

JÁN KANTOR

IMPREGNÁCIE MEDENÝCH RŮD NA OKOLI KVETNICE

(*Mikroskopická štúdia*)

(*Tab. XLVII—L a LII, ruské a nemecké resumé*)

Na území Slovenska došlo najmä v troch geologických dobách k pozoruhodnejším geochemickým koncentráciám medi; z nich intenzívne i extenzívne najmohutnejšiu charakterizuje rejuvenačná fáza sideritovej formácie, rozšírenej najmä v Spišsko-gemerskom rudohorí. Je známa z menších ložísk z celého územia, od Spišsko-gemerského rudohoria na východe až po Trebič na západe. V hlavnej fáze sideritovej formácie sa koncentrovalo takmer výlučne železo v podobe sideritu (celkom sporadicky aj pyrit, okrem podradného kremeňa). Kovový obsah rejuvenačnej fázy je oveľa pestrejší a ekonomický význam dosiahly najmä antimón, zlato, striebro a meď. Hlavnými rudami sú sírniky a sírne slúčeniny vôbec. Geneticky je sideritová formácia spätá s intruzívnym vulkanizmom granitových hornín.

Spodnotriasové výlevy melafýrových hornín v chočskom príkrove Nízkyh Tatier a vyššom sub-tatranskom príkrove Malých Karpát bývajú lokálne sprevádzané drobnými výskytmi medených rúd.

Hydrotermálne pochody ako postvulkanický následok neogenného vulkanizmu andezitických hornín spôsobily metalizáciu odlišného typu. Vznikla zlatonosná, zlato-striebronosná a olovnato-zinočnatá formácia. V prvých dvoch vystupujú Cu-minerály celkom sporadicky, zato však olovnato-zinočnaté rudy bývajú obvykle sprevádzané i medou v podobe chalkopyritu.

O ložiskách sideritovej formácie a mladotreťohorných rudných formáciách jestvuje rozsiahla literatúra, hoci i tu genetické vývody bývajú len zriedka podložené detailným chalkografickým výskumom.

Naproti tomu o Cu-rudách v melafýrových horninách nena- chádzame v literatúre takmer ani zmienku a prirodzene, celkom

chyba aj ich mikroskopické štúdium. Úlohou tohto článku je prispieť k poznaniu týchto rúd mikroskopickým rozborom medenorudných impregnácií z melafýrov chočského príkrovu okolia Kvetnice (južne od Popradu), kde som zistil zaujímavé paragenetické pomery. Pre úplnosť načrtnem i geologickú stavbu okolia Kvetnice (pozri tab. LII).

N Á Ć R T G E O L O G I C K Ý C H P O M E R O V

Hoci Kvetnica a spomínané rudné výskyty neboly dosiaľ predmetom podrobného geologického výskumu, predsa nachádzame o jej okolí zmienky i u starších autorov, a to v dielach D. Š t ú r a (1860, 1868), S t a c h e h o (1867), T s c h e r m a k a (1869) a H a u e r a (1876). Chemickou povahou melafýrových hornín sa zapodieval H ö f e r (1871) a po ňom S. R o t h (1878) podal mikroskopický rozbor nízkotatranských melafýrov.

Z novších prác nachádzame veľmi stručné zmienky o prvkoch, týkajúcich sa geologie tohto územia, v diele U h l i g o v o m (1897, 1903), u A n d r u s o v a (1935, 1936, 1938), K e t t n e r a (1931, 1937 a, b), K o u t k a (1936) a i. O území, ležiacom bezprostredne na západ od Kvetnice, pojednal pomerne podrobne v svojej štúdii Z. R o t h (1939). Geologicko-montanistickými výskumami sedimentárnych mangánových rúd blízkeho paleogénu sa zaoberal Q u i r i n g (1920) a M u n k (1932). Š ť a s t n ý (1927) podal detailný petrografický rozbor melafýrových hornín z oblasti Nízkych Tatier západne od Kvetnice. K podobným výsledkom som dospel u analogických hornín i mikroskopickým rozborom kvetnických melafýrov.

O travertínoch a o fosilných nálezoch v nich pojednali najmä P e t r b o k (1924 a 1926), N ě m e j c (1937) a I v a n (1943).

Na geologickej stavbe okolia Kvetnice sa zúčastňujú tri útvary, oddelené diskordanciou a dlhými stratigrafickými hiátmi. Sú to: a) trias chočského príkrovu, b) paleogén, c) kvartér.

Trias je v bezprostrednom okolí Kvetnice zastúpený iba svojou najspodnejšou časťou — v e r f é n o m, hoci na západ odtiaľ nechýbajú ani jeho vyššie členy. Na báze ho tvoria najmä m a s í v n e k r e m e n c e svetlých farieb (svetlošedivé, žltkavé, ružové, červenkasté). Tieto prechádzajú do b r i d l i č n a t ý c h p i e s k o v c o v alebo i a r k ó z o v i t ý c h p i e s k o v c o v obvykle tmavších farieb. Ďalším členom tohto súvrstvia sú p e s t r é s l u d n a t é i l o v i t é b r i d l i c e. Najčastejšie bývajú karminové, niekedy aj nafialové až hnedočervené, i zelenkavé. Vystupujú v slabších polohách uprostred prv spomenutých hornín. Pekný odkryv v nich je v záreze trati pri

zastávke Spišský Štiavnik, kde sú intenzívne zvrásnené a dislokované. Vo verfénskom súvrství okolia Kvetnice sa mi nepodarilo nájsť nijakú skamenelinu. Z. Roth (1939) však uvádza lamelibranchiátovú faunu z najvyššej časti kremencovitého a piesčitého súvrstvia na Kozom kameni (západne od Kvetnice), ktorá podľa autora pravdepodobne odpovedá spodným vrstvám kampilským.

Najtypickejšou horninou verfénskeho horninového komplexu tejto oblasti je však melafýr, dosahujúci práve v okolí Kvetnice neobvyklého rozšírenia. Je to najvýchodnejší výbežok mohutných melafýrových prúdov a intrúzií, tiahnúcich sa po sev. svahu Nízkyh Tatier z okolia Malužinej až po Hôrku. Hlavné melafýrové teleso končí na juh od Gánoviec. V horskom chrbte východne odtiaľ stretávame ho už len v malých, ojedinelých ostrovčekoch.

Paleogén spočíva diskordantne na rôznych členoch triasového horninového komplexu. Jeho vlastným rozšírením je na severe výplň Popradskej, na juhu opäť Hornádskej kotliny. Súvrstvie začína hrubým bazálnym konglomerátom. Tento nemá veľké rozšírenie a vystupuje skôr v podobe menších ostrovčekov. Najlepšie odkryvy v ňom nachádzame medzi Gánovcami a Švábovcami. Je to hrubý, ľahko rozpadavý konglomerát, často sfarbený do tmava oxydmi mangánu a železa. Na jeho stavbe sa účastia dobre opracované horniny blízkeho triasového komplexu a fylitické, arkózovité a drobovité horniny, pri ktorých treba predpokladať dlhší transport. Obdobné konglomeráty vystupujú i južne od Spišskej Teplice na Dlhých nivách, odkiaľ ich opisuje Z. Roth (1939).

Na západ od Kvetnice vystupujú v bazálnych paleogenných vrstvách konglomeráty, v ktorých význačnú úlohu hrajú horniny karbonátové buď ako materiál valúnov, alebo ako ich tmel. Hojné sú aj vápenité pieskovce a tmavé organogenné vápence, preplnené bohatou faunou foraminifer, rias, bryzoí, lamelibranchiát, koralov atď. V okolí Kvetnice nebolo žiadne z týchto súvrství pozorované. V Munkovej práci (Munk, 1932) nachádzame síce zmienku o vápenci, zastihnutom vrtbou v hĺbke 85 m pod spodnou mangánovou slojou, avšak jeho príslušnosť k eocénu alebo triasu nebola stanovená.

Bazálne eocenné konglomeráty tvorené drobnejšími valúnmi a polymiktné pieskovce vystupujú na juhovýchodnom svahu Zámčiska (k. 922). V nich vedľa hojného rastlinného detritu, bližšie neurčiteľného, nachádzame i dobre zachované listy *Salix* sp.

Konglomeráty prechádzajú do lavicovitých kremencov alebo pieskovcov, nad ktorými nadobúda paleogén už typicky flyšový charakter, t. j. sivé ilovité bridlice sa

striedajú s polohami lavicovitých pieskovcov. Flyšové súvrstvie obsahuje miestami rastlinný detritus, ktorý môže prechádzať do slabučkých uhoľných šošoviek. Blízko podložia spodnej mangánovej sloje sa lokálne zistila slabšia poloha bituminóznej bridlice s dobre zachovanými šupinkami rýb rodu *Clupea* a *Alosa*. Na ich základe kladie P a u c â vznik mangánových rúd do oligocénu (M u n k, 1932). Nie je však vylúčené, že celé súvrstvie patrí ešte eocénu.

Flyšové súvrstvie obsahuje sedimentárne ložisko m a n g a n o k a l c i t u, ktorého južná časť (švábovská kryha) poklesla podľa zlomu tzv. „švábovského skoku“ oproti severnej — kišovskej časti ložiska.

K v a r t é r u patria p o k r y v n é ú t v a r y, ku ktorým sa druží pomerne hojný travertín. Najznámejšie sú travertíny gánovské, preslávené svojimi bohatými paleontologickými nálezmi. Podrobnejšie sa nimi zapodievali okrem iných najmä P e t r b o k (1926, 1934) a N ě m e j c (1937); stručne ich opísal aj I v a n (1943). Okolo celého radu uhličitých prameňov sa tvorí travertín podnes.

Fluvioglaciálne a riečne štrky s dobre opracovanými valúnmi sú ďalším dôležitým pokryvným útvarom. K nim sa družia aluviálne štrky, piesky a hliny, kým eluviálne hliny pokrývajú flyšové ilovité bridlice, ktorých rozpadom vznikajú.

Triasové horniny spolu s melafýrom boli z v r á s n e n é a koncom kriedy p r e s u n u t é od juhu v podobe chočského príkrovu na svoje terajšie miesto. Podložné horninové komplexy, po ktorých sa presun uskutočňoval, nevystupujú však v okolí Kvetnice nikde na povrch. Na presunutý chočský príkrov sedimentoval paleogén, ktorý bol pri popaleogenných pohyboch slabo zvrásnený. V Popradskej kotline má paleogénne súvrstvie v blízkosti triasového chrbta obvyčajne 10—15° úklon k severu.

Z porúch pretínajúcich územie, najdôležitejšie sú z l o m y smeru ZSZ—VJV až V—Z. Je to najmä už spomenutý „švábovský skok“ a ďalej obdobné zlomy pri severnom a južnom ohraničení triasového chrbta. Zlomový systém zhruba severo-južný je tiež vyvinutý, v blízkosti k. 874 náhle utína napr. hlavné melafýrové teleso. Oba systémy porúch sú popaleogénne.

MELAFÝROVÉ HORNINY

Melafýrové horniny, na ktoré sa viažu rudné výskyty, majú na okolí Kvetnice rozmanitý vývoj i vzhľad. Ich zafarbenie je veľmi menlivé. Najčastejšie sú černošedivé, tmavošedivomodré, modrozelené, zelené, hnedé alebo i karmínové.

A. Porfyrické typy.

Tieto sú makroskopicky charakterizované idiomorfnými vyrastlicami plagioklasov prvej (intratelurickej) generácie, dosahujúcimi dĺžku 1—1,5 cm. Len zriedka môžeme voľným okom zistiť aj prítomnosť plagioklasov druhej generácie. Obyčajne sa nám základná hmota okolo porfyrických vyrastlíc javí celistvou a obsahuje iba nepravidelne roztrúsené mandľovcové dutinky.

Pri mikroskopickom štúdiu pozorujeme tieto komponenty:

1. **Plagioklasy**, vystupujúce v dvoch generáciách: staršej intratelurickej a mladšej efuzívnej (tab. XLII, obr. 1, 2). Intratelurické plagioklasy tvoria idiomorfne vyvinuté porfyrické vyrastlice, kým efuzívne tvoria spleť drobných kryštalkov, tvoriacich ich „bázu“. Typický je pre ne polysyntetický srast albitový alebo periklinový, prípadne kombinácia oboch. Vzácné je zdvojčatenie podľa karlovarského zákona. Niekedy majú inkludované zrnká rúd alebo i skla (tab. XLII, obr. 2).

Uhol zhášania albitove zdvojčatených plagioklasov I. generácie v rovine rombického rezu koliduje najčastejšie v medziach $+21$ až $+25^\circ$, uhol optických osí $2V$ rovná sa 80° — 87° pri pozitívnom charaktere minerálu. Plagioklasy teda obsahujú priemerne 40—45 molekulárnych percent anortitu a patria andezínu. Plagioklasy II. generácie javia podobné složenie alebo sú nepatrne kyslejšie.

Plagioklasy bývajú obvykle značne rozložené a nahradené sekundárnymi minerálmi: kremeňom, chloritom, kalcitom, epidotom, albitom.

2. **Olivín** tvorí kryštalky až 1,0 mm veľké, vždy idiomorfne obmedzené i proti plagioklasom I. generácie, čo jasne svedčí o jeho skoršom vzniku (tab. XLII, obr. 1). Často je pozdĺž puklín zmenený na antigorit so šupinkami kolmo orientovanými na priebeh puklín (tab. XLIII, obr. 1). Pleochroizmus antigoritu je silný: paralelne s predĺžením zelená, kolmo na predĺženie žltozelenkáva.

Pri tejto premene sa časť železa vylúči v podobe oxydov, prechádzajúcich až v limonit. Od neho pochádza červenohnedé zafarbenie puklín, veľmi výrazne sa odrážajúcich od zelených pseudomorfóz po olivine.

I chlorit (penín) je častým sekundárnym produktom, družiacim sa k antigoritu. Ďalšou premenou vznikajú karbonáty s obyčajným kremeňom alebo i chalcedónom. Málo rozložené olivíny sú v kvetnických melafýroch vzácné.

3. **Augit** sa našiel len celkom výnimočne. V kvetnických horninách nebýva prítomný.

4. Magnetit a hematit sú obvyklými rudnými minerálmi, prechádzajú niekedy až v limonit. Vystupujú v podobe drobných zrn. Od prítomnosti tej-ktorej rudy závisí často aj farba horniny. Tak typy s hojným magnetitom bývajú tmavé až černosivé, kým hematit s limonitom spôsobujú ich hnedé až červenohnedé zafarbenie.

5. Ilmenit tvorí zrná a kryštalky obdobného vzhľadu ako magnetit a v čerstvom stave sa od neho vo výbruse nedá odlišiť. Odlišiť ho možno iba po jeho premene na leukoxén, ktorý je jeho obvyklým sekundárnym produktom.

V južnom okolí Kvetnice som pozoroval častejší polysyntetický srasť ilmenitu s magnetitom, pripomínajúci svojím vzhľadom albitový srasť plagioklasov. Tento sa stáva nápadným pri premene ilmenitu na leukoxén, pričom magnetit silnejšie vzdoruje rozkladu, takže sa lamely leukoxénu striedajú s opaknými a intaktnými lamelami magnetitu.

Bázu porfyrických melafýrov tvoria takmer výlučne plagioklasy II. generácie, ku ktorým sa vedľa sekundárnych minerálov družia rudy. Hyalinný vývoj je vzácny.

B. Mandľovcové typy.

Sú jemnozrnné alebo takmer celistvé horniny hnedej, červenohnedej alebo zelenomodrej farby. Obsahujú hojné mandľovcové dutinky, vyplnené sekundárnymi minerálmi. Mineralogické složenie je shodné so složením porfyrických typov. Prevládajú však plagioklasy II. generácie, kým väčšie intratelurické živce vystupujú podradne alebo i celkom chýbajú. Báza býva často silne pigmentovaná rudami. Kryptokryštalinný a hyalinný vývoj sú časté.

Mandľovcové dutinky sú buďto viac-menej guľaté, alebo i pretiahlych nepravidelných tvarov (tab. XLII, obr. 2). Niekedy sú navzájom v komunikácii. Na ich výplni sa zúčastňujú sekundárne minerály, vznikajúce rozkladom melafýrov, a podľa týchto ich môžeme rozdeliť na: a) chloritické, b) kalcitické, c) kremenné, d) miešané.

a) Chloritické mandle sú intenzívne zelené a mikroskopický rozbor ukazuje, že ich tvoria koncentricky usporiadané chlority rôznych optických i fyzikálnych vlastností. Pleochroizmus, dvojlom i tvar sú veľmi kolísavé. Ráz dĺžky býva pozitívny. Ide teda o penín.

b) Kalcitické mandle majú za výplň obyčajný kalcit (tab. XLII, obr. 2).

c) Kremenné mandle dosahujú rôznych veľkostí a na

ich stavbe sa účastní SiO_2 v rôznych odrodách (tab. XLIII., obr. 2): kremeň, chalcedón, jaspis, achát, opál.

d) V ý p l ň m i e š a n ý c h m a n d l í tvoria viaceré minerály. U dvojminerálnych sa najčastejšie strieda chlorit s kremeňom. Inokedy okrajovú partiu tvorí kremeň alebo chlorit a stred kalcit. Nepozoroval som rytmické striedanie chloritu s kalcitom, ani kremeňa s kalcitom. U trojminerálnych mandlí vonkajšiu časť tvorí chlorit, ďalšiu časť striedajúce sa vrstvičky chloritu s kremeňom a stred kalcit (tab. XLIV, obr. 1).

Na základe množstva preštudovaných výbrusov možno stanoviť tento všeobecný genetický sled mandľovcových minerálov: chlorit $\rightarrow$ kremeň $\rightarrow$ kalcit.

Individuálny vývoj jednotlivých mandlí závisel, prirodzene, od mnohých okolností; od veľkosti dutiniek, typu premeny okolnej horniny, termálnych podmienok a pod. (tab. XLIV, obr. 2).

Porfyrické typy melafýrov sú spojené nenáhlymi prechodmi s mandľovcovitými a tieto opäť s celistvými, takže nie je možné medzi nimi viesť ostrú hranicu.

Makro- i mikroskopická rozmanitosť melafýrových hornín na Kvetnici je podmienená značnou bohatosťou štruktúrnych vývojov. Boly tu pozorované štruktúry: porfyrická, mandľovcovitá, fluidálne-mandľovcovitá, hyalopilitická, pilotaxitická, trachytická až trachyticko-fluidálna a holokryštalicko-porfyrická.

Opísané horniny svojím mineralogickým složením, pomerným zastúpením jednotlivých komponent, vývojom atď. sa shodujú s horninami, ktoré Š Ť a s t n ý (1927) uvádza z okolia Malužinej a označuje ako „melafýrové porfyrity“. Uvedené pomenovanie výstižnejšie charakterizuje slozenie a povahu melafýrových hornín z okolia Kvetnice ako staršie označenie „melafýr“, a preto ho budeme používať v ďalšej časti opisu.

CHALKOGRAFIA RUDNÝCH IMPREGNÁCIÍ

Impregnácie medených rúd vystupujú uprostred melafýrových porfyritov najmä na severnom okraji Kvetnice. Boly nafárané v malej, teraz opustenej kutacej štôlničke a ich úlomky môžeme v malom počte nájsť i na haldických píng nad ňou. Ojedinelé impregnácie som zistil i v blízkom kameňolome. Kým zrudnenie, zachytené kutacou štôlničkou, je tvorené vedľa sekundárnych minerálov takmer výlučne chalkopyritom, ukázaly niektoré vzorky z píng a kameňolomu zaujímavé asociácie minerálov. Tak medenorudné výskyty, ako aj drobné žilôčky barytu a jemnošupinkovitého hematitu v melafýrových hor-

ninách chočského príkrovu na okolí Kvetnice sú nálezmi mineralogickými, bez akejkoľvek praktickej hodnoty.

A. V z o r k y z p í n g.

Medenými rudami býva impregnovaný viac-menej rozložený melafýrový porfýrit zelenej alebo hnedozelenej farby, ku ktorému sa môže pridružiť i niečo kremeňa.

Chalkografickým rozborom môžeme zistiť prítomnosť týchto minerálov:

1. B o r n i t sa vyznačuje typickou hnedočervenkastou farbou a pomerne nízkou hodnotou reflexu, ktorý je prevládajúcou komponentou. Veľkosť jednotlivých zŕn býva malá, najčastejšie pod 0,5 mm. Medzi skriženými nikolmi je izotropný, hoci v ojedinelých prípadoch možno pozorovať i individuá so slabými náznakmi anizotropie.

Pri slabých zväčšeniach sa jednotlivé zrná bornitu zdajú buď celkom homogennými, buď robia dojem, ako by boli poprestupované jemnou sieťou trhlín (tab. XLV, obr. 1). Skutočná podstata tohto javu sa ukazuje iba pri silných zväčšeniach, použitím imerzných systémov. To, čo by sme azda mohli považovať za štiepne trhlinky, sú v skutočnosti úzke lamely chalkopyritu (tab. XLV, obr. 2). Sú priame, zpravidla veľmi úzke a nevykazujú nikdy rozštiepenie na viac vetví. Inokedy majú viac vretenovitý tvar; i vtedy je však ich dĺžka nepomerne väčšia ako šírka. Hrúbka lamel sa pohybuje okolo 0,0005 mm. Pozorujeme však i lamely 0,001 mm mocné. Vzácnnejšie sú klinovité alebo šošovkovité nadureniny chalkopyritu (tab. XLVI, obr. 1).

Lamely vystupujú vždy navzájom dokonale paralelne v určitých systémoch. Pritom zpravidla pozorujeme na každom lamelárnom bornite tri systémy lamel, pretínajúcich sa pod rôznymi uhlami, závislými od roviny rezu. Ak rovina rezu splýva s jedným systémom lamel, bývajú na príslušnom zrne vyvinuté len dva systémy lamel, uzavierajúcich uhol blížiaci sa 90°. Často lamely jedného systému náhle končia na lamelách iného systému, ako by boli nimi odseknuté.

Z uvedeného je jasné, že chalkopyrit je v bornite umiestený podľa určitých kryštalografických zákonitostí, a to podľa plôch 100. Tieto lamelárne systémy vznikli odmiešavaním, o čom sa ešte zmienim neskôr.

Vzhľad všetkých bornitov nie je jednotný. Pod chalkografickým mikroskopom pozorujeme najmä dva hlavné typy:

a) Č e r v e n o h n e d ý b o r n i t, ktorý je najhojnejším typom, charakterizovaným okrem uvedenej farby i lamelami; tieto sú silno pretiahle a pomerne od seba vzdialené.

b) **Žlt o h n e d ý b o r n i t**, vyznačujúci sa mosadznožltým odtieňom, ktorý celkom úzko súvisí s vývojom lamel a je nimi vlastne určený. Lamely sú menej pravidelné a majú skôr charakter pretiahlych vretienok. Vystupujú vždy v nepatrnej vzdialenosti od seba a prechádzajú často i do rozmerov submikroskopických, takže i homogenne vyzerajúci priestor medzi mikroskopicky viditeľnými lamelami je asi preplnený lamelami submikroskopickými.

2. **P y r i t** je sporadickým minerálom, vzniklým azda geneticky neodvisle pred vylúčením Cu-rúd. Jeho reliktý nachádzame tak v chalkopyrite, ako aj v bornite. V prípadoch, keď bol neskôr napadnutý roztokmi, vylučujúcimi bornit, dochádzalo vzájomnou reakciou umedzi nimi k vytvoreniu chalkopyritovej obruby (tab. XLVI, obr. 2).

3. **C h a l k o p y r i t** tvoríva drobné nepravidelné zrná ako i už spomenuté lamelárne systémy. Je po bornite najdôležitejšou rudou (tab. XLVII, obr. 1, 2). Jeho pomer k iným rudným minerálom nie je vždy celkom jasný. Časť drobných individuí uzatváraných lamelárnym bornitom musíme bezpochyby považovať za produkt odmiešavania. Často chalkopyrit zreteľne zatlačuje bornity, a to tak lamelárne, ako i nelamelárne typy a je teda geneticky mladší. Sám býva zatlačovaný pozdĺž trhlín modrým izotropným chalkozínom a kovelínom. Aj malachit, azurit a limonit bývajú obvyklými sekundárnymi produktmi rozpadu chalkopyritu.

4. **T e t r a e d r i t** v drobných 0,2—0,3 mm veľkých zrnách sa druží k spomenutým už rudám (tab. XLVII, obr. 1, 2). Jeho optické vlastnosti nasvedčujú tomu, že obsahuje určité podiely Ag. Ako najmladší ascendentný rudný minerál zatlačuje prv vylúčené bornity a chalkopyrit. Pozdĺž trhlín býva zatlačovaný modrým izotropným chalkozínom, kovelínom a niekedy aj limonitom.

5. **R o m b i c k ý c h a l k o z í n** (?). Celkom ojedinele bol pozorovaný v zrnách 0,001—0,002 mm veľkých sivobiely minerál, veľmi pripomínajúci chalkozín. Pre ojedinelé vystupovanie a nepatrné rozmery nemohla sa však na ňom uskutočniť nijaká skúška, umožňujúca bezchybnú identifikáciu.

6. **M o d r ý i z o t r o p n ý c h a l k o z í n** patrí k stálým sprievodcom rúd s bornitom. Najčastejšie je spätý so samotným bornitom, na ktorom vytvára rôzne širokú obrubu (tab. XLV, obr. 1). Ináč ho pozorujeme aj pozdĺž trhlín prestupujúcich bornit (tab. XLVI, obr. 1, 2 a tab. XLVII, obr. 1). Niekedy rozdeľuje pôvodne jednotné zrnó bornitu zatlačovaním na množstvo drobných polygonálnych alebo nepravidelných individuí (tab. XLVIII, obr. 1). Nemohlo sa zistiť nijaké sledovanie kryštalografických smerov bornitu modrým izotropným

chalkozínom. Len celkom ojedinele lemuje v podobe úzkej obruby chalkopyritové lamely, no i tu vznikol obdobným spôsobom ako pozdĺž trhlín. Okrem bornitu zatlačuje chalkopyrit a tetraedrit. Jeho vystupovanie jasne svedčí o tom, že vznikol descendentne.

7. **K o v e l í n** je pomerne častý, no čo do množstva ustupuje chalkozínu. Pod chalkografickým mikroskopom je veľmi nápadný svojím neobvykle výrazným reflexným pleochroizmom a pri skrížených nikoloch silnou anizotropiou. Tvorí drobné šupinky vždy sdrúžené s modrým chalkozínom, ktorý je geneticky starší.

Samostatné väčšie zrná kovelínu sú vždy vzácne, keďže úplnej premene na kovelín podľahly iba bornity malých rozmerov, kým na veľkých zrnách mohla sa vytvoriť len rôzne široká obruba oboch descendentných minerálov: modrého chalkozínu a kovelínu (tab. XLV, obr. 1). Kovelín pritom tvorí vonkajšiu obrubu, kým medzi túto a intaktné bornitové jadro sa vždy vkladá pruh modrého chalkozínu. Priamy styk kovelínu s bornitom bol pozorovaný len výnimočne. Mimo obrúb vystupuje kovelín s modrým chalkozínom i v podobe žiliek, pretínajúcich bornit, chalkopyrit i tetraedrit (tab. XLVII, obr. 1). Stred žilky býva pritom niekedy vyplnený limonitom. Šupinky kovelínu sú najčastejšie orientované svojím predĺžením kolmo na priebeh trhlín.

Premene na chalkozín a kovelín najľahšie podliehal bornit, kým CuFeS_2 bol oveľa rezistentnejší. Následkom toho pozorujeme v pásmach bornitu, celkom premenených na modrý chalkozín, intaktné lamely chalkopyritu, ktoré sa však v kovelínovej obrube postupne strácajú.

8. **M a l a c h i t** je najobvyklejším sekundárnym minerálom oxydačného pásma, kde vystupuje v podobe povlakov, výplne trhlín, dutín a pod.

9. **A z u r i t** sa najčastejšie druží k malachitu, ktorý však nad ním kvantitatívne prevláda. Ak spolu vyplňujú trhliny alebo dutiny, býva zpravidla stred azuritový a okraje malachitové.

10. **L i m o n i t** býva jedným z konečných produktov oxydácie chalkopyritu a bornitu. Vystupuje najčastejšie vedľa kovelínu alebo malachitu a azuritu. Boly pozorované aj krásne prípady zatlačovania bornitu limonitom, sledujúcim pritom plochy 100 bornitu (tab. XLVIII, obr. 2).

Mineralogickou zaujímavosťou niektorých vzoriek sú *pseudomorfózy medených rúd po plagioklasoch* (tab. XLIX, obr. 1). Rudy zatlačujú čiastočne alebo úplne predovšetkým plagioklasy intratelurickej generácie, kým efuzívne plagioklasy a báza chovajú obvykle len celkom drobné a nepravidelné zrnká Cu-rúd.

Medzi rudnými minerálmi tvoriacimi pseudomorfózy sú zastúpené:

a) Bornit.

b) Chalkopyrit.

c) Chalkopyrit a bornit spolu, pričom chalkopyrit vznikol odmiešavaním.

d) Chalkozín v modrej izotropnej modifikácii. Nezatlačuje však primárne plagioklas, ale descendentne najmä bornitové pseudomorfózy po plagioklasoch. Ide teda o akési pseudomorfózy vyššieho radu.

e) Modrý izotropný chalkozínskovelinom. Pseudomorfózy sú obdobou predchádzajúceho typu, no časť chalkozínu bola zatlačená kovelínom. V niektorých prípadoch bývajú uprostred chalkozínu a kovelínu zachované reliktý bornitu alebo chalkopyritu (tab. XLIX, obr. 1).

B. V z o r k y z e p i d o t i z o v a n é h o m e l a f ý r u .

Rudné impregnácie z epidotizovaného melafýrového porfýritu a epidotickej žilky najdené v lome ukázali odchylnú paragenezu:

1. Bornit je opäť najdôležitejšou komponentou. No od prv opisovaných bornitov sa pod chalkografickým mikroskopom nápadne líši. Jeho farba je intenzívne hnedočervenastá bez svetlejších odtieňov. Medzi skríženými nikolmi sa chová celkom izotropne, anizotropné zrná sa mi nepodarilo zistiť. Ďalšou jeho výraznou črtou je, že v ňom úplne chýbajú lamely chalkopyritu. Pozdĺž málo početných nepravidelných trhlín postupuje jeho zatlačovanie kovelínom cez modrý izotropný chalkozín.

2. Rombický chalkozín čo do množstva ustupuje bornitu. Vyznačuje sa aj podstatne vyššou reflexnou mohutnosťou a vedľa bornitu sa javí buď čistobiely, buď so slabým namodralým odtieňom. Medzi skríženými nikolmi prejavuje zistiteľnú anizotropiu, ktorá však pri slabšom osvetlení môže ľahko uniknúť našej pozornosti. V chalkozíne sa nemohly zistiť nijaké lamely ani medzi skríženými nikolmi, ani po naleptaní HNO_3 a KCN . Nejde teda v našom prípade o „lamelárny chalkozín“, ale o primárne rombický chalkozín. Je geneticky starší ako bornit, ktorý ho vždy zatlačuje (tab. XLIX, obr. 2).

3. Chalkopyrit vystupuje v podradných množstvách najčastejšie sdružený s bornitom. Tvorieva na ňom okrajové partie, periférne ho zatlačujúc. V podobe odlučovacích lamel nebol pozorovaný. V jedinom prípade sa zistil bornit, pripomínajúci dosť prv opísané „lamelárne bornity“. Je to však bornit „pseudolamelárny“, v ktorom

lamely vznikly zatlačením bornitu chalkopyritom od okrajov a jeho prenikaním doň pozdĺž plôch hexaedra. Spôsob vystupovania chalkopyritu svedčí celkom jednoznačne o jeho vylučovaní po bornite.

4. **M o d r ý i z o t r o p n ý c h a l k o z í n** vzniká v malých množstvách pozdĺž puklín, pretínajúcich uvedené minerály, predovšetkým bornit. Niekedy ho pozorujeme i v nepravidelných útvaroch medzi rombickým chalkozínom a bornitom (tab. XLIX, obr. 2). Vznikol descendentne.

5. **K o v e l í n** je pri svojom vystupovaní vždy nerozlučne spätý s modrým izotropným chalkozínom, v ktorom tvoríeva drobné šupinky. Patrí tiež k descendentným rudným minerálom.

Pri mikroskopickom štúdiu uvedených rúd pozorujeme často veľké kryštalky epidotu, postihnuté kataklázou a prestúpené spleťou trhlín, vyhojených neskôr rudami (tab. L). Zjavne teda epidotizácia predchádzala vylučovaniu Cu-rúd.

GENEZA RUDNÝCH IMPREGNÁCIÍ

Pre objasnenie genetických podmienok rudných impregnácií nám poskytuje najdôležitejšie údaje ich chalkografický rozbor, umožňujúci riešenie tak závažných otázok, ako je genetický sled jednotlivých minerálov, ich ascendentný alebo descendentný pôvod, termálne podmienky vzniku, charakter rudotvorného média a pod.

a) Na základe už uvedeného platí pre vzorky z píng genetická schéma:

Minerál:	Ascendentný	Descendentný	Oxydačný
<i>Pyrit</i>			
<i>Lamelárny bornit</i>			
<i>Chalkopyrit</i>	? — 		
<i>Tetraedrit</i>			
<i>Romb. chalkozín ?</i>		? —	
<i>Modrý chalkozín</i>			
<i>Kovelín</i>			
<i>Malachit</i>			
<i>Azurit</i>			
<i>Limonit</i>			

Z nich pyrit, bornit, chalkopyrit, tetraedrit a romb. chalkozín(?) považujem za minerály ascendentné. O tom svedčí najmä prítomnosť tetraedritu ako najmladšieho ascendentného minerálu v paragenéze, ktorý nebýva nikdy splodinou sekundárnych pochodov v oxydačnom alebo cementačnom pásme. Vystupovanie lamelárneho bornitu nasvedčuje takémuto poňatiu, ako to vyplynie z ďalšieho.

Bornit s kryštalograficky orientovanými lamelami chalkopyritu budil oddávna záujem bádateľov a bol predmetom mnohých pojednaní. Jeho štúdiom sa okrem iných zapodievali najmä: Graton-Mudroch (1913), Whitehead (1916), Mc Laughlin (1919, 1920), Bateman (1920), Schneiderhöhn (1922), Geijer (1924), Huttenlocher (1924), Reuning (1925), Van der Veen (1925) a najmä Schwartz (1931), ktorý svoju štúdiu podložil rozsiahlymi experimentami.

Jedni sa domnievajú, že lamelárne bornity vznikly z tlačéním bornitu chalkopyritom pozdĺž kryštalografických smerov, kým druhí v nich vidia produkt rozpadu pôvodne homogenného „pevného roztoku“ chalkopyrit-bornitového.

Oba spôsoby sú možné, no bezpochyby prevažná väčšina lamelárnych bornitov vznikla druhým spôsobom.

Podľa Schneiderhöhna (1921) má bornit pri teplotách nad cca 225° C schopnosť „rozpúšťať“ neobmedzené množstvá Cu_2S a taktiež mnoho CuFeS_2 . Značne odchylné hodnoty udáva pre tento prípad Schwartz (1931). Tomu sa podarilo zahrievaním na rôzne teploty nad 475° C vzoriek s chalkopyritom a bornitom viacmenej vzájomne sduženými, no bez kryštalografického prerastania, získať „pevné roztoky“ chalkopyrit-bornitové, ktoré po ochladení umožnily vznik odmiešavacím systémom chalkopyrit-bornitovým, dokonale shodným s prirodzenými lamelárnymi bornitmi.

Je teda lamelárny bornit dôležitým „geologickým termometrom“, umožňujúcim aspoň približné určenie teplôt, panujúcich za rudotvorného procesu, a charakterizuje ložiská, pri vzniku ktorých aspoň po určitú dobu teplota presahovala 475° C (Schwartz, 1931) alebo 225° C (Schneiderhöhn, 1931). Údaje Schwartzove považujem za hodnovernejšie, nakoľko sú podložené i detailnými laboratórnymi experimentami.

Presné stanovenie teploty je možné zahrievaním nábrusu s lamelárnym bornitom pod zahrievacím mikroskopom, až kým sa chalkopyritové lamely nerozplynú. Teplota, pri ktorej sa to stane, je shodná s minimálnou teplotou vzniku príslušného bornitu. Pre nedostatok

vhodného zariadenia som však nemohol uvedené merania na lamelárnych bornitoch z Kvetnice uskutočniť.

Prítomnosť lamelárnych bornitov v parageneze Cu-rúd na Kvetnici svedčí o ich vzniku za teplôt nad 475°C , a tým súčasne — okrem už spomenutého tetraedritu — umožňuje jej zaradenie k produktom vzniklým „per ascensum“.

Čo sa týka množstva v bornitoch pohlteneho chalkopyritu, udáva toto i zafarbenie príslušným lamelárnym bornitom: tmavé typy „rozpustily“ v sebe málo CuFeS_2 , kým svetlé ho obsahujú oveľa viac.

Pyrit má — ako sme už naznačili — vo vzorkách z pínz zvláštne postavenie. Ako najstarší minerál vznikol neodvisle od Cu-rúd, čomu nasvedčujú i reakčné ohruby chalkopyritu v miestach, kde došlo k priamemu zatlačovaniu FeS_2 bornitom.

Prevažná časť CuFeS_2 sa začala vylučovať neskôr ako bornit, no obmedzenie niektorých zrn, ako aj ich pomer k bornitom nevylučuje možnosť, že časť chalkopyritu vznikla i pred nimi.

Ďalšie rudné minerály: modrý izotropný chalkozín a kovelín vznikly descendentne, kým malachit, azurit a limonit sú typickými oxydačnými produktmi.

b) U vzoriek s epidotom sú genetické pomery pomerne jednoduché:

Najstarší je epidot, po rozdrvení ktorého došlo k vylučovaniu Cu-rúd v tomto poradí:

Minerál:	Ascendentný	Descendentný
Chalkozín rh.		
Bornit		
Chalkopyrit		
Modrý chalkozín		
Kovelín		

Z nich prvé vznikly ascendentne a smerom od najstaršieho pozorujeme veľmi zákonité postupné ubúdanie obsahu Cu a pribúdanie Fe. Je to opačný zjav, aký charakterizuje roztoky cementačnej zóny, kde pozorujeme naopak pribúdanie Cu. Preto sled chalkozín → bornit → chalkopyrit označujeme tiež ako „inverznú cementáciu“.

O termálnych podmienkach, za akých vznikla táto parageneza, svedčí vystupovanie a povaha chalkozínu a bornitu.

Chalkozín je zastúpený svojou primárne rombickou formou, t. j. svetlým nelamelárnym typom, ktorý vzniká za teplot pod 91°C (Schneiderhöhn, 1931), alebo podľa Buergera (1941) pod 105°C .

Chalkozíny vzniklé za vyšších teplôt nám predstavujú paramorfozy rombickej modifikácie po kubickej — sú to tzv. „lamelárne chalkozíny“.

V súlade s vystupovaním rombického chalkozínu v uvedenej parageneze je i vývoj bornitov, u ktorých neboly nikdy pozorované lamelárne systémy chalkopyritu, vzniklé odmiešavaním.

Len v jedinom prípade sa našiel bornit so zákonito orientovanými lamelami CuFeS_2 . Tieto však vznikly bezpochyby zatlačovaním od okrajov; je to už prv spomenutý „pseudolamelárny bornit“.

Ako z uvedeného vyplýva, vznikla parageneza chalkozín $\rightarrow$ bornit $\rightarrow$ chalkopyrit za nízkych teplôt pod 105°C (Buerger, 1941), alebo pod 91°C (Schneiderhöhn, 1931).

Chalkozín a kovelín sú opäť minerálmi descendentnými.

Ako z opisu medenorudných impregnácií z okolia Kvetnice vyplýva, sú tieto geneticky i vystupovaním viazané na melafýrové horniny, podobne ako i drobné výskyty barytu a hematitu. Prítomnosť lamelárneho bornitu v jednom prípade svedčí o vysokote termálnej parageneze vznikajúcej aspoň určitú dobu pri teplotách nad 475°C . Iná parageneza (nelamelárny bornit s nelamelárnym rombickým chalkozínom) vznikala za nízkych teplôt pod cca 100°C .

Z melafýrových porfyrítov môžeme sledovať ďalšiu geochemickú migráciu Cu do paleogenných sedimentov priľahlej Popradskej kotliny. Určité údaje k tejto otázke nachádzame v Munkovej monografii o kišovskom ložisku mangánovej rudy (Munk, 1932), ktorý udáva obsah CuO:

a) v manganokalcite 0,02%.

b) vo flyšových sedimentoch od stôp po 0,7%.

Med je vo flyšových sedimentoch zrejme primárnou syngenetickou primesou neobyčajne jemne rozptýlenou. Do paleogenného mora bola prinášaná z priľahlej pevniny, budovanej v značnej miere melafýrovými horninami. Tieto môžeme i mikroskopicky preukázať v paleogenných sedimentoch. Jej srážanie sa dialo buď cestou výlučne anorganickou, buď azda i za spoluúčasti najnižších organizmov.

Opisovaný výskyt je síce zaujímavý so stránky paragenetickej, no ide o nález výlučne mineralogický, bez akejkoľvek praktickej hodnoty.

30. IV. 1951

*Slovenský ústredný ústav geologický
v Bratislave*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpat. Věstník St. geol. ústavu XI, Praha.
- Andrusov D., 1936: Subtatranské příkrovy západních Karpat. Carpatica, Praha.
- Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha.
- Barth T., 1926: Die reguläre Kristallart von Kupferglanz. Zentralblatt für Mineralogie, Stuttgart.
- Bateman A. M., 1929: Some covellite-chalcocite relationship. Econ. Geol. 24, Lancaster.
- Bateman A. M.—McLaughlin D. H., 1920: Geology of the ore deposits of Kennecott, Alaska. Econ. Geol. 15, Lancaster.
- Borchert H., 1934/35: Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als „geologische Thermometer“. Chem. d. Erde 9, Jena.
- Buerger N. W., 1941: The Chalcocite Problem. Econ. Geol. 36, Lancaster.
- Davidson D. M., 1931: The Geology and Ore Deposits of Chambishi, Northern Rhodesia. Econ. Geol. 36, No 2, Lancaster.
- Fersman A. E., 1934: Geochimija I—IV, Leningrad.
- Geijer P., 1924: Some swedish occurrences of bornite and chalcocite. Sver. geol. Undersökning, Årsbok 17, Stockholm.
- Graton L. C.—Mudroch J., 1913: The sulphide ores of copper. Trans. AIME, Vol. 45.
- Gysin M., 1937: Les minerais de cuivre de Sud-Katanga. Annales du Serv. d. Mines. Comité spécial du Katanga, Bruxelles.
- Hauer F., 1876: Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ung. Monarchie. Bl. III, Westkarpathen. Jahrb. d. K. k. geol. Reichsanst., Wien.
- Höfer H., 1871: Die Melaphyre der Niederen Tatra in Ungarn. Jahrb. für Mineralogie, Wien.
- Huttenlocher H., 1924: Über Mineralbestand und Struktur einiger schweizerischen Erzgänge. Ecl. Geol. Helv. XVIII, Bâle.
- Ivan L., 1934: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce Št. geol. ústavu 9, Bratislava.
- Kettner R., 1931: Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Knih. St. geol. ústavu 13 A, Praha.
- Kettner R., 1937 a: Geologická stavba severního svahu Králový holi v okolí Lipt. Tepličky (Nízké Tatry). Rozpr. České akad. XVII, č. 7, Praha.
- Kettner R., 1937 b: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpr. České akad. XVII, č. 8, Praha.
- Kettner R.—Koutek J., 1938: K otázce stáří paleogenu v Liptovské pánvi na Slovensku. Věst. St. geol. ústavu, Praha.

- K o u t e k J., 1936: O geologických a sedimentárně-petrografických výzkumech v paleogenu Liptovské kotliny. Věst. St. geol. ústavu, Praha.
- M c. L a u g h l i n D. H., 1919: Ore Deposition and Enrichment at the Evergreen Mine, Gilpin County, Colorado. Econ. Geol. 14, Lancaster.
- M a d e l u n g A., 1864: Melaphyr des Riesengebirges u. der Karpathen. Verh. d. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
- M e r w i n — L o m b a r d, 1937: The system Cu-Fe-S. Econ. Geol. 32, Lancaster.
- M u n k R., 1932: Ložisko manganové rudy u Kišovců na Slovensku a jeho genese, Praha.
- N ě m e j c F., 1937: Paleobotanické studie v travertinových sedimentech v oblasti obcí Gánovců a Horek u Popradu. Rozpr. České akad. XVII, Praha.
- P a c á k O., 1926: Sopečné vyvřeliny na sev. úpatí Beskyd moravských. Rozpravy České akad. XXXV, Praha.
- P e t r a s c h e k W., 1909: Über permische Kupfererze Nordböhmens. Verh. d. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
- P e t r b o k J., 1924: Měkkýši slovenských travertínů. Sbor. St. geol. úst. IV, Praha.
- P e t r b o k J., 1926: Měkkýši slovenských travertínů. Sbor. St. geol. úst. VI, Praha.
- P o s n j a k — A l l e n — M e r w i n, 1916: Die Sulfide des Kupfers. Zeitschr. f. anorg. Chem. 94.
- Q u i r i n g H., 1920: Die Tertiären Manganerzlager bei Kisocz am Nordrande der N. Tatra. Zeitschr. f. prakt. Geol., Berlin.
- R a m d o h r P., 1940: Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. mat.-naturw. Kl., No 2, Berlin.
- R e u n i n g E., 1925: Die Natasmine in Südwestafrika. N. Jahrb. für Mineralogie, B.-Bd. 52 A, Stuttgart.
- R o t h S., 1878: Az Alacsony-Tátra melaphyrjainak göröcsövi és lángkiserleti vizsgálat. Földtani Közlöny VIII, Budapest.
- R o t h Z., 1939: Geologické poměry okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. České akad. XVIII, Praha.
- R ü c k e r l R., 1925: Mikroskopisch-mineralogische Untersuchungen an sulfidischen Kupfererzen der Siegerländer Spateisensteingänge. N. Jahrb. f. Min., B.-Bd. 53 A, Stuttgart.
- S a m o j l o f f J., 1922: Paläophysiologie (Paläobiochemie) und ihre geologische Bedeutung. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 74, Breslau.
- S c h n e i d e r h ö h n H., 1922: Entmischungserscheinungen innerhalb von Erzmischkristallen und ihre Bedeutung für Lagerstättenkunde und Aufbereitung. Metall u. Erz. 19, Halle.
- S c h n e i d e r h ö h n — R a m d o h r, 1931: Lehrbuch der Erzmikroskopie, Berlin.
- S c h w a r t z G. M., 1931: Intergrowths of Bornite and Chalcopyrite. Econ. Geol. 26, No 2, Lancaster.
- S c h w a r t z G. M., 1932: Microscopic Criteria of Hypogene and Supergene Origin of Ore Minerals. Econ. Geol. 27, No 6, Lancaster.
- S c h w a r t z G. M., 1942: Progress in the Study of Exsolution in Ore Minerals. Econ. Geol. 37, No 5, Lancaster.
- S m i r n o v S. S., 1936: Zona okislenja sulfidnych mestoroždenij. ONTI.

- Stache G., 1867: Vorlage der Geol. Aufnahme des ungarischen Theiles der Hohen Tatra mit Wassergebieten des Bela-Flusses, der Schw. Waag, des oberen Hernád- und oberen Poprad-Flusses. Verh. d. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
- Šťastný V., 1927: Studie o t. zv. melafyrech v N. Tatrách na Slovensku. Rozpr. České akad. XXXVI, Praha.
- Štúr D., 1860: Bericht über die geolog. Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag u. Neutra. Jahrb. d. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
- Štúr D., 1868: Bericht über die geolog. Aufnahme im oberen Waag- u. Gran-Thale. Jahrb. d. K. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
- Tröger W. E., 1935: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine, Berlin.
- Tschermak G., 1869: Porphyrgesteine Oesterreichs. K. Ak. d. Wissensch., Wien.
- Uhlig V., 1897/9: Geologie des Tatragebirges. Denkschr. d. math. nat. Cl. d. Kais. Ak. d. Wissensch., Bd. 64, 68, Wien.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen, Wien.
- Veen V. der, 1925: Minerography and Ore-deposition. The Hague.
- Whitehead W. L., 1916: The paragenesis of certain sulphide intergrowths. Econ. Geol. 11, Lancaster.

ЯН КАНТОР

РУДЫ МЕДИ, ИМПРЕГНИРУЮЩИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ В ОКРЕСТНОСТЯХ СЕЛ. КВЕТНИЦА (KVEŤNICA)

(Резюме)

Мелафировые породы Словакии местами слабо импрегнированы медными рудами, не имеющими практического значения. Их наблюдают либо прямо среди измененных мелафиров, либо в жилах барита, которые пересекают эти породы.

В настоящей статье приводятся результаты исследования такой породы, выступающей в окрестностях сел. Кветница к югу от г. Попрад. Геологические формации представлены здесь главным образом нижним триасом хочского покрова. Медные руды находятся исключительно в мелафировых породах, которые тянутся в виде длинных полос или интрузивных тел от сел. Боца (Boca) на западе до южных окрестностей сел. Горка (Hôrka) на востоке.

Структура пород либо порфировая, либо миндалевидная. Встречаются также почти компактные типы и, гораздо реже, зернистые. Из составных частей самыми важными являются плагиоклазы, представленные двумя генерациями — интрателлурической и эффузивной (таб. XLII, фиг. 1, 2). Обычно это бывает андезин. При разложении плагиоклазы часто замещаются вторичными минералами: кварцем, хлоритом, кальцитом, эпидотом и альбитом. Идиоморфные кристаллы оливина встречаются в большом количестве — это главным образом псевдоморфозы, состоящие из хлоритово-серпентиновой массы (таб. XLIII, фиг. 1; таб. XLII, фиг. 1).

Авгит был найден только раз, хотя к западу от этого месторождения он в некоторых породах изобилует. Магнетит, ильменит и гематит обычно присутствуют. Наблюдаются также полисинтетические сращения магнетита и ильменита. При разложении последнего часто образуется лейкоксен.

Миндалевидные пустоты заполняют пеннин, кальцит, кварц, халцедон, опал, яшма и агат (таб. XLIII, фиг. 2). Последовательность образования обычно следующая: пеннин → кварц → кальцит (таб. XLIV, фиг. 1), но существует и множество других вариантов (таб. XLIV, фиг. 2).

Разнообразие в фациях мелафировых пород выражается и в разнообразии структур. Обычными являются порфировая, миндалевидная, флюидально-миндалевидная, гиалопилитическая, пилотаксическая, трахитовая, иногда переходящая в трахитово-флюидальную и полнокристаллическо-порфировую.

По относительному содержанию минералов породы окрестностей сел. Кветница соответствуют типам найденным близ сел. Малужина (Malužina), которые В. Штястный (V. Šťastný 1927) назвал „мелафировыми порфиритами“.

Если оставить в стороне те части пород, которые импрегнированы только халькопиритом и пиритом, то можно различить два парагенезиса медных руд.

В первом представлены пирит, борнит, халькопирит, тетраэдрит, халькозин (ромбический?), синий изотропный халькозин, ковеллин, малахит, азурит и лимонит (таб. XLVII, фиг. 1, 2).

Самым старшим минералом, генетически независимым от минералов меди является пирит; его часто замещает халькопирит или борнит. В последнем случае при реакции возникает кайма халькопирита (таб. XLVI, фиг. 2).

Борнит содержит маленькие пластинки халькопирита, расположенные в плоскостях 100 (таб. XLV, фиг. 1, 2). Возникновение этих пластинок является результатом отщепления из „твердого раствора“ халькопирит-борнитового. Количество пластинок и их распределение влияет на окраску борнитов. Без пластинок борниты встречаются редко.

Халькопирит по большей части моложе борнита, но иногда образовывался и раньше.

Тетраэдрит относится к типам, содержащим серебро. Возникал главным образом после CuFeS_2 .

Перечисленные выше минералы возникли из поднимающихся растворов (per ascendum); к ним относится наблюдаемый в редких случаях минерал, который трудно точно определить вследствие малых размеров индивидов, но который, по видимому, является белым халькозином (ромбическим?).

Вторичные сульфиды представлены синим халькозином и ковеллином (таб. XLV, фиг. 1; таб. XLVI, фиг. 1, 2; таб. XLVII, фиг. 1), которые замещают названные выше минералы. Замещение распространяется от поверхности или от трещин (per descendum). Синий халькозин бывает обычно старше ковеллина и образует внутреннюю часть каймы вокруг индивидов борнита.

Обычными продуктами окисления является малахит, азурит и лимонит.

Интересное с минералогической точки зрения явление этой параге-

нетической ассоциации представляют из себя псевдоморфозы минералов меди по плагиоклазам (таб. XLIX, фиг. 1).

Изучение парагенезиса показывает, что при образовании борнита температура, хотя бы краткое время, должна была быть выше 475° С (Шварц — Schwartz 1931).

Ко второму парагенетическому ряду (таб. XLIX, фиг. 2) относятся ромбический халькозин, непластинчатый борнит, халькопирит, синий изотропный халькозин, ковеллин. Последние два минерала, как и в первом парагенетическом ряде, возникли *per descendum*.

Образование минералов *per ascendum* происходило в следующем порядке: халькозин, борнит, халькопирит. Содержание меди в них постепенно уменьшается, железа увеличивается... Это так называемая „инверсированная цементация“.

Присутствие ромбического (непластинчатого) халькозина и непластинчатого борнита свидетельствует о том, что эта парагенетическая ассоциация минералов возникла при температуре ниже 105° (Бюргер — Buerger 1941). Эпитотизация предшествовала образованию руд (таб. L, фиг. 1).

Что касается происхождения меди, то надо отметить, что она содержится прямо в мелафировых порогах в чрезвычайно рассеянном состоянии. Оттуда она отчасти перемещается, импрегнируя известные участки породы. Дальнейшая геохимическая миграция настала во время отложения палеогеновых свит. Флишевые породы прилежащего бассейна, в состав которых входят и разрушенные мелафировые породы, содержат от 0,0% до 0,7% CuO (Мунк — M 1932), манганокальцит кишовско-швабовского (Kušovce — Sväbovce) месторождения осадочного происхождения — 0,02% CuO.

30. IV. 1951

Центральный словацкий геологический институт, Братислава

Объяснения таблиц XLII — L, LII

Таб. XLII. Фиг. 1. Мелафировый порфирит. Идиоморфный оливин (ol), замещенный вторичными хлорито-серпентиновыми минералами. Плагиоклазы интрателлурической (pl) и эффузивной генерации. Николи +, увеличение 95. Фото Я. Кантор.

Фиг. 2. Плагиоклазы интрателлурической генерации (pl) со включениями стекла. Неправильные миндалевидные пустоты заполнены кальцитом (ca). Около них мелкие эффузивные полевые шпаты. Николи +, увеличение 95. Фото Я. Кантор.

Таб. XLIII. Фиг. 1. Хлорито-серпентиновые псевдоморфозы по оливину. Антигорит (ан). Николи слегка скрещены. Увеличение 150. Фото Я. Кантор.

Фиг. 2. Агат. Халцедон (cd), перемежающийся с кварцем (Si). Николи +, увеличение 22. Фото Я. Кантор.

Таб. XLIV. Фиг. 1. Хлорито-кварцевая масса, заполняющая миндалевидную пустоту. Чередование тонких концентрических слоев пеннинна (pn) с кварцем (Si). Центр заполнен кальцитом (ca). Николи слегка скрещены. Увеличение 85. Фото Я. Кантор.

Фиг. 2. Неправильная миндалевидная пустота. Кристаллики кварца (C.)

окружены радиально-лучистым пеннином (pn). Верхняя часть заполнена кальцитом (ca). Плагиоклазы (pl) основного мелафирового порфирита (m). Николи +, увеличение 85. Фото Я. К а н т о р.

Таб. XLV. Фиг. 1. Пластинчатый борнит (в + ср) с каймой синего халькозина (сі) и ковеллина (со). Мелафировый порфирит (m). Увеличение 500. Фото Я. К а н т о р.

Фиг. 2. Борнит с расположенными в известном порядке пластинками халькопирита (в + ср), являющимся продуктом расщепления. Синий халькозин (сі) и ковеллин (со), мелафировый порфирит (m). Фото Я. К а н т о р.

Таб. XLVI. Фиг. 1. Борнит с неправильными зернами халькопирита (ср). Жилки и оторочки синего халькозина (сі) с ковеллином (со) и лимонитом (lim.). Увеличение 500. Фото Я. К а н т о р.

Фиг. 2. Борнит с пластинками халькопирита (в + ср), замещающего пирит (py). Между ними зона халькопирита, который образовался как продукт реакции. Вдоль трещин борнит замещен синим халькозином (сі) и ковеллином (со). Мелафировый порфирит (m), кварц (Si). Увеличение 500. Фото Я. К а н т о р.

Таб. XLVII. Фиг. 1. Халькопирит (ср), борнит (в), тетраэдрит (t) и замещающие их минералы — синий халькозин (сі), ковеллин (со) и лимонит (lim.). Наименее устойчивым является борнит. Кварц (Si), мелафировый порфирит (m). Увеличение 400. Фото Я. К а н т о р.

Фиг. 2. Халькопирит (ср), борнит (в) и тетраэдрит (t) с причудливыми границами. Вдоль краев и жилок этих минералов синий халькозин (сі) с ковеллином (со) и лимонитом (lim.). Увеличение 400. Фото Я. К а н т о р.

Таб. XLVIII. Фиг. 1. Борнит (в) с сеткой жилок синего халькозина (сі) вторичного образования (per descendum). Халькопирит (ср), лимонит (lim.). Руда зоны окисления. Увеличение 450. Фото Я. К а н т о р.

Фиг. 2. Борнит с пластинками халькопирита (ср). Во всех плоскостях 100 происходит замещение лимонитом. Нарисовано по микрофотографии.

Таб. XLIX. Фиг. 1. Псевдоморфозы синего халькозина (сі) с ковеллином (со) по плагиоклазам первой генерации. Направо внизу в псевдоморфозе реликты борнита (в). Увеличение 450. Фото Я. К а н т о р.

Фиг. 2. Ромбический халькозин (с), замещенный борнитом (в). Синий халькозин (сі). Рудные минералы замещают эпидот (ер). Увеличение 450. Фото Я. К а н т о р.

Таб. L. Борнит (в), цементирующий разломанные кристаллики эпидота (ер). Увеличение 470. Фото Я. К а н т о р.

Таб. LI. Схематическая геологическая карта окрестностей сел. Кветница. 1 — аллювий, флювиоглациальные гальки и пески; 3 — осыпи и суглинки; 4 — травертин; 1—4 — четвертичные отложения; 5 — конгломераты; 6 — флиш; 5—6 — палеоген; 7 — верфенские слои; 8 — мелафировый порфирит; 7—8 — верфен; 9 — минеральные источники; 10 — дислокации; 11 — следы древних разработок; 12 — каменоломни.

DIE KUPFERERZIMPRÄGNATIONEN IN DER
UMGEBUNG VON KVETNICA*(Eine mikroskopische Studie)**(Zusammenfassung des slowakischen Textes)*

Die Melaphyrgesteine der Slowakei enthalten stellenweise schwache, praktisch unbedeutende Imprägnationen der Kupfererze. Diese treten entweder direkt in Mitten der umgewandelten Melaphyrgesteine auf, oder in Barytgängen, die das Melaphyrgestein durchsetzen.

Eine solche Lokalität finden wir in der Umgebung von Kvetnica, südlich von Poprad. Kupfererze wurden hier nur in Melaphyrgesteinen beobachtet, welche in den Werfener Schichten der Choč-Decke ausgedehnte Ströme und intrusive Körper bilden, die sich von Boca im Westen bis in die südliche Umgebung von Hôrka nach Osten erstrecken.

Die Hauptkomponenten dieser Gesteine sind:

Plagioklase intratellurischer und effusiver Generation (Taf. XLII, Bild 1, 2) mit 40—45 Mol. % An. Oft sind sie bedeutend zersetzt und durch sekundäre Minerale — Quarz, Chlorit, Calcit, Epidot und Albit ersetzt.

Olivin bildet vollkommene idiomorphe Kriställchen, die gewöhnlich in eine serpentin-chloritische Masse umgewandelt sind (Taf. XLIII, Bild 1, Taf. XLII, Bild 1).

Erzminerale sind hauptsächlich durch Magnetit, Hämatit und Ilmenit, so wie auch durch ihre sekundären Produkte Limonit und Leukoxen vertreten.

An der Ausfüllung der Mandelsteinhöhlungen beteiligen sich: Pennin, Calcit, Quarz, Chalcidon, Opal, Jaspis und Achat (Taf. XLIII, Bild 2). Die am häufigsten beobachtete genetische Folge ist diese: Pennin → Quarz → Calcit. (Taf. XLIV, Bild 1.) Es existiert außerdem noch eine unzählige Menge individueller Entwicklungen (Taf. XLIV, Bild 2).

Zu den gewöhnlichen Strukturen der Melaphyrgesteine gehören: die porphyrische, Mandelstein-, fluidale Mandelstein-, hyalopilitische, pilotaxitische, trachytische bis trachytisch-fluidale und holokristallin-porphyrische Struktur.

Nach dem Verhältnis der einzelnen Mineralkomponenten entsprechen die Gesteine von Kvetnica jenen Typen, welche V. Štastný (1927) aus der Umgebung von Malužiná als „Melaphyrporphyrite“ bezeichnete.

Abgesehen von den Chalkopyrit-pyritischen Imprägnationen waren in Kvetnica zwei verschiedene Paragenesen der Kupfererze festgestellt:

1. In der Ersten treten vor: Pyrit, Bornit, Chalkopyrit, Tetraëdrit, Chalkosin, Covellin, Malachit, Azurit und Limonit (Taf. XLVII, Bild 1, 2).

Das älteste Mineral, genetisch unabhängig von Cu-Mineralen ist Pyrit, der meistens durch Chalkopyrit und Bornit verdrängt ist. Im letzten Falle entsteht zwischen diesen eine reaktive Umrandung des Chalkopyrits (Taf. XLVI, Bild 2).

Bornit enthält kleine Chalkopyritlamellen, welche in demselben nach Flächen 100 geordnet sind (Taf. XLV, Bild 1, 2). Die Lamellen entstanden durch die Entmischung aus der „festen Lösung“ von Chalkopyrit — Bornit und nach ihrer Anzahl und gegenseitiger Distanz wechselt auch die Farbe der einzelnen Bornite. Selten sind unlamellare Bornite.

Chalkopyrit ist vorwiegend jünger als Bornit, obwohl er sich teilweise schon vor demselben entwickelte.

Tetraëdrit gehört zu den silberhaltigen Typen. Er scheidete sich hauptsächlich nach CuFeS_2 aus.

Außer diesen azendenten Mineralen wurde vereinzelt in ganz kleinen Individuen, die keine genauere Identifikation zuließen, wahrscheinlich weißer (rhombischer?) Chalkosin beobachtet.

Zu den deszendenden Mineralen, welche die erstangeführten Erzminerale, aus der Peripherie oder aus Spalten hervorgehend, verdrängen, gehören blauer isotroper Chalkosin und Covellin (Taf. XLV, Bild 1, Taf. XLVI, Bild 1, 2, Taf. XLVII, Bild 1). Der Erste von ihnen ist älter und bildet den inneren Teil der Umrandung an den Borniten.

Die üblichen Oxydationsprodukte sind Malachit, Azurit und Limonit.

Mineralogisch interessant sind aus dieser paragenetischen Mineralgemeinschaft die Pseudomorphosen der erwähnten Cu-Minerale nach den Plagioklassen (Taf. XLIX, Bild 1).

Wie aus dem Auftreten des lamellaren Bornits in der Paragenese ersichtlich ist, überstieg die Temperatur während der Zeit seiner Ausscheidung, wenigstens eine gewisse kurze Zeit, 475°C (Schwartz 1931).

2. Eine andere Paragenese (Taf. XLIX, Bild 2) bildet diese genetische Folge: rhombischer Chalkosin, unlamellarer Bornit, Chalkopyrit, blauer isotroper Chalkosin und Covellin.

Die beiden Letzteren entwickelten sich wieder deszendend.

Die azendente Folge: rhombischer Chalkosin $\rightarrow$ Bornit $\rightarrow$ Chalkopyrit zeigt das allmähliche Sinken des Cu-Inhaltes und die Zunahme des Fe. Sie stellt daher die sog. Inversionszementation dar.

Die Anwesenheit des rhombischen (unlamellaren) Chalkosins mit unlamellaren Bornit zeigt von dem Entstehen einer Paragenese bei niedrigen Temperaturen unter 105°C (Buerger 1941). Der Erzausscheidung ging die Epidotisation voran (Taf. L, Bild 1).

Den Ursprung des Cu muß man in den eigenen Melaphyrgesteinen suchen, wo es außerordentlich fein zerstreut ist. Von dort aus war es teilweise in die beschriebene Imprägnation konzentriert. Seine weitere geochemische Migration geschah während der Sedimentation paläogener Schichten. Die Flyschgesteine des angrenzenden Beckens, die gleichfalls aus den zerstörten Melaphyrgesteinen entstanden sind, weisen nach Munk (1932) 0,0—0,7% CuO auf, während im Manganocalcit der sedimentären Lagerstätte von Kišovce-Svábovce 0,02% CuO festgestellt wurde.

30. IV. 1951

*Slowakische geologische Zentralanstalt
Bratislava*

Erläuterungen zu den Tafeln XLII—L, LII.

Taf. XLII. Bild 1. Melaphyrporphyrit. Idiomorpher Olivin (Ol) ausgefüllt mit sekundären chlorit-serpentinischen Mineralen. Plagioklase intratellurischer (pl) und effusiver Generation. Gekr. Nik. Vergr. 95. Foto Kantor.

Bild 2. Plagioklase intratellurischer Generation (pl) mit Glaseinschlüssen. Unregelmäßige Mandeln mit Calcitausfüllung (ca), umgeben von kleinen effusiven Feldspaten. Gekr. Nik. Vergr. 95. Foto Kantor.

Taf. XLIII. Bild 1. Chlorit-serpentinische Pseudomorphose nach Olivin. Antigorit (an). Nikols wenig gekreuzt. Vergr. 150. Foto Kantor.

Bild 2. Achat. Chalcedon (cd) abwechselnd mit Quarz (si). Gekr. Nik. Vergr. 22. Foto Kantor.

Taf. XLIV. Bild 1. Chloritische Quarzmandeln. Abwechselnde konzentrische Lagen von Pennin (pn) und Quarz (si). Mitte mit Calcitausfüllung (ca). Nikols wenig gekreuzt. Vergr. 85. Foto Kantor.

Bild 2. Unregelmäßige Mandel. Quarzkriställchen (si) umgeben von radialen Penninstrahlen (pn). Oberteil mit Calcitausfüllung (ca). Plagioklase (pl). Base des Melaphyrrporphyrites (m). Gekr. Nik. Vergr. 85. Foto Kantor.

Taf. XLV. Bild 1. Lamellarer Bornit (b+cp) mit Umrandung von blauen Chalkosin (ci) und Covellin (co). Melaphyrrporphyrit (m). Vergr. 500. Foto Kantor.

Bild 2. Bornit mit orientiert eingelegten Entmischungslamellen von Chalkopyrit (b + cp). Blauer Chalkosin (ci), Covellin (co), Melaphyrrporphyrit (m). Ölimersion. Vergr. 1300. Foto Kantor.

Taf. XLVI. Bild 1. Bornit mit unregelmäßigen Chalkopyritkörperchen (cp). Äderchen und Umrandung von blauen Chalkosin (ci) mit Covellin (co) und Limonit (lim). Vergr. 500. Foto Kantor.

Bild 2. Bornit mit Chalkopyritlamellen (b + cp) verdrängt den Pyrit (py). Zwischen ihnen Reaktionsrand des Chalkopyrits (cp). Längs der Spalten Verdrängung des Bornits durch blauen Chalkosin (ci) und Covellin (co). Melaphyrrporphyrit (m), Quarz (si). Vergr. 500. Foto Kantor.

Taf. XLVII. Bild 1. Chalkopyrit (cp), Bornit (b) und Tetraëdrit (t) verdrängt durch blauen Chalkosin (ci), Covellin (co) und Limonit (lim). Am wenigsten resistant ist Bornit. Quarz (si), Melaphyrrporphyrit (m). Vergr. 400 Foto Kantor.

Bild 2. Chalkopyrit (cp), Bornit (b) und Tetraëdrit (t) in komplizierter Berührung. Blauer Chalkosin (ci) mit Covellin (co) und Limonit (lim) längs ihrer Ränder und ihrer Äderchen. Vergr. 400. Foto Kantor.

Taf. XLVIII. Bild 1. Bornit (b) verdrängt durch deszendentes Adernetz von blauen Chalkosin (ci). Chalkopyrit (cp), Limonit (lim). Oxydiertes Erz. Vergr 450. Foto Kantor.

Bild 2. Bornit (b) mit Chalkopyritlamellen (cp) nach 100 verdrängt nach denselben kristallographischen Richtungen durch Limonit (lim). Nachgezeichnet nach einer Mikrophotographie.

Taf. XLIX. Bild 1. Pseudomorphosen von blauen Chalkosin (ci) mit Covellin (co) nach Plagioklasen erster Generation. In der rechten unteren Pseudomorphose erhaltene Überreste von Bornit (b). Vergr. 450. Foto Kantor.

Bild 2. Rhombischer Chalkosin (c) verdrängt durch Bornit (b). Blauer Chalkosin (ci). Erzminerale verdrängen den Epidot (ep). Vergr. 450. Foto Kantor.

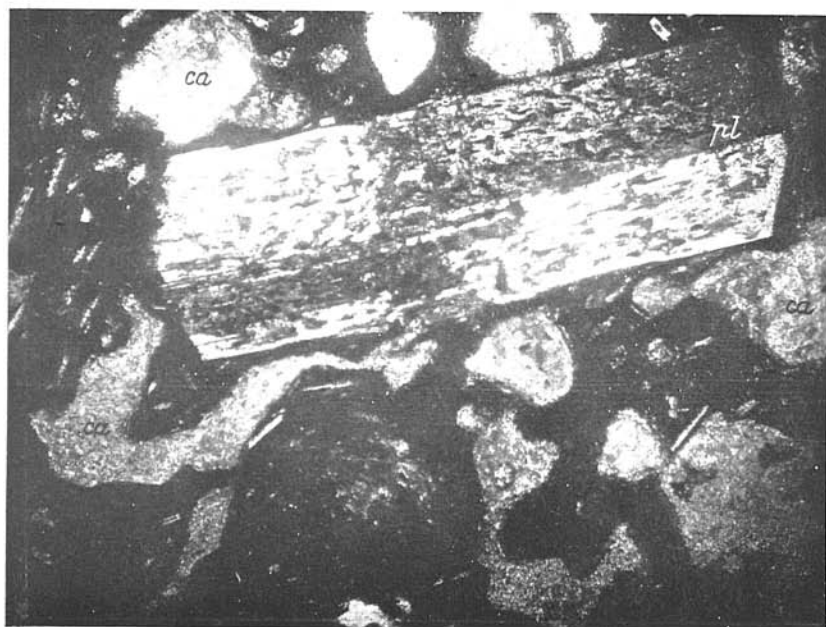
Taf. L. Bild 1. Epidotkriställchen (ep) zermalmt und durch Bornit (b) verkittet. Vergr. 470. Foto Kantor.

Taf. LII. Geologische Skizze der Umgebung von Kvetnica. 1. Alluvium. 2. Fluvioglaziale Schotter und Sande. 3. Schutt und Lehm. 4. Travertin. 1.—4. Quartär. 5. Konglomerat. 6. Flysch. 5.—6. Paläogen. 7. Werfener Schichtengruppe. 8. Melaphyrrporphyrit. 7.—8. Werfen. 9. Mineralquellen. 10. Dislokationen. 11. Pingen. 12. Steinbrüche.



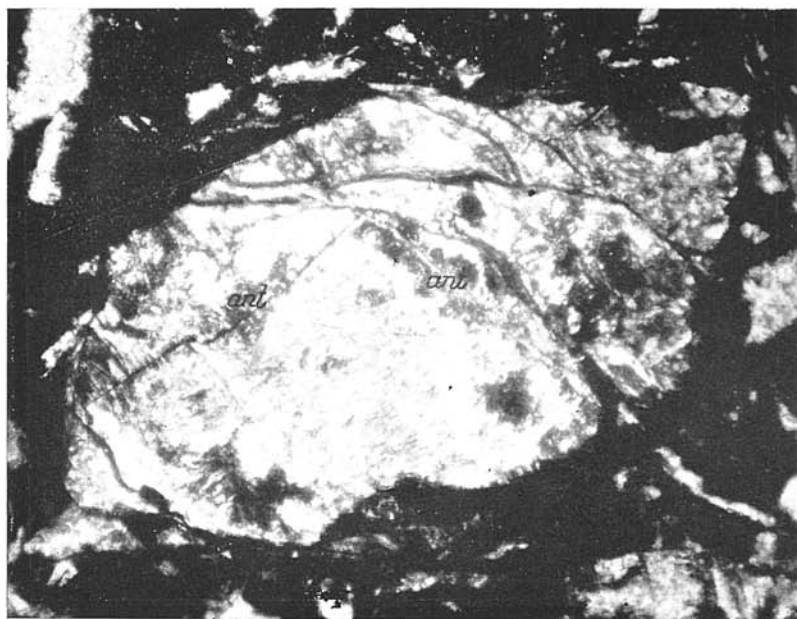
Obr. 1. Metafýrový porfýrit. Idiomorfný olivín vyplnený sekundárnymi chloriticko-serpentinickými minerálmi. Plagioklasy intratelurickej (pl) a efuzívnej generácie. Skrižené nikoly, zväčšené 95×.

Foto Kantor.

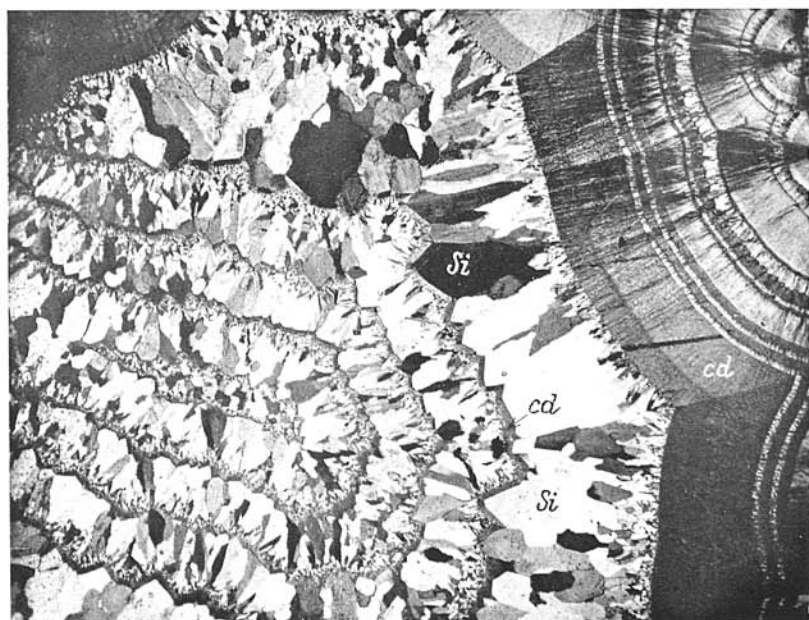


Obr. 2. Plagioklas intratelurickej generácie (pl) s uzavreninami skla. Nepravidelné mandle vyplnené kalcitom (ca). Okolo nich drobné efuzívne živce. Skrižené nikoly, zväčšené 95×.

Foto Kantor.



Obr. 1. Chloriticko-serpentinická pseudomorfóza po olivine. Antigorit (au).
Nikoly málo skrižené, zväčšené 150×. Foto Kantor.

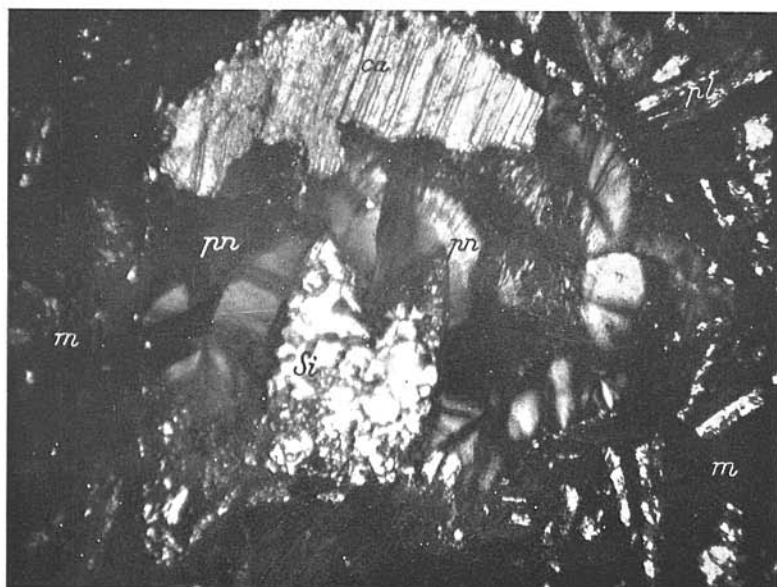


Obr. 2. Achát. Chalcedón (cd) striedajúci sa s kremeňom (Si). Skrižené nikoly, zväčšené 22×. Foto Kantor.



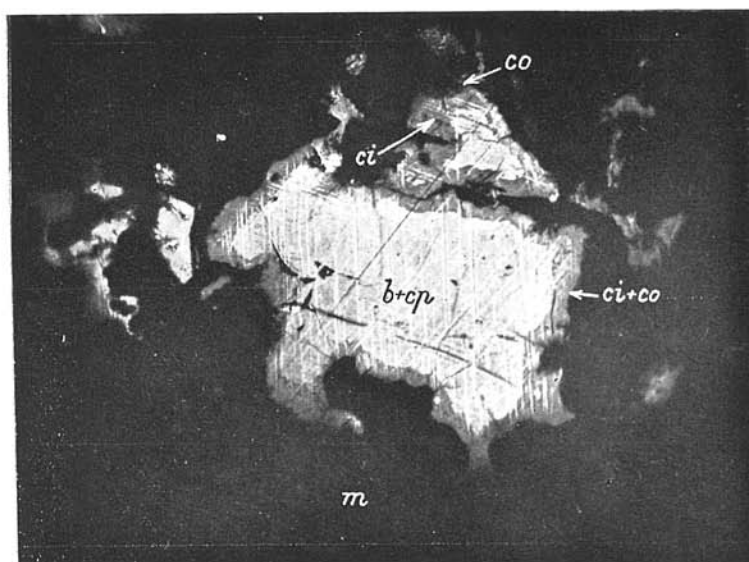
Obr. 1. Chloriticko-kremenná mandľa. Striedanie koncentrických vrstvičiek peninu (pn) s kremeňom (Si). Stred vyplnený kalcitom (ca). Nikoly málo skrižené, zväčšené 85×.

Foto K a n t o r.

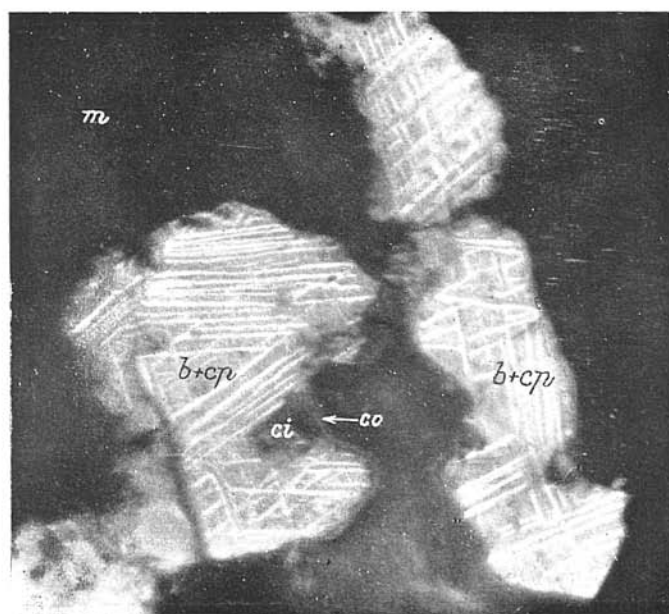


Obr. 2. Nepravidelná mandľa. Kryštalky kremeňa (Si) obklopené radiálne-lučovitým peninom (pn). Vrchná časť vyplnená kalcitom (ca). Plagioklasý (pl), báza mel. porfyritu (m). Skrižené nikoly, zväčšené 85×.

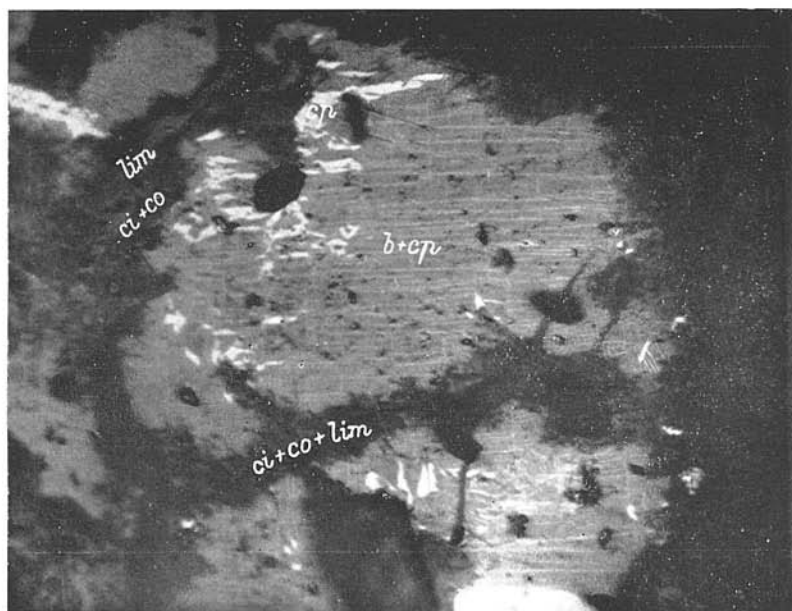
Foto K a n t o r.



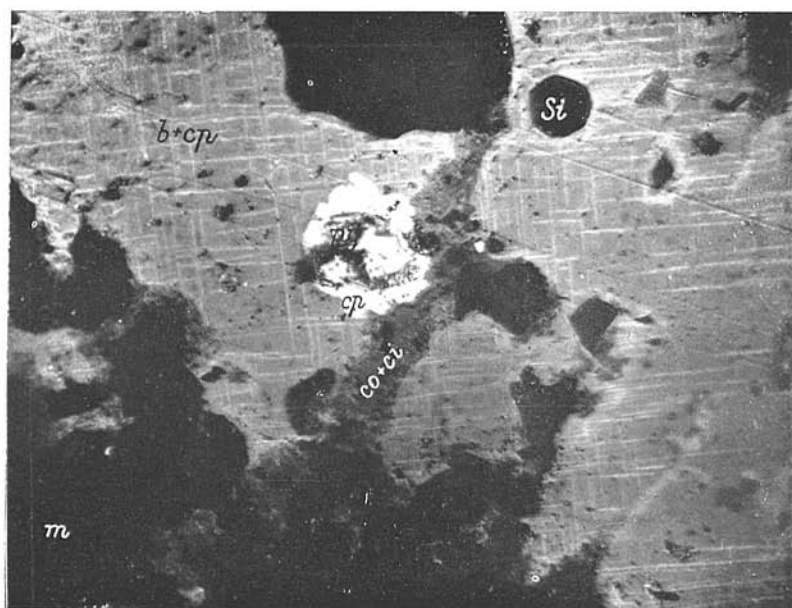
Obr. 1. Lamelárny bornit ($b+cp$) s obrubou modrého chalkozinu (ci) a kovelinu (co). Melafýr. porfýrit (m). Zväčšené $500\times$. Foto Kantor.



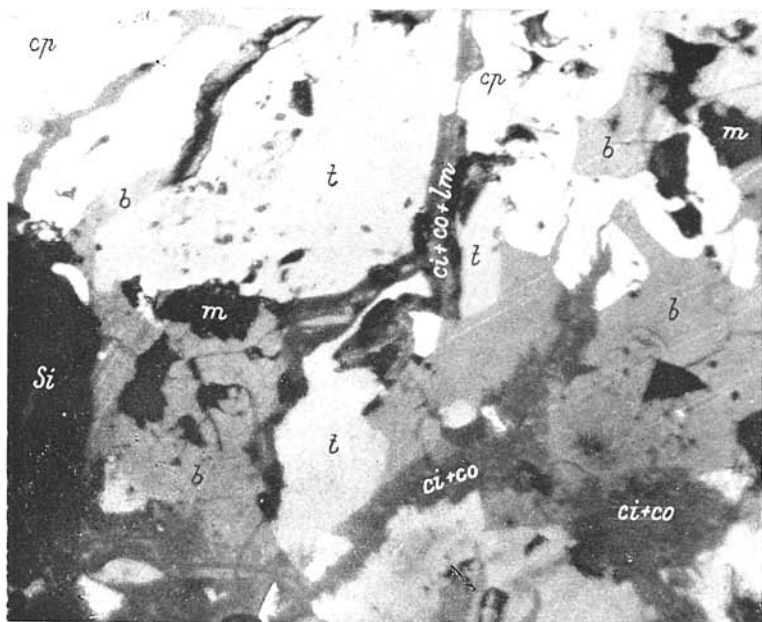
Obr. 2. Bornit s orientovane uloženými odmiešavaciami (exsolution) lamelami chalkopyritu ($b+cp$). Modrý chalkozin (ci), kovelin (co), melafýr. porfýrit (m). Olejová imerzia. Zväčšené $1300\times$. Foto Kantor.



Obr. 1. Bornit s nepravidelnými telieskami chalkopyritu (cp). Žilky a obruby modrého chalkozínu (ci) s kovelínom (co) a limonitom (lim). Zväčšené 500 $\times$. Foto Kantor.

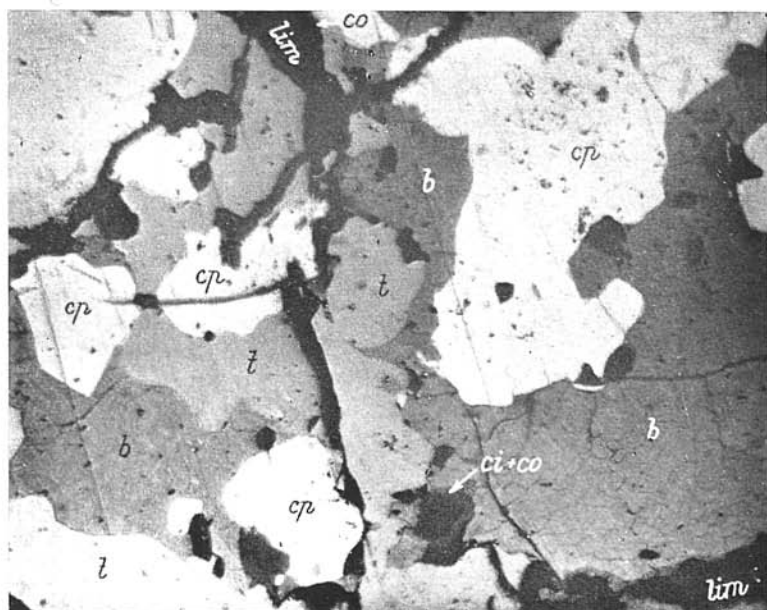


Obr. 2. Bornit s lamelami chalkopyritu (b+cp) zatlačujúci pyrit (py). Medzi nimi reakčná obruba chalkopyritu (cp). Pozdĺž puklín zatlačovanie bornitu modrým chalkozínom (ci) a kovelínom (co). Melafýrový porfýrit (m), kremeň (Si). Zväčšené 500 $\times$. Foto Kantor.



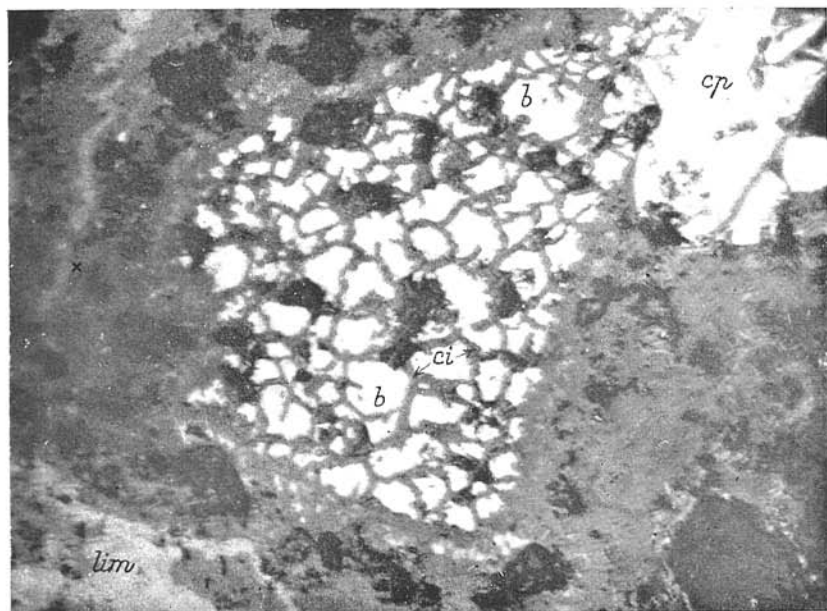
Obr. 1. Chalkopyrit (cp), bornit (b) a tetraedrit (t) zatláčované modrým chalkozinom (ci), kovelinom (co) a limonitom (lim). Najmenej rezistentným je bornit. Kremeň (Si), melafýrový porfýrit (m). Zväčšené 400×.

Foto Kantor.

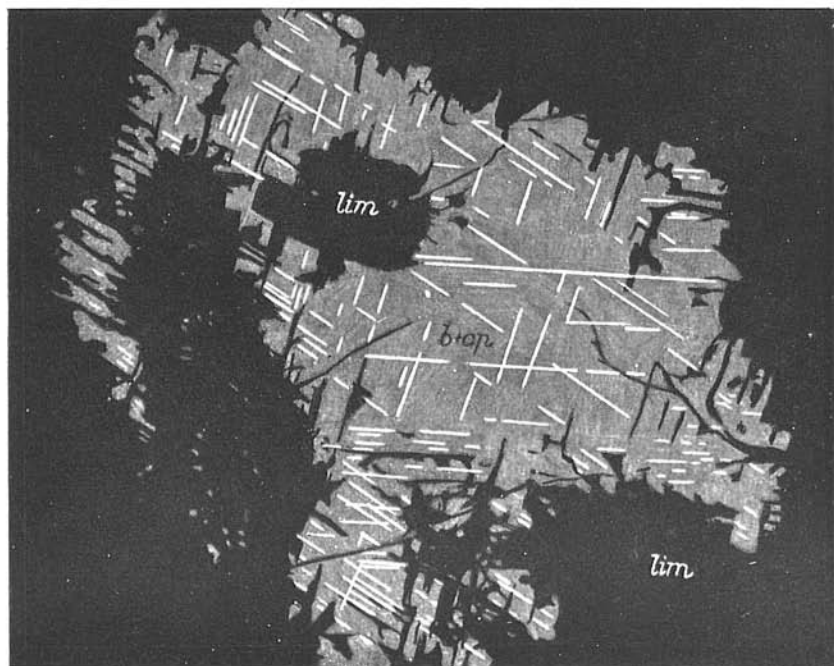


Obr. 2. Chalkopyrit (cp), bornit (b) a tetraedrit (t) so složitým vzájomným stykom. Modrý chalkozin (ci) s kovelinom (co) a limonitom (lim) pozdĺž okrajov a žiliek v nich. Zväčšené 400×.

Foto Kantor.



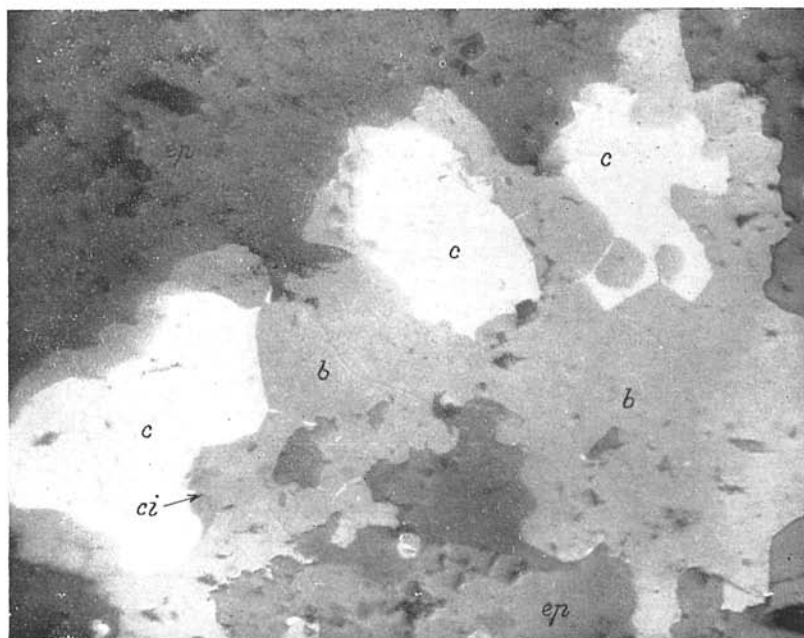
Obr. 1. Bornit (b) zatlačovaný descendantne sieťou žíliet modrého chalkozinu (ci). Chalkopyrit (cp), limonit (lim). Oxydačná ruda. Zväčšené 450 $\times$.
Foto Kantor.



Obr. 2. Bornit (b) s lamelami chalkopyritu (cp) podľa 100, zatlačovaný podľa rovnakých kryštalografických smerov limonitom (lim). Prekreslené podľa mikrofotografie.

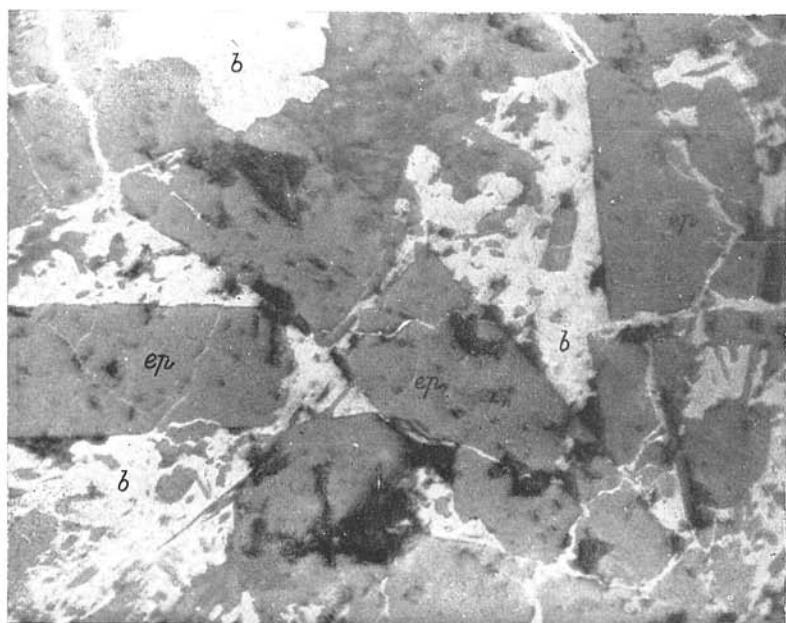


Obr. 1. Pseudomorfózy modrého chalkozínu (ci) s kovelínom (co) po plagioklasoch prvej generácie. V pravej spod. pseudomorfóze zachované i zvyšky bornitu (b). Zväčšené 450 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 2. Rombický chalkozín (c) zatláčovaný bornitom (b). Modrý chalkozín (ci). Rudné minerály zatláčujú epidot (ep). Zväčšené 450 $\times$.

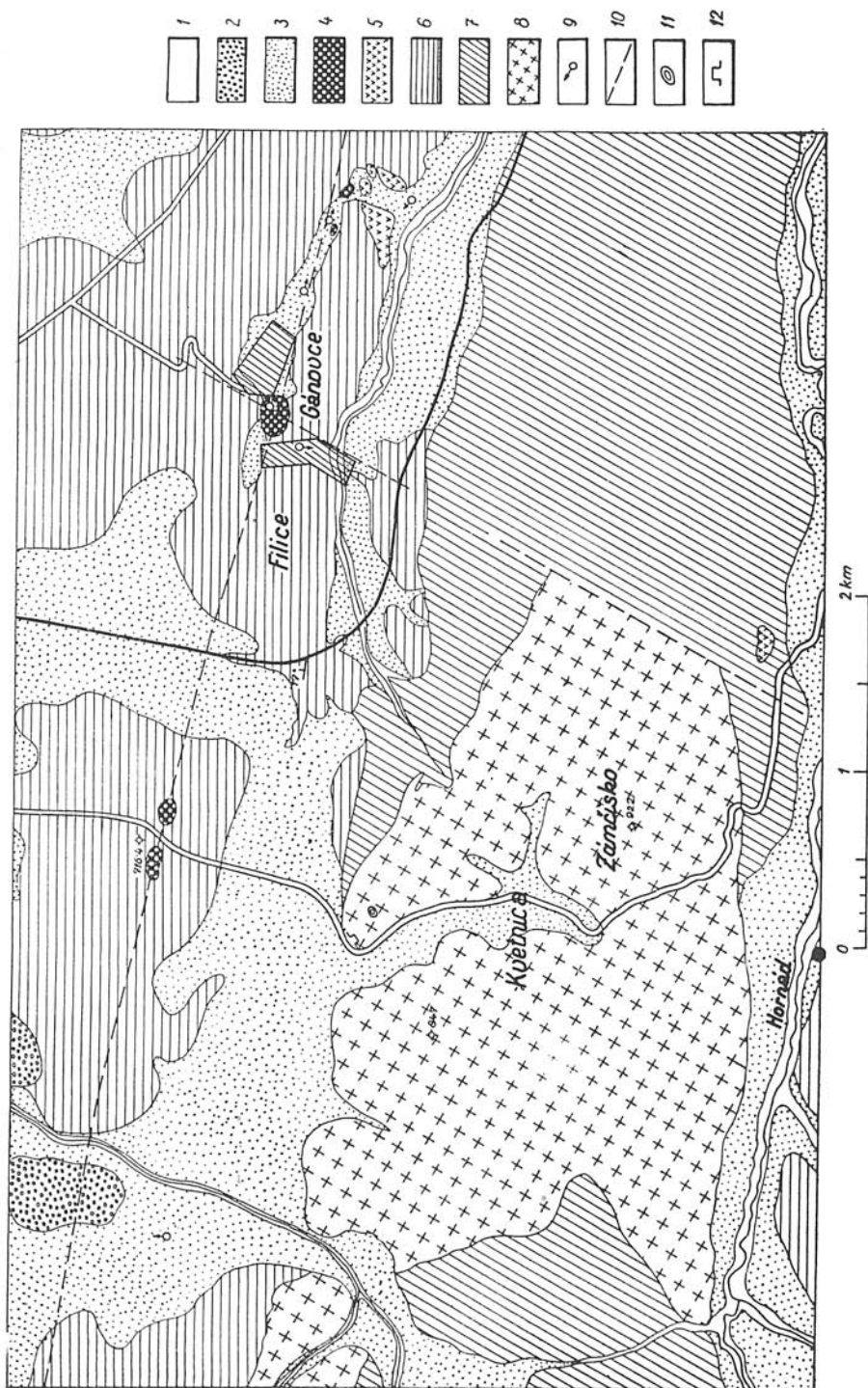
Foto Kantor.



Kryštalky epidotu (ep) rozdrvené a stmelené bornitom (b). Zväčšené 470 $\times$. Foto Kantor.

GEOLOGICKÁ ŠKICA OKOLIA KVETNICE

Tab. LII.



1. Alúvium, 2. fluvio-glaciálne štrky a piesky, 3. sutiny a hliny, 4. travertín; 1.—4. kvartér. 5. Konglomeráty, 6. flvs; 5.—6. paleogén. 7. Vorfánske súvrstvie, 8. mafický porfyr; 7. 8. vofár. 9. Mierová, 10. Mierová, 11. Mierová, 12. Mierová.