Ca, Ni, Cu	Ba, Mn, Ti, V, Cr, Mg
13. Haldy	Fe, Si	Al, Mn, Mg, Ca, Ba, Cu	Ti, Ni, Cr, V

1. Čistý jemnozrnný kusový antimonit.
2. Antimonit v kremeň s inými sulfidmi.
3. Kremenná žila s pyritom a antimonitom, kremeň tmavej farby.
4. Priemerná vzorka asi 3 kg z rudného materiálu.
5. Grafitická bridlica s impregnáciami rúd.
6. Zrudnený grafitický fylit.
7. Hrubozrnné kryštálky pyritu s kremeňom v grafiticko-kremitej bridlici.
8. Rozložený anfibolit, kalcifikovaný s rozptýleným impregnovaným pyritom.
9. Impregnačne zrudnená fylitická bridlica.
10. Priemerná vzorka rôznych rúd, asi 3 kg.
11. Priemerná vzorka rudného materiálu, asi 3 kg.
12. Pyritová impregnačná ruda v sedimentárnej bridlici.
13. Pyritom zrudnená kryštálická bridlica.

o pyrit s obsahom arzenu. Prichádza do úvahy i možnosť výskytu arzenu v tetraedrite, ktorý bol zistený v karbonátových žilkách so sulfidmi. Prítomnosť olova a striebra v antimonite v kategórii prínosných prvkov svedčí, že práve antimonit je z veľkej časti nositeľom týchto prvkov.

2. *Cajlanské ložiská, nachodiace sa medzi Kolárskym (455) a Starými Horami (Allenbergom)*

Geologická pozícia:

Ložiská ležia v biotitických fylitoch a svoroch s vložkami a šošovkami grafitických a grafiticko-sericitických bridlic, v úzkej spojitosti s amfibolitovým pruhom, ktorý sa nepretržite tiahne od Kolárskeho až do blízkosti Pezinka v dĺžke 3,5 km. Charakteristická je všadeprítomnosť žulových výbežkov a žíl alebo kyslejších aplitických žulových facií. Celá oblasť ložísk, najmä v sériách sedimentárnych bridlic, nachádzajúcich sa medzi ložnými okrajovými žilnými telesami amfibolitov, je silne impregnačne zrudnená, a má sama vložky amfibolitových 1 až 30 m širokých ložných žíl.

Celkove možno rozdeliť zrudnenia v oblasti Cajly do troch typov ložísk, i keď spolu súvisia a prestupujú sa, geneticky majú všetky kombinovaný charakter. Ide len o to, ktorá metalogénna fáza kde prevláda. Povedali sme už, že požulová fáza sa najviac uplatňuje vo vrásnených, tektonicky porušených sériách. Takýmto podmienkam vyhovuje práve oblasť cajlanského antimónového ložiska. Tu je skutočne najsilnejšia požulová fáza zrudnenia.

Ložisko Pyritovej a Strednej štôlne

má rudy s rozličnými prejavmi staršej metalogenézy a s rozličnými asociáciami a generáciami minerálov tejto fázy zrudnenia. Ložisko má charakter ložnej žily s nepravidelnými nadureninami a širokými impregnačnými zónami v okolitých amfibolitoch, grafitických bridliciach, grafiticko-sericitických fylitoch a biotitických fylitoch v svoroch. Rudná žila je na okraji amfibolitov pri ich styku s grafitickými bridlicami, alebo sa miestami dotýka žúl, ktoré v úzkom pruhu neskoršie intrudovaly do tesného susedstva ložiska. Najväčšiu časť rúd tvorí pyrhotín, menšiu pyrit, malé množstvá chalkopyrit a sfalerit. Kolísajúce je percento kremeňa, prípadne menšie množstvá biotitu a muskovitu. Pomer sulfidov a kremeňa veľmi značne kolíše, takže miestami je ruda pomerne málo bohatá. Tam, kde zrudnenie má charakter impregnácií, ako obyčajne u malokarpatských ložísk, prevláda pyrit a zrudnené horniny sú chemicky značne zmenené. V okrajových amfibolitoch sa nájdu i rudy typu A.

Antimonitové ložisko Antimonovej a Medzipatrovej štôlne

je charakterizované značným komplexom sericiticko-grafitických a grafitických fylitov, ktoré sú veľmi vrásnené a tektonicky porušené, najmä v sériách striedania sa rôzne plastických bridlic s menším alebo väčším obsahom kremitého materiálu. Smerom k povrchu pribúda množstvo a rozsah týchto grafitických šošoviek a zároveň s nimi pribúdajú i partie s impregnáciami, žilníkmi a žilnými zónami antimonitu. Antimonit je jemnozrnný alebo celistvý v nepravidelných kusoch, v kompaktných žilách alebo jemných povlakovitých impregnáciách. Toto vrásnené súvrstvie rôzne plastických, viac i málo kremitých sedimentárnych sérií má ložné žily a nepravidelné výbežky pevných a odolných amfibolických hornín, ako aj apofýzy žúl alebo ich svetlejších deferenciátov často s migmatitovými zónami, ktoré tiež prekonaly silné poruchy a chemické zmeny. Žuly boli na miestach mylonitových zón chemicky úplne rozložené a impregnované antimonitom a pyritom, kým amfibolity najlepšie odolávaly tektonickým aj chemickým účinkom. V starších posudkoch sa uvádzajú tieto zmenené žuly ako porfyroidy.

I toto ložisko, ktoré je hlavným producentom antimonitu, má nepravidelné menšie hniezdovité a šošovkovité výskyty pyritových kompaktných rúd typu A aj typu B, ktoré sa zreteľne viažu na blízkosť alebo na priamy styk s amfibolitmi. Mohutné amfibolitové série, ktoré tvoria okraje antimonového ložiska, sú charakterizované silnejším pyritovým zrudnením.

Požulové zrudnenie, ktoré sa uplatnilo najmä v najviac vrásnených, tektonicky porušených zónach rudonosného súvrstvia, sprevádzané silicifikáciou a zriedkavejšie i kalcifikáciou hornín, má dve odlišné asociácie minerálov — asociáciu kremito-sulfidickú a karbonátovo-sulfidickú. I keď prvá asociácia je staršia a karbonátová mladšia, fázy tvorby ich minerálov sa často veľmi prestupujú. Najstarší kremeň, obyčajne tmavej farby od grafitického pigmentu, je najčastejšie bez rúd a len v posledných fázach tvorby bol sprevádzaný vývojom rúd. Najčastejšie je zatlačovaný mladším pyritom alebo antimonitom, ktorý je zpravidla najmladší. Antimonit tvorí veľmi často nepravidelné a sieťovité trhlínky v tmavom kmeni a pyrit prejavuje skôr metasomatické zatlačovanie. V období tvorby pyritu a antimonitu v určitých oblastiach ložiska vznikali rudy karbonátovej asociácie (ankeritické), ktoré sú vždy mladšie ako tmavý kremeň, no sú súčasné alebo staršie ako pyrit a antimonit, pretože sú vzorky, kde sulfidy metasomaticky zatlačujú aj starší kremeň aj mladšie karbonáty. Staršia ako tvorba antimonitu, resp. pyritu, je najmä časť ankeritických karbonátov, no karbonáty s menším obsahom Fe až kalcity sú súčasné alebo až mladšie ako sulfidy. V karbonátovej asociácii minerálov sa zistil okrem pyritu a chalkopyritu i tetraedrit, čo veľmi pripomína rudné žily v oblasti Častej.

Pyritové zrudnenia v oblasti na Z a J
od Pezinského kúpeľa, najmä ložisko bývalej
štôlne Ferdinand a Karol

Toto ložisko podľa materiálu hálď a vrtných jadier má okrem normálnych sulfidicko-kremenných rúd v prevažnej časti impregnačné pyritové zrudnenie so známami pyritizácie pyrhotínu a metasomatického zatlačovania minerálov rudonosných hornín, najmä amfibolitov a biotitických fylitov. Ide tu teda aspoň v určitých častiach ložiska o hydrotermálne pôsobenie rudonosných roztokov, geneticky viazaných na pomagmatickú fázu bážického vulkanizmu. Požulová fáza zrudnenia sa prejavila prínosom anti-monitu a zvýšenou tvorbou hydrotermálneho tmavého kremeňa, ktorý dochádza i na povrch na určitých miestach ložiska. Dôkazom toho sú žuly, ktoré sú v podloží silne hydrotermálne premenené a impregnované anti-monitom (pozri tab. II, an. 9). Pyritové zrudnenie tohto ložiska nemožno jednoznačne s istotou zaradiť k určitej epoche tvorby rúd celkového metalogénneho procesu fážického vulkanizmu tejto oblasti, a to najmä preto, že materiál hálď ešte nedostačuje na precízne riešenie tejto otázky. Spektrálna analýza (an. 20) potvrdzuje, že rudy patria k rudám staršej metalogénnej fázy, a to k rudám typu B. No hydrotermálna premena hornín núti položiť otázku, či sa tu azda nedialo i metasomatické zatlačenie starších pyrhotínových rúd v horninách pyritom za neskoršej hydrotermálnej fázy toho istého staršieho procesu zrudnenia.

Keď sledujeme analýzy rúd 1—7 a an. 22, ktoré predstavujú rudy anti-monitového ložiska, zistíme, že väčšina z nich obsahuje asociácie prvkov staršej i mladšej metalogénnej fázy. Len analýza 4 má prvky charakteristické pre sulfidické rudy predžulového zrudnenia typu B, bez stôp mladšieho zrudnenia.

Treba si povšimnúť analýzu antimónového koncentrátu (an. 7), kde sú všetky prvky obidvoch metalogénnych fáz. Popri zvýšených množstvách antimónu je príznačné veľké množstvo arzenu; tieto prvky sa dostali do kategórie základných prvkov. Vysoké percento arzenu v koncentráte by mohlo udivovať najmä preto, že arzén je celkovo veľmi zriedkavým a len stopovým členom v pyritových a pyrhotínových rudách staršej fázy. No keď si uvedomíme, že rudné ložisko Antimónovej a Medzipatrovej štôlne je ložiskom, kde sa vo zvýšenej miere uplatnilo hydrotermálne zrudnenie požulovej fázy, charakterizovanej okrem iných prvkov najmä anti-monitom a arzenom, arzenové znehodnotenie koncentrátu si ľahko vysvetlíme. Značný praktický význam má zistenie, že hlavné kvantum arzenu sa viaže na pyrit s obsahom arzenu, prípadne na pridružené arzenidy pyritovej skupiny (löllingit, arzenopyrit) alebo do malej miery i tetradrit; všetky tieto minerály sú produktom mladšej fázy zrudnenia. Vylučuje to obavy, že arzén bude znehodnocovať sulfidické rudy u väčšiny starších pyritových ložísk v M. Karpatoch. Už z doterajších analýz v predošlých tabuľkách sa jasne ukázalo, že arzenu pribúda obyčajne súbežne s anti-monitom. No

Tabuľka XVII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Antimónová štôľňa	Fe, Si, As	Al, Ca	Ni, Cu, Ti, V, Mg, Sb, Pb
2. Východy ložiska (kremeňa) na povrchu	Si, Ca	Sb, Fe, Al, Mg, Ba, Mn, Cu	Sr, Na, Pb, Ti
3. Antimónová štôľňa	Fe, Si	Cu, Sb, Al, Mg, Ca, Mn, Ti	Ba, Ni, Cr, Co, Pb
4. Antimónová štôľňa	Fe, Si, Al	Mg, Ca, Mn	Ni, V, Cu, Mo, Cr, Sn, Ti
5. Antimónová štôľňa	Si, Al, Mg, Ca, Na, Fe	Ti, K, Mn, Ba, Sr, Cu	Pb, Zr, Li, Cr
6. Medzipatrová štôľňa	Sb, Si, Ca, Fe	Al, Mg, Cu, Pb, Ti, Sr	Ba, Mn, Ag
7. Koncentrát rudy, Cajla	Sb, Si, Fe, Al, As, Mg	Ti, Ca, Ba, Na, Pb, Mn	Cr, Ag, Sr, Ni, V, Sn, Mo, Co, Zn
8. Kutacia štôľňa	Fe, Si	Al, Mg, Ca, Mn, Ti, Ni, Cu	Pb, Co, Ag
9. Kutacia štôľňa, Cajla	Si, Fe, Al, Mg, Ca, Na	Ba, Ti, Sr, Mn, Cr	Ni, V, Cu, Co, Mo
10. Pyritová štôľňa	Fe, Si, Al	Mg, Cu	Ca, Ni, Cr, Na, V, Mo, Mn, Sn
11. Ukončenie pyritovej štôľne, odbočka vpravo	Fe, Si, Al	Mg, Ca, Mn, Ti, Cu, V	Ba, Na, Ni, Cr, Mo
12. Ukončenie pyritovej štôľne	Fe, Si, Al, Mg	Ca, Ba, Na, Mn, Cu, Ti, V	Sr, Cr, Sn, Ni
13. Pyritová štôľňa	Fe, Si	Al, Mg, Ni, V, Cu, Sb	Ca, Mo, Cr, Pb
14. Pyritová štôľňa	Fe, Si	Al, Ca, Ba	Mn, Ni, V, Cu, Mg, Cr, Ti
15. Starý porub pyritovej štôľne	Fe, Si	Cu, Al, Ba, V	Ca, Mg, Mn, Na, Cr, Zn, Ti, Ni, Sn
16. Pyritová štôľňa	Fe, Si, Ca, Mn, Mg	Al, Cu	Pb, Ag, Sr, Zn, Sb
17. Pyritová štôľňa	Ca, Mg, Fe, Al, Si	Sr, Mn	Cu, Ba, Na, Ni
18. Stredná štôľňa	Fe, Si	Al, Cu	Mg, Ni, V, Mn, Cr, Zn, Ca, Sn, Mo
19. Stredná štôľňa	Fe, Si	Al, Cu	Mg, Mn, Na, Ti, Ca, Ba, V, Ni, Cr, Sr
20. Stredná štôľňa	Fe, Si, Al	Mg, Ca, Ba, Ni	V, Mn, Cu, Cr, Mo, Ti
21. Štôľňa Karol	Fe, Si, Al	Cu, Mn, Mg, Ca, Ti, Ni, V	Mo, Cr
22. Haldy antimonovej štôľne	Fe, Si	Al, Cu, Sb, Ca, Zn, As, Pb, Mg	Co, Ag

1. Jemnozrnný celistvý pyrit z grafitickej bridlice.
2. Hydrotermálny tmavý kremeň bez makroskopického obsahu rúd.
3. Kusový agregát pyritu v plastických chloriticko-sericitických fylitoch.
4. Kremeň-pyritové zrudnenie s prevahou kremeňa. Kompaktná ruda.
5. Albitová žilka s počiatočnou sericitizáciou, bez zrudnenia pozorovateľného voľným okom.
6. Jemnozrnný kusový čistý antimonit.
7. Koncentrát rudy.
8. Kusový pyrit, jemnozrnný až celistvý, v chloritickej bridlici.
9. Šmuhovité a prúžkovité impregnácie pyritu v sedimentárnom biotitickom fylite s obsahom grafitu.
10. Kompaktná ruda „liaty kýž“, jemnozrnná, s obsahom pyrhotínu a pyritu, ktorá je len v ojedinelých zrníčkach.
11. Kremeň-pyrhotin-pyritová kompaktná ruda s prevahou kremeňa nad sulfidmi, sulfidy sú veľmi jemného zrna.
12. Pyritom silne impregnovaný amfibolit, impregnácia veľmi jemnozrnná.
13. Kompaktná pyrhotin-pyritová ruda s mladšími žilkami karbonátov a nepravidelnými puklinami, vyplnenými antimonitom.
14. Celistvá kompaktná kremenno-pyritová ruda.
15. Pyrhotin-kremenná ruda s veľkými zrnami kremeňa a malým percentom chalkopyritu.
16. Ankeritová žilná výplň s chalkopyritom, pyritom a tetradritom.
17. Ankerit s pyritom a chalkopyritom.
18. „Liaty kýž“ s malými zrukami pyritu, s prevahou pyrhotínu s malým percentom kremeňa.
19. „Liaty kýž“ jemnozrnný s pyrhotinom, pyritom a kremeňom.
20. Kremenno-pyrhotinová a pyritová kompaktná ruda.
21. Hrbozrnná impregnácia pyritu v amfibolite.
22. Separované vybraný pyrit z hydrotermálneho kremeňa.

analýzy čistých antimonitov (an. 6, tab. XVI, an. 1) ukazujú, že As nesprevádza priamo čistý antimonit, ale len antimonit sdružený s inými sulfidmi najmä pyritovej skupiny (an. 1, tab. XVI, an. 2, 3, 4). Preto niektoré analýzy, v ktorých je antimonit, bez týchto súčasne asociovaných sulfidických minerálov nemajú arzén, i keď je v nich Sb (an. 3, tab. XVI, an. 6). A naopak, na miestach, kde sa koncentroval pyrit, resp. sulfidy pyritovej skupiny požulovej fázy zrudnenia, majú zvýšené percento arzénu, i keď je tam pomerne málo antimonitu (an. 1, an. 22, tab. XVI, an. 3). Z toho vyplýva, že nositeľom arzénu sú pyrity mladšej fázy alebo iné arzenidy, ktoré pravdepodobne vytvárajú samostatnú minerálnu složku v pyritových agregátoch. Analýzu 22 možno pokladať za typickú pre hydrotermálne pyritové požulové zrudnenie.

Analýzy rúd kutacej štôlne tiež svedčia o pyrite staršej fázy zrudnenia, i keď tieto rudy majú typický impregnačný alebo epigenetický charakter. Spektrálne analýzy Pyritovej a Strednej štôlne odpovedajú ostatným malokarpatským analýzám rúd typu B. Len analýza 13, kde sa v týchto sulfidoch nachodia žilky antimonitu, je trochu odlišná. Má okrem antimonu aj olovo, ktoré sprevádza antimonit. Je pozoruhodné, že ani tu arzén nedosiahol spektrálne určiteľné hodnoty preto, že bol bez pridružených minerálov pyritovej skupiny. Pri analýzach rúd Pyritovej a Strednej štôlne si treba povšimnúť častú prítomnosť cinu v sulfidoch. O možnosti jeho primárneho výskytu alebo o možnosti jeho migrácie z blízkyh žúl, ktoré sa ložiska často dotýkajú, sme už hovorili. Zinok, ako možno pozor-

rovať z analýz iných ložísk, drží sa skôr vysokotermálnych magmatických sulfidických rúd ako nízkotermálnych pomagmatických produktov. No sú i výnimky, napr. tab. V, an. 4; hoci sú to rudy typu B, majú viac Zn ako iné rudy typu A (an. 2, 3).

Analýza 20, ktorá reprezentuje rudy ložiska štôlne Karol a Ferdinand, pričleňuje tieto impregnačné zrudnenia hrubozrnného pyritu v amfibolitoch a iných bridliciach podľa chemizmu k rudám staršej metalogénnej fázy. Analýza žuly hydrotermálne rozloženej a impregnovanej antimonitom (tab. II, an. 9) svedčí i o účinkoch mladšej fázy zrudnenia v tomto ložisku.

Dve analýzy rúd karbonátovej paragenézy (an. 16, 17) majú trocha rozdielny geochemický charakter. Prvá je s tetraedritom, a preto je geochemicky pestrejšia.

Celkove možno povedať, čo sa už zistilo i u perneckého ložiska, že i cajlanské ložiská majú spomínané dve odlišné asociácie prvkov. Mladšia metalogéza priniesla iba vyššie koncentrácie prvkov Sb a As, kým Pb, Zn a Ag ostávajú stále medzi stopovými elementami. Toto stále udržovanie sa uvedených prvkov medzi stopovými elementami je odlišné od niektorých nekombinovaných ložísk iba požulového zrudnenia, kde sa uvedené prvky dostávajú do kategórie prvkov prímiesnych, až základných.

Ložiská geneticky závislé od jedinej pogrinitovej fázy zrudnenia

Ložiská možno zhruba parageneticky rozdeliť do skupiny ložísk, ktoré sú okrem sulfidov s obsahom karbonátov, s obsahom kremeňa alebo s obsahom barytu. Uvedené sprievodné nerudné minerály sa môžu často spolu kombinovať. Výskyt týchto ložísk je nezávislý od blízkosti bázičných amfibolických hornín. Zrudnenie sa nájde vo všetkých útvaroch kryštalinika M. Karpát v rôznych metamorfných zónach.

1. Ložisko v oblasti Častej, 1,5 km na SZ od obce na úpätí Prudkého vrška

Geologická pozícia:

Žilné ložisko v grafiticko-sericitických fylitoch v blízkosti granitizovaných biotitických fylitov v značnej vzdialenosti od žulového masívu. Asi 300 m na SZ sa nachodia horniny obalovej série kryštalinika Malých Karpát.

Typ rudy:

V kremenno-karbonátovej (ankeritickej) žilovine sa nachodia tieto rudné minerály: pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit (?), spekularit, tetraedrit, antimonit.

Spektrálne analýzy karbonátov sa robily najmä pre zistenie základných elementov karbonátov, preto sú neúplné a v obmedzenom rozsahu. Základné prvky indikujú ankerity. Ostatné analýzy predstavujú typickú asociáciu požulovej hydrotermálnej fázy zrudnenia, s ktorou sme sa stretli už u ložísk s kombinovanou genézou s tým rozdielom, že sa tu olovo

T a b u l k a XVIII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Horné haldy	Fe, Mg, Ca, Mn	Cu, Al	
2. Porub spodná štôľňa	Ca, Mg	Mn, Cu, Ag, Al, Fe	
3. Horná halda	Ca, Mg, Fe, Mn	Cu, Al	
4. Horné haldy	Ca, Mg, Fe, Mn	Al, Cu	Pb, Ag
5. Spodné haldy	Ca, Mg, Fe, Mn	Al, Cu	
6. Spodné haldy	Fe, Si	Al, Ca, Mn, Cu, Ni, Pb	Ti, Ag, Sb, Co, Zn, As, Mg
7. Spodné haldy	Fe, Si, As	Al, Ca, Mn, Cu, Ti	Mg, Sb, Ag
8. Haldy	Fe, Si, Mg	Cu, Al, Mn, Ca, Ni	Ba, Na, Pb, Ag,

1, 2, 3, 4, 5 — karbonáty (ankerity), podľa možnosti vybrané bez sulfidov. Analyzované s pracovným rozsahom od 4400 Å do 2700 Å.

6. Ankeriticko-kremenná žila s pyritom, chalkopyritom a tetraedritom.

7. Celistvý jemnozrnný, temer až kolomorfný pyrit, prerastený kremeňom.

8. Priemerná analýza vzoriek, asi 3 kg rudného materiálu.

dostáva do kategórie prímiesných prvkov (an. 6). Zaujímavá je analýza kusového pyritu (an. 7), ktorý má arzén v kategórii základných prvkov. Opakuje sa tu pozorovanie, zistené na iných ložiskách kombinovanej genézy v oblasti Pezinok-Pernek, a potvrdzuje sa, že požulové zrudnenie prináša pyrit s vysokým obsahom arzénu, a to i v oblastiach pomerne vzdialených od hlavnej pernecko-peziinskej metalogénnej oblasti M. Karpát. Toto zistenie je tým dôležitejšie, že tu celkom určite ide o pyrit požulovej fázy. Pozoruhodná je prítomnosť Ni a Co, čím sa dokazuje, že obidva prvky môžu sprevádzať i nízкотermálne pyrity.

2. Ložisko na JV od Kuchyne v doline Švansbach, 600 m na S od Drevára (446)

Geologická pozícia:

Zrudnenie v biotitických kremitých fylitoch často slabo impregnovaných pyritom, s početnými vložkami grafitických bridlic, na SV vo vzdialenosti asi 300 m od komplexu amfibolitových hornín.

Typ rudy:

Charakter zrudnenia možno len nedostatočne presne sledovať z materiálu veľmi starých hald a podľa málo prehľadných zvyškov ešte zachovalých rúd. Ide tu o žilníky a metalizované kremenné, kalcitové a karbonátové žily.

Karbonáty tvoria výplň nepravidelných puklín, alebo stmelujú brekie bridlic a kremeňa. Obsahujú chalkopyrit a pyrit. Časté sú i žilky barytu. Žilný kremeň obsahuje pyrit, chalkopyrit; ďalšie sulfidy neboli zistené. Kremenná žilovina sa dodatočne drvila a tmelila karbonátmi a barytom. Je pravdepodobné, že na tomto ložisku sa dolovaly minerály zlatokremennej formácie, azda galenit, zlato a antimonit.

T a b u ľ k a XIX.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Haldy	Si, Al, Mg, Fe, Ca, Na	T, Sr, Mn, K, Cu, Ba	Cr, V, Pb, Zr, Li, Sc
2. Haldy	Si, Al, Ca, Ba, Fe	Sr, Ti, Na, Mn, Pb, Mg	Cr, V, Cu, Zr, Mo, Li, Sc

1. Sulfidické vtŕsneniny v kremenno-kalcitovej a barytovej žilovine.
2. Grafitická bridlica s barytom, kremeňom a malým percentom sulfidov.

Analýzy predstavujú málo zrudnený materiál veľmi starých hald, medzi ktorými bolo veľmi ťažko nájsť koncentrovanejšie rudy. Preto tieto analýzy len nedostatočne charakterizujú popisované ložisko. Pritom prítomnosť Ba medzi základnými prvkami, ako aj Pb a Sr medzi prvkami prímiesnými a Li medzi prvkami stopovými, svedčia o požulovej paragenéze týchto rúd. Blízkosť amfibolických bridlic a nevelká vzdialenosť pyritového zrudnenia staršej genézy nevylučuje ani kombinovanie sa dvoch rudných metalogénnych asociácií.

3. Ložisko asi 2,5 km na JV od Perneka, v oblasti doliny smerujúcej k Babe (527)

Geologická pozícia:

Ide tu o dve zrudnenia, jedno v ústí doliny a druhé asi 1/2 km vyššie. Ložiská sú v biotiticko-granátických pararulách a svoroch s vložkami grafitizovaných bridlic silne stlačených a prekremenelých. Najbližší výskyt amfibolitov je asi 600 m na Z. Horné ložisko je na Z od kóty 502 v doline.

Typ rudy:

Horné ložisko na Z od kóty 502 tvoria žily a žilníky kremeňa s obsahom sulfidov. Prekremenelé žilné pásma boli znovu drvené a vyplňované viacmenej hrubozrnným barytom. Zo sulfidov je prítomný hrubokryštalický galenit a sfalerit, chalkopyrit a antimonit. Zrudnenie dolného ložiska nemá podľa materiálu haldy toľko barytu a antimonit sa na halde makroskopicky nezistil. Žilný kremeň je tmavej farby a má žilky svetlého kremeňa s obsahom galenitu a sfaleritu. Podľa údajov občanov z Perneka sa tu hľadalo zlato.

Analýzy rúd najtypickejších hornín charakterizujú galenit-sfaleritovú asociáciu zlatokremenných ložísk v M. Karpatoch, ktorá sa prejavuje aj na

T a b u l k a XX.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Horné ložisko	Si, Fe, Al	Zn, Ca, Cu, Pb, Ti, Sn, Ba	Ag, Sr, Mn, Ni Cr, Co, Mg, B
2. Horné ložisko	Si, Al, Zn, Pb, Fe	Cu, Ag, Sb, Cd, Ba, Ca, Ti	Mg, V
3. Halda dolného ložiska	Si, Al, Fe	Ca, Ti, Pb, Na, Mg, Sn, Cu, Ba	Mn, Sr, Cr, Ag, B

1. Kremenko-barylová žilovina so sfaleritom, galenitom a inými sulfidmi.
2. Kremenná žilovina s barytom, galenitom, sfaleritom a chalkopyritom.
3. Kremenná žilovina s obsahom barytu, galenitu a sfaleritu v malých kvantách.

iných miestach pôsobenia požulovej metalogenézy (Častá, Modra, Harmónia, Hliník, Pernek).

V uvedených analýzach prvky, ktoré sa inde koncentrovaly len v stopových kvantách, dostávajú zastúpenie základných prvkov (Zn, Pb), iné zas prímiesných (Ba, Cu, Ag, Sb, Cd, Sn) a medzi stopovými sa objavuje bór, ktorý je tiež typický pre pomagmatické žulové asociácie prvkov.

4. Zlaté ložisko 1 km na Z od Kolárskeho (455) pri horárni

Toto zrudnenie dalo podnet k ťažbe zlata už v XVI. storočí a ťažilo sa ešte v XVIII. storočí.

Geologická pozícia:

Ložisko je v mylonitizovaných a prekremenelých zónach žúl, hydrotermálne menených.

Typ rudy:

V kremenných žilách sa vyskytovalo rýdze zlato bez väčšieho množstva sprievodných minerálov. Podľa starých zpráw tu išlo o pliešky rýdzeho zlata, miestami striebra a galenitu. Materiál hald je dnes veľmi chudobný na rudy. Sú tam zväčša len žuly do rôznej miery rozložené a prekremenelé,

T a b u l k a XXI.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Haldy	Si, Al, Ca, Na, K, Mg	Fe, Mn, Ti, Sr, Cu, Ba	Pb, Zr, Sn, Sc, Li
2. Haldy	Si, Al, Ca, K, Na	Fe, Ba, Ti, As, Sr, Mn, Cu, Mg	Pb, Zr, Sn, Sc

1. Priemerná analýza rovnakých dielov jemnozrnného aplitu, strednozrnného muskovitického pegmatitu a kyslej žuly. Vzorky sú v oblasti ložiska hydrotermálne zmenené.
2. Kyslá žula hald so žilkou kremeňa, bez makroskopického pozorovania rúd.

mylonitizované a premenené. Majú často pegmatitové a aplitové žilky, ako aj hydrotermálny kremeň, v ktorom zpravidla voľným okom rudy nevidno.

Prvá vzorka dokazuje, že chemická premena analyzovaného žulového materiálu nemala za následok zvýšenie množstva rudných prvkov. Analýza 2 je pozoruhodná zvýšeným percentom As. Tento fakt i tu potvrdzuje viazanosť arzénu na požulové zrudnenie. Obsah zlata ani v jednom prípade rúd požulovej metalogénnej fázy nedostúpil takej koncentrácie, aby ho spektrograf zachytil. Zlato je totiž málo citlivé pri spektrografickej analýze, pomocou ktorej možno zachytiť len jeho zvýšené množstvá. Preto všetky zlato-olovené rudy z hálď, spektrograficky analyzované, neobsahujú zlato napriek tomu, že podľa archivárskych dát, ako aj údajov miestnych obyvateľov, razily sa štôlne na dolovanie zlata a konkrétne v práve popisovanom ložisku na SZ od Pezinka sa dlhší čas i ťažilo.

5. Ložisko na SZ od malého cajlanského Kogela

Geologická pozícia:

Kremenná žila v grafitických bridliciach v oblasti málo metamorfovaných viac-menej kremitých fylitov, blasto-psamitickej štruktúry. Kremenná žila bola sledovaná niekoľkými pingami.

Typ rudy:

Hydrotermálny, mliečne biely kremeň, miestami brekciovitej štruktúry s úlomkami grafitických bridlic. Kremenná žila temer bez rúd, po ktorých ostaly len sekundárne limonitové a malachitové zvyšky.

T a b u ľ k a XXII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. SZ od cajlanského Kogela	Si	Fe, Al, Mg, Ca, Cu	Cr, a Pb, Ti, Ag, B, Zn

1. Hydrotermálny žilný kremeň so stopami sekundárnych minerálov.

Asociácia prvkov v plnej miere odpovedá požulovej hydrotermálnej fáze zrudnenia.

Mimo uvedených najznámejších malokarpatských výskytov zlato-olovenej žulovej formácie vyskytovala sa táto rudná formácia ešte i na iných miestach, ako vidno z literárnych dát, archivárskych správ (B e r g f e i s t 1952), údajov obyvateľov a zo zvyškov kutacích a dolovacích prác v M. Karpatoch.

Sú záznamy o ťažbe zlata a striebra v roku 1786 pri Perneku, asi v dvestometrovej vzdialenosti na JV od bývalého perneckého mlyna na okraji dediny pri ceste Pezinok — Pernek. Dnes tu už niet hálď ani zvyškov po

dolovaní. Boly tu tri štólne, kde sa nachodil striebronosný galenit, pyrargyrit a antimonit. Je zaujímavé, že ložisko sa nachodilo v pomerne veľkej vzdialenosti od povrchového vystupovania žúl a bolo v blízkosti amfibolitov pravdepodobne v biotiticko-sericitických a chloritických fylitoch.

Podobné zlato-olovené zrudnenia byly v oblasti Harmónie a sú v literatúre dostatočne zaznačené. Zrudnenie sa viazalo na mylonitové zóny žúl a na epižuly v blízkosti spodnotriasových kremencov. Aj ložisko v blízkosti Modry a v doline za mlynom Torkoša bolo podľa archivárskych správ predmetom dolovania olova a zlata. Častianske ložisko bolo tiež pôvodne otvárané pre ťažbu týchto rúd. V banských správach sa hovorí aj o výskytoch zlata v oblasti Rače. Všetky tieto zrudnenia byly bez praktického významu a dnes sa miestami po nich nezachovaly ani zvyšky, alebo je materiál hald taký rozvetraný a chudobný na rudy, že by spektrálne analýzy nemohly dostatočne charakterizovať chemizmus týchto rudných výskytov.

SPEKTRÁLNE ANALÝZY NIEKTORÝCH SLOVENSKÝCH PYRITOV A PYRITOVÝCH RÚD

Pre informáciu uvádzame analýzy niektorých pyritov, aby sme umožnili porovnanie pyritov malokarpatských s pyritmi čo možno najrozličnejšej genézy z rôznych území Slovenska.

Uvedené analýzy predstavujú rudy z geneticky rôznych ložísk. Analýza pyritu z piešťanského ílu, ktorý v ňom tvorí konkrécie, predstavuje pyrit (nízкотermálneho sedimentárneho charakteru) a je pozoruhodná chudobnosť asociovaných kovových prvkov. Analýzy 2, 3, 4, 5 predstavujú pyrit polymetalických hydrotermálnych ložísk z propylitickéj andezitovej oblasti. Asociácia prvkov je veľmi bohatá a obsahuje početné prvky, charakteristické pre hydrotermálne roztoky. Pestrosť asociovaných prvkov sa prejavuje i v kryštálovom pyritovom jedinci bez minerálov iných sulfidov a teda sa priamo viažu buď mechanicky, alebo izomorfne na mriežku samotného kryštálu pyritu (an. 4).

Analýza smolníckeho pyritu 6, kryštalovaného vo voľných kryštálových kockách, predstavuje tiež hydrotermálnu asociáciu prvkov. Analýza smolníckej rudy 7 má asociáciu ešte výraznejšiu a pestrejšiu, pričom sú hydrotermálne prvky posunuté do oblasti prímiesných zložiek. Analýzy z Heľpy sa chemicky veľmi podobajú malokarpatskej asociácii prvkov, no sú celkovo chudobnejšie na sprevádzajúce prvky Pb, Co, Sn, Mo atď. Zaráža nedostatok Ni a Co. Toto ložisko je geneticky veľmi blízke sulfidickým ložiskám v Malých Karpatoch, pretože sa viaže aj na magmatizmus báziických hornín, premenených na amfibolity (Z o u b e k 1952).

Analýzy so Švedlára predstavujú hydrotermálnu asociáciu prvkov, ktorá je mimoriadne obohatená olovom a zinkom oproti iným charakteristickým a najčastejším asociáciám sulfidickej rejuvenačnej fázy Spišsko-gemerského Rudohoria. Takúto typickú sulfidickú asociáciu Spišsko-gemerského Ru-

T a b u l k a XXIII.

Lokalita	Složky základné	Složky prímiesné	Složky stopové
1. Piešťany	Fe, Si	Cu, Al	Mg, Ca, Ti, Ni
2. Banská Štiavnica	Fe, Si, Cu	Al, Mg, As	Sb, Pb, Ca, Mn, Mg
3. Banská Štiavnica, Grünerova žila	Fe, Si	Pb, Zn, Ag, Cu, Ca, Al	Ba, Mg, Mn, Ti
4. Banská Štiavnica	Fe, Si, Cu	Pb, Al	Ag, Bi, Mn, Mg, Ca, Zn
5. Banská Štiavnica, Špitalerova žila	Fe, Si, Cu	As	Mg, Cu, Mn, Pb, Ag
6. Smolník	Fe, Si	Al, Mg, Cu, Pb	Ca, Zn, Ag, Bi, Sn, Ti
7. Smolník, Štôlna Raky	Fe, Sn, Si	Bi, Pb, As, Al, Mg, Ca, Mn, Co, Na	Ti, Ni, Ag, Sn, Sb
8. Heľpa	Fe, Si	Al, Ca, Mn, Cu	Ni, V, Cr
9. Heľpa	Fe, Si, Al	Mg, Ca, Ba, Mn, K, Sr, Na	Na, Ni
10. Schnelenseifen, Švedlár	Fe, Si	Sn, Cu, Zn, Al, Bi, As, Ca, Pb, Co	Mg, Mn, Ag, Ni
11. Schnelenseifen, Švedlár	Fe, Si, Sn, Pb, Zn	As, Al, Cu, Na, Ca, Bi, Ag, Ti	Mn, Cd, Ba, Ni, Sb, In
12. Železník	Fe	Si, Al, Mg, Mn, Cu	Ca, Ni, Pb, Sb
13. Rožňava	Fe	Si, Ni, Al, Ca, Cu	Mg
14. Rožňava, Štôlna Mária	Fe, Si	Mn, Al, Mg, Cu, Ag, Sb	Bi, Ti, Ni

1. Agregát kryštálov pyritu z piešťanských ilov.
2. Kusový pyrit z kryštálovej drúzy.
3. Celistvý pyrit.
4. Hexaédrický kryštál pyritu.
5. Celistvý pyrit s nábehovými farbami.
6. Voľné kryštály pyritu v kockách.
7. Pyritová ruda.
8. Pyrhotín-pyritová celistvá ruda.
9. Celistvý „liaty kýz“ najmä s obsahom pyrotínu a kremeňa.
10. Celistvá jemnozrnná pyritová ruda-žila vo fylitoch.
11. Celistvá jemnozrnná ruda s obsahom pyrhotínu, pyritu a iných sulfidov, žila vo fylitoch.
12. Drúza pyritových kryštálov.
13. Celistvý hrubozrnný pyrhotín v karbonátovo-kremennej žile.
14. Sulfidy s pyritom, karbonátovo-kremennej asociácie.

dohoria predstavuje analýza 14 z Rožňavy a analýza 7 zo Smolníka. Zaujímavá je analýza pyrhotínu hydrotermálneho charakteru z rožňavskej oblasti, z ktorej vysvitá veľký nedostatok sprievodných prvkov hydrotermálnej fázy sulfidického zrudnenia v Spišsko-gemerskom Rudohorí.

ZÁVER

Z geochemického štúdia malokarpatských hornín a rúd sa potvrdzuje názor, ktorý vyplynul z terénneho aj z banského a petrografického výskumu, že malokarpatské pyrit-pyrhotínové rudy sa viažu na bázičný vulkanizmus gabroidných intruzív a ich veľká časť je priamo likvačného magmatického charakteru, čo potvrdzuje ich chemizmus, shodný s analýzami magmatických sulfidov. Iné rudy sa zas tvorily z nižšie termálnych pomagmatických metalogénnych roztokov, čo vyplýva z ich epigenetického charakteru, no chemické analýzy dokazujú, že svojím chemizmom i tieto nižšie termálne pyrity, patria k tomu istému zdroju zrudnenia. Všetky tieto rudy, pokiaľ sa nekombinujú s mladším zrudnením, ako to vidno zo spektrálnych analýz, nemajú iba ak v stopách asociácie prvkov, ktorými sú charakterizované hydrotermálne roztoky požulovej fázy zrudnenia v M. Karpatoch, alebo i hydrotermálne roztoky, ktoré vykonaly metalizáciu iných oblastí na Slovensku, napr. Spišsko-gemerského Rudohoria. Požulová fáza zrudnenia sa pozná v Malých Karpatoch najmä podľa prítomnosti antimonitu, arzenu alebo miestami i zvýšeného percenta olova, zinku, bárya a iných prvkov. Zistenie, že arzén sprevádza najmä minerálnu asociáciu mladšej pograditovej fázy zrudnenia, má značný praktický význam, pretože znehodnotenie pyritov a antimonitu arzenom možno očakávať len na miestach silnejšieho pôsobenia požulových hydrotermálnych roztokov. Okrem toho podľa prítomnosti zvýšeného množstva arzenu môžeme ihneď poznať, či ide o staršiu, alebo mladšiu fázu zrudnenia.

Z analýz vysvitá, že hlavné množstvá pyritových rúd nie sú arzenom znehodnotené.

Spektrálne analýzy hornín udávajú chemizmus jednotlivých petrografických členov malokarpatského kryštalinika a u niektorých prvkov týchto hornín vidno priamu závislosť chemizmu rudonosných roztokov od chemizmu materských hornín alebo hornín rudnej oblasti vôbec. Z analýz rúd možno sledovať i migráciu niektorých elementov do hornín alebo starších rúd za metamorfózy, a teda chemický vplyv metamorfózy na horniny a rudné ložiská.

Uvedená práca dáva mnoho námetov pre ďalšie štúdium v otázke geochemie malokarpatskej metalogenézy, a to v smysle detailnejšieho spracovania jednotlivých ložísk, ako aj v smysle zistenia kvantitatívnych hodnôt jednotlivých metalogénnych prvkov a jednotlivých minerálov. Týka sa to najmä niklu, ktorý môže v tomto type ložísk dosahovať úžitkové koncentrácie.

Uvedená práca teda podáva nielen prehľad geochemických pomerov

jednotlivých výskytov rúd, ale aj ich genetické a systematické rozdelenie a geologicko-petrografické pomery jednotlivých výskytov.

V závere si kladiem za milú povinnosť poďakovať Dr. V. Zoubkovi za veľmi cenné rady a upozornenia, ktoré mi poskytol počas výskumných prác.

16. VIII. 1952

*Katedra nerastných surovín Geologicko-
geografickej fakulty Slovenskej
univerzity v Bratislave, Slovenský
ústredný ústav geologický v Bratislave*

LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrian F., 1863: Geologische Aufnahmen in den Kleinen Karpathen. Vorläufiger Bericht, JGRA XIII, Wien.
- Andrian F., 1864: Jüngere Gebilde am Nordwestabhange der Kleinen Karpathen. Vorläufiger Bericht, JGRA XIV, Wien.
- Andrian F., 1864: Krystalin. Gesteine der Kleinen Karpathen. Vorläufiger Bericht, JGRA XIV, Wien.
- Andrian F.—Paul K. M., 1864: Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. JGRA XIV, Wien.
- Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha.
- Andrusov D., 1940: Mangánové rudy u Jablonového. Posudok.
- Beck H.-Vetters H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beiträge zur Paläontologie u. Geol. Oest. Ung. XVI, Wien-Leipzig.
- Beck R. — Berg G., 1922: Abriß der Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin.
- Beck R., 1909: Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin.
- Berg G., 1915: Die mikroskopische Untersuchung der Erzlagerstätten. Berlin.
- Bergfest A., 1951: Baníctvo v Pezinku a jeho okolí. Rukopis.
- Betehtin A. G., 1950: Mineralogia. Moskva.
- Betehtin A. G., 1951: Paragenetické skutočnosti i posledovateľnosť obrazovania mineralov. ZVMO LXXX, Leningrad—Moskva.
- Beyschlag F. — Krusch P. — Vogt J. H. L., 1921: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine II, Stuttgart.
- Cambel B., 1950: Malokarpatské rudné ložiská v oblasti Pezinok—Pernek. GS I, 1, Bratislava.
- Cambel B., 1950: O metamorfizme kryštalinika Malých Karpát. GS I, 2—4, Bratislava.
- Cambel B., 1952: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch. GP 29, Bratislava.
- Döll Ed., 1897—98: Das Gold von Bösing. Verhandlungen d. Vereins für Naturkunde u. Heilkunde zu Preßburg.
- Erdmannsdörfer O. H., 1924: Grundlagen der Petrographie. Stuttgart.
- Fersman A. E., 1934: Geochimia, II, Leningrad.
- Fersman A. E., 1939: Geochimia, IV, Leningrad.
- Foetterle F., 1854: Die geognostischen Verhältnisse von Bösing. JGRA V, Wien.
- Horusitzky H., 1908: Geologische u. bodenkundliche Beschreibung des westlichen Teiles des ungarischen kleinen Alföld. JÜGA, Budapest.

- Goldschmidt V. M., 1937: The Principles of Distribution of Chemical Elements in Mineral and Rocks. J. Chem. Soc. for 1937.
- Harrison G. R., 1946: Wavelength Tables of 100,000 Spectrum Lines. New York.
- Jaroš, 1949: Relikty kolloformnych struktur pirita iz Karabaša. ZVMO LXXVIII, Leningrad—Moskva.
- Kodým O. — Koutek J. — Veselý V., 1934: Zpráva o výskytu síry a síru obsahujících nerostných surovin v ČSR. Posudok.
- Kornhuber G. A.: Excursion in das Gebirge bei Bösing. Verhandlungen d. Vereins für Naturkunde u. Heilkunde zu Preßburg II.
- Koutek J. — Zoubek V., 1936: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy. Věstník SGÚ XII, Praha.
- Koutek J. — Zoubek V., 1936: List Bratislava 4758. Knih. SGÚ 18, Praha.
- Koutek J. — Zoubek V., 1936: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy. Věst. SGÚ XII, Praha.
- Krusch P., 1916: Beitrag zur Kenntnis der Schwefelkies und Antimonerzlagernstätten der Kleinen Karpathen. ZPG 24, Berlin.
- Lachmann R., 1915: Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. ZPG 23, Berlin.
- Mitchell R. L., 1949: The Spectrographic Analysis of Soils, Plants and Related Materials. Commonwealth Bureau of Soil Science, Harpenden, England.
- Munda M., 1944: Bösing (Slowakei). Das Antimonerz und Schwefelkies-Vorkommen mit Betrachtungen zu der dort geplanten Schwefelkies-Gewinnung. Posudok.
- Noddack Ida und Walter, 1931: Die Geochemie des Rheniums, Z. Phys. Chemie.
- Papp V. K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches I. Budapest.
- Pauk F., 1937: O rudných nerastoch Malých Karpát. Sbor. ŠBM I, Banská Štiavnica.
- Pauk F., 1937: O rudných nerastoch Malých Karpát. Sbor. ŠBM I, Banská Štiavnica.
- Pecho J., 1952: Geologické a rudné pomery územia medzi Hnilcom, Nálepkovom a Grétlou. Posudok.
- Petraschek W. J. — Petraschek W. E., 1950: Lagerstättenlehre. Wien.
- Ramdohr P., 1950: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.
- Rankama K., Sahama G., 1949: Geochemistry. The University of Chicago Press.
- Richarz P. S., 1908: Der südliche Theil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge. Mitteilungen d. geol. Gesellschaft I, Wien.
- Rost F., 1939: Spektralanalytische Untersuchungen an sulfidischen Erzlagernstätten des ostbayerischen Grenzgebirges. Zeitschrift für angewandte Mineralogie.
- Rusanov A. K., 1948: Spektralnyj analiz rud i mineralov. Moskva.
- Sahama Th. G.: Spurenelemente der Gesteine im südlichen finisch-Lappland. Suomen geologinen Toimikunde, Helsinki 1945.
- Saukov A. A., 1950: Geochimija. Moskva—Leningrad.
- Schneiderhöhn H., 1941: Lehrbuch der Erzlagernstättenkunde. Jena.
- Šaalun 1951: Ob osobennostiach strojenija kolčedannyh rud nekotorych mestoroždennij Altaja. Izvestija Akademii nauk SSSR, ser. geol., 5.
- Toborff V. G., 1916: Vorläufiger Bericht über meine petrographischen Beobachtungen in den Kleinen Karpathen. JUGA I, Budapest.

- T o b o r f f y V. G., 1917: Vorläufiger Bericht über ergänzende geolog. Aufnahmen im südlichen Teil der Kleinen Karpathen. JUGA, 1915, Budapest.
- V i n o g r a d o v A. P., 1950: Geochimija redkich i rassejanych chimičeskich elementov v počvach. Izdatel'stvo Akademii nauk SSSR, Moskva.
- V o g t J. H. L., 1903: Die Silikatschmelzlösungen. Christiania.
- Z o u b e k V., 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpat. Věst. SGÚ XII, Praha.
- Z o u b e k V. 1952: Pyrrhotinové ložisko v Heľpe. Posudok.

Vysvetlivky skratiek

- BHM — Berg. u. Hüttn. Monatshefte.
- DAW — Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften Mat.-nat. Kl.
- FK — Földtani közlöny, Budapest.
- GP — Geologické práce, Bratislava.
- GS — Geologický sborník, Bratislava.
- ChE — Chemie der Erde, Jena.
- JGRA — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
- JUGA — Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt, Budapest.
- Knih. SGÚ — Knihovna Státního geologického ústavu ČSR, Praha.
- MFTM — Magy. Földtani társulat munkái, Budapest.
- MJUGA — Mitteilungen a. d. Jahrbuch der kgl. ung. geol. Anstalt, Budapest.
- NJMGP — Neues Jahrbuch f. Miner. Geol. u. Paleont., Stuttgart.
- ÖZBH — Österr. Zeitschr. f. Berg u. Hüttenwesen.
- PNIG — Posiedzenia Naukowe Inst. Geol. Warszawa.
- PSG — Państwowa służba geologiczna.
- PŠGÚ — Práce Štátného geologického ústavu v Bratislave.
- Rozpr. ČAVU II. — Rozprawy České akademie věd a umění, Třída II, Praha.
- Rozpr. SGÚ — Rozprawy Státního geologického ústavu ČSR, Praha.
- SAW — Sitzungberichte d. k. Akademie der Wissenschaften, Wien.
- Sbor. SGÚ — Sborník Státního geologického ústavu ČSR, Praha.
- Sbor. ŠBM — Sborník Štát. ban. múzea Dion. Štúra v Banskej Štiavnici.
- SPIG — Sprawozdania Państw. Institutu Geol., Warszawa.
- TS — Technický sborník, Bratislava.
- Věst. KČSN — Věstník Král. čes. spol. nauk, Praha.
- Věst. SGÚ — Věstník Státního geologického ústavu ČSR, Praha.
- Věst. ÚÚG — Věstník Ústředního ústavu geologického v Praze.
- VNVRW — Verhandlungen d. Naturhist. Ver. d. Rheinl. u. Westf.
- ZK — Zeitschrift f. Krystallographie.
- ZPG — Zeitschrift f. prakt. Geologie.
- ZVMO — Zapiski Vses. min. obščestva, Leningrad—Moskva.

БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛЬ—ГЕЙЗА КУПЧО

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МАЛЫХ КАРПАТ

Сульфидные рудные залежи Малых Карпат можно разделить, согласно их происхождению на залежи более древней (вероятно, нижнепалеозойской) фазы оруденения и на залежи младшей (послекаменноугольной) фазы оруденения,

связанной с интрузией гранита. Более древняя фаза оруденения сопряжена с вулканизмом габброидных пород. В течение этой фазы возникли текучемагматические пирито-пирротиновые залежи, тогда как более молодая фаза оруденения создала возможность образования антимонитовых и иных золото-кварцевых жильных оруденений. У наиболее значительных рудных залежей этой области, комбинируются обе упомянутые фазы оруденения и, таким образом, эти месторождения содержат как пирито-пирротиновые руды, так и антимонит с прочими сопровождающими минералами послегранитовой фазы оруденения.

Пирротино-пиритовые руды более древней догранитовой фазы оруденения имеют двойной характер. Или же это сульфиды, более или менее совершенно отделенные от ранее кристаллизовавшихся силикатов, особенно амфиболов. Такие руды имеют характер пирротино-амфиболитов. При малом проценте сульфидов подобная руда переходит в амфиболиты с акцессорным пирротинном или пиритом. В более поздних фазах процесса оруденения, обусловленного интрузией основной магмы, оруденение происходило в сульфидных растворах, значительно обогащенных минерализаторами, главным образом, сероводородом, водой, кварцем и т. д. Поэтому эта ассоциация минералов приобретала характер автопнеуматолитически обогащенных сульфидных руд. В дальнейшей стадии описанного металлогенезиса руды возникают при более низких температурах, ниже критической точки испарения воды. Эти руды содержат уже очень мало амфиболов и, напротив, много кварца, местами значительные количества биотита, мусковита и других минералов. Из руд пирит начинает преобладать над пирротинном. Здесь же появляются признаки пнеуматолито-гидротермальных и даже гидротермальных структур.

Согласно тому, в какой стадии металлогенного процесса происходило образование руд, можно рудную ассоциацию минералов разделить на две категории. Категория руд типа „А“ характеризуется, в главных чертах, амфиболом, пирротинном, пиритом, халкопиритом и редким присутствием кварца. Руды обладают типичной структурой жидкомагнетического остывания. Категория руд „В“ отличается отсутствием амфиболов, изобилием кварца, пирротина, пирита, биотита и мусковита. В обоих типах руд — А и В отдельные минералы представлены в самых разнообразных процентных отношениях.

В общем, сульфидные залежи более древней металлогенной фазы можно отнести к категории интрузивных пиритовых залежей или залежей плутоническо-гидротермальных, обладающих структурами жидкомагматического остывания сульфидных руд. Оруденения типично ликвидного характера образуют, обыкновенно неправильные, более или менее интенсивно оруденелые гнезда в амфиболитах и габброамфиболитах. Чаще всего, однако, они концентрируются по нижнему краю ложных жил амфиболита. В этих случаях интенсивность оруденения увеличивается в направлении краев амфиболитового комплекса.

Руды типа „В“ создают включения или же неправильные, в различной степени протяженные нижние жилы линзовидной структуры сульфидно-кварцевых руд с сильно развитыми зонами импрегнаций по краям рудных тел. Этот тип имеет характер фальбандов.

Послегранитовая, младшая фаза оруденения носит характер гидротермальных жильных месторождений в области мелкоскладчатых филитовых серий или же характер неправильных включений оруденелых линз.

Для этой фазы типичной является ассоциация минералов золото-кварцевой формации с содержанием галенита, сфалерита, халкопирита, пирита с повы-

шенным содержанием мышьяка. Местами участвуют тетраэдрит и антимонит. Сопровождающими минералами бывают чаще всего кварц, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит) или же барит. Антимонит выступает обыкновенно в низших термальных ассоциациях этой формации, достигая наивысшей концентрации особенно в областях графито-серицитовых линз филитов, где образует включения или неправильные жильные зоны.

Рудные залежи Малых Карпат разделены нами на три главных категории, характеризующихся своими особыми геохимическими отношениями.

1. Пирротино-пиритовые месторождения более древней металлогенной фазы.
2. Рудные залежи пирита и антимонита с комбинированным происхождением, обусловленным обеими фазами оруденения.
3. Залежи, обусловленные исключительно гидротермальной гранитовой фазой оруденения.

Правильность подробного гнётического деления рудных залежей подтверждают, помимо геологических, парагенетических и петрографических доводов, также и спектральные анализы руд.

Сульфидомагматические руды типа „А“ представлены на таблицах 4, 5, 6, 7, 8 и 9. В табл. 6, 7 и 9 заметны следы влияния молодого гранитового металлогенеза, возможно, метаморфного воздействия интрузии гранита, катазоально метаморфизовавшего залежь.

Геохимические отношения у залежей с рудами типа „В“ показаны в табл. 10, 11, 12, 13, 14, 15. Спектральные анализы этой категории руд существенно отличаются от анализов руд предыдущей группы. Из них видно, что эпигенетические, импрегнационные пиритовые оруденения генетически принадлежат вулканизму габброидных пород, а именно, к гидротермальным фазам возникновения руд.

Залежи комбинированного генезиса охарактеризованы в табл. 16, 17. В них можно найти анализы типичные, как для более древней, так и для младшей фазы оруденения, а также и анализы, в которых комбинируются в одном образе ассоциации элементов обеих металлогенных фаз.

Месторождения генетически связанные с послегранитовой фазой оруденения охарактеризованы в табл. 18, 19, 20, 21, 22. Из этих спектральных анализов вытекает, что элементы, типичные для гидротермальной ассоциации, переходят из категории редких руд к категориям основных (массовы), имеющих уже, собственно, производственное значение. Элементами этими являются:

Спектральными анализами этих руд удалось установить, что засорение руд мышьяком связано с присутствием пирита или же минералов пиритовой группы, содержащей мышьяк, и возникновение которой относится исключительно к младшей фазе оруденения.

Руды старшей металлогенной фазы мышьяка не содержат. Повышенное содержание кобальта и никеля связано именно с этой фазой оруденения. Кроме приведенных спектральных анализов руд Малых Карпат, прилагаются также и анализы некоторых колчеданов из различных локальностей Словакии (табл. 23), указывающих и здесь на своеобразие и отличие малокарпатских сульфидов от остальных гидротермальных и пирротиновых залежей Словакии.

В табл. 1, 2, 3 — приводятся спектральные анализы пород Малых Карпат, а именно амфиболитов (табл. 1), пород гранитовой группы (табл. 2) и пород седиментной серии кристаллических сланцев (табл. 3).

Спектральные анализы производились на кварцевом спектрографе Гильгер Е.492. При этом применялась методика катодового слоя по Маннконфу и Петерсу.

На основании степени затемнения аналитических линий отдельных элементов и их чувствительности, элементы были разделены на три группы концентраций, а именно:

Компоненты основные	—	концентрация	приблиз.	100—1%
„	примеси	—	„	1—1/100%
„	следы	—	„	1/100—1/10.000%

Объем спектра — 2400—5000 Å. Несмотря на то, что был применен лишь качественный метод, распределение элементов по трем категориям согласно интенсивности линий и чувствительности отдельных элементов дало возможность произвести и количественную оценку, на основании которой можно было прийти, хотя бы с приблизительной точностью к некоторым, геохимическим выводам.

Выделение руд производилось лишь механически, с частичным отделением сульфидов от породы, за исключением некоторых случаев, в которых выделение не представляло затруднения.

Изучением пород и руд Малых Карпат подтверждается взгляд, что малокарпатские пирито-пирротиновые руды связаны с основным вулканизмом габброидных интрузивов и большая их часть явно проявляет характер текучемагматического происхождения.

Настоящий вывод противоречит существовавшим до сих пор взглядам, согласно которым все сульфидные руды считались гидротермальными и послегранитовыми.

16. 8. 1952.

Со словацкого перевел
инж. О. Гребенищев.

Кафедра геологии Геолого-графического факультета
Словацкого Университета в Братиславе.

BOHUSLAV CAMBEL—GEJZA KUPČO

DIE GEOCHEMISCHEN GENETISCHEN UND GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DER KLEINKARPATISCHEN ERZLAGER

Die sulfidischen Erzlager in den Kleinkarpathen können wir der Genese gemäß in die Erzlager der älteren (wahrscheinlicherweise altpaleozoischen) Erzbildungsphase und in die Erzlager der jüngeren (nachkarbonischen) Erzbildungsphase aufteilen, welche letztere von der Intrusion des Granits abhängig war. Die ältere Erzbildungsphase schließt sich an den Vulkanismus der gabroiden Gesteine an. Während ihrer Dauer entstanden Liquefaktions-Pyrit-Pyrhotinlager, die jüngere Erzbildungsphase dagegen ermöglichte die Entstehung von Antimonit — oder anderen gold-quarzadigen Erzbildungen. Bei den wichtigsten Erzlagern dieses Gebietes kombinierten sich in ein und demselben Lager alle beide Erzbildungsphasen, so daß die Lager gleichzeitig Pyrit-Pyrhotin-Erze zusammen mit Antimonit und anderen Begleitmineralen der nachgranitischen Erzbildungsphase enthalten.

Die Pyrhotin-Pyrit-Erze der älteren vorgranitischen Phase besitzen zweierlei Charakter. Es sind entweder Sulfide, welche durch die Liquefaktionserstarrung des sulfidischen Magma entstanden, und auf mehr oder weniger vollkommene Weise von den zu früherer Zeit krystallisierten Silikaten, hauptsächlich Amphibolen abgeson-

dert sind. Solche Erze haben den Charakter der Pyrrhotin-Gabroamphiboliten oder der Pyrrhotin-Amphiboliten. Im Falle eines kleinen Prozentsatzes von Sulfiden übergeht dieses Erz in Amphibolite mit akzessorischen Pyrrhotin, resp. Pyrit. In den späteren Phasen des Erzbildungsprozesses, welcher von der Intrusion des basischen Magma abhängt, vollzog sich die Erzbildung aus den sulfidischen, durch Mineralisatoren, hauptsächlich Schwefeloxyd, Wasser, Quarz usw. erheblich bereicherten Lösungen. Diese Assoziation der Minerale erhält daher den Charakter der autopneumatolisch bereicherten sulfidischen Erze. Im weiteren Stadium der erwähnten Metallogenese entstehen die Erze bei niedrigeren Wärmegraden unter dem kritischen Punkt der Wasserverdunstung. Diese Erze haben schon sehr wenig Amphibole, dagegen viel Quarz, stellenweise eine erhebliche Menge von Biotit, Muskovit und anderen Mineralen. Von den Erzen beginnt der Pyrit über den Pyrrhotin überhandzunehmen. Sie haben Kennzeichen pneumatolisch-hydrothermal bis hydrothermalen Struktur. Dem Stadium des metallogenen Prozeß gemäß, in welchem sich die Erze bildeten, können wir die Erzassoziation der Minerale in zwei Kategorien aufteilen. Die Erzategorie der Type A ist allgemein durch Amphibol, Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit und seltenem Quarz gekennzeichnet. Die Erze zeigen die typische Struktur der magmatischen Liquidationserstarrung. Die Erzategorie B ist durch die Abwesenheit der Amphibole, den Überfluß an Quarz, Pyrit, Pyrrhotin, Biotit und Muskovit gekennzeichnet. So bei der Type A als auch bei der Type B kann man die verschiedenartige perzentuelle Vertretung der einzelnen Minerale beobachten.

Zusammenfassend kann man die sulfidischen Lager der älteren metallogenen Phase in die Kategorie der *intensiven Pyritlager*, oder aber der der *plutonisch-hydrothermalen Lager* mit Strukturen der typischen magmatischen Liquidationserstarrung der sulfidischen Erze einreihen. Die Erzbildungen typischen Liquidationscharakters bilden für gewöhnlich unregelmäßig mehr oder weniger intensiv zu Erz gewordene Neste in den Amphiboliten und Gabroamphiboliten. Am häufigsten konzentrieren sie sich aber am Rand des Hängend der Amphibolitlageradern. In diesem Falle erhöht sich die Intensität der Erzbildung in der Richtung gegen den Rand des Amphibolitkomplexes.

Die Erze der Type B bilden Impregnationen oder unregelmäßige, in verschiedenen Massen durchzogene, linsenförmige Lageradern von kompakten, sulfidisch-quarzigen Erzen, mit starken Impregnationszonen auf dem Rand der Erzkörper. Diese Lagertypen haben den Charakter der *Falbande*.

Die nachgranatische jüngere Phase der Erzbildung zeigt den Charakter hydrothermalen Aderlagern, im Gebiet der detailliert gefalteten phyllitischen Serien wiederum den Charakter unregelmäßig, impregnant zu Erz gewordenen Linsenformen. Die Assoziation der Minerale der Gold-Quarzformation ist typisch für sie mit Galenit-, Sphalerit-, Chalkopyrit-, Pyrit-Inhalt und erhöhter Menge von Arsen. Lokal anwesend ist Tetraedrit und Antimonit. Die Begleitminerale sind am häufigsten der Quarz, Karbonate (Kalzit, Dolomit, Ankerit) oder Baryt. Der Antimonit tritt für gewöhnlich in den niedrigeren thermalen Assoziationen dieser Formation auf. Erhöhte Konzentration erreicht sie hauptsächlich in den Gebieten der graphitisch-serizitischen Linsenformen der Phylliten, wo sie entweder Impregnationen oder unregelmäßige Aderzonen bildet.

Die Kleinkarpatischen Erzlager teilen wir in drei Hauptkategorien auf, welche durch eigene geochemische Verhältnisse gekennzeichnet sind:

1. Die Pyrrhotin-Pyritlager der älteren metallogenen Phase.
2. Pyrit- und Antimoniterzlager kombinierter Genese, welche von den beiden Erzbildungsphasen abhängt.

3. Einzig von der hydrothermalen Granitphase der Erzbildung abhängige Lager.

Die Richtigkeit einer solchen Aufteilung der Erzlager bestätigen außer den geologischen, paragenetischen und petrographischen Beweggründen auch die Spektralanalysen der Erze.

Die sulfidisch-magmatischen Erze der Type *A* veranschaulichen die Tafeln No IV, V, VI, VII, VIII und IX. Auf den Tafeln VI, VII, und IX kommen die Spuren der Wirkung der jüngeren Granitmetallogenese zum Vorschein, bzw. der metamorphen Wirkung der Granitintrusion, welche die Lager katazonal metamorphierte.

Die geologischen Verhältnisse bei den Lagern der Erze der Type *B* charakterisieren die Tafeln No X, XI, XII, XIII, XIV, XV. Die Spektralanalysen dieser Erzkatégorien weichen im wesentlichen von der Analyse der vorigen Erze nicht ab. Sie beweisen, daß auch die epigenetischen Pyrit-Impregnationserzbildungen genetisch zum Vulkanismus der gabroiden Gesteine gehören, aber zu seiner hydrothermalen Phase der Erzentstehung.

Die Lager der kombinierten Genese charakterisieren die Tafeln No XVI, XVII. Man kann auch hier für die ältere als auch für die jüngere Erzbildungsphase typische Analysen finden oder Analysen, bei welchen sich auf einem Muster die Assoziationen der Elemente beider metallogenen Phasen kombinieren.

Die Lager, welche genetisch von der nachgranitischen Erzbildungsphase abhängen, charakterisieren die Tafeln No XVIII, XIX, XX, XXI, XXII. Aus diesen Spektralanalysen ist ersichtlich, daß die für die hydrothermale Assoziation typischen Elemente aus der Kategorie der Erzspuren in die Kategorie der Grund- resp. beigemischten Erze gelangen. Es sind das die Elemente Sb, As, Pb, Zn, Cu, Ba. Auf Grunde der Spektralanalysen dieser Erze wurde bewiesen, daß die Verunreinigung der Erze durch Arsen mit dem Pyritvorkommen zusammenhängt, resp. der Minerale der Pyritgruppe, welche Arsen enthalten und ihre Entstehung ist einzig an die jüngere Erzbildungsphase gebunden. Die Erze der älteren metallogenen Phase enthalten kein Arsen. Die erhöhten Konzentrationen des Kobalts und Nickels sind auch an diese ältere Erzbildungsphase gebunden. Außer den erwähnten Spektralanalysen der Kleinkarpatischen Erze sind auch die Spektralanalysen einiger Kiese aus verschiedenen Örtern der Slowakei beigelegt, s. Tafel No XXIII und auch hier äußert sich ausdrucksvoll die Eigenständigkeit und Verschiedenheit der Kleinkarpatischen Sulfiden im Verhältnis zu den anderen hydrothermalen und Pyrothinit-Lagern der Slowakei.

Die Tafeln No I, II, III führen Spektralanalysen Kleinkarpatischer Gesteine an u. z. der Amphiboliten Tafel No I, der in die Granitgruppe gehörenden Gesteine Tafel No II und der Gesteine der sedimentären Serie des krystallischen Schiefers Tafel No III.

Die Spektralanalysen wurden am Quarzspektrograph Hilger E. 492 durchgeführt. Man bediente sich der Methode der kathodischen Schichte laut M a n n k o p f und P e t e r s. Der Intensität der Absorbierung der analytischen Linien der einzelnen Elemente und ihrer Empfindlichkeit gemäß wurden die Elemente in drei Konzentrationsgruppen eingereiht:

Grundbestandteile — Konzentration von ungefähr 100—1 %, beigemischte Bestandteile — Konzentration von ungefähr 1 — 1/100 %,

Spurenbestandteile — Konzentration von ungefähr 1/100—1/10.000 %.

Der Umfang des Spektrums macht 2400—5000 Å. Wenn auch nur mit Benützung der qualitativen Methode gearbeitet wurde, die Einreihung der Elemente in die drei erwähnten Gruppen der Intensität der Linien und der Empfindlichkeit der einzelnen

Elemente gemäß ermöglichte quantitative Schätzungen zu vollziehen, aus welchen man verschiedene, wenigstens annähernd genaue Schlüsse ableiten konnte.

Die Separation der Erze war nur mechanisch mit teilweiser Absonderung der Sulfide oder vom tauben Gestein außer einigen Fällen, wo die vollkommene Separation leicht durchführbar war.

Auf Grunde des geochemischen Studiums der Kleinkarpatischen Gesteine und Erze kann man die Anschauung bestätigen, laut welcher die Kleinkarpathischen Pyrit-Pyrhotin-Erze an den basischen Vulkanismus der gabroiden Intrusive gebunden sind und ihr Großteil hat ausgesprochenen magmatischen Liquationscharakter. Dies zum Unterschied zu den bisherigen Anschauungen, laut welchen alle sulfidische Erze als hydrothermal und nachgranitisch betrachtet wurden.

16. VIII. 1952.

*Lehrstuhl für Geologie der Geologisch-geographischen Fakultät der Slowakischen Universität in Bratislava
Slowakisches und Geologisches Zentralinstitut in Bratislava*