

JÁN KANTOR

O VOLFRÁME NA ANTIMONITOVOM LOŽISKU V SPIŠSKEJ BANI JUHOZÁPADNE OD MNÍŠKU NAD HNILCOM

(Tab. VII—XIII, ruské a nemecké resumé)

Hoci Slovensko je oddávna známe svojim nerastným bohatstvom, predsa určité minerálne asociácie či mineralizácie určitých prvkov bud' celkom chýbajú, alebo sa vyskytujú iba veľmi zriedka.

K takým prvkom geneticky spätým s kyslým magmatizmom treba okrem iných počítať najmä uran, bizmut, molybdén, volfrám, cín a skupinu prvkov vzácných zemín.

Je to tým nápadnejšie, že horniny, ktorých magma je všeobecne považovaná za vlastného nositeľa metalizácie uvedených prvkov, a to žuly a granodiority, na Slovensku sú pomerne bohato zastúpené. Mnohé z nich vystupujú dokonca v takých erózných nivách, že veľmi dobre splňujú geologické a fyzikálne (termické a tlakové) predpoklady pre vylučovanie príslušných prvkov. Za také musíme považovať predovšetkým intrúzie mladších gemeridných žúl v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Tieto sa vyznačujú pomerne málo pokročilou eróziou, ktorá bud' odkryla málo rozsiahle apikálne časti granitických intrúzií, alebo tieto práve narezáva (výskyty: Poproč, Zlatá Idka, Hummelské údolie severne od Medzeva, Betliar, Hnilec). Na mnohých miestach musíme tiež predpokladať granit v nepatrných hĺbkach pod povrchom, ako to bolo v Zlatej Idke, kde žula, ktorá nevystupovala na povrch, bola zastihnutá pomerne plytkými banskými prácami (R o z l o ž n í k, 1912).

O prítomnosti tzv. „mineralizátorov“, ktoré mohli spôsobiť extrakciu kovových prvkov z magmy do rudných žíl, svedčí okrem iných pomerne hojný turmalín, ktorý vystupuje jednak v kyslejších diferenciátoch samotného granitu, jednak na jeho kontaktoch a konečne vo viac-menej širokej aureole okolo intrúzií. Ďalej je to celý rad ložísk rôznych rúd svedčiaci o intenzívnom obohacovaní konečných splodín magmatickej diferenciácie ťažkými kovmi.

Napriek týmto priaznivým skutočnostiam na Slovensku nepoznáme ložiská uvedených kovov. Dokonca ich mineralogické výskyty sú neobyčajnou zriedkavosťou.

Účelom tejto práce je prispieť niekoľkými pozorovaniami k poznaniu jedného z nich — volfrámu — a naznačiť genetické podmienky, ako aj jeho vzťah k bežným prvkom zrudnení v Spišsko-gemerskom rudohorí.

O výskyte volfrámu na rudných ložiskách Slovenska nájdeme v literatúre len celkom stručnú zmienku v diele C o t t a - F e l l e n b e r g: Erzlagertstätten Ungarns und Siebenbürgens (Freiberg, 1862), ktorí spomínajú šelit s kremeňom, pyritom a antimonitom z perneckého ložiska. L e o n h a r d (Handwörterbuch der topographischen Mineralogie. Heidelberg, 1843) uvádza nález šelitu s pyritom z kremenných žíl v okolí Pezinka. Túto oblasť systematicky spracováva C a m b e l (1950, 1952), takže v dohľadnej dobe možno očakávať určité pozorovania aj v tomto smere.

U nás jediná zmienka o volframite pochádza od S c h ö n e n b e r g a (1949), podľa ktorej bola jeho prítomnosť zistená na antimonitovom ložisku v Spišskej bani juhozápadne od Mníšku nad Hnilcom. Autor sa týmto výskytom bližšie nezapodieva.

V ďalšom podám niekoľko poznatkov získaných priamo na ložisku, ako aj laboratórnym výskumom ložiskovej výplne, keďže sa jedná o neobyčajne zriedkavú paragenézu, u nás dosiaľ bližšie nepreskúmanú.

GEOLOGICKÉ POMERY

Okolie Spišskej bane je po geologickej stránke budované komplexom pomerne monotónnych hornín. Územie je z hlavnej časti tvorené tzv. drnavskou sériou. V menšej miere sú v širšom okolí Spišskej bane vyvinuté kremité porfýry spolu s ich tufmi, ktoré boli dynamometamorfne zmenené na porfyroidy.

Na severnom svahu Lindgrundhüblu vystupuje na rozhraní epimeta-morfovaných sedimentov drnavskej série a kremitých porfýrov teleso intruzívneho gabrodioritu.

Drnavská séria pozostáva ako aj v ostatných častiach Spišsko-gemerského rudohoria prevažne z fylitických hornín (sericitické, sericiticko-chloritické, grafitické a piesčité fylity) s vložkami epikvarcitov.

Na Stoffgrundbergu pri kóte 783 vystupuje v grafitických fylitoch drnavskej série malá šošovka kryštallického vápenca, čiastočne zmenená na ankerit. Celkom podradné miesto, tiež v priestorovej súvislosti s grafitickými fylitmi patrí slabým polohám rádioláritov.

Horniny oboch sérií sú silne zvrásnené a tektonicky postihnuté. Smer bridličnatosti a vrstiev je prevažne východozápadný s príkrymi sklonmi (60—80°) k juhu a juhovýchodu.

Pokryvné útvary sú zastúpené najmä svahovými sut'ami a aluviálnymi náplavami potokov.

Metalogenéza uvedenej oblasti sa prejavila rôznorodým zrudnením, a to:

1. Antimonitové zrudnenie v tzv. „Spišskej bani“, ktoré pozostáva z dvoch paralelných žíl. Hlavná žila je asi 1 km dlhá, kým južnejšia paralelná žila „Rosabella“ je známa o dĺžke asi 400 m. Výplň hlavnej žily je prevažne z kremeňa a antimonitu s malými množstvami karbonátov a celkom podradného pyritu. Antimonit na tejto žile tvoril nepravidelné šošovkovité telesá a bol staršími banskými prácami intenzívne dobývaný.

Žila „Rosabella“ sa vyznačuje obdobným charakterom zrudnenia, ku ktorému pristupujú volfrámové minerály.

2. Pyrit vystupuje južne od Mníška nad Hnilcom v blízkosti cigánskej kolónie na žile o malých rozmeroch. Tvorí jednak impregnácie okolných hornín, jednak spolu s kremeňom hydrotermálnu výplň. K nemu sa druzí podradne galenit.

3. Siderit bol zistený v tesnom okolí pyritového výskytu. Patrí k obvyklému typu sideritických žíl. Rozsah zrudnenia je nepatrný.

4. Ankerit zatlačuje čiastočne metasomaticky vápencovú šošovku na Stoffsgrundbergu. Metasomatóza je tu málo pokročilá.

5. Magnetit sa nachádza pri vyústení doliny Stoffsgrund na východnom úpätí Lindgrundhüblu. Tvorí šošovky a čiastočne impregnácie v porfyroidoch. Ruda je veľmi kvalitná, avšak rozsah zrudnenia nie je známy.

Po genetickej stránke sú zrudnenia 1—4 viazané na intrúziu gemeridného granitu, kým magnetitové zrudnenie treba odvodzovať od vulkanizmu bá-zických hornín — gabrodioritov.

RUDNÁ VÝPLŇ

Rudná žila, v ktorej vystupujú volfrámové minerály, je priemerne okolo 0,2 až 0,3 m mocná kremenná žila. Má brekciovitý charakter, ktorý pochádza od veľkého množstva útržkov okolitých hornín, najmä grafitických bridlíc (tab. VII, obr. 2). Okrem kremeňa vo väčšom množstve vystupuje antimonit, pre ktorý bola žila v západnej časti sledovaná vyššie položenou štôľňou „Rosabella“. Ankerit tvorí tiež väčšie, až niekoľko cm veľké shluky,

prípadne drobné žilky prerážajúce kremeň. Pyrit patrí k akcesorickým minerálom.

Ferberit tvorí idiomorfne kryštáliky alebo xenomorfné shluky, ktorých veľkosť sa pohybuje od makroskopicky sotva zistiteľných veľkostí a v niektorých prípadoch na prierezoch dosahuje veľkosť až 2 cm². Zrná sú najčastejšie 2—5 mm veľké.

Zriedkavejšie možno pozorovať aj makroskopicky ojedinelé väčšie zrná a shluky šelitu.

Lokálne vystupujú drobné kryštáliky pyritu.

Iné komponenty neboli makroskopicky zistené, ak odhliadneme od oxydačných produktov, ako sú Sb-okry a limonit, viazaných na celkom povrchové časti žily.

MIKROSKOPICKÝ ROZBOR

Mikroskopický rozbor ukázal prítomnosť kremeňa, ankeritu, antimonitu, ferberitu, šelitu, pyritu, chalkopyritu a rýdzeho zlata.

Kremeň

Kremeň kvantitatívne ďaleko prevláda nad ostatnými minerálnymi komponentmi. Tvorí zrná, niekedy tiež idiomorfne individuá, ktoré dosahujú dĺžku až 5 mm. Býva preplnený mikroskopickými inklúziami kvapalín a plynov. Pomerne časté sú aj zonárne prierezy, ktorých zonárnosť je spôsobená najmä rôznou rýchlosťou rastu a nerovnomerným obsahom uzavrenín, závislých opäť pravdepodobne od lokálnych tlakových zmien počas vylučovania SiO₂. Kremeň miestami uzatvára tiež drobné šupinky sericitu.

Undulóznym zhášaním sa vyznačujú najmä kremene z partií silne postihnutých mladšími tektonickými pohybmi. Naproti tomu málo postihnuté časti žíl chovajú nepatrne undulózny kremeň. Všetok SiO₂ je kryštalický. Chalcedón nebol pozorovaný nikde. Vylučovanie SiO₂ sa teda zrejme nedialo cez gelovité srazeniny.

Kremeň býva často rozdrtený a od puklín zatlačovaný mladšími minerálmi, predovšetkým antimonitom a karbonátmi. Sám pretína miestami v podobe žíliet, niekedy spolu s antimonitom, staršie ferberity (tab. XI, obr. 1).

Ankerit

Ankerit tvorí prevažne shluky nepravidelného tvaru, niekedy tiež žilky pretínajúce kremeň. Zriedka býva kryštalograficky obmedzený. Malá časť kremeňa je mladšia ako ankerit. Hlavné vylučovanie ankeritu však nastalo

koncom vylučovacieho intervalu kremeňa a po ňom. V takýchto prípadoch možno pozorovať ankerit ako xenomorfnú výplň voľných priestorov medzi idiomorfnými kryštalkami kremeňa, prípadne ako preniká rozdrvenými partiami SiO_2 . Z rudných minerálov je antimonit obvykle mladší ako ankerit, ktorý býva antimonitom zatlačovaný.

Šelit

Tvorí zrná a kryštalky od 0,05 do 2,0 mm veľké, pričom rozmery pod 0,5 mm prevládajú. Ojedinele boli pozorované aj shluky šelitu až 2 cm dlhé pri šírke okolo 0,5 cm. Tieto sú však veľmi zriedkavé. Obvykle určujú tvar šelitov staršie prv vylúčené idiomorfné kryštáliky kremeňa (tab. XII, obr. 1). Boli však pozorované aj ojedinelé kryštalograficky obmedzené šelity. Tieto sú intenzívne korodované kremeňom (tab. IX, obr. 2). Celkom výnimočne bol tiež nájdený šelit v útržku okolnej horniny obklopenej žilným kremeňom.

Pomer šelitu ku kremeňom naznačuje, že nepatrná časť šelitov je staršia ako okolný kremeň. Väčšinou však vznikali súbežne s poslednými kremeňmi alebo aj po nich (tab. XII, obr. 1). Vzťah šelitu k ankeritu a antimonitu nemohol byť riešený priamym mikroskopickým porovnávaním, pretože v študijnom materiáli som ho nenašiel v bezprostrednom styku s nimi. Zvlášť zaujímavý by bol jeho pomer k ankeritu. Antimonit je mladší ako šelit, ako to vyplýva z celkového mikroskopického rozboru žilnej výplne. V jedinom prípade boli v šelite pozorované zatlačené reliktys vysokolomného bližšie neurčiteľného minerálu (tab. IX, obr. 2).

Farba šelitu je nažltkastá alebo hnedkastá. Býva viditeľný aj púhym okom, avšak pre toto jeho zafarbenie a prítomnosť podobného ankeritu v žilovine sa stáva jeho identifikácia istou iba pod mikroskopom, ak sa jedná o zrná malých rozmerov. Väčšie zrná a shluky šelitu sú však makroskopicky od ankeritu bezpečne rozoznateľné, najmä ak môžeme porovnávať oboch súčasne. Ankerit je žltkavejší, kým šelit sa vyznačuje viac pleťove ružovým odtieňom alebo farbou slonoviny. Ankerit má lesk sklený, kým šelit má lesk perleťový až diamantový. Rozdiel medzi oboma sa veľmi zdôrazní najmä po čiastočnej oxydácii, ktorá spôsobí, že sa ankerit potiahne hrdzavočervenou vrstvičkou limonitu, kým šelit si zachováva svoju ružovkastú farbu.

Ferberit

Ferberit je aj makroskopicky dobre viditeľný, keďže jeho zrná sú obvykle až niekoľko mm veľké. Je čiernohnedej farby s polokovovým leskom. Vyznačuje sa výbornou štiepatel'nosťou podľa (010). Kryštalografické obmedzenie je pomerne jednoduché: prevládajú pinakoidy s prizmou. Jednotlivé zrná a kryštalky tvoriajú často shluky a hniezda. Najväčšie pozorované shluky dosahovali dĺžku 2—3 cm pri šírke 0,5 až 0,7 cm. Vo výbrusoch je najčastejšie celkom opakný, iba na veľmi tenkých hranách presvitá červenohnedo.

Najčastejšie vystupuje uprostred žilného kremeňa. Bol tiež nájdený medzi žilným kremeňom a útržkami kryštalických bridlíc, ako aj uprostred antimonitu.

V kremeňi vytvára podobne ako šelit najčastejšie xenomorfnú výplň voľných priestorov (tab. X, obr. 2). Zriedkavejšie boly v ňom pozorované žilky kremeňa (tab. XI, obr. 1). Vznikal najmä s mladšou časťou kremeňa a tesne po nej. Najužšie vzťahy javí ferberit k šelitu, s ktorým býva veľmi často navzájom poprerastaný (tab. X, obr. 1). V niektorých prípadoch (tab. IX, obr. 1) vytvára drobné žilky vo ferberite. V iných opäť zatlačuje prv vylúčený ferberit (tab. XII, obr. 1, 2) od okrajov. Dosiaľ preštudovaný materiál neumožnil jednoznačné riešenie otázky vzájomného vzťahu oboch volfrámových minerálov, hoci mnohé skutočnosti hovoria za vznik šelitu po ferberite. Je však isté, že vzhľadom na ostatné hydrotermálne produkty genetické vylučovacie intervaly oboch minerálov stoja veľmi blízko. Priamy styk ferberitu s ankeritom nebol pozorovaný. Kde sa ferberit stýka s antimonitom, Sb_2S_3 býva mladší.

Antimonit

Antimonit je najmladším a kvantitatívne prevládajúcim rudným minerálom. Najčastejšie preniká rozdrvenými partiami kremeňa a ankeritu: obdobne bol nájdený vo ferberite. Najstaršia a pomerne nepatrná časť Sb_2S_3 sa z hydrotermálneho roztoku vylučovala súčasne s poslednými kremeňmi, hlavná masa však až po nich (tab. VIII, obr. 2). Translačné zdvojčatenie je u antimonitu časté. Javí tiež stopy tektonických pohybov, prejavujúcich sa jednak rozdrvením a vyvalcovaním, jednak pri menšej intenzite ohybom pôvodných individuí. Pri týchto deformáciách bývajú veľmi pekne zachované „tlakové tieňe“ v okolí zŕn SiO_2 alebo útržkov okolných hornín. V nich je antimonit vyvalcovaný avšak vcelku hrubozrnejší ako v okolných partiách pred tlakom menej chránených a preto rozdrvených v neobyčajne jemnozrnný usmernený agregát Sb_2S_3 .

Pyrit

Pyrit patrí k sporadicky vystupujúcim minerálom. Býva vtrúsený v žilnom kmeni, ako aj v antimonite. V časti žily „Rosabella“ s ferberitom nebol však pozorovaný vo väčších impregnáciách.

Chalkopyrit

Chalkopyrit je neobyčajne zriedkavý minerál paragenézy. Makroskopicky nebol zistený. Pri mikroskopickom rozbere bol najdený len celkom ojedinele v podobe zrníek niekoľko tisíc mm veľkých, ktoré boli vtrúsené v žilnom kmeni.

Zlato

V jedinom prípade bolo pozorované aj zrno rýdzeho zlata 0,03 mm veľké uprostred SiO_2 . Jeho vzťah k ostatným minerálom nemohol byť prirodzene stanovený. Au spektrálne bolo zachytené vo vzorke 8 (str. 92).

Sericit

Sericit patrí k pomerne častým minerálom žilnej výplne, aj keď jeho množstvo je nepatrné. Drobné šupinky bývajú roztrúsené v kmeni, do ktorého sa však čiastočne dostaly tiež z okolitých hornín.

CHEMIZMUS MINERÁLOV VOLFRAMITOVEJ SKUPINY

Minerály volframitového radu — ako ukázal Hess (1914) — tvoria súvislý sled so spojito sa miesiacim chemizmom. Čisté členy sú hübnerit so 100 % MnWO_4 a ferberit so 100 % FeWO_4 . Ferberity zpravidla obsahujú menšiu prímes MnWO_4 . Všetky minerály volframitovej skupiny sú monoklinické a vyznačujú sa obdobnými kryštalografickými tvarmi.

Tým prirodzene akékoľvek ostré oddelenie volframu od ferberitu a hübneritu na základe kritérií zistiteľných bez použitia chemických analýz sa stáva problematickým.

Tiež samotná klasifikácia podľa chemizmu musela siahnúť k umelým kritériám a Hess (1914) navrhol toto rozdelenie, ktoré sa dost' vžilo:

a) ferberit — monoklinický volfráman Fe. Obsah FeWO_4 od 100—80 %. MnWO_4 od 0—20 %,

b) hübnerit — monoklinický volfráman Mn. Obsah MnWO_4 od 100—80 %. FeWO_4 od 0—20 %,

c) volframit — monoklinický volfráman Fe, Mn. Obsah FeWO_4 medzi 20—80 %. Obsah MnWO_4 medzi 80—20 %.

Pre objasnenie chemickej povahy tunajšieho minerálu volframitovej skupiny boli zo žiloviny separované dva väčšie kryštáliky o celkovej váhe 0,95 g, ktorých analýzu vykonal V. D v o n ě v laboratóriu SÚÚG. Výsledok analýzy:

FeO	22,60 %
MnO	0,46 %
CaO	0,22 %
WO ₃	76,79 %
	100,07 %

Ďalej bola analýza prepočítaná podľa H e s s o v e j metódy, ktorý všetky volframitové minerály v širšom slova smysle považuje za smesi konečných členov izomorfného radu s hübneritom na jednej a ferberitom na druhej strane. Prípadné obsahy MgO, CaO, SiO₂ atď. v analýzach nepovažuje za vlastnú chemicky viazanú súčasť, ale za pochádzajúcu z mechanicky pri-miešaných iných minerálov.

V analýzach volframitu zo Spišskej bane bolo okrem FeO, MnO a WO₃ vykázané aj CaO. H e s s pri svojom prepočte radu hübnerit — ferberit prepočítava prípadne prítomné CaO na šelit, keďže ostatné Ca-minerály bývajú v paragenézach s volfrámovými minerálmi d'aleko menej časté ako CaWO₄.

Mikroskopický rozbor niektorých makroskopicky zdanlivo celkom homogénnych kryštálikov alebo shlukov ferberitu zo Spišskej bane skutočne ukázal, že tieto bývajú niekedy veľmi silno poprerastané CaWO₄ (tab. X, obr. 1, tab IX, obr. 1).

Preto CaO bol z analýzy vylúčený v podobe CaWO₄, ktorého obsah z celkovej vzorky činí 1,13 %.

Ďalej všetok MnO slúčením s príslušným množstvom WO₃ dal hübneritovú molekulu v množstve 1,96 % z pôvodnej vzorky. Ostávajúci WO₃ (74,38 %) by pre slúčenie na ferberitovú molekulu vyžadoval 23,09 % FeO. V analýze bolo však vykázané iba 22,60 %, čím sa prejavuje nedostatok 0,49 % FeO oproti teoretickému množstvu. Tento nedostatok zaiste nemôžeme pripísať zvláštnosti chemizmu analyzovaného minerálu. Jedná sa skôr o chybu v analýze, alebo je možné, že analyzovaný materiál už javil stopy oxydácie, ktorá sa prejavila vylúžením časti Fe.

Pre FeO stanovené analýzou (22,60 %) treba pre získanie čistého ferberitu 72,77 % WO₃. V skutočnosti bolo však zistené 76,79 % (čiže po odpo-

čítaní 0,91 % WO_3 pre CaWO_4 a 1,50 % pre MnWO_4 ostáva v skutočnosti k dispozícii 74,38 % WO_3). Po viazaní všetkého FeO javí sa teda ešte prebytok WO_3 v množstve 1,61 %.

Pri prepočte vzájomného percentného zastúpenia ferberitových molekúl s hübneritovými som vychádzal z druhej alternatívy, t. j. prebytku WO_3 .

Volfráman zo Spišskej bane podľa tohto obsahuje:

MnWO_4		2,01 %
FeWO_4		97,99 %
		100,00 %
čiže		
WO_3		76,32 %
FeO		23,21 %
MnO		0,47 %

Len málo odchylné hodnoty by sme dostali aj prepočtom podľa I. alternatívy. Podľa toho teda volfráman zo Spišskej bane patrí k ferberitom, a to ešte k jeho krajným, na Fe veľmi bohatým členom.

Pre porovnanie s minerálmi volframitovej skupiny z iných lokalít mal som k dispozícii asi 100 chemických analýz citovaných Hessom (1914) a Ahlfeldom (1932). Pozri tab. na str. 110.

Z nich bolivijské ferberity z lokalít Ancoraimes, Colpa-Colpa, Machacamarca — Uncia, sa vyznačujú pomerne vyšším obsahom MnO (o ca 3,5 %). Majú teda väčšiu prímes hübneritovej molekuly, čo je prirodzené keďže na niektorých lokalitách (Condeauque) vystupujú hübnerity spolu s ferberitmi.

Naproti tomu sa ferberit zo Spišskej bane svojím chemizmom veľmi blíži ferberitom zo štátu Colorado v USA, a to najmä z oblastí Boulder County, prípadne Gilpin County. Vzájomný pomer FeWO_4 ku MnWO_4 u ferberitu zo Spišskej bane je takmer shodný s ferberitom z Barker ranchu z okolia Nederlandu v Boulder County, Colorado (porovnaj pripojenú tabuľku). Tiež ferberit z Puy-les-Vignes (Lacroix 1910) sa vyznačuje obdobným složením.

STOPOVÉ ELEMENTY

Pre kontrolu žilnej výplne na obsah stopových elementov G. K u p ě o vykonal spektrálne analýzy. Výsledky analýz s kvantitatívnym odhadom príslušných množstiev udáva pripojená tabuľka.

		100—1,00 %	1,00—10 ⁻² %	10 ⁻² %	Po- známka
1.	Ferberit	Si Mn Fe W	Mg Al Ca Ti Sc Sb	Na Cr Ni Cu Mo Ba	Nb = O Ta = O
2.	Kremeň	Si Fe	Na Mg Al Ca Cu	B Ti Mn Ni Sb Ba Bi	
3.	Ankerit	Mg Si Ca Fe	Al Mn Sr Ba	Na Ti V Cr Ni Cu Sb Pb	
4.	Antimonit	Si Ca Fe Sb	Mg Al Ti Mn Cu Ag Ba W	Pb B Cr Ni Sr Bi	
5.	Žilovina	Al Si Fe Sb	Mg Ca Ti Cu Ag Ba Pb	B Na V Cr Mn Ni Ca	
6.	Žilovina	Al Si Fe Sb	B Na Mg Ca Ti Cu W Pb	Cr Mn Ni Ca Zr Ba	
7.	Žilovina	Al Si Fe Sb	Mg Ca Ti Mn Cu Ba	B Na Cr V Ca Sr Zr W Pb	
8.	Žilovina	Si Ca Fe Sb	Mg Al Cu Pb	Ti Cr Mn Ni Ag Ba Au	

Vzorky 1—6 pochádzajú z východnej časti žily „Rosabella“ nafárannej prekopom zo štólne „Viktor“. Vzorka 7 zo štólne „Rosabella“ a vzorka 8 zo štólne „August“.

Z analýz vyplýva, že prakticky všetky vzorky obsahujú: Si, Fe, Ca, Al, Sb, Cu, Ti, Mg, Ba, Mn.

Olovo je tiež všade prítomné, okrem ferberitu. Cr chýba iba v žilnom kremeň. Ni vo vzorke 7. Nátrium chýba vo vzorkách 4 a 8 a bór vo vzorkách 1—3, 8. Zr bol najdený iba vo vzorke 7, Sc vo vzorke 1, Bi vo vzorke 2, 4, Ag vo vzorke 4, 5, 8, V v 3, 4, 5 a Ga 5, 6, 7.

Zo vzácnejších prvkov sa Sc vyznačuje polomerom iónu 0,83 Å, t. j. celkom shodným s polomerom iónu Fe⁺² (0,83) a veľmi blízkym Mg⁺² (0,78), čo podmieňuje jeho kamufláž uvedenými prvkami v prírode. Spektrálna analýza odhalila jeho prítomnosť iba vo ferberite a naopak vzorky bohaté na Mg neobsahujú ani stopy Sc. Z toho by vyplývala kamufláž Sc železom vo ferberite.

Molybdén bol zistený tiež len vo ferberite. Na rozdiel od Sc však zastupuje vo ferberitovej mriežke časť W, čo mu geometricky veľmi vyhovuje (polomer iónu W = 0,68, Mo = 0,68).

Gálium býva v prírode najčastejšie kamuflované sulfidmi Fe^{+2} , Zn^{+2} , ako aj silikátmi Al^{+3} , Fe^{+3} . V analýzach vzoriek zo Spišskej bane Ga vystupuje vždy spolu s Al a Fe. Chýba však v čiste hydrotermálnych produktoch, ako sú ferberit, kremeň, ankerit a antimonit. Táto skutočnosť by nasvedčovala tomu, že Ga je pravdepodobne súčasťou okolných hornín a nie produktom hydrotermálnych procesov, ktorými ložisko vzniklo. Najpravdepodobnejšie zastupuje časť Al^{+3} v muskovitoch. Blízkosť polomerov iónov u Al^{+3} (0,57) a Ga^{+3} (0,67), ako aj analýzy muskovitov z iných lokalít by boli v súlade s týmto pojatím. Spektrálne analýzy muskovitov z okolia ložiska, ktorými by sa tento predpoklad mohol overiť, neboli však vykonané.

Zirkón pochádza výlučne z kryštalických bridlíc.

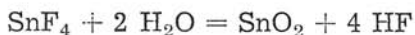
Za čiste hydrotermálne produkty treba považovať Pb, Ag, Bi, Au, z ktorých prvé tri sú v ložisku späté s antimonitom, zlato s SiO_2 .

Hlavné množstvá Ca, Sr, Ba sú bezpochyby viazané na ankerit hoci časť je rozptýlená aj v okolitých horninách.

Ostatné prvky sa vyskytujú v okolitých horninách, ako aj v produktoch hydrotermálnych procesov.

TRANSPORT VOLFRÁMU

Od dôb, keď Daubrée (1879) pôsobením plynného SnF_4 na H_2O pripravil v laboratóriu syntetický kasiterit, stala sa rovnica



bežnou súčasťou geologických prác, ktoré pojednávajú o ložiskách cínu a volfrámu. Ňou bol vysvetľovaný transport W a Sn z materského magmatu v podobe haloidných slúčenín a ich srážanie na rudných ložiskách. Mocnou oporou tejto teórie bolo, že skutočne prevažná väčšina ložísk W, Sn sa okrem rudných minerálov vyznačovala prítomnosťou nerastov, v ktorých mriežke význačné miesto pripadalo haloidom a bóru. Sú to najmä topas, turmalín, fluorit a apatit zväčša typickí pneumatolytickí sprievodcovia cínovca a volframitu. Daubréeov názor na transport a vylučovanie (Fe, Mn) WO_4 a SnO_2 sa stal taký vžitý, že bol akceptovaný pre všetky výskyty týchto minerálov bez ohľadu na detailnú analýzu paragenéz, v ktorých vystupovali.

Ďalší výskum však ukázal, že na mnohých ložiskách, najmä kremenných žilách, vystupujú v hojnej miere volframit lebo cíновец bez toho, že by boli sprevádzané niektorým z uvedených pneumatolytických minerálov. Extrakcia a transport W a Sn z magmy, ako aj ich srážanie na žilách

z fluoridov, chloridov alebo slúčením s bórom, stávaly sa tu problematickými a vynorila sa potreba dať do súladu skutočnosti získané terénnym a laboratórnym výskumom (najmä paragenetické asociácie a ich chemizmus) s chemizmom a fyzikálno-chemickými podmienkami volfrámových a cínových slúčenín.

V tomto smere *Tronquoy* (1912) vyslovil názor, podľa ktorého cín viazaný na alkalické sulfidy môže byť do rudných žíl transportovaný hydrotermálnymi roztokmi.

Jones (1925) naproti tomu predpokladá transport cínu v podobe sírnika alebo arzenidu. K tomuto názoru dospel štúdiom malajských cínovcových ložísk, kde kasiterit býva najčastejšie sprevádzaný pyritom a arzenopyritom, kým topas je pomerne zriedkavo a množstvu cínovca neúmerne zastúpený.

Stále spoluvystupovanie muskovitu s cínovcom na cínovcových ložiskách Ankoly (Juhozápadná Uganda) a nedostatok pneumatolytických minerálov uvedených prv viedlo *Coomba a Grovesa* (1932) k vysloveniu novej teórie na vznik tamajších ložísk. Autori sa domnievajú, že Sn bol prinášaný v podobe alkalického ciničitanu ($K_2O, SnO_2 \cdot 3H_2O$). Tento reagoval jednak s alumosilikátmi okolných hornín, od ktorých získal Al_2O_3 , jednak s kremeňom, čím vznikol muskovit s kasiteritom. Nedostatkom tejto teórie je, že sa neopiera o chemické analýzy muskovitu a sám *Groves* (1933) pripustil neskôr v ňom možnosť určitých obsahov fluóru.

Podľa *Gordona Williamsa* (1934) sa v náuке o rudných ložiskách vžily nie celkom skutočnosti zodpovedajúce názory na ľahko tekavé komponenty a ich význam pre koncentráciu kovových prvkov. V granitických magmách zaiste treba veľký význam pripísať extrakcii kovových prvkov ľahkotekavými složkami (najmä HF) azda v plynnom stave a ich koncentrácii vo zvyškovej magme, ako aj v doprave k okrajovým partiám materských magmatických telies. Avšak malý dôraz sa všeobecne kládol na rozpustnosť rúd v horúcich vodnatých roztokoch, ktorá je podstatne vyššia ako sa predpokladalo. Práve prostredníctvom nich vysvetľuje *Williams* ďalší transport volfrámu a cínu od okrajov batolitov.

Obdobný názor na genézu volframitových ložísk v Boulder County zastáva *Loving* (1941). Extrakcia kovov sa podľa neho diala z magmy najprv plynnou fázou s H_2O , Te, S a haloidmi W, ktorá bola neskôr kondenzovaná do hydrotermálneho roztoku. Vlastné vylučovanie rúd bolo už výsledkom hydrotermálnych procesov.

Zaujímavú teóriu na vznik rudných ložísk pri granitizačných procesoch vypracoval *Sullivan* (1948). Podľa nej kovové prvky sa nachádzajú rozptýlené v rôznych horninách Sialu, a to sedimentárneho, ako aj erup-

tívneho pôvodu. Výnimky netvorí ani volfrám s cínom. Oba prvky sa však vyznačujú odchylným polomerom iónov ($W^{+6}=0,67$, $Sn^{+4}=0,73$) od bežných prvkov granitických hornín ($Na^{+1}=0,98$, $K^{+1}=1,33$, $Ca^{+2}=1,01$, $Cl^{+3}=0,57$, $Si^{+1}=0,57$). V dôsledku toho nemôžu vstúpiť do mriežok minerálov, ktoré tvoria kyslé granity, čo má za následok, že sú „vypudzované“ z tej časti sialu, ktorej horniny boli už granitizačnými procesmi premenené na žuly. Tým nastáva zvýšená koncentrácia W a Sn práve v okrajových partiách granitických telies, ktoré vznikli pretavením hornín sialu a v ich najbližšom okolí.

Analýzou faktov pozorovaných na ložisku v Spišskej bani, ako aj výsledkov laboratórnych výskumov a ich porovnaním z toho času jestvujúcimi názormi na genézu volfrámových a antimonových rúd sa v ďalšom vymasnažíme objasniť genetické pomery uvedeného ložiska.

Po tejto stránke si najväčšiu pozornosť zasluhuje ferberit, pretože minerály volfrámovej skupiny sa vyskytujú od pegmatitov cez pneumatolytické ložiská až do hydrotermálnych ložísk. Tým sú prirodzene dané aj možnosti migrácie samotného volfrámu rôznymi spôsobmi. Jedným z nich je prínos W do ložiska plynnou fázou s fluórom, chlóróm alebo bórom.

Avšak minerály bohaté na tieto prvky sa na tunajších žilách nevyskytujú, ak odhliadneme od celkom ojedinelých nepatrných kryštálikov turmalínu, najdených v útržkoch sericitických fylitov obklopených žilným kremeňom. Jeho vznik nie je jasný; môže sa jednať o produkt látkovej migrácie v okolnej hornine počas jej metamorfozy, alebo je geneticky viazaný na žilnú výplň. Turmalinizácia okolia rudnej žily a vylučovanie turmalínu priamo v žilnom kremeňi neboly pozorované.

Ani samotné vystupovanie ferberitu nenasvedčuje jeho vzniku z plynnej fázy. Za takéhoto predpokladu by byly pravdepodobne splnené určité podmienky, ako napr.:

a) ferberit by tvoril impregnácie v okolnej hornine, keďže plyny sa vyznačujú neobyčajnou schopnosťou prenikať aj na pohľad kompaktnými horninami. Impregnácie okolitých hornín ferberitom však neboly pozorované.

b) Idiomorfne kryštáliky ferberitu by súmerne rástly z podložného i nadložného listu trhliny smerom do jej stredu. V skutočnosti však bývajú nepravidelne roztrúsené v kremeňi.

c) Idiomorfne vyvinuté kryštáliky ferberitu by nemohly vystupovať zôkol-vôkol obklopené hydrotermálnym kremeňom, prípadne antimonitom.

d) Okrem idiomorfne vyvinutých jedincov ferberit veľmi často tvorí xenomorfnú výplň voľných priestorov, do ktorých čnejú idiomorfne vyvinuté kryštáliky kremeňa.

e) Niektoré ferberity boli mladším kremeňom čiastočne resorbované a pozdĺž nich sa v kremeňi znovu vylúčil resorbovaný materiál v podobe drobných individuí. Táto skutočnosť svedčí o rozpustnosti ferberitu v hydrotermálnom roztoku a teda aj o možnosti jeho transportu takýmito roztokmi.

Všetky uvedené skutočnosti svedčia spolu proti vylučovaniu ferberitu z plynnej fázy na ložisku v Spišskej bani.

O druhom volfrámovom mineráli — šelite — platí zhruba to, čo bolo povedané o ferberite. Jeho pomer k SiO_2 je obdobný. Niekedy býva kremeňom silne korodovaný (tab. IX, obr. 2). Veľmi často však tvorí aj výplň voľných priestorov medzi kryštalograficky dobre vyvinutými kremeňmi (tab. XII, obr. 1). Korózne zjavy na šelite spôsobené hydrotermálnym kremeňom musíme taktiež považovať za dôkaz o možnosti transportu W hydrotermálnymi roztokmi. Ani v danom prípade nemôžeme teda šelit považovať za produkt reakcie plynnej fázy, ale spolu s ferberitom mu musíme pripísať hydrotermálny pôvod.

Z ďalších minerálov žilnej výplne si zmienku zasluhujú ešte ankerit, antimonit a kremeň, kým ostatné sú vcelku zriedkavé a pre posúdenie genézy málo významné.

O ankerite a formách jeho vystupovania už bola zmienka. Z nich vyplýval jeho hydrotermálny pôvod. Vznik za iných ako hydrotermálnych podmienok je nemysliteľný.

Podmienky vzniku antimonitu netreba bližšie rozoberať. Patrí k najmladším minerálom na rudnej žile a vznikol za pomerne nízkych teplôt z hydrotermálnych roztokov.

Kremeň by azda mohol vnieť určité pochybnosti čo sa týka podmienok, za akých vznikol. Preto mu bola v tomto ohľade venovaná zvýšená pozornosť. Jedná sa výlučne o β -kremeň vyžadujúci teploty pod 575°C pri svojom vzniku. Toto konštatovanie by, pravda, vôbec neprispelo k objasneniu otázky, či sa srážanie dialo z plynnej alebo kvapalnej fázy, keďže tepelný interval $0\text{--}575^\circ\text{C}$ zaujíma celý genetický interval hydrotermálnych ložísk, ako aj pneumatolytických. Vykonal som preto rad orientačných meraní na uzavreninách plynov a kvapalín, ktoré ukázaly, že vylučovanie kremeňa nastalo najmä v tepelnom intervale ca $120\text{ až }140^\circ\text{C}$, hoci niektoré kremene sa vyznačovali aj vyššou teplotou vzniku do ca 180°C . Jedná sa teda o nízkotermálny hydrotermálny kremeň.

Všetky prv uvedené skutočnosti spolu s týmto konštatovaním dokazujú, že ferberitovo-antimonitové zrudnenie v Spišskej bani vzniklo za nízkych teplôt, ktoré zodpovedajú epitermálnym ložiskám.

O teplotách, za akých vznikali vlastné volfrámové minerály, ferberit

a šelit, môžeme si utvoriť názor na základe ich vystupovania a vzťahov k ostatným minerálom paragenetického spoločenstva, najmä ku kremeňu. U najstarších ferberitov a šelitov musíme pripustiť možnosť vzniku za vyšších teplôt. Nie je však treba predpokladať značné zvýšenie, pretože hlavné obdobie vylučovania volfrámových minerálov sa krylo skôr s mladšou časťou genetického intervalu kremeňa. Za pomerne opodstatnené považujeme teploty do 180 °C. Málo pravdepodobné sú teploty v niektorých prípadoch nad 200 °C.

Tieto pozorovania svedčia proti prv všeobecne zastávanému názoru o vzniku volfrámových minerálov výlučne z plynnej fázy a za vysokých teplôt. Potvrdzujú naopak správnosť predpokladov niektorých autorov (Ahlfeld, Lovering a i.) o možnosti genézy nízkotermálnych až epitermálnych ložísk uvedených minerálov.

Najzriedkavejším komponentom nízkotermálnej paragenézy z ložiska „Rosabella“ je v tomto ohľade bezpochyby šelit, minerál považovaný za typický pre kontaktné, pneumatolytické a vysokotermálne ložiská. Fyzikálno-chemické podmienky vzniku šelitu nie sú však dosiaľ natoľko prebádané, že by sme mohli s istotou vylúčiť možnosť jeho vzniku z hydrotermálnych roztokov nižších teplôt. Platí to tým skôr, pretože sú známe aj prípady, kde šelit sa vylučoval súčasne s antimonitom, ako je tomu na ložisku „Ascension“ v oblasti Condeauque v Bolívii (Ahlfeld, 1938).

Je vôbec veľmi zaujímavé sledovať tiež jednotlivé minerály volframitovej skupiny (hübnerit, volfrámit a ferberit) na rôznych hydrotermálnych a pneumatolytických ložiskách.

Podľa názorov zastávaných t. č. v západnej literatúre je typickým minerálom vysokotermálnych až pneumatolytických paragenéz volfrámit. Krajné členy hübnerit a ferberit sú naopak význačné pre nižšiu termálnu oblasť.

Najnovšie výskumy sovietskych pracovníkov (Izvestija, 1950) však ukázali neudržateľnosť takéhoto pojatia. Podľa nich sa v chemizme minerálov volframitovej skupiny musí odrážať chemizmus prostredia, z ktorého sa tieto vytvorili. Teda určujúcim faktorom nemôže byť iba samotná teplota, ale celkový geochemický ráz príslušnej metalogenetickej provincie.

Toto konštatovanie má nielen teoretický, ale aj d'alekosiahly praktický význam. Prv sa totiž nafaranie ferberitu pod volfrámitom považovalo za neklamný dôkaz rýchleho vyhľuchnutia ložiska. V svetle nových pojatí to však značí iba zmenu chemizmu, nositeľa volfrámu, pričom ekonomický význam tejto zmeny nemusí byť negatívny.

Štúdium ložiska v Spišskej bani nemôže prispieť k jednoznačnému riešeniu otázky rozloženia minerálov volframitovej skupiny, pretože nie je v rozpore ani s jednou z uvedených teórií. Ferberit tu vznikol bezpochyby

za nízkých teplôt. Jeho chemizmus je však prirodzene v dokonalej shode s chemizmom hydrotermálneho roztoku. Svedčí o tom chýbanie mangánových minerálov v paragenéze a naopak hojné zastúpenie ankeritu, čo spolu so sporadickým pyritom dokazuje určitý obsah Fe v hydrotermálnom roztoku.

POVAHA HYDROTERMÁLNYCH ROZTOKOV

Na charakter hydrotermálnych roztokov môžeme najlepšie usudzovať podľa stôp, ktoré tieto zanechali v ložisku samotnom a jeho okolí. Sú to:

- a) premena okolitých hornín,
- b) výplň rudných žíl.

a) Z premien okolitých hornín boli pozorované sericitizácia a karbonizácia. Sericit býva všeobecne považovaný za typický produkt alkalických roztokov. Toto tiež potvrdil jeho syntézou z alkalických roztokov v laboratóriu Noll (1936). To isté možno povedať o karbonátoch.

b) Na výplni rudnej žily sa zúčastňujú najmä kremeň, antimonit, ankerit, ferberit a šelit.

Alkalické roztoky sú dnes všeobecne považované za nositeľov Sb_2S_3 . O ankerite sme sa už zmienili a konštatovali tiež možnosť alkalického charakteru roztokov, z ktorých sa vylučuje.

Problematickejší je kremeň, keby sme sa naň dívali osamotene, bez ohľadu na paragenézu, v ktorej vystupuje, a zistenú sukcesiu minerálov. Avšak mikroskopický rozbor jednoznačne aj tak odhalí povahu materských roztokov. Vo výbrusoch totiž často pozorujeme na rezoch kremeňom zónárnu stavbu, ktorá je podmienená nerovnomerným rastom kryštálikov a zdôrazňovaná rôznou hustotou likvidných a plynných uzavrenín. Nechýbajú ani drobné šupinky sericitu, koncentrované na kryštalografických plochách kremeňa. Sericit sa behom rastu kryštálikov SiO_2 mohol prípadne viackrát koncentrovať, takže nastalo viackrát obalenie rastúcich kryštálikov kremeňa sericitom.

Sericit sa v rudnej žile prirodzene vylučoval súčasne (aj keď v malých množstvách) s kremeňom, čo možno opäť považovať za dôkaz o alkalickom charaktere rudonosných roztokov za vylučovania kremeňa. Možnosť takéhoto vzniku bola tiež mnohokrát preukázaná laboratórnou syntézou SiO_2 .

FeS_2 je známy v dvoch modifikáciách, ako markazit, ktorý charakterizuje kyslé prostredie a pyrit alkalické prostredie. V Spišskej bani bol pozorovaný iba pyrit.

Pre ložisko a jeho najbližšie okolie je vôbec príznačné, že tu celkom chýbajú minerály kyslých roztokov a naopak všetky okolnosti nasvedčujú ich alkalickej povahe.

Výskumy teda poukázaly vedľa nízkej teploty aj na alkalický charakter hydrotermálnych roztokov, z ktorých vzniklo ložisko „Rosabella“.

Že tieto skutočne môžu byť nositeľom aj volfrámu, svedčí z prístupnej literatúry najmä článok Lindgrena (1922), ktorý sa zaoberá recentnými uloženinami termálneho prameňa blízko Uncie v Bolívii. Prameň teplý okolo 60 °C obsahuje NaCl, H₂S, CO₂. Kompletnú analýzu autor neuvádza.

Okolo prameňa vznikly mohutné uloženiny, ktoré pozostávajú prevažne z vápenného tufu, striedajúceho sa so slabšími polohami hnedavého opálu.

Opál, ako aj vápenný tuf obsahujú hniezda a šošovky mangánových oxydov (psilomelan) s barytom a kalcitom. Zaujímavosťou týchto uloženín je, že je v nich prítomné 0,5—4 % WO₃. Množstvo W je úmerné množstvu Mn, čo svedčí o ich spoločnom srážaní. Chalkografický výskum ukázal iba prítomnosť psilomelanu s koloidálnou štruktúrou a chýbanie vlastných volfrámových minerálov, takže aj W treba považovať za rozptýlený koloid sražený spolu s mangánom.

Z mineralogického zloženia sintru: kalcit, baryt, psilomelan (s volfrámom), opál, Lindgren usudzuje na paragenézu: kremeň, kalcit, baryt, rodochrosit a šelit alebo hübnerit vo väčších hĺbkach, kde už koloidy nemajú priaznivé podmienky vzniku.

Obdobný výskyt volfrámu viazaného na oxydy mangánu tvoriace hniezda vo vápencovom tufe popísal z okolia Golcondy v Nevade Penrose, jr. (porov. Lindgren, 1922).

Sintrove sedimenty alkalických termálnych prameňov typu NaCl od Uncie a Golcondy sa vyznačujú z kovov pomerne vysokým obsahom Mn a W. Chýbajú v nich však sulfidy.

Ložisko v Spišskej bani naproti tomu má veľmi malý obsah Mn a mnoho sulfidov, z ktorých kvantitatívne ďaleko prevláda Sb₂S₃.

Ak medzi termálnymi prameňmi typu NaCl hľadáme analogický typ chemizmu, pokiaľ sa týka antimonitu a jalovinných minerálov, tu si zasluží pozornosť prameň od Steamboat Springs v Nevade (Clarke, 1911). Je 85 °C teplý a obsahuje voľný H₂S s CO₂. Vytvára sintrový sediment, ktorý pozostáva prevažne z SiO₂, a to buď vo forme chalcedónu, alebo drobnokrýštalického kremeňa. Vedľa partii z čistého SiO₂ vystupujú polohy SiO₂ premiešaného CaCO₃. Známy sa stal predovšetkým svojim obsahom sulfidov antimónu, arzenu, ortuti, olova a medi, ako aj stopami zlata, striebra, zinku, mangánu, niklu a kobaltu.

Z nich Sb₂S₃ se sráža v podobe amorfného metastibnitu miestami v takom množstve, že sfarbuje sinter do červena. Lindgren (1923) našiel

aj drobné kryštálíky antimonitu sdružené s opálom a pyritom alebo mar-
kazitom.

Teda v určitom smysle jestvuje značná shoda medzi chemizmom recent-
ných sintrových usadenín zo Steamboat Springs na jednej strane a ložis-
kom „Rosabella“ v Spišskej bani na strane druhej. Rozdiel tkvie najmä
v úplnom chýbaní volfrámu v Steamboat Springs. Poukázal som však na
možnosť transportu volfrámu alkalickými termálnymi vodami typu NaCl
príkladmi z Uncie a Golcondy.

Uvedené skutočnosti sú v súlade s vývodmi dedukovanými z mikrosko-
pického štúdia ložiskovej výplne a premien okolných hornín. Nasvedčujú
tomu, ako aj všetky ostatné okolnosti, že antimonito-volfrámové
ložisko v Spišskej bani vzniklo z alkalických hydro-
termálnych roztokov. Teplota vzniku zodpovedala
epitermálnym ložiskám. Vylučovanie minerálov (ferberit, šelit
a kremeň vrátane) sa dialo priamo v kryštalickej forme a neprechádzalo
cez koloidálne štádium, ako o tom svedčí ich vývoj a akékoľvek chýbanie
relikov niekdajších gelov.

PARALELIZÁCIA S OBDONNÝMI LOŽISKAMI

Okrem Spišskej bane v celom Spišsko-gemerskom rudohorí nebolo dosiaľ
zistené obdobné antimonitovo-ferberitové zrudnenie. Predstavuje nám teda
metalizáciu, ktorá stojí celkom osamotená, ak máme na mysli volfrámové
minerály. Druhou časťou svojej paragenézy — sulfidmi a karbonátmi
vedľa SiO_2 — je však veľmi úzko spätá s ostatnými sulfidickými a karbo-
nátovými ložiskami Spišsko-gemerského rudohoria. Je súčasťou známeho
antimonitového zrudnenia, ktoré sa tiahne od Betliara na západe do okolia
Poproče na východe v úhrnnej dĺžke ca 28 km. Pritom však zrudnenie nie
je súvislé, lež predstavuje rad žíl alebo šošoviek oddelených od seba jalo-
vými partiami a dislokáciami. Avšak v nijakej z nich ferberit ani šelit ne-
boly dosiaľ najdené.

Márne som sa snažil v prístupnej literatúre nájsť aspoň zmienku o ob-
dobnom zrudnení z Álp stojacích celkovou geologickou stavbou a ložiskami
najbližšie Spišsko-gemerskému rudohoriu.

Známe ložiská volfrámu v Krušných horách v severozápadných Čechách
majú celkom odlišný typ. Patria k bežným pneumatolytickým až hypoter-
málnym ložiskám, kde k volfrámu sa často družia najmä obvyklé pneuma-
tolytické minerály tejto formácie. Antimonit pritom celkom chýba.

Ferberity s chalcedónom geofáz I—K sú známe tiež zo Sovietskeho svazu.

Pravdepodobne sa však jedná o paragenézy bez antimonitu (srv. F e r s m a n, 1939).

Obdobné mezo- až epitermálne ložiská ferberitu sú hojné v Colorade najmä na okolí Nederlandu (Loomis, 1937, Lovering, 1941, Hess, 1914). Parageneticky sú však odchylné od výskytu v Spišskej bani, aj keď niektoré žily sú silne sulfidické. Sú to však ložiská s ferberitmi po chemickej stránke najbližšie stojacimi ferberitom zo Spišskej bane, ako bolo uvedené v stati o chemizme minerálov volframitovej skupiny.

Jedinou oblasťou, kde na pomerne rozsiahlom území vystupujú početné ložiská parageneticky sa blížiace k ložisku v Spišskej bani, je Bolívia. Staly sa známymi najmä vďaka početným A h l f e l d o v ý m prácam.

V Bolívii sa volfrám koncentroval na ložiskách dvojakého typu: blízko apikálnych častí granitických až granodioritických intrúzií a na epitermálnych ložiskách s antimonitom, u ktorých obvykle nie je pozorovateľná väčšia priestorová závislosť od erupzív.

Prvý typ sú vysokotermálne ložiská, ktoré sa líšia od obvyklého vývoja iba zvýšenou koncentráciou sulfidov. Sú rozšírené najmä v severnej časti metalogenetickej provincie a po hospodárskej stránke sú dôležitejšie.

Ložiská volfrámových minerálov s antimonitom majú menší praktický význam, hoci niektoré z nich taktiež poskytli značné zásoby volfrámu. Podľa A h l f e l d a všetky tieto ložiská sú geneticky späté s hlavnou orogenetickou epochou andskej sústavy a vznikly pravdepodobne v miocéne.

A h l f e l d tu okrem iných odlíšil tieto paragenézy:

1. A n t i m o n i t, f e r b e r i t, k r e m e ň zastúpené najmä na ložiskách:

a) Colpa-Colpa v provincii Yura, kde 2 cm žilka SiO_2 s Sb_2S_3 je sprevádzaná 2—3 cm mocným kusovým ferberitom. Antimonit a ferberit sú rovnako staré.

b) Finka-Oploca a Oro Ingenio neďaleko Tupize. Antimonit s ferberitom navzájom prerastnuté vystupujú v kremenných žilách.

c) V Calacalani bola tiež zistená rudná žilka s rovnakou paragenézou.

2. F e r b e r i t, a n t i m o n i t, k r e m e ň, b a r y t sú známe z lokalít Lequepalca a Quimsa Coya.

3. A n t i m o n i t, f e r b e r i t, k r e m e ň, p y r i t. Paragenéza je typická pre ložiská:

a) La India (asi 40 km juhových. od Uncie). Hniezda a šošovky antimonitu sú tu pretáaté mladšími kremennými žilkami s ferberitom a málo pyritom.

b) Calacalani. Pyrit je tu hojný, najmä v hlbších partiách ložiska. Miestami tvorí pseudomorfozy po pyrhotíne, naznačujúce vyššie teploty hydro-

termálnych roztokov. V takýchto miestach chýba ferberit. Je tu tiež viac kremenných žíl s ferberitom.

Na prieseku antimonitovo-ferberitovej žily s kremeňom so sideritickou žilou vznikly väčšie koncentrácie ferberitu metasomatickým zatlačením FeCO_3 .

4. Antimonit, ferberit kremeň, pyrit, baryt, geokronit. Paragenéza je reprezentovaná ložiskom Ancoraimes.

5. Složitejšie genetické pomery boli zistené na ložiskách:

a) Juliána, severne od Condeauque, kde vystupujú tri generácie minerálov:

1. gen. — ankerit s malým množstvom barytu,

2. gen. — pyrit, šelit a kremeň, ferberit, sfalerit; posledné dva v podradných množstvách.

3. gen. — dolomit, opál a chalcedón.

b) Salvadora. Tu na antimonitových žilách vystupujú shluky šelitu s ferberitom. Paragenéza: šelit, prerastený turmalínom, ferberit, kremeň, pyrit, sfalerit, antimonit.

Všetky uvedené ložiská javia určité analógie s výskytom na žile „Rosabella“ v Spišskej bani. Ložiskám uvedeným pod 1 chýba najmä ankerit. Ložiská pod 2 sa okrem toho vyznačujú prítomnosťou pyritu, ktorý je v Spišskej bani sporadickým minerálom. Dost' obdobným minerálnym obsahom sa vyznačuje ložisko Calacalani. Genéza je tu však trochu odchyľnejšia ako v Spišskej bani, miesto ankeritu zaujímá siderit.

Ankerit sa vyskytuje iba na ložisku Juliána, ktorého paragenéza však koncom druhej generácie a v tretej generácii minerálov javí oproti Spišskej bani veľké odchyľky.

Pomerne najväčšia shoda je po paragenetickej stránke medzi Spišskou baňou a ložiskom Salvadora až na to, že v poslednom je navyše sfalerit s turmalínom a chýba ankerit.

Parageneticky by ložisko „Rosabella“ napriek týmto odchyľkam veľmi dobre zapadalo do rámca uvedených bolivijských ložísk, s ktorými má veľmi mnoho spoločných rysov.

Bolivijské ložiská W — Sb sa vyznačujú rýchle vykliňujúcim zrudnením v horizontálnom aj vertikálnom smere, alebo volfrámové minerály tvoria hniezda a shluky uprostred antimonitových ložísk. Rovnaký nepravidelný hniezdovitý charakter ferberitovej mineralizácie možno očakávať aj pri prípadnom sledovaní žily „Rosabella“. Pritom však intenzita volfrámového zrudnenia bude nepochybne podstatne nižšia ako u bolivijských ložísk, čo vyplýva aj z celkového nedostatku volfrámo-cínovcových ložísk obvyklého typu v metalogenetickej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

Ložisko „Rosabella“ parageneticky predstavuje veľmi vzácny typ anti-monitovo-volfrámových ložísk známych dosiaľ iba z Bolívie. Volfrám je viazaný na dva minerály: na Fe extrémne bohatý ferberit a šelit. V kremej žilovine k obvyklým minerálom patria antimonit a ankerit. Pyrit vystupuje podradne. Veľmi zriedka a len mikroskopicky bol zistený chalkopyrit a rýdze zlato.

Ložisko je epitermálne a vzniklo z hydrotermálnych roztokov alkalickéj povahy. Geneticky je späté so svrchnokriedovou (?) intrúziou gemeridného granitu.

*Slovenský ústredný ústav geologický
v Bratislave*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Ahlfeld F., 1932: Über die Verteilung des Wolframs in der bolivianischen Metallprovinz. ChE. VII. Jena.
- Ahlfeld F., 1938: Epithermale Wolframlagerstätten in Bolivien. NJMGP 74 A. Stuttgart.
- Ahlfeld F., 1941: Zoning in the Bolivian tin belt. EG XXXVI, 6. Lancaster.
- Betechtin A. G.—Bilibin J. A., atď. 1950: Rozvitie nauky o rudných mestoroždeniach v gody stalinských pätiletok. IAN SSSR, Ser. Geol. 1. Moskva — Lenin-grad.
- Betechtin A. G. 1946: Kurs mestoroždenij poleznych iskopaemych. Moskva.
- Clarke F. W., 1911: Data of Geochemistry. Washington.
- Coombe A. D.—Groves A. W., 1932: The Geology of South-West Ankole. MGS 11. Uganda.
- Daubrée A., 1879: Études synthétiques de Géologie expérimentale. Paris.
- Fersman A. E., 1939: Geochimija. Leningrad.
- Gordon W., 1934: The Genetic Significance of some Tin-Tungsten Lodes in Stewart Islands, New Zealand. EG XXIX, 1. Lancaster.
- Graton L. C., 1940: Nature of the ore-forming fluid. EG XXXV. Lancaster.
- Groves A. W., 1933: The Ankole Tinfield of South-West Uganda. Mining Magaz. XLVIII.
- Hess F. L.—Schaller W. T., 1914: Colorado ferberite and the wolframite series. U. S. GSB 583. Washington.
- Jones W. R., 1925: Tinfields of the World. London.
- Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemeríd. GS I, 1. Bratislava.
- Lindgren W., 1922: A recent deposit of a thermal spring in Bolivia. EG XVII, 3. Lancaster.
- Lindgren W., 1933: Mineral deposits. New York — London.
- Loomis F. B., 1937: Boulder County tungsten ores. EG 32. Lancaster.
- Lovering T. S., 1941: The origin of tungsten ores of Boulder County, Colorado. EG XXXVI, 3. Lancaster.

- Noll W., 1936: Synthese von Montmorilloniten. ChE 10. Jena.
 Ramdohr P., 1950: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
 Rozložník P., 1912: Montangeologische Verhältnisse von Aranyida. MJVGA XIX. Budapest.
 Schneiderhöhn H.—Ramdohr P., 1931: Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin.
 Schönerberg R., 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpäthen). ZDGG 99. Berlin.
 Simmons W. C., 1932: Doplnok k práci Coombe—Grovesa. MGS 11. Uganda.
 Sullivan C. J., 1948: Ore and granitization. EG XLIII, 6. Lancaster.
 Termier H., 1950: Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmes (Maroc Central). SGNM 82. Rabat.
 Tronquoy M. R., 1912: Contribution à l'étude des gîtes d'étain. BSM 5. Paris.

Vysvetlivky skratiek

- BSM — Bull. de la Soc. Franc. Min. Paris.
 EG — Econ. Geol. Lancaster.
 GS — Geologický sborník. Bratislava.
 GSB — Geol. Surv. Bull. Washington.
 ChE — Chemie d. Erde. Jena.
 IAN — Izvestija Akad. Nauk SSSR. Moskva — Leningrad.
 MJUG — Mitteilungen a d. Jahrb. d. kgl. Ung. geol. Anstalt. Budapest.
 MGS — Mem. geol. Survey. Uganda.
 NJMP — Neues Jahrbuch f. Min. Geol. u. Pal.
 SGNM — Serv. Géol. Notes et Mémoires. Rabat.
 ZDGG — Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Bonn.

ЯН КАНТОР

О ВОЛЬФРАМЕ АНТИМОНИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, НАХОДЯЩЕГОСЯ БЛИЗ ПОСЕЛКА СПИШСКА БАНЯ К ЮГО-ЗАПАДУ ОТ СЕЛ. МНИШЕК-НАД-ГНИЛЦЕМ

(Табл. VII—XIII)

Вольфрам относится к чрезвычайно редким элементам металлогенических областей Словакии. Его присутствие было отмечено в окрестностях г. Пезинок и сел. Пернек в Малых Карпатах, где был найден вольфрамсодержащий шеелит в кварцевых жилах с пиритом и антимонитом (Котта — Фелленберг 1862, Леонгард 1843). Более точных сведений об этом месторождении нет.

Шёненберг (1949) упоминает о находке вольфрамита близ поселка Спишска Баня, но подробностей не сообщает.

В настоящей работе я описываю некоторые наблюдения, сделанные мной в Спишской Бани при детальном изучении этого чрезвычайно интересного с парагенетической точки зрения оруденения.

Окрестности Спишской Бани образованы комплексами довольно монотонных горных пород. Представлена дрнавская серия (Кутан 1950), состоящая главным образом из филлитовых пород (серицитовые, серицито-хлоритовые, графитовые и песчанистые филлиты) с прослойками эпикварцитов. В незначительном количестве в ней находятся также радиоляриты с кристаллическими известняками частично анкеритизованными. Кроме того здесь имеется комплекс изверженных пород — кварцевых порфиров с пирокластическим материалом, — превратившихся под влиянием метаморфизма в порфиroidы. Вдоль контакта порфиroidов с породами дрнавской серии близ высоты 528 м находится интрузивное тело более молодого габбродиорита.

Породы этих двух эпиметаморфизованных серий интенсивно сложены в складки. Их залегание свидетельствует о том, что здесь имели место сильные тектонические процессы. Простираие слоев и сланцеватость преимущественно восточно-западного направления, падение крутое, $60-80^\circ$ к югу и юго-востоку.

Антимоновое оруденение окрестностей сел. Спишка Баня является частью известной антимонитовой зоны, которая тянется от сел. Бетлиар к сел. Попроч. В руднике Спишской Бани наблюдаются две жилы: главная жила и жила „Розабелла”.

Вольфрам был обнаружен пока что только в жиле „Розабелла”. Это кварцевая жила мощностью в 0,2—0,3 м, в которой находится множество обломков околосильных темных графитовых филлитов. Главным рудным минералом является антимонит, из-за которого верхние части жилы были вскрыты уже в давнишние времена. Вольфрам содержится в двух минералах: ферберите и шеелите. Ферберит относится к крайним, богатым железом членам изоморфного ряда. По своему химическому составу он близок главным образом фербериту Булдер Каунти в Колорадо (срав. табл. стр. 110). Также как шеелит, он образует идиоморфные кристаллики или — чаще — зерна и скопления, заполняющие пустоты, в которых наблюдаются идиоморфные кристаллики кварца.

В массе, заполняющей пустоты, довольно часто встречается анкерит. Местами можно обнаружить слабые пиритовые импрегнации в жильном кварце и в антимоните.

Чрезвычайно редко и только в микроскопических частицах попадает халькопирит и самородное золото.

Кварц всегда кристаллический и содержит много включений. Генетически он является самым старшим минералом жилы. Небольшая часть кристаллов ферберита и шеелита старше, чем SiO_2 более позднего образования. В большинстве случаев эти минералы выделялись вместе с последними порциями кварца или тотчас после них. В небольшом количестве антимонит образовывался в конце периода, когда выделялся кварц, главная его масса — после. Антимонит обычно моложе ферберита, кварца и анкерита.

Жильный кварц образовался в условиях низких температур. Предварительное изучение включений показывает, что это происходило в интервале $120-180^\circ\text{C}$. Температура и последовательность выпадения минералов свидетельствует о том, что антимонитово-вольфрамовое оруденение жилы „Розабелла” эпитеpмальное. Гидротермальные растворы были щелочные.

Констатированный здесь парагенезис является чрезвычайно редким. Судя по литературе, имевшейся в моем распоряжении, точно такой парагенезис был описан лишь из месторождений Боливии, с которыми (в частности с место-

рождением Сальватор) рудное скопление жилы „Розабелла” имеет много общего. Содержание WO_3 значительно выше на боливийских месторождениях.

Генетически оруденение района Спишской Бани связано с верхнемеловой интрузией гранита гемерид.

Перевод со словацкого В. Андрусовой

*Словацкий центральный научно-исследовательский геологический институт,
Братислава*

Объяснение таблиц VII — XIV

- Табл. VII, фиг. 1. Идиоморфный кристалл ферберита в антимоните
 Фиг. 2. Кремнистая жильная порода (белое) с ферберитом (черное), антимонитом (густая штриховка) и обломками темных сланцев (точками). Вдоль нижнего края сплошная оторочка (точками), состоящая из раздробленных сланцев и кремня. Редкая штриховка — части жильной породы, не находящиеся в плоскости шлифа. Нат. вел. Рис. Пухого.
- Табл. VIII, фиг. 1. Жильный кварц с обломками вмещающих пород (ц). Влево в нижней части шлифа ферберит (fe), заполняющий пустоту, стенки которой усеяны идиоморфными кристалликами кварца. Николи не совсем скрещены. $\times 22$. Фото Кантора.
- Фиг. 2. Антимонит (Sb), образующий оторочку вокруг кристаллографически ограниченного кварца (серый цвет разных оттенков). Наверху налево поперечное сечение кристалла кварца с зональной структурой, обозначенной разным количеством включений Анкерит (а) замещается антимонитом. Николи +. $\times 13$. Фото Кантора.
- Табл. IX, фиг. 1. Ферберит (черное) с мелкими включениями и жилками шеелита (серое). Оба минерала заполняют пустоту, стенки которой усеяны идиоморфными кристалликами кварца (светлосерое до белого) с мелкими включениями жидкостей и газов. Неправильные белые участки среди ферберита — дыры. Николи параллельны. $\times 44$. Фото Кантора.
- Фиг. 2. Идиоморфный кристалл шеелита, корродированный кварцем (светлосерое до черного). Шеелит содержит реликтовый минерал, который не удалось определить. Николи +. $\times 120$.
- Табл. X, фиг. 1. Проращение шеелита (серое) и ферберита (черное) в жильном кварце (белое). Николи параллельны. $\times 140$. Фото Кантора.
- Фиг. 2. Ферберит (черное), заполняющий друзовую пустоту, стенки которой усеяны идиоморфными кристалликами SiO_2 . Влево от центра маленький обломок филлита. Николи немного скрещены. $\times 50$. Фото Кантора.
- Табл. XI, фиг. 1. Ферберит (светлосерое), пересеченный жилками, образованными кварцем (Si) и антимонитом (Sb). Полированный шлиф. $\times 150$. Фото Кантора.

- Фиг. 2. Идиоморфный кристалл кварца (темносерое), включенный в ферберит (серое) и антимонит (белое). Sb_2S_3 моложе $FeWO_4$. Полированный шлиф. $\times 65$. Фото Кантора.
- Табл. XII, фиг. 1. Жильный кварц (серое разных оттенков) с шеелитом (Sch), замещающим ферберит (Fe). Шеелит содержит идиоморфные кристаллики кварца (налево от центра шлифа). Над ними видны иголки антимонита (черное). Николи слегка скрещены. $\times 44$. Фото Кантора.
- Фиг. 2. Шеелит (Sch) с реликтами ферберита (черное) среди SiO_2 . Вокруг шеелита оторочка из ферберита, которая проходит, не прерываясь, через разные зернышки кварца. Реликтовая структура. Николи слегка скрещены. $\times 44$. Фото Кантора.
- Табл. XIII, фиг. 1. Антимонит с зернышками кварца (внутренние рефлексy). Полированный шлиф. Николи +. $\times 145$. Фото Кантора.

JÁN KANTOR

ÜBER WOLFRAM IN DER ANTIMONITLAGERSTÄTTE SPIŠSKÁ BAŇA, SÜDWESTLICH VON MNÍŠEK NAD HNILCOM

(Tafel VII—XIII)

Wolfram gehört zu den ausserordentlich seltenen Elementen in den metallogenetischen Zonen der Slowakei. Bisher wurde es in der Umgebung von Pezinok und Pernek in den Kleinkarpathen gefunden, und zwar in der Form von Scheelit auf den Quarzgängen mit Pyrit und Antimonit (Cotta—Fellenberg, 1862; Leonhard, 1843). Ausser der kurzgefassten Erwähnung ist hinsichtlich dieses Fundes nichts näheres bekannt.

Schönenberg (1949) erwähnt Wolframit aus Spišská baňa, aber ebenfalls ohne sich damit näher zu befassen.

Der Autor studierte eingehender den Fund in Spišská baňa und führt einige Beobachtungen über diese paragenetisch ausserordentlich interessante Vererzung an.

Die Umgebung von Spišská baňa ist in geologischer Hinsicht von Komplexen verhältnismässig eintöniger Gesteine aufgebaut. Vor allem ist es die Drnava Serie (Kuthan 1950), welche überwiegend aus phyllitischen Gesteinen besteht (serizitische, serizitisch-chloritische, graphitische und sandige Phyllite) mit Epiquarziteinlagen. In geringem Masse sind in ihr Radiolarite mit teilweise ankeritisierten krystallinischen Kalksteinen vertreten.

Ferner ist hier ein Komplex eruptiver Gesteine ausgebildet — Quarzporphyre mit pyroklastischem Material, die in Porphyroide metamorphisiert sind. Den Berührungstellen der Porphyroide mit den Gesteinen der Drnavaer-Serie entlang drang in der Nähe der Kote 528 jüngerer Gabbrodiorit ein.

Die Gesteine der beiden epimetamorphierten Serien sind intensiv gefaltet und tektonisch beansprucht. Die Richtung der Schichten und der Schieferung ist überwiegend ost-westlich mit steilem Fallen von $60-80^\circ$ gegen Süden und Südosten.

Die antimonitische Vererzung in Spišská baňa ist ein Bestandteil des bekannten An-

timonitstreifens, welcher sich von Betliar bis Propoč zieht. In Spišská baňa selbst besteht er im Wesentlichen aus zwei parallelen Gängen: dem Hauptgange und dem Gange „Rosabella“.

Wolfram wurde bisher nur in der Lagerstätte „Rosabella“ festgestellt. Es ist ein quarziger Gang durchschnittlich 0.2—0.3 m mächtig mit einer Menge von Bruchstücken der angrenzenden dunklen Graphitphylite. Das Haupterzmineral ist der Antimonit, wegen welchem man früher den Gang in den oberen Teilen verfolgte. Wolfram ist an zwei Minerale gebunden: Ferberit und Scheelit. Der Ferberit gehört zu den äusseren, an Fe sehr reichhaltigen Gliedern, welche einen — hauptsächlich den Ferberiten aus Boulder County in Colorado (USA) ähnlichen — Chemismus haben (vergl. die Tafeln a. d. Seite 110). Er bildet — ähnlich dem Scheelit — entweder idiomorphe Krystalle, oder, am häufigsten, Körner und Ausfüllungen von Hohlräumen, in welche idiomorph ausgebildete Quarzkryställchen hineinragen.

Verhältnismässig häufig ist in der Gangausfüllung Ankerit. Pyrit bildet lokal sehr schwache Impregnationen sowohl im Quarz, als auch im Antimonit.

Sehr selten und nur mikroskopisch wurde Chalkopyrit und reines Gold aufgefunden.

Der Quarz ist immer krystallisch und enthält viel Inklusionen. Genetisch ist er das älteste Mineral der Gangausfüllung. Ein kleiner Teil des Ferberit und Scheelit ist älter als der jüngere Teil des SiO_2 . Überwiegend sonderten sie sich mit den letzten Quarzen aus und unmittelbar nach ihnen. Etwas Antimonit entstand am Ende des Aussonderungsintervalles des Quarzes, die Hauptmasse jedoch nach ihm. Antimonit pflegt jünger als Ferberit, Quarz und Ankerit zu sein.

Der Quarz ist niedrig-thermal. Auf Grund der Orientierungsstudien der Inklusionen kann man eine Entstehungstemperatur von cca 120—200 °C feststellen. Aus der Sukzession der Minerale und aus diesen Messungen geht hervor, dass die Antimonit-Wolfram-Vererzung des Ganges „Rosabella“ in Spišská baňa epithermal ist. Der Charakter der hydrothermalen Lösungen war alkalisch.

Die erwähnte Paragenese gehört zu den sehr seltenen. In der zugänglichen Literatur wurde bisher eine solche nur aus Bolivien beschrieben. Mit den bolivianischen Antimonit-Wolframlagerstätten hat der Gang „Rosabella“ viele gemeinsame Züge und in paragenetischer Hinsicht nähert er sich hauptsächlich der Lagerstätte Salvadora. Der Gehalt von WO_3 ist aber in den bolivianischen Fundörtern wesentlich höher.

Genetisch ist die Metallisation in Spišská baňa an die oberkretazische Intrusion gemeider Granite gebunden.

*Slowakisches Geologisches Zentralinstitut
in Bratislava*

Erläuterungen zu den Tafeln VII—XIV

- Tafel VII. Abb. 1. Idiomorph entwickelter Ferberit-Krystall im Antimonit.
- Abb. 2. Quarzgang (weiss) mit Ferberit (schwarz), Antimonit (dichte Schraffierung) und Bruchstücken schwarzen Schiefers (punktiert). Entlang des unteren Randes ein zusammenhängender Streifen (punktiert) aus ausgewalztem Schiefer und Quarz. Die schütterere Schraffierung: Teile des Ganges, welche nicht in der Schnittebene liegen. Natürliche Grösse. Zeichnung von Púchy.
- Tafel VIII. Abb. 1. Quarz mit Nebengesteinbruchstücken (u). Am linken, unteren Rand Ferberit (fe), einen Hohlraum ausfüllend, in welchen idiomorph entwickelte Quarzkryställchen hineinragen. Halbgekreuzte Nikols. 22fache Vergr.
- Abb. 2. Antimonit (Sb) als Umsäumung von krystallographisch entwickeltem Quarz (grau in verschiedenen Tönungen). Links oben Querschnitt des Quarzes mit Zonenbau, der durch verschiedene Mengen von Inklusionen angedeutet ist. Ankerit (a) von Antimonit verdrängt. Gekreuzte Nikols, 13fache Vergr.
- Tafel IX. Abb. 1. Ferberit (schwarz) mit winzigen Scheelit-Einschlüssen und Aderchen (grau). Beide bilden die Ausfüllung eines mit idiomorphen Quarzkryställchen umsäumten Hohlraumes (hellgrau bis weiss) mit Flüssigkeit und Gaseinschlüssen. Unregelmässige weisse Gebilde im Ferberit: Löcher. Parallele Nikols, 44fache Vergr.
- Abb. 2. Idiomorpher Scheelitkrystall (grau) durch Quarz korrodiert (hellgrau-schwarz). Der Scheelit enthält Relikte eines näher unbestimmbaren Minerals. Gekreuzte Nikols, 12fache Vergr.
- Tafel X. Abb. 1. Verwachsung von Scheelit (grau) mit Ferberit (schwarz) im Gangquarz (weiss). Parallele Nikols, 140fache Vergr.
- Abb. 2. Ferberit (schwarz) als Füllung eines drusigen Hohlraumes, in welchen idiomorph entwickelte Kryställchen des SiO_2 hineinragen. Links — von der Mitte an — Phyllit-Bruchstück. Wenig gekreuzte Nikols, 50fache Vergr.
- Tafel XI. Abb. 1. Ferberit (hellgrau) durch Quarztrümmchen (Si) und Antimonit (Sb) durchschnitten. Anschliff 150fach vergr.
- Abb. 2. Idiomorpher Quarz (dunkelgrau) durch Ferberit (grau) und Antimonit (weiss) eingeschlossen. Sb_2S_3 ist jünger als FeWO_4 . Anschliff, 65fach vergr.
- Tafel XII. Abb. 1. Gangquarz (grau in verschiedenen Tönungen) mit durch Ferberit (fe) verdrängtem Scheelit. Der Scheelit enthält idiomorphe Quarz-Kryställchen (links von der Mitte an). Ober ihm Antimonit-Nadeln (schwarz). Wenig gekreuzte Nikols. 44fache Vergr.
- Abb. 2. Scheelit (Sch) mit Ferberitresten (schwarz), in SiO_2 . Der Scheelit ist in einem bestimmten Abstand mit einem Ferberitrand umsäumt, welcher ohne Unterbrechung die verschiedenen Quarz-

körner durchschneidet. Relikte Struktur, Wenig gekreuzte Nikols, 44fache Vergr.

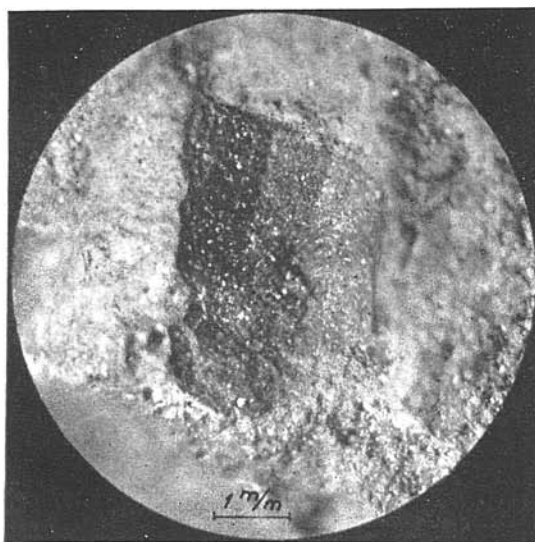
Tafel XIII. Abb. 1. Antimonit mit Quarzkörnern (innere Reflexe). Anschliff. Gekreuzte Nikols. 145fache Vergr.

CHEMICKÉ SLOŽENIE FERBERITOV

Химический состав ферберитов

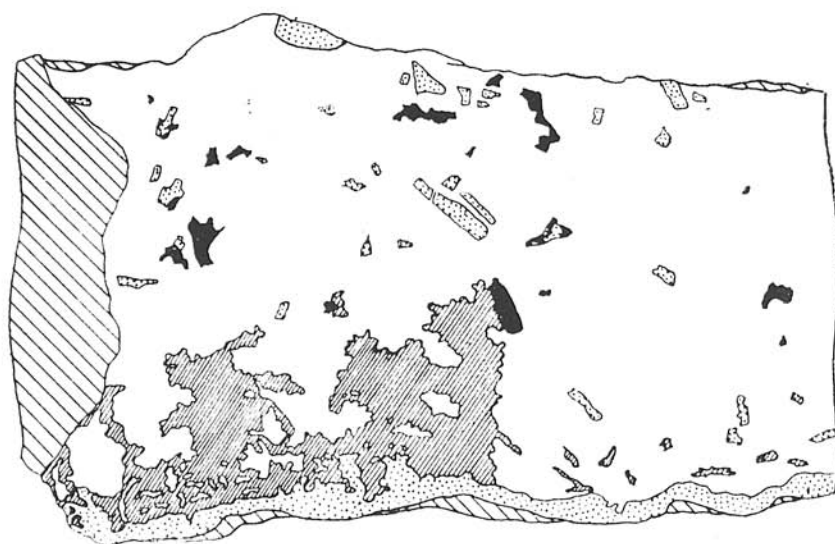
Chemische Zusammensetzung der Ferberite

č.	Lokalita Местонахождение Fundort	FeWO ₄ %	MnWO ₄ %	WO ₃ %	FeO %	MnO %	Pre- bytok FeO %	Pre- bytok WO ₃ %	CaWO ₄ %
1	Machacamarca, Bolivia	81,6	18,4	76,4	19,3	4,3	0,3	—	—
2	Ancoraimes, Bolivia	82,9	17,1	76,4	19,6	4,0	0,9	—	—
3	Colpa — Colpa, Bolivia	83,7	16,3	76,4	19,8	3,8	—	—	—
4	Elsie mine, Colorado, USA	97,3	2,7	76,3	23,1	0,6	1,1	—	2,6
5	Manchester Lake, Colorado	97,4	2,6	76,3	23,1	0,6	1,5	—	6,6
6	Puy-Les-Vignes, Francia	97,5	2,5	76,3	23,1	0,6	5,3	—	—
7	Spišská baňa, ČSR	98,0	2,0	76,3	23,2	0,5	—	1,6	1,1
8	Barker ranch, Colorado, USA	98,1	1,9	76,3	23,3	0,4	4,5	—	—
9	Winnebago mine, Colorado, USA	99,1	0,9	76,3	23,5	0,2	4,6	—	6,8
10	Conger mine, Colorado, USA	99,6	0,4	76,3	23,6	0,1	0,2	2,8	—
11	Kimbosan, Japonsko	100,0	—	76,3	23,7	—	0,8	—	—



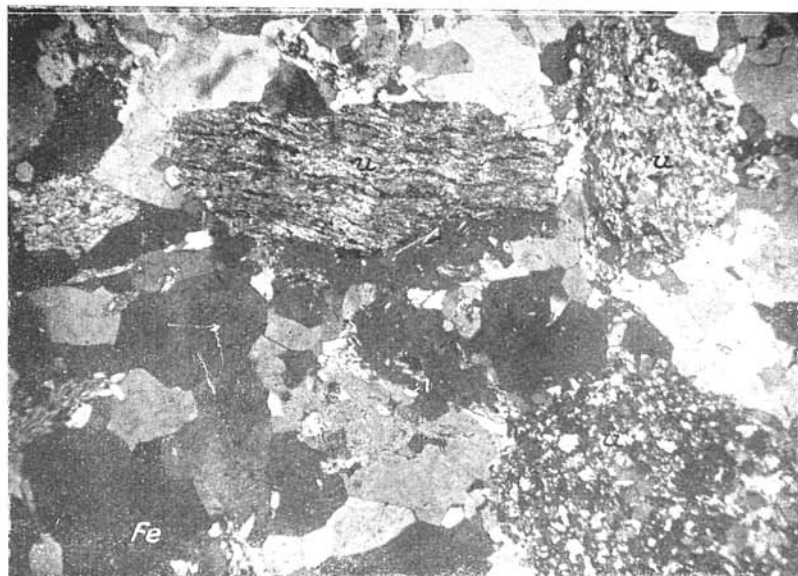
Obr. 1. Idiomorfne vyvinutý kryštál ferberitu uprostred antimonitu.

Foto Kantor.



Obr. 2. Kremitá žilovina (biele) s ferberitom (čierne), antimonitom (hustá šrafúra) a útržkami tmavých bridlíc (bodkované). Pozdĺž spodného okraja súvislý pruh (bodkované) z vyvalcovaných bridlíc a kremeňa. Riedka šrafúra — časti žiloviny, ktoré neležia v rovine rezu. Skut. veľkosť.

Kreslil P ú c h y.



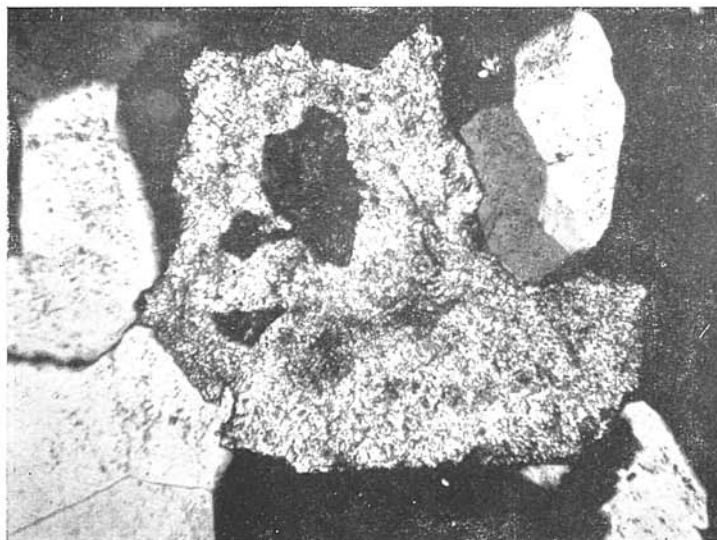
Obr. 1. Žilný kremeň s útržkami okolných hornín (u). V ľavom spodnom okraji ferberit (fe) vyplňujúci dutinu, do ktorej čnely idiomorfne vyvinuté kryštály kremeňa. Nikoly poloskrižené. Foto Kantor.



Obr. 2. Antimonit (Sb) lemujúci kryštalograficky obmedzený žilný kremeň (sivá v rôznych odtieňoch). Vľavo hore priečny kremeňom so zonárnosťou naznačenou rôznym množstvom inklúzií. Ankerit (a) zatlačovaný antimonitom. X nikoly, zväčšené 13×. Foto Kantor.



Obr. 1. Ferberit (čierny) s drobnými uzavreninami a žilkami šelitu (sivý). Oba tvoria výplň dutiny lemovanej idiomorfnými kryštálkami kremeňa (svetlosivý až biely s drobnými uzavreninami kvapalin a pár). Nepravideľné biele útvary uprostred ferberitu — diery. Paralelné nikoly, zv. 44 $\times$. Foto Kantor.



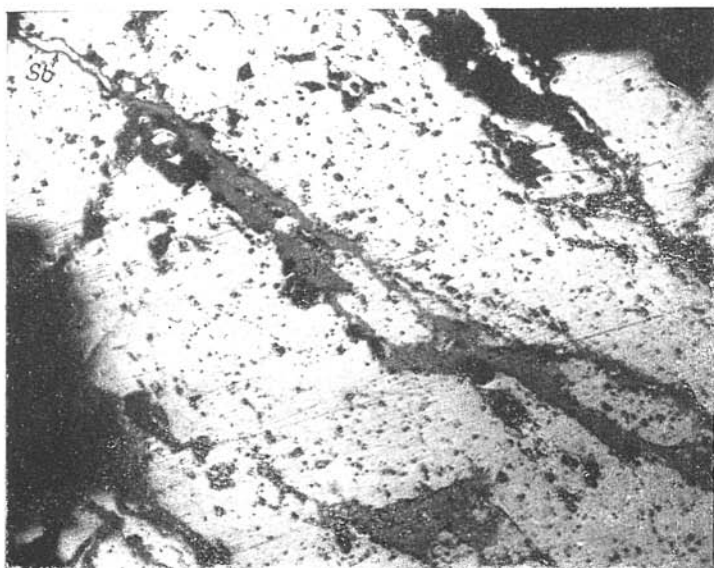
Obr. 2. Idiomorfný kryštál šelitu (sivý) korodovaný kremeňom (svetlosivý — čierny). Šelit obsahuje reliktu bližšie neurčiteľného minerálu. X nikoly, zv. 120 $\times$. Foto Kantor.



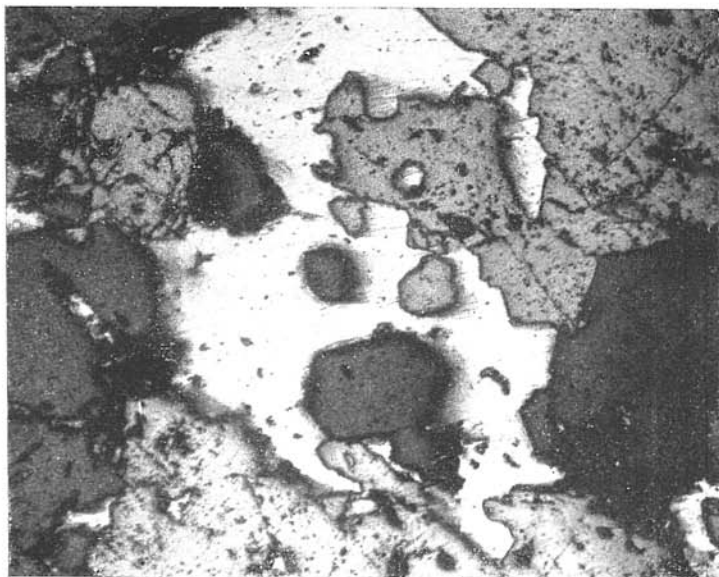
Obr. 1. Prerastanie šelitu (sivý) s ferberitom (čierny) v žilnom kremeni (biely).
II nikoly, zv. 140 $\times$. Foto Kantor.



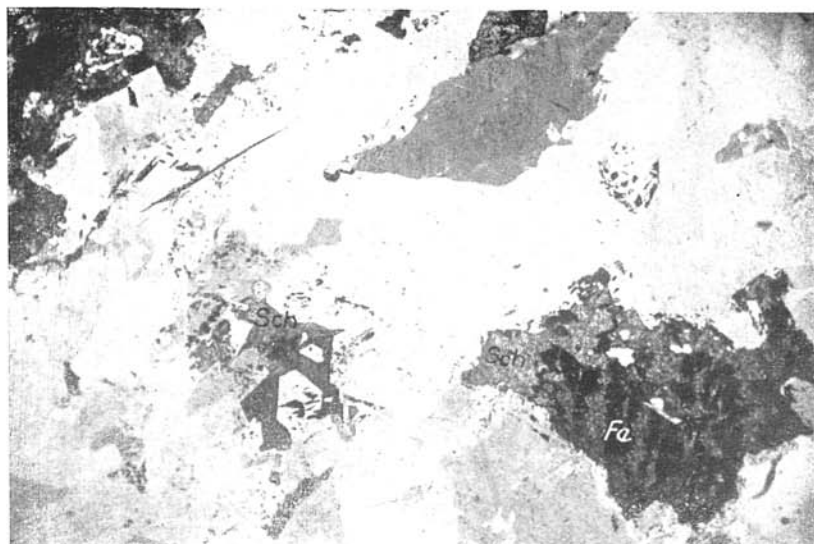
Obr. 2. Ferberit (čierny) ako výplň drúzovitej dutiny, do ktorej čnejú idiomorfne vyvinuté kryštálíky SiO_2 . Vľavo od stredu drobný útržok fylitu. Nikoly málo skrížené, zv. 50 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 1. Ferberit (svetlosivý) preťatý žilkami s kremeňom (Si) a antimonitom (Sb).
Nábrus zväčšený 150×. Foto Kantor.

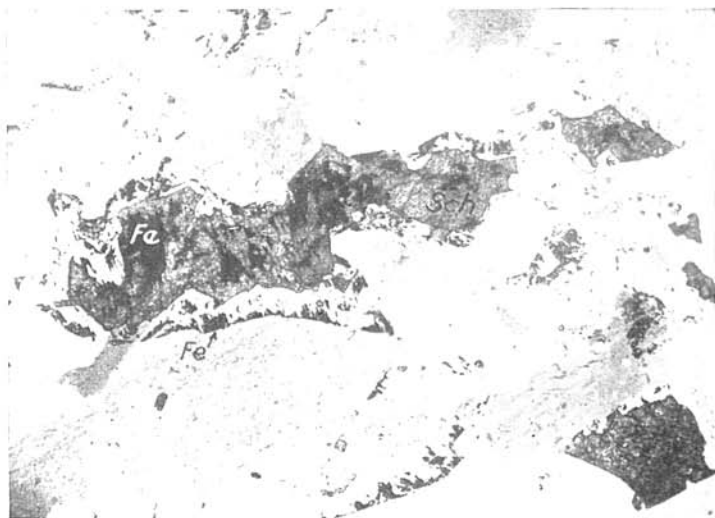


Obr. 2. Idiomorfny kremeň (tmavosivý) uzatváraný ferberitom (biely). Sb_2S_3 mladší ako $FeWO_4$. Nábrus zv. 65×. Foto Kantor.



Obr. 1. Žilný kremeň (sivý v rôznych odtieňoch) so šelitom (Sch) zatlačujúci ferberit (fe). Šelit obsahuje idiomorfne kryštáliky kremeňa (vľavo od stredu). Nad ním ihličky antimonitu (čierne). Nikoly málo skrížené, zv. 44 $\times$.

Foto Kantor.



Obr. 2. Šelit (Sch) so zvyškami ferberitu (čierny) uprostred SiO_2 . Šelit lemovaný v určitej vzdialenosti ferberitovou obrubou prechádzajúcou neprerušene rôznymi zrnami kremeňa. Reliktná štruktúra. Nikoly málo skrížené. Zv. 44 $\times$.

Foto Kantor.



Antimonit so zrnami kremeňa (vnútorné reflexy). Nábrus. + nikoly, zv. 145 $\times$.

Foto Kantor.