

GEOLOGICKÉ A PARAGENETICKÉ POMERY SIDERITOVÉHO LOŽISKA MALÝ VRCH PRI KRÁSNOHORSKOM PODHRADÍ

(Tab. XXXV, XXXVI, ruské a nemecké resumé)

V r. 1951 som robil geologický výskum na sideritovom ložisku Malý vrch (baňa Anton) v Krásnohorskom Podhradí pri Rožňave.

Pretože na ložisku dosiaľ nerobili žiadny systematický geologický výskum, mal som za úlohu podať obraz geologickej stavby ložiska a podklady pre ďalšie prieskumné práce.

Oblasť Malého vrchu je budovaná horninami, ktoré náležia ku kryštalickému jadru gemeríd. M. Kuthan (1950), ktorý robil v tejto oblasti geologické mapovanie, shrnul ich do dvoch sérií: drnavskej a uhornánskej. Týmto horninám sa prisudzoval rozličný vek, napr. archaický (Štúr, Kiss), staropaleozoický (Hauer, Uhlig, Rozložník) až karbónsky (Kápolna, Gesell, Böckh, Böhm). Andrusov, Kamenický a Kuthan ich na základe analógie s Alpami považovali za staršie paleozoikum. K tomu sa prikláňa aj Schönnenberg (1947). Táto otázka nie je ešte doriešená a ešte aj dnes sa objavujú nové názory, ktoré im prisudzujú mladší (spodný karbón) alebo aj starší (kambrium, ordovik) vek.

V oblasti Malého vrchu a jeho okolia drnavská séria zaberá územie, ktoré sa tiahne od potoka Pentek na východ. V podstate sa jedná o kvarcitické bridlice a kvarcity s lokálnymi polohami a vložkami fylitov a grafitických fylitov. Uhornánska séria je tvorená porfyroidmi a rozprestiera sa na severozápad od potoka Pentek k obci Pača a k Ostrému vrchu, odtiaľ sa tiahne v širokom pruhu k Uhornej. Šuf (1936) toto porfyroidové teleso v údolí Pačanského potoka, rovnako ako porfyroidové teleso vrchu Turecká pri Rožňave, považoval za intruzívne, kým Kuthan prisudzuje porfyroidom efuzívny charakter. Najjužnejší výbežok porfyroidov je na juhovýchode ohraničený potokom Pentek a na severovýchode je úzkym pásom hornín drnavskej série pri kóte 632 oddelený od ostatnej časti porfyroidového telesa. Pri juhovýchodnom okraji tohto

telesa leží ložisko Anton. Okrem neho sa v tejto oblasti nachádza veľké množstvo rudných žíl (obyčajne menších rozmerov), ktoré podľa minerálneho obsahu možno rozdeliť do troch skupín spojených navzájom prechodmi:

1. siderit-barytové,
2. siderit-sulfidické,
3. barytové.

Ich smer je približne SV—JZ, iba niektoré barytové žily (Štefan, Vida) majú smer blízky S—J. Podobný smer má aj niekoľko tzv. priečných žíl, pretínajúcich hlavné žily alebo ich smer.

GEOLOGICKÝ POPIS LOŽISKA

Ložisko Anton je charakterizované nepravidelným vývojom. Táto nepravidelnosť je čiastočne primárna, t. j. daná pôvodnou konfiguráciou dutiny, v ktorej cirkulovaly hydrotermálne roztoky a závislá od samotného mechanizmu vzniku žilnej dislokácie v porfyroidoch do rôzneho stupňa zbridličnatených a zvrásnených; čiastočne sekundárna, t. j. spôsobená postmineralizačnými tektonickými pohybmi. Žila sa často stenčuje až vykliňuje a opäť šošovkovite mocnie, a to v smere horizontálnom, ako aj vertikálnom.

Vcelku žila tvorí tri väčšie šošovkovité telesá, ktoré sú spojené len žilou o malej mocnosti, prípadne iba hluchým dislokačným pásom. Jednotlivé časti žily neprebiehajú v priamej línii, ale sa viac-menej od generálneho smeru žily, ktorý je 3—4 h, odchyľujú.

Okrem tejto hlavnej žily sú na ložisku aj vedľajšie žily, z ktorých sú významnejšie iba dve tzv. priečne žily, smeru približne S—J a ktoré na rozdiel od hlavnej žily sledujú bridličnatosť okolných hornín. Relatívny vek hlavnej a priečných žíl sa nepodarilo definitívne určiť, pretože ich priesečníky sú pozorovaniu len málo prístupné a tieto miesta sú aj tektonicky silno postihnuté. Z dvoch priečných žíl prvá prebieha ešte pred začiatkom hlavnej žily, takže sa s ňou asi nepretína. Jej výplň nie je kvalitná, má hodne kremeňa, jemnozrnný siderit a smerom na juh v nej pribúda baryt. Druhá priečna žila je vlastne široké žilníkové pásmo, najmohutnejšie v mieste stretnutia s hlavnou žilou. Vložky jalových hornín, ktorými je silne prerastená, veľmi zhoršujú jej kvalitu.

Ložisko Anton je značne tektonicky porušené, a to smernými a priečnymi dislokáciami.

Smerná postmineralizačná tektonika postihla najmä tretiu šošovku (severovýchodnú časť ložiska). V podloží žily, niekedy tesne pri nej, inokedy trochu ďalej, prebieha veľká smerná dislokácia poklesového charakteru. Žila podľa nej poklesla s celým nadložným blokom o značný výškový rozdiel. Žila zostala väčšinou pevne spojená s nadložím, no v spodnej časti ložiska sa oddelila aj od nadložia a bola medzi pohybujúcimi sa blokmi rozlámaná na väčšie-menšie časti. Takto lokálne došlo k šupinovitej stavbe žily, k jej tektonickému nadúreniu (zdvojená až ztrojená žila), inde zase zostalo len hluché mylonitové pásмо. Toto je niekde spolu s pásмом rozšmýkaných porfyroidov až niekoľko metrov mocné, čo svedčí o značnej intenzite pohybov. Sklon tejto poruchy je zhruba totožný so sklonom žily, t. j. $50\text{--}80^\circ$ k severozápadu. U pozdĺžnych dislokácií možno často pozorovať pekné listrické plochy, na ktorých niekedy možno zistiť smer a smysel pohybu.

V systéme priečných dislokácií je množstvo menších porúch smeru S—J až JV—SZ a sklonu $50\text{--}90^\circ$ na obe strany. Spôsobily na ložisku 1—2 metrové posuny žily do strán. Stredná časť ložiska je dislokovaná veľkou priečnou dislokáciou a niekoľkými menšími, s ňou paralelnými, smeru SSZ—JJV. Jednotlivé segmenty žily tu boli oproti sebe posunuté o 5—10 m, u najväčšej z nich až o 20—25 m. Podobné dislokácie porušujú severovýchodný koniec ložiska. Hlavná z nich má smer SZ—JV a sklon $70\text{--}80^\circ$ k severovýchodu. Jej amplitúda k povrchu ložiska rastie a v najvrchnejších partiách mohla posunúť pokračovanie ložiska až o 60 m k juhovýchodu. Ukončenie ložiska týmto smerom nie je spôsobené prirodzeným vyklínením, ale tektonicky. Pokračovanie ložiska treba hľadať za uvedenými dislokáciami vpravo od pôvodného smeru.

Podobné tektonické pomery, najmä priečne smery, možno pozorovať aj na povrchu, kde sa veľmi výrazne uplatňujú v morfológii a v geologickej situácii tunajšieho terénu. Priebeh potokov Pentek a najmä Ragasztó a Bánya u Drnavy poukazuje na to, že tieto potoky boli založené na tektonických líniiach smeru S—J a tomu sblížených.

Pekne to vidieť aj z mapy Š u f a (1936). Podľa línii prebiehajúcich údoliami týchto potokov a ich prítokov sú navzájom posunované pruhy fylitov v drnavskej sérii. Podobne K u t h a n vymapoval rad porúch smeru SSZ—JJV, ktoré dislokovaly kru karbónskych slepencov na Haraszte na niekoľko pruhov. Tieto poruchy smeru približne S—J zodpovedajú mladým pohybom za druhej fázy alpínskeho vrásnenia, popaleogénnym (A n d r u s o v).

Celé ložisko leží v horninách uhornánskej série označovaných ako porfyroidy. Iba na dvoch miestach boli chodbami zastihnuté pruhy hornín odlišných od normálnych porfyroidov. Ide o sericiticko-kremité bridlice sivozelenej farby, tenko až lístkovito bridličnaté. Možno ich prípadne pokladať za produkt extrémnej pohybovej metamorfózy kremitých porfýrov, pri ktorej došlo k totálnemu zničeniu výrastlíc kremeňa alebo, a to je najpravdepodobnejšie, jedná sa o pôvodne už jemný, tufový materiál, ktorý podľahol silnej metamorfóze.

Porfyroidy z ložiska Anton sú horniny sivozelenej farby, s usmernenou bridličnatou textúrou. Bridličnatosť je na rôznych miestach rôznej intenzity, od naznačeného usmernenia cez zreteľne bridličnaté až po tenko bridličnaté. Na priečnom lome dobre pozorovať kremenné výrastlice 1—3 mm, no niekedy aj cez 5 mm veľké. V mikroskope javia veľmi intenzívne tlakové účinky, od undulózneho zhášania cez popukanie až po rozdrvenie na drobnú kremennú mozaiku. Typické tvary vyššieho, hexagonálne trapezodrického kremeňa sú pomerne zriedkavé. Boly porušené jednak magmatickou koróziou za eruptívnej periódy, keď v dôsledku porušenia rovnováhy medzi neutuhnutou magmou a už vylúčenými výrastlicami boly ich okraje resorbované, jednak boly pri pohybovej metamorfóze ich okraje odrvené. Drobná drvina často lemuje relikty pôvodnej výrastlice, vytvárajúc tak obraz maltovitej štruktúry. Kremenné výrastlice niekedy obsahujú drobné uzavreniny usmernené do pruhov. Popisuje ich už Schafarzík (1906), pričom rozoznáva uzavreniny sklovité a tekuté s pohyblivou libelou. V porfyroidoch zo Skalice od Rudna zistil, že tekuté uzavreniny sú tvorené kyselinou uhličitou. V tomto prípade pre veľkú drobnosť nebolo možno zistiť, o aké uzavreniny sa jedná. Usporiadanie uzavrenín do pruhov vysvetľuje Stejskal (1928) vo svojej štúdii o porfyroidoch vrbenského devónu tým, že uzavreniny ležia na puklinách, ktoré boly neskôr vyhojené hydrotermálnym kremeňom. V popisovanom prípade takýto spôsob vzniku nepozorovať a tiež uzavreniny neležia na hranici dvoch opticky odlišných políčiek. Jedná sa preto o skorší vznik uzavrenín už počas rastu kremenných výrastlíc.

Živce sa obvykle vyskytujú v podobe menších zŕn a ich bazicita zodpovedá albit-oligoklasu. V masívnejších, slabo zbridličnatých partiách sa nachádzajú aj živcové výrastlice, veľké 10—15 mm. Hoci majú makroskopicky čerstvý výzor, v mikroskope vykazujú značné sekundárne premeny a často sú to už iba agregáty sericitu a kremeňa, ktoré zachovávajú ešte pôvodný tvar výrastlíc. U niektorých ešte pozorovať albitické lamelovanie a možno ich určiť ako albit až oligoklas. Dá sa predpokladať, že bol prí-

tomný aj ortoklas, no pri takej pokročilej premene ho nemožno tu opticky určiť.

Základná hmota porfyroidov je obvykle veľmi jemnozrnná (0,01 až 0,05 mm) a možno v nej konštatovať zrnká kremeňa, albitu, šupinky sericitu, chloritu a rôzne akcesorické a sekundárne minerály. Obyčajne javí značné usmernenie, podmienené usporiadaním šupiniek sericitu do pretiahnutých šmúh a prúžkov.

Vo vzorkách odobratých z masívnejších partií boli pozorované dosť hojné zvyšky biotitu, ktorý podľahol vybielovaniu a najmä chloritizácii. Chlorit je sprevádzaný zákalmi oxydov a hydroxydov Fe a shlukmi drobných kryštáľkov rutilu.

Ďalšou, pomerne hojnou súčiastkou je turmalín. Jeho ihličkovité alebo stĺpcékovité kryštály bývajú niekedy mechanicky deformované. Prítomnosť turmalínu v porfyroidoch a v iných horninách Spišsko-gemerského rudohoria býva vysvetľovaná rôznymi spôsobmi. Jeden názor hovorí o možnosti vzniku turmalínu pri regionálnej dynamometamorfóze hornín. Opiera sa o spektrálne analýzy, ktoré robil Goldschmidt a Peters. Tieto ukázali, že bór je v nepatrnom množstve v disperznej forme prítomný takmer vo všetkých horninách. Pri veľmi intenzívnych diferenciálnych pohyboch došlo k molekulárnej deštrukcii minerálov, k uvoľneniu obsahu bóru, k jeho migrácii a lokálnej koncentrácii v novotvorenom turmalíne. Vznik turmalínu touto cestou prijíma v širokej miere pre karpatské tektonity Zoubek (1936, 1937). Nepovažuje za potrebné hľadať zdroj bóru v intrúzii, mimo metamorfovanej horniny. Iná možnosť vzniku turmalínu je tu prostredníctvom prínosu bóru z kyslej intrúzie, z ktorej môže tento veľmi prchavý komponent migrovať na veľké vzdialenosti. Pretože v popisovanom prípade sa jedná o horniny v blízkosti rudnej žily, predpokladám pre turmalín v porfyroidoch spoločnú genézu s turmalínom na rudných žilách, pre ktorý prijímam názor, že je produktom postmagmatickej činnosti kyslej intrúzie.

Ďalšou súčiastkou je siderit. Vyskytuje sa buď v ojedinelých romboedroch alebo v nepravidelných shlukoch. V blízkosti rudnej žily táto sekundárna súčiastka dosahuje značný podiel a jej invázia do horniny z hydrotermálnych roztokov vystupujúcich po žilnej dislokácii je jasná.

Z ostatných akcesórií sú pomerne hojné drobné stĺpčeky apatitu, ďalej už spomínaný rutil, ktorý často tvorí zaujímavé srastlice a drobné zrníčka zirkónu. Z rudných minerálov sú hojné pyrit a hematit, ktoré horninu v okolí rudných žíl značne impregnujú.

Z makroskopického a mikroskopického pozorovania vyplýva, že pôvodným materiálom, z ktorého tunajšie porfyroidy vznikly, boli pravdepodobne efuzívne kremité porfýry, ale okrem nich v značnej miere aj ich

pyroklastický materiál. (Takéto porfyroidy boli v minulosti odlišované názvami ako „Klastoporphyrroid“ [Lassen], alebo „Tuffporphyroid“ [Rosenbusch]. Podobne ich označuje aj Schafarzík.)

Avšak v konkrétnom prípade rozhodnúť o tom aký bol počiatočný materiál porfyroidov, je veľmi ťažké, pretože silná dynamometamorfóza a jej rôzna intenzita na rôznych miestach nám sotrela jeho pôvodný charakter.

Porfyroidy pretrvaly intenzívne pohybové pretvorenie, pri ktorom došlo najmä k zmene štruktúry pôvodného materiálu. V niektorých prácach a správach, a to aj nového dáta, býva štruktúra porfyroidov označovaná ako porfyroblastická s nematoblastickou a lepidoblastickou základnou hmotou. Je to úplne chybné označenie, pretože nemožno relikty kremených výrastlíc predsa považovať za žiadne porfyroblasty, t. j. výrastlice vytvorené až pri kryštaloblastéze. Správne je označenie štruktúry porfyroidov ako štruktúra blastoporfyrická. Vedľa toho možno hovoriť v jednotlivých detailoch o maltovitej štruktúre (Mörtelstruktur), prípadne lepidoblastickej štruktúre u základnej hmoty. Termín nematoblastická je tu tiež nesprávne použitý, pretože sa tu nejedná o žiadne vláknité minerály, ale iba o šupinky, lističky sericitu, prípadne v menšej miere aj chloritu.

Rozsiahle komplexy porfyroidov sú jedným členom epimetamorfovaných sérií Spišsko-gemerského rudohoria. Ich vek je dosiaľ problematický a preto nemožno ani s istotou tvrdiť, aké horotvorné fázy sa na ich metamorfóze zúčastnili. Posledným mohutným činiteľom tu zrejme bol karpatský horotvorný pochod.

Porfyroidy Spišsko-gemerského rudohoria sú produktom intenzívnej kinematickej metamorfózy, enorogénnej v smysle Suessa. Podľa terminológie Sander-Schmidtovej ich možno označiť ako tektonity. Väčšina najnovších prác zo Spišsko-gemerského rudohoria sa shoduje v tom, že počiatočným materiálom porfyroidov boli efuzívne kremité porfýry a ich pyroklastický materiál. Pri orogenetických pohyboch zaiste v ňom došlo k dielčim (prestupujúcim) pohybom, ktoré spôsobily dôkladné pohybové pretvorenie horniny, najmä jej štruktúry. Porfyroidy pritom nadobudli výraznú sekundárnu foliáciu (Sanderove S-plochy). V spôsobe rastu novotvorených minerálov (sericitu, chloritu a i.) a v ich vzťahu k usmerneniu porfyroidov sa výrazne prejavil Sanderov princíp schodnosti (Wegsamkeit).

Premena minerálneho obsahu sa diala súčasne s mechanickou deformáciou, jedná sa teda o parakinematickú kryštalizáciu. Premeny výrastlíc kremeňa a živcov už boli opísané. Hlavná tendencia, ktorá sa tu javila, bolo prispôsobovanie sa základnej hmote. Zo živcov najodolnejším a najstabilnejším sa ukázal albit, ktorý sa zachoval ako výrastlice aj v základnej hmote. Je to pochopiteľné, pretože albit tvorený iba sódnou

složkou, nemá taký sklon vytvárať sekundárne minerály ako plagioklasy s väčším podielom vápenatej složky. Tiež jeho hodne vysoké postavenie v idioblastickom (kryštaloblastickom) rade svedčí o značnej stabilite albitu v epizonálnych podmienkach.

Inou, nie príliš rozšírenou súčiastkou v pôvodnom materiáli bol biotit. Tento pri kinematickej metamorfóze v epizonálnych podmienkach strácal najskôr svoju tmavú farbu, ktorú mal od obsahu Fe^{2+} a Ti^{4+} . Tieto sa z neho uvoľnili a daly vznik oxydickým slúčeninám Fe a sekundárnemu rutilu (sagenitu). Nakoniec biotit prešiel v chlorit.

Okrem regionálnej metamorfózy porfyroidy v mladších poruchových líniiach, napr. v okolí rudnej žily a iných porúch väčšieho významu boli postihnuté tektonickými pochodmi ďalšieho stupňa, pričom boli ešte väčšími zbridlčenaté, detailne zvrásnené, rozšmýkané, takže majú vzhľad klzkých sericitických bridlic, niekde prechádzajú až do mylonitu a dislokačného ílu, kým na niektorých miestach, od týchto poruchových pásem vzdialených, majú v ojedinelých prípadoch až quasi masívny vzhľad.

V okolí žilnej dislokácie sú porfyroidy aj chemicky zmenené a vybielené hydrotermálnymi roztokmi. Alterované pásmo je pomerne dosť široké a výrazné. Z hľadiska charakteru premien bola spätná metamorfóza okolnej horniny iba pokračovaním kinematickej metamorfózy, t. j. ešte dôkladnejšia sericitizácia už aj tak veľmi sericitizovaných živcových komponentov. Obyčajne však boli porfyroidy v okolí žily aj značne prekremené a impregnované rudnými minerálmi. Pozoruhodné je, že prekremené bolo najmä nadložie žily, ktoré je potom na určitých miestach tvrdé, kým podložie bolo postihnuté najmä tektonicky. Tento fakt by mohol poslúžiť aj ako pomôcka pri hľadaní pokračovania žily v prípade jej porušenia priečnou dislokáciou.

Do tektonicky dobre pripravených porfyroidov ľahko prenikaly rudné roztoky a spôsobily rozsiahlu impregnáciu pyritom a sideritom. V blízkosti niektorých porúch v značnej a inde v menšej miere pristupuje tiež turmalinizácia. Uvedené žilné minerály prenikaly podľa bridličnatosti, pričom ich postup bol uľahčovaný tektonickým nepokojom za vystupovania hydrotermálnych roztokov. Miestami vedľa rudnej žily došlo k vzniku zvláštnych partií, v ktorých v intímnej smesi vystupujú siderit, ankerit, pyrit, spekularit, turmalín a albit s hmotou mylonitizovaných porfyroidov. Karbonáty ukazujú často dvojčatné lamelovanie spôsobené tlakmi pri mladých pohyboch na žilnej dislokácii.

Minerálna výplň žily je väčšinou masívna, kompaktná, čo svedčí, že chemizmus rudonosných roztokov a podmienky kryštalizácie boli za vylučovania hlavných žilných minerálov (sideritu a barytu) pomerne stabilné. Miestne sú vyvinuté brekciovité textúry, napr. úlomky okolných hornín zarastené v siderite, alebo roztrhaná sideritová hmota stmelená mladším kremeňom.

Staršia žilná výplň bola po mechanickom porušení preniknutá mladšou mineralizačnou fázou, označovanou ako rejuvenačná fáza. Táto tu nevystupuje ako výplň strednej časti žily, teda vznikla až po vyplnení žily staršou fázou, a to ako výplň nepravidelných prasklín v staršej výplni. Pri zaujatí priestoru sa značne uplatnila aj metazomatická aktivita týchto mladších roztokov na staršiu žilnú výplň. Na študovanom ložisku je táto fáza zastúpená len v menšej miere. Reprezentuje ju hlavne kremeň, chalkopyrit, pyrit, spekularit a sporadický tetraedrit. Vystupujú v sideritovej výplni vo forme menších shlukov a závalkov.

Supergénne procesy zasiahly ložisko iba do malej hĺbky. Oxydačné pásmo bolo vydobyté v najstarších rokoch exploatacie. Dnes nie je toto pásmo v bani prístupné a praktický interes predstavujú iba minerály hypogénne, ktoré sú objektom exploatacie. Malý rozsah oxydačného pásma možno pripočítať najmä erózii, ktorá postupovala, vďaka reliéfu (príkresvahy), takmer takou rýchlosťou, akou supergénne procesy prenikaly do hĺbky.

Primárne minerály

Siderit tvorí hlavnú masu žilnej výplne. Je obyčajne hrubozrnný (veľkosť zrna niekedy 1—2 cm), no vedľa toho je tu miestami aj jemnozrnný. Zrná sú nepravidelného obmedzenia a mierne laločnate do seba zapadajú. Niektoré javia undulózne zhášanie.

Baryt je bielej farby, stredného zrna (1—3 mm), ale niekedy tvorí tabuľkovité kryštály o rozmeroch až niekoľko cm (v podpovrchových partiách). Výborná štiepatelnosť je u neho podobne ako u sideritu makroskopicky aj mikroskopicky dobre patrná.

Kremeň preráza žilnou výplňou siderit-barytovou a tvorí tiež aj samostatné, tenšie žily. Je bielej farby a v mikroskope vidieť, že je vyvinutý obyčajne v dlaždičkovitých zrnách často s undulóznym zhášaním.

Chalkopyrit v siderite vystupuje tam, kde je tento preniknutý kremeňom. Vyskytuje sa vo forme nepravidelných zŕn a závalkov, maximálne do 2 cm v priemere.

Hematit je na ložisku dosť hojný, a to vo forme spekularitu. Jeho lišty sú buď rozptýlené medzi ostatnými minerálmi, alebo častejšie tvoria shluky v siderite a v kremeň. Vyskytuje sa aj v najhlbších otvorených partiách ložiska ako shluky v kremennej žilovine. V najvyššej Anton štôlni je až 25 cm mocný pás šupinkovitého, nesúdržného spekularitu pri salbande siderit-barytovej žily.

Pyrit je hojne vtrúsený v žilovine, najmä v spojení s kremeňom a spekularitom. Vyskytuje sa buď v ojedinelých idiomorfných zrnách, buď v menších nepravidelných shlukoch alebo prúžkoch. Je tiež najčastejším rudným minerálom, ktorý impregnuje okolné porfyroidy, a to niekedy aj dosť intenzívne. Tu je zasa v podobe idiomorfných zrn, shlukov a jemného pigmentu.

Ankerit bol zistený na samostatnej tenšej žilke, kde vystupoval v asociácii s kremeňom, spekularitom a pyritom. Nachádza sa však v malom množstve aj na hlavnej rudnej žile v spoločnosti mladších minerálov.

Turmalín sa vyskytuje na žile tam, kde je táto porušená mladšími dislokáciami. Niekedy je na salbande žily, ak tam došlo k obnoveniu pohybov v dobe jeho vzniku. Hojný je aj v okolných porfyroidoch, najmä v partiách intenzívne preniknutých hydrotermálnymi minerálmi, napr. v spoločnosti pyritu.

Albit bol pozorovaný len mikroskopicky, a to vo zvláštnych partiách, kde tvoria rudné minerály, prípadne aj s rozšmýkaným materiálom porfyroidov intímnu smes. Podľa pozorovania priamo v bani tieto partie možno považovať za rozdrvenú staršiu rudnú výplň presiaknutú a stmelenú mladšími hydrotermálnymi roztokmi. Albit tu tvorí čerstvé, obyčajne idiomorfne obmedzené zrná s častými karlovarskými srastami. Ležia uprostred hmoty porušeného sideritu, na ktorom tu väčšinou nepoznať ani vlastné obmedzenie ani štiepatelnosť. Uzatvárajú v hojnej miere drobné úlomky sideritu, čo svedčí, že albit je od neho mladší a že patrí ku hydrotermálnej asociácii.

Sekundárne minerály

Ako už bolo uvedené, oxydačné pásma ložiska nie je v banských prácach prístupné a preto som sa jeho štúdiom nemohol podrobnejšie zaoberať. Uvedené sekundárne minerály nie sú teda výpočtom minerálov oxydačného pásma, ale iba vzorkov odobratých z niektorých miest ložiska.

Limonit je najhojnejším sekundárnym minerálom. Vystupuje tu jednak limonit, priamo nahradzujúci siderit (limonit „nahradzovania“), ktorý často konzervuje romboedrickú štruktúru sideritu, jednak v menšej miere je tu tiež limonit, ktorý bol aspoň v malej miere transportovaný

(v hraniciach oxydačnej zóny), tzv. limonit „zaplnenia“. Tento tvorí masu s pórovitou, hubovitou, prípadne kolomorfnou textúrou. V dutinách sú aj krápniky s pestrými nábehovými farbami. Uzaviera v sebe zvyšky ešte nie celkom premenených hypogénnych sulfidov a tetraedritu so sekundárnymi minerálmi, vzniknutými ich premenou, ďalej kremeň a baryt. Zo sekundárnych Cu-minerálov bol pozorovaný chalkozín ako produkt premeny chalkopyritu a malachit, ktorý tvorí nátekové tvary na limonite.

V minulosti boli niektoré hypogénne minerály spišsko-gemerských rudných žíl považované za sekundárne. Papp, Ahlburg, Woldřich napr. tetraedrit považovali za cementačný. Podobne aj spekularit bol veľmi dlho považovaný za supergénny (Ahlburg, Krusch, Papp). Pozorovania rôznych autorov (Ulrich a i.) tieto názory už dávnejšie vyvrátili. Mineragrafický výskum tiež potvrdzuje hypogénny pôvod týchto minerálov.

Zoubek (1937) vyslovil domnieku, že značnú časť minerálneho obsahu rudných žíl sideritovej formácie možno chápať nie ako hydrotermálne produkty, ale ako produkty regionálnych minerálnych premien v horninách, látkovej migrácie v nich a vykryštalizovania na puklinách. Okrem iných faktov proti tomuto výkladu hovorí najmä to, že nepozorovať užšiu genetickú závislosť žilného obsahu od rozdielnych druhov hornín, ktorými žily Spišsko-gemerského rudohoria prerážajú (eruptíva — kyslé aj bazické, sedimenty — morské aj kontinentálne ap.) Takejto priamej závislosti žilnej výplne od okolných hornín tu niet. Mohlo by sa však uvažovať o tom, či pri vzniku určitých žilných minerálov, ako je napr. albit, turmalín, rutil a iných menej hojných minerálov, nehralo vedľa vlastných hydrotermálnych roztokov tiež určitú úlohu geologické prostredie. Fyzikálno-chemické vlastnosti okolných hornín sú na rôznych miestach Spišsko-gemerského rudohoria rôzne, preto aj na hydrotermálne roztoky cirkulujúce po dislokáciách vplývaly rôzne. Tieto vplyvy spôsobovali určité zmeny v chemizme roztokov a boli tiež jedným z faktorov, ktoré podmieňujú kryštalizáciu určitých minerálov na určitých miestach. S toho hľadiska by sa azda daly nájsť nejaké zákonitosti, ktoré by objasnili zvláštnosti mineralizácie na jednotlivých ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria, spočívajúce vo výskyte a v kvantitatívnom zastúpení niektorých menej hojných minerálov rudných žíl (jedná sa tu najmä o minerály tzv. rejuvenačnej fázy, ďalej albit, baryt ap.).

Postupnosť mineralizácie

1. Na samom počiatku mineralizácie prebiehaly v okolných horninách premeny, vyvolané pôsobením hydrotermálnych roztokov na ne. Ich prie-

beh bol už opísaný v petrografickej časti. V podstate možno sledovať tieto zjavy: sericitizácia porfyroidov, ďalej impregnácia pyritom a prekremenenie. Niekde dosiahol značný stupeň a import sideritovej hmoty.

2. Hlavná fáza mineralizácie začala vylučovaním pomerne hrubozrnného sideritu. Po ňom sa vylučoval jemnozrnný siderit, ktorý vyplňuje trhlinky v staršom siderite, prípadne tvorí aj samostatné partie. Ešte pred skončením vylučovania sideritu nastalo ukladanie barytu.

Makroskopicky: baryt sa vyskytuje najmä v rozšírených partiách žily, hlavne v jej strede, kým siderit v týchto prípadoch je najčastejšie na okraji žily. Barytová výplň tmelí a uzatvára v sebe útržky sideritovej výplne.

Mikroskopicky: v baryte sa vyskytujú útržky sideritu s korodovanými okrajmi. Baryt do nich vniká v podobe lalokov a výbežkov.

3. Po tejto hlavnej fáze došlo k ukladaniu pestrejšej skupiny minerálov, ktoré sú časove aj priestorove v úzkych vzájomných vzťahoch.

Najstarším členom tejto skupiny je hematit (spekularit).

Makroskopicky: vystupuje na puklinách v siderite, prípadne lístky spekularity sú v kremeň, ktorý preráža sideritom.

Mikroskopicky: lístky spekularity sledujú štiepatelnosť, prípadne hranice zŕn sideritu. Inokedy sú na trhlkách v siderite.

Ďalším minerálom je pyrit. Z pozorovania výbrusov a nábrusov sa zdá, že pyrit sa v tejto etape vylučoval súčasne už s hematitom, no zrejme pokračoval aj dlhšie po ňom. Napr. prúžok pyritových zŕn pretína líšty hematitu, alebo pyrit tvorí lalokovité výbežky do hematitu.

Po tomto nasledovalo vylučovanie chalkopyritu.

Makroskopicky: útržky sideritu sú obalené spekularitom a na tento priľhajú prúžky chalkopyritu.

Mikroskopicky: veľmi pekne možno pozorovať zatláčanie sideritu chalkopyritom, a to najmä podľa hraníc zŕn a podľa štiepatelnosti. (tab. XXXIV, obr. 1).

Metalograficky: Chalkopyrit preniká medzi líšty spekulatívneho agregátu a pritom ich nahloďáva a tvorí do nich výbežky.

Pomer chalkopyritu a pyritu: vylučovanie pyritu pokračovalo aj za vylučovania chalkopyritu, ba aj po ňom.

Metalograficky: Chalkopyrit v sebe uzaviera idiomorfne vyvinuté zrná pyritu. V iných prípadoch pozorovať túto sukcesiu: do sideritu vnikol chalkopyrit, po ňom pyrit a kremeň. Pyritové zrná sú usporiadané na okraji chalkopyritu a mladšieho kremeňa. Niekedy zase nachádzame uzavreniny chalkopyritu v pyritových kryštáloch.

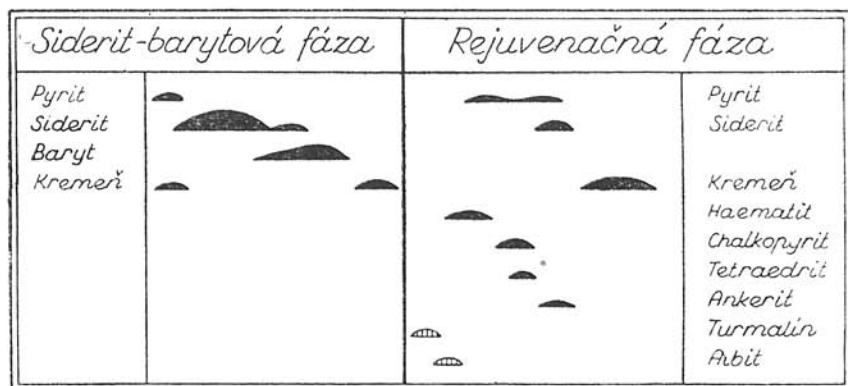
Tetraedrit vystupuje vo veľmi úzkom spojení s chalkopyritom.

Po uvedených mineráloch sa na niektorých miestach vylučoval ešte aj

Fe-karbonát, vo väčšine prípadov ankerit ale aj siderit. Napr. pozorovať, že roztrhané pyritové kryštály sú tmelené ankeritom, prípadne siderit preniká pomedzi sprehýbané lišty spektularitu a uzatvára v sebe ich oddelené časti.

Dosiaľ spomenuté minerály sú veľmi intenzívne zatlačované kremeňom.

Kremeň zatláča najmä siderit ale zreteľne aj spektularit. Vniká medzi lišty spektularitu, rozhodáva ich na niekoľko častí a uzatvára v sebe ich zvyšky. Je mladší aj od chalkopyritu, lebo zatlačuje v ňom zarastený spektularit, alebo postupuje po ich hranici.



postavenie v sukcesii nie celkom isté

Obr. 10. Schéma sukcesie na žile Anton.

Dvom ďalším minerálom — turmalínu a albitu — je ťažko v tejto sukcesii vymedziť presné miesto pre ich zvláštny charakter, väčšiu zriedkavosť a lokálny výskyt. Obyčajne bývajú považované za najmladšie, avšak je možné a niekedy aj dosť pravdepodobné, že môžu mať miesto aj niekde uprostred tejto schémy (pred spektularitom), ako to napr. naznačuje časté vystupovanie turmalínu v kremeň (ihličky v ňom zarastené), prípadne ihličky turmalínu v pyritovej hmote, alebo úlomky turmalínu zarastené v chalkopyrite (tab. XXXV, obr. 1).

Podobne aj albit, podľa toho ako sa tu vyskytuje (pozri vyššie), možno s určitosťou označiť iba za mladší od sideritu (prípadne aj od hematitu), ale o jeho pomere k ostatným minerálom nebolo možno rozhodnúť.

Ťažkosti pri zaraďovaní do tabuľky postupnosti vylučovania spôsobujú aj niektoré iné minerály. Pyrit mal veľmi dlhý interval vylučovania, vylučoval sa v niekoľkých obdobiach, takže v niektorých prípadoch je ťažko rozhodnúť, o ktoré jeho štádium ide. Podobne je to aj so sideritom. Tento sa nevylučoval iba v prvej fáze mineralizácie (kde tvorí tiež niekoľko gene-

rácií), ale v malých množstvách prichádza aj ku koncu tzv. rejuvenačnej fázy (pozri uvedené príklady). Toto pozoroval tiež K e r t a i (1936), ktorý uvádza príklady vylučovania sideritu po vývine pyritu, tiež aj po magnetite, chalkopyrite, pyrrhotíne a smaltíne.

Okrem toho často veľmi ťažko možno rozhodnúť, či ide o staršie kryštály uzavreté v mladšom minerále alebo o mladšie metakryštály (veľká kryštalizačná sila pyritu!).

Z uvedenej schémy celkove vidieť, že pomerne jednoduchá mineralizácia apomagmatického charakteru, aká prebiehala na začiatku metalogene-tického procesu, bola v neskoršom období značnejšie skomplikovaná. Toto možno pripočítať procesom intermineralizačnej tektoniky a s ňou súvisiacim zmenám, dodatočne prebiehajúcim vo vlastnom zdroji rudných roztokov.

GENÉZA LOŽISKA A POZNÁMKY K ZRUDNENIU V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

Rudné žily na tomto ložisku sú hydrotermálne žily; nemožno však u nich priamo sledovať, na aký magmatický zdroj sú viazané. Pre-tínajú súvrstvie zbridlčnených porfyroidov, sú teda mladšie ako vznik, ba aj metamorfóza porfyroidov. Z týchto faktov však nemožno určiť vek zrudnenia. Mladšie série nie sú tu vyvinuté. Na iných miestach Spišsko-gemerského rudohoria však boli pozorované prejavy zrudnenia aj v horninách triasu, pravda, nie tak rozsiahle ako maďarské sideritové lo-žiská v triasových vápencoch (Rudabánya a Telekes). Z Nízkyh Tatier Z o u b e k (1937) popísal výskyty zrudnenia vrchnokriedového veku.

Staré názory o súvislosti zrudnenia s bazickými vyvreninami (V o i t, U h l i g, B a r t e l s, A h l b u r g, R e d l i c h, U l r i c h) alebo s kremi-tými porfýrmi (S c h a f a r z i k, P a p p a i n í) sa ukázali nesprávne. Ne-možno tiež súhlasiť s názorom, že na rôznych miestach Spišsko-gemer-ského rudohoria zrudnenie môže byť viazané na rôzne intruzívne horniny; niekde na diorit, inde na kremitý porfýr a inde na žulu, ako to robí K e r t a i (1936), čím upadá do ešte väčšieho extrému, ako je ten, proti ktorému sa stavia, t. j. proti generalizovaniu záverov zo štúdia jednej oblasti na celé Spišsko-gemerské rudohorie.

Významným faktom je súvislosť zrudnenia s granitmi Spišsko-gemer-ského rudohoria, ktorú dokazoval podľa myšlienky B a u m g ä r t e l a (1904) už B ö c k h (1905) a iní autori. K o r d i u k o v e (1941) názory na miocénny vek granitov a zrudnenia postrádajú faktické podloženie a neboly preto prijaté. Správne je však jeho poukázanie na genetickú sú-vislosť zrudnenia s granitmi, ktorú detailnejšími údajmi podoprel S c h ö

nenberg (1947). Jeho údaje však nevyčerpávajú všetky vzájomné vzťahy a charakter týchto vzťahov, preto je tu nevyhnutné ešte veľa detailného štúdia.

Keď shrnieme to, čo o týchto žulách dosiaľ vieme, zistíme, že všetky (granit v Sirku, Betliari, Hnilci, Zlatej Idke, v Hummelskej doline) sú si petrograficky veľmi blízke, ďalej, že sa zrejme odlišujú od granitov jadrových pohorí a všetky sú vo väčšej-menšej súvislosti so zrudnením, čo pozorovať najmä pri Betliari a Zlatej Idke, kde na rudných žilách v blízkosti granitových masívkov prevláda rejuvenačná, vyššie termálna výplň.

Keď si všimneme polohy spišsko-gemerských granitových masívkov, zistíme, že vystupujú zhruba v osi megaantiklinály Spišsko-gemerského rudohoria. Z toho možno usudzovať, že táto má v jadre pretiahnuté intruzívne teleso, z ktorého na povrch vystupujú iba najvyššie kupoly v miestach axiálnych elevácií, tam, kde tomu napomohla pokročilá erózia.

Charakter týchto masívkov s prejavmi pneumatolytických procesov, porfyrovitými partiami ap., pripúšťa predpokladať určité skomplikovanie intruzívneho pochodu v tom smysle, že skoro po intrudovaní žulového plutónu (pravdepodobne o veľkom rozsahu) došlo vplyvom tektonických pochodov k obnoveniu aktivity magmatického zdroja, k postupu ďalších dávok ešte neutuhutej, tekavými komponentami bohatej magmy do vyšších polôh megaantiklinály Spišsko-gemerského rudohoria. Išlo by tu teda o určitú pulzáciu magmatických hmôt, s ktorou by bola v priamej súvislosti pulzácia hydrotermálnych roztokov na vznikajúcich rudných žilách a ktorá by spôsobila skomplikovanie metalogenetického procesu a jeho normálneho priebehu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Takto by bolo možno pochopiť odchylky v mineralizácii na jednotlivých ložiskách (pravda, s prihliadaním na ostatné faktory, ako napr. už spomínaný faktor geologického prostredia), ako aj veľmi úzku závislosť rejuvenačnej fázy od žulových masívkov, kým priestorové vzťahy medzi týmito granitmi a staršou sideritovou fázou nie sú už také bezprostredné a jasné.

Veľkou ťažkosťou je, že presne nepoznáme dobu intrúzie tejto gemerskej žuly, pretože horniny, v ktorých spôsobuje kontaktnú metamorfózu, sú považované za staropaleozoické, a s mladšími (mezozoickými) sa žula nikde nestýka.

Určité náznaky pripúšťajú ich mezozoický (vrchnokriedový?) vek, čo by bolo v shode aj s niektorými pozorovaniami zrudnenia v mezozoických sériách (trias).

Uvedené predstavy sú však zatiaľ iba domnienky, pretože pre konečné vyriešenie týchto otázok v celej ich šírke ešte stále nemáme dostatok faktického materiálu.

V závere práce si dovoľujem vysloviť vďaku svojim váženým učiteľom zo Slovenskej univerzity v Bratislave a z Karlovej univerzity v Prahe, najmä prof. Dr. J. Koutkovi, doc. Dr. B. Hejtmanovi a Dr. J. Kutinovi za umožnenie laboratórneho štúdia na ústavoch Karlovej univerzity, ako aj za milú pozornosť a cenné rady pri štúdiu.

Podobne som vďakou zaviazaný aj Dr. P. Květonovi za rady pri práci na ložisku a doc. Dr. B. Cambelovi za rady a prečítanie rukopisu.

Katedra nerastných surovín Fakulty
geol.-geogr. vied Slov. univerzity,
Bratislava

LITERATŮRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Ahlburg J., 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. MJUGA XX, 7. Budapest.
- Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha.
- Bartels W., 1910: Spateisenerzlagerstätten des Zipser Komitates in Oberungarn. AL 11. Berlin.
- Betechtin A. G., 1951: Paragenetické skutočnosti i poslodovalnosť obrazovania mineralov. ZVMO 80, 2. Moskva.
- Berg G., 1927: Über den Begriff der Rejuvenation und seine Bedeutung für die Beurteilung von Mineralparagenesen. FMKP XII. Jena.
- Bilibin Ju. A., 1951: K voprosu o vertikalnoj zonalnosti rudnych mestoroždenij. ZVMO 80, 2. Moskva.
- Böckh H., 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hrádek etc. MJUGA. Budapest.
- Cotta B., 1861: Über Erzlagerstätten Ungars und Siebenbürgens. Freiberg.
- Fusán O., 1950: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika gemeríd. GS I, 2—3—4. Bratislava.
- Goll J. J., 1937: Metalografické studie o niklových rudách od Dobšíné. Rozpr. ČAVU II., XLVII, 3. Praha.
- Hynie O., O příslušnosti a stáří rudní formace v okolí Starých Hor a Španie Doliny na Slovensku. Separát.
- Iľavský J., 1951: Povaha rudných žíl v Spišsko-gemerskom rudohori. UR I, 5. Praha.
- Johnsen A., 1909: Die Thüringer Porphyroide. NJMGP XXVII.
- Kamenický J., 1950: Poznámky ku gemeridnému kryštaliniku na liste Gelnica. Recenzia z prednášky r. 1946. GS I, 2—3—4. Bratislava.
- Kertai G., 1936: Ércmikroszkopi és paragenetikai megfigyelések a Szepes-Gömöri érchegységéből. AMNH XXX. Budapest.
- Kettner R., 1919—1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského Rudohoří mezi Gelnicí a Dobšínou. Sbor. SGŮ I. Praha.
- Kiss E.: Verhältnisse des Rosznyoer Beckens mit Bezug auf die Tektonik des Gebietes. FK XXX. Budapest.
- Kordiuk B., 1941: Junge Granite und Vererzung des slowakischen Erzgebirges. ZMGP (1941/B). Stuttgart.

- Koutek J., 1930: Geologické studie na severozápadě Nizkých Tater. Sbor. SGÜ IX. Praha.
- Kutina J., 1949: Chemismus rudních žil ze štoly Sv. Antonína Paduánského od Poľičan u Kutné Hory na základě spektrálních analys. Rozpr. ČAVU II., 24. Praha.
- Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemerid. GS I, 2—3—4. Bratislava.
- Macek L., 1938: Rudní ložiska Spišsko-gemerského rudohoří. Sborník spoj. báň. rev. pre Slov. a Podkar. Rus. Praha.
- Melczar G., 1905: Albit von Nadabula. ZK 40.
- Papp K., 1919: Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest.
- Redlich K., 1908: Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichartigen Vorkommen der Ostalpen. ZPG XVI.
- Redlich K., 1931: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. Leoben.
- Reguly E., 1905: Geologische Verhältnisse des bei Nagy-Veszverés und Krasnahorkaváralja gelegenen Abschnittes des Szepes-Gömörer Erzgebirges. JUGA Budapest.
- Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. GH ser. geologica, 5. Budapest.
- Schafarzík F., 1906: Daten zur genaueren Kenntnis des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Mat. u. Naturwis. Berichte aus Ungarn, Budapest.
- Schmidt A., 1879: Der Wolyn von Krasnahorka váralja. Termésetrajsi Füzetek III.
- Short M. N., 1940: Microscopic determination of the ore minerals. Washington.
- Schönenberg R., 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). ZDGG 99. Berlin.
- Slavík F., 1951: Nerastopis a ložiská užitočných minerálov Slovenska. Martin.
- Stark M., 1940: Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß Arl- und Gasteiner Tal. SAW, Math.-naturw. Klasse, I, 149. Wien.
- Stejskal J., 1928: Pásmo porfýroidové ve vrbenském devonu na východ. okraji Vys. Jeseníka. Spisy přír. fak, Mas. univ. 97. Brno.
- Stejskal J. — Vachtl J., 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšíně na Slovensku. Carpatia. Praha.
- Stur D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. VGRA. Wien.
- Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. Carpatia. Praha.
- Šuf J., 1933: Zpráva o geol. mapování ve Slovenském Krušnohoří. HV. Praha.
- Šuf J.: Předběžná zpráva o geologickém mapování provedeném v r. 1938 v okolí obcí Gemer. Kováčová, Lúčky a Borky na Slovensku. HV XXI, 3, 4. Praha.
- Uhlig V., 1930: Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- Uhlig V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. SAW. Wien.
- Ulrich F., 1936: Vzácná nerostná paragenese z Koterbachu na Slovensku. Bratislava.
- Ulrich F., 1928: Výskyt rutilu na sideritových žilách u Rožnavy na Slovensku a jeho postavení v žilné paragenesí. Rozpr. ČAVU II, XXXVII, 8. Praha.
- Vachtl J., 1937: Žula od Hnilce ve Slovenském Rudohoří. Sbor. ŠBM I. Banská Štiavnica.
- Voit F., 1901: Geognostische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. JEGRA. Wien.
- Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech severně od Dobšíně. Rozpr. ČAVU XXI, 10. Praha.

- Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slov. Rud., v Karpatech a poznámky k stáří některých jeho rudních ložisek. Práce Mor. přír. spol. IV, 1. Brno.
- Zoubek V., 1936: Poznámky o kryštalíniku Západných Karpát. Věst. SGŮ XII. Praha.
- Zoubek V., 1937: Dva nálezy rud v mesozoiku d'umbierské zony. Věst. SGŮ. Praha.
- Zoubek V., 1948: Poznámky ke geologii krystalinika českého masívu. Sbor. SGŮ XV. Praha.

Vysvetlivky skratiek

- Al — Archiv f. Lagerstättenforschung. Berlin.
- AMNH — Annales musei nationalis Hungarici. Budapest.
- FK — Földtani közlöny. Budapest.
- FMKP — Fortschritte d. Mineralogie, Kristallographie u. Petrographie. Jena.
- GH — Geologica hungarica. Budapest.
- GS — Geologický sborník. Bratislava.
- HV — Hornický věstník. Praha.
- JBGRA — Jahresberichte d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- JUGA — Jahresberichte d. k. ung. Anstalt. Budapest.
- MJUGA — Mitteilungen a. d. Jahrbuch d. k. ung. geol. Anstalt. Budapest.
- MJMGP — Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie.
- Rozpr. ČAVU II. — Rozpravy České akademie věd a umění, Třída II. Praha.
- SAW — Sitzungsberichte d. k. Akademie der Wissenschaft. Wien.
- Sbor. SGŮ — Sborník Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- Sbor. ŠBM — Sborník Štát. ban. múzea D. Štúra v Banskej Štiavnici.
- UR — Uhlí a rudy. Praha.
- Věst. SGŮ — Věstník Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- VGRA — Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- ZDGG — Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Berlin.
- ZK — Zeitschrift f. Kristallographie.
- ZMGP — Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie und Paleontologie. Stuttgart.
- ZVMO — Zapiski Vsesojuzno min. obščestva. Leningrad—Moskva.

КИРИЛЛ ВАРЧЕК

ГЕОЛОГИЯ И ПАРАГЕНЕЗИС СИДЕРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛЫЙ ВРХ, ОКОЛО КРАСНОГОРСКОГО ПОДГРАДЬЯ

(Табл. XXXV—XXXVI)

Сидеритовое месторождение, вскрытое рудником Антон, близ мест. Красногорское Подградье у г. Рожнява принадлежит к сидеритовой формации Спишско-гемерской металлогенетической провинции. Боковыми породами являются здесь порфирииды угорнянской серии. Эти породы подверглись сильной кинематической метаморфозе, вследствие чего приобрели ясно выраженную секундарную фолляцию. В основной серицит-кварцевой массе представлены реликты фенокристаллов, кварца, реже, остатки полевых шпатов (альбит — олигоклаз).

Месторождение представляет жилу линзовидной формы. Она подверглась тектоническим движениям, сильно нарушившими ее первоначальный облик продольными и поперечными дислокациями.

Минерализация происходила в месторождении в двух фазах, следующих непосредственно одна за другой. Первая фаза представлена абсолютно преобладающим сидеритом, а также баритом, выступающим, главным образом, в верхних горизонтах месторождения. В начале этой фазы выделилось и небольшое количество кварца и пирита. После заполнения дислокации этими минералами, под влиянием интерминерализационной тектоники произошли некоторые изменения в характере минерализации и в нарушенной старшей массе жилы откладывались минералы другой, реювенантной фазы, а именно, гематит (спекулярит), пирит, халькопирит, тетраэдрит, сидерит и анкерит (в сравнении с феррокарбонатами первой фазы в очень незначительных количествах), а из нерудных минералов главным образом кварца и в ничтожном количестве турмалин и альбит, возникшие, очевидно, в начале реювенантной фазы.

Возраст и источник оруденения, на основании изучения одного лишь этого месторождения, установить невозможно. Эти проблемы сопряжены с некоторыми общими вопросами оруденения Спичско-гемерского Рудогорья, окончательно еще не разрешенным. В настоящее время оруденение связывают с гранитными массивами Спичско-гемерского Рудогорья, верхнепалеозойского или мезозойского возраста.

Со словацкого перевел О. Гребенчиков.

*Кафедра полезных ископаемых Геол.-геогр. фак.
Словацкого университета, Братислава*

Объяснение таблиц XXXV—XXXVI.

Табл. XXXV, рис. 1. Сидерит (серый, с трещинками по плоскостям спайности), замещенный по границам зерен и плоскостям спайности халькопиритом (на рис. — черный). Местами (светлосерый) кварц, также замещающий сидерит по плоскостям спайности. В халькопирите заключено зерно турмалина. Ув. $\times 120$. Фото: Варчек.

Рис. 2. Пластинки спекулярита (белые) в кварце (серый). Ув. $\times 50$. Фото: Варчек.

Табл. XXXVI, рис. 1. Изменение первичных минералов: пирит распадается в мелкие зерна, постепенно лимонитизирующиеся. Халькопирит (светлосерый с гладкой поверхностью) делится на мелкие полигональные зерна, замещаемые вторичным халькозином (темные жилки), в свою очередь переходящим в лимонит (черные жилки). Ув. $\times 120$. Фото: Варчек.

Рис. 2. Идиоморфное зерно альбита в измененной сидеритовой массе. В альбите находятся многочисленные включения мелких сидеритовых обломочков. Ув. $\times 120$. Фото: Варчек.

Объяснение к рисунку 10 в тексте.

Схема последовательности образования минералов в жиле Антон.

DIE GEOLOGISCHEN UND PARAGENETISCHEN VERHÄLTNISSE DER SIDERITLAGERSTÄTTE MALÝ VRCH BEI KRÁSNOHORSKÉ PODHRADIE

(Tafel XXXV—XXXVI)

Die Sideritlagerstätte, durch die „Anton“-Grube bei Krásnohorské Podhradie bei Rožňava eröffnet, gehört zur Sideritformation der Zips-gemörrer metallogenetischen Provinz. Nebengesteine sind hier die Porphyroide der Uhornáner Serie. Es sind das von starker kinematischer Metamorphose betroffene Gesteine, infolge welcher sie eine ausgeprägte sekundäre Foliation bekamen. In der sericitisch-quarzigen Grundmasse treten Relikte von Quarzeinsprenglingen auf, und seltener Überreste der Feldspate (Albit-Oligoklas).

Die Lagerstätte ist der rechte Gang linsenförmigen Verlaufes. Nach ihrer Entstehung wurde sie von tektonischen Bewegungen betroffen, welche den Gang durch — in der Haupt- und Nebenrichtung liegende — Dislokationen stark störten.

Die Mineralisation verlief auf der Lagerstätte in zwei Phasen, welche in engem Abstand einander folgten. Die erste Phase ist durch Siderit vertreten, der in absoluter Weise vorherrschend ist, ferner Baryt, der hauptsächlich in den höheren Horizonten der Lagerstätte auftritt. Bei ihrem Beginne sonderte sich auch eine kleine Menge Quarz und Pyrit aus. Nach Ausfüllung der Gangdislokation durch diese Minerale kam es unter der Einwirkung der Intermineralisationstektonik zu einer bestimmten Veränderung des Mineralisationscharakters und in der gestörten älteren Ausfüllung lagerten sich Minerale der zweiten, sogenannten Rejuvenationsphase ab, und zwar Haematit (Spekularit), Pyrit, Chalkopyrit, Tetraedrit, Siderit und Ankerit (in geringer Menge entgegen den Fe-Karbonaten der ersten Phase) und von den nicht-metallischen Mineralen hauptsächlich Quarz und in geringer Menge Turmalin und Albit, welche wahrscheinlich zu Beginn der Rejuvenationsphase entstanden.

Das Alter und die Quelle der Erzbildung kann man auf Grund der Beobachtungen aus dieser einzigen Lagerstätte nicht bestimmen. Diese Probleme hängen mit dieser Frage im Zips-gömörrer Erzgebirge allgemein zusammen, welche bisher noch nicht gelöst wurde. Die Erzbildung in der gegenwärtigen Zeit wird den kleinen Granitmassiven des Zips-gömörrer Erzgebirges zugeschrieben, welche jungpaläozoischen oder mesozoischen Alters sind.

*Kateder für Mineral-Rohstoffe der Fak. für geol.-geogr. Wissensch.
der Slowakischen Universität in Bratislava.*

Erläuterungen zu den Tafeln XXXV—XXXVI

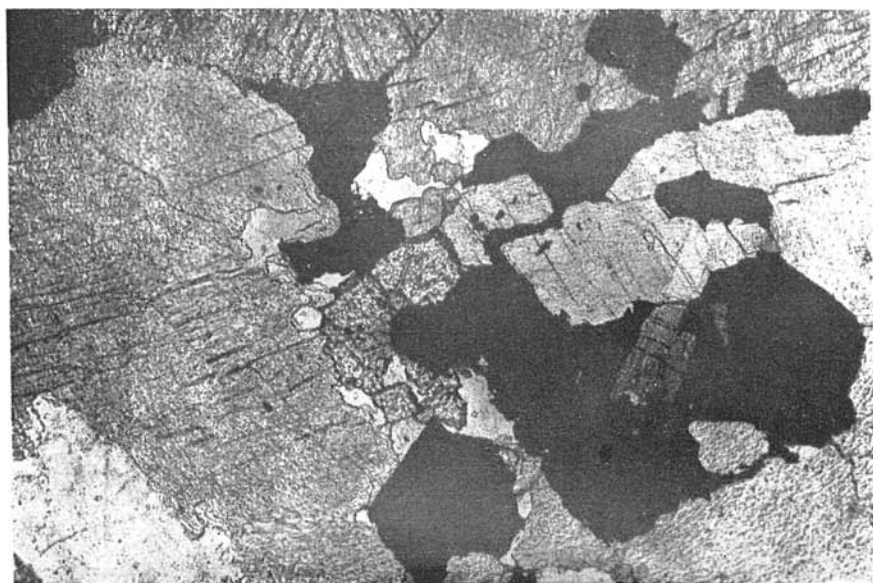
Tafel XXXV. Abb. 1. Siderit (grau mit Spaltungsrissen) ist von Chalkopyrit den Grenzen der Körner und der Spaltbarkeit entsprechend verdrängt. Stellenweise verdrängt der Siderit entlang der Spaltungsflächen Quarz. Im Chalkopyrit sind Turmalin Körnchen eingeschlossen. 120fache Vergr. Photo Varček.

Abb. 2. Spekularitblätter (weiss) im Quarz (grau). 50fache Vergr.
Photo Varček.

- Tafel XXXVI. Abb. 1. Veränderungen der primären Minerale: Pyrit zerfällt in kleine Körner, welche fortschreitend limonitisiert sind. Chalkopyrit (hellgrau mit glatter Oberfläche) in winzige polygonale Körner zerteilt, welche von sekundärem Chalkosin abgelöst wurden (dunklere Gängchen); dieser ist fortschreitend von Limonit ersetzt worden (schwarze Gängchen). 120fache Vergr. Photo Varček.
- Abb. 2. Idiomorphes Albitkörnchen in der gestörten Sideritmasse. Im Albit sind zahlreiche Einschlüsse winziger Siderittrümmer. 120fache Vergr. Photo Varček.

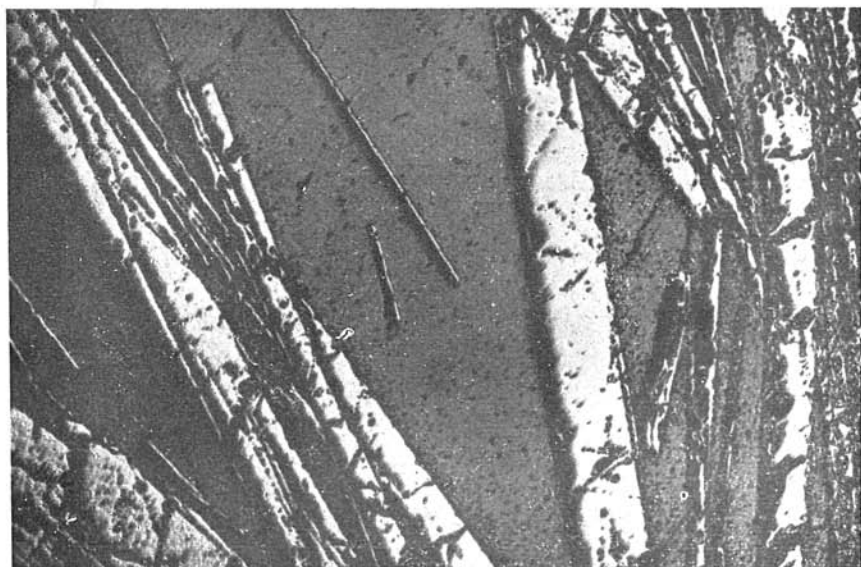
Erläuterungen zu der Fig. 10. im Texte

Schematische Darstellung der Sukzession im „Anton“-Gänge.



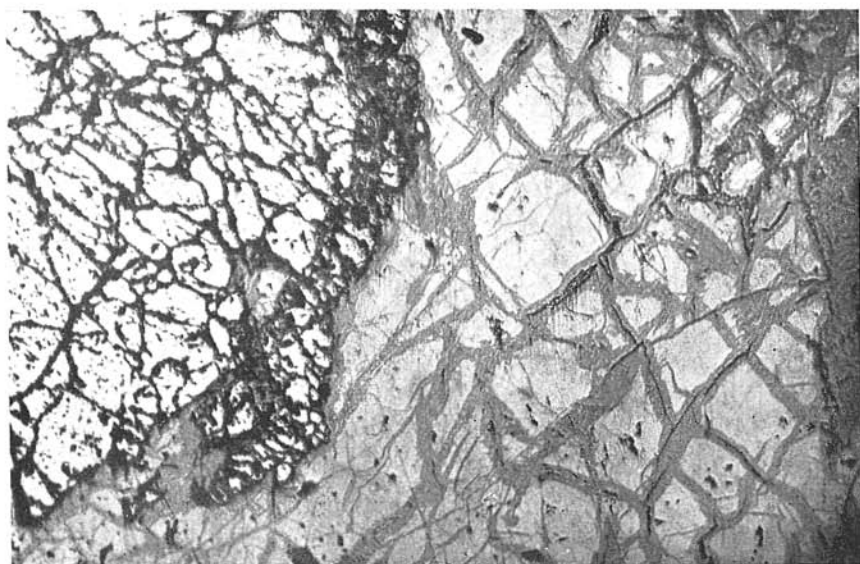
Obr. 1. Siderit (sivý so štiepnymi trhlkami) je zatlačovaný podľa hraníc zŕn a štiepatelnosti chalkopyritom (čierny). Miestami kremeň tiež zatláča siderit podľa štiepatelnosti. V chalkopyrite je uzavreté zrno turmalínu a malý útržok z neho (tmavosivé).
Zv. 120 $\times$.

Foto Varček.



Obr. 2. Lišty spekuláritu (biele) v kremeni (sivý). Zv. 50 $\times$.

Foto Varček.



Obr. 1. Premena primárnych minerálov: pyrit sa rozpadá v drobné zrná, ktoré sú postupne limonitizované. Chalkopyrit (svetlosivý s hladkým povrchom) sa delí na drobné polygonálne zrná, ktoré sú zamieňané sekundárnym izotrópnym chalkozínom (tmavšie žilky) a tento je postupne nahradzovaný limonitom (čierne žilky). Zv. 120 $\times$. Foto V a r č e k.



Obr. 2. Idiomorfne zrnó albitu v porušenej sideritovej hmote. V albite sú početné uzavreniny drobných sideritových úlomčkov, Zv. 120 $\times$. Foto V a r č e k.