Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXVI (2001):3–58, 2001

ZLATÉ HORY VE SLEZSKU NEJVĚTŠÍ RUDNÍ REVÍR V JESENÍKÁCH

Část 2.: C. Geologie D. Mineralogie E. Geochemie stabilních izotopů

ZLATÉ HORY IN THE SILESIA – THE LARGEST ORE DISTRICT IN THE JESENÍKY MTS., CZECH REPUBLIC

Part 2: C. Geology D. Mineralogy E. Geochemistry of stable isotopes

BOHUSLAV FOJT, JANA HLADÍKOVÁ & FRANTIŠEK KALENDA

Abstract

Fojt, B., Hladíková, J., Kalenda, F., 2001: Zlaté Hory ve Slezsku – největší rudní revír v Jeseníkách. Část 2.: C. Geologie D. Mineralogie E. Geochemie stabilních izotopů. Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 86:3–58.

Zlaté Hory in the Silesia – the largest ore district in the Jeseníky Mts., Czech Republic. Part 2: C. Geology D. Mineralogy E. Geochemistry of stable isotopes.

C. The Zlaté Hory ore district is a part of the metamorphosed Devonian volcano-sedimentary complex which is situated on the southern slope of a Variscan accretion zone with an intensive granitization. This zone occurs at the intersection of two regional zones in the area characterized by a complex history with the polyphase deformation and metamorphism. The evolution of the volcano-sedimentary cycle and subsequent tectonic and metamorphic events, have contributed to the development of the mineralization and to the structure of the orebodies.

D. Stratabound sulphidic ore bodies with predominance of pyrite (± sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrrhotite and accessories: gold, arsenopyrite, tetrahedrite, bornite, chalcocite) are displaced in the form of disseminated, banded (layered) and massive textures, too. The relicts of primary volcano-sedimentary textures (collomorph pyrite, globular sphalerite) are present. Sulphides are accompanied with quartz, dolomite, plagioclase and barite. During the metamorphic ore reworking new mineral phases as native bismuth, cosalite, freibergite, Ba-muscovite, celsiane, norsethite and cymrite appeared. The recrystallization and metamorphic mobilization is expressed in increasing Ni + Co contents in pyrite and Ag, Se and Te in galena. The hypergenne alteration lead to the formation of more than 40 supergenne minerals (allophane, cerussite, schwertmannite and others).

E. The strontium and sulphur isotopes of sulphate from the Zlaté Hory deposits have shown that barite was derived from the contemporaneous Devonian seawater sulphate. The oxygen in barite was modified during metamorphic processes. At least two sources of sulphur were present during the sulphide formation – hydrogen sulphide derived from marine sulphate and hydrogen sulphide leached from carbonaceous sediments. The idea on interaction of ore-forming fluids with adjacent sediments was supported by lower $\delta^{13}C$ values of the carbonate found close to the sulphide mineralization.

Key words: Zlaté Hory, Czech Silesia, sulphidic ore deposits, geology, mineralogy, isotopes of S, C, O, Sr.

Bohuslav Fojt, Department of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

Jana Hladíková, Czech Geological Survey, Geologická 6, 152 00 Praha 5 – Barrandov, Czech Republic

František Kalenda, ProGeoConsulting, Kostelní 13, 793 76 Zlaté Hory v Jeseníkách, Czech Republic

Úvod

Předložený článek navazuje na 1. část uveřejněnou v periodiku Moravského zemského muzea v roce 2000. V jeho oddílu B se první autor (B. F.) pokusil obsáhnout *publikované* literární údaje o zlatohorském rudním revíru od roku 1950 do současnosti – tj. do konce roku 1999. Pro velký počet a značnou šíři zdrojů se mu nepodařilo vyčerpat dané informace beze zbytku. I když jsou v následujícím odstavci chybějící data doplněna, je možné, že i potom zůstanou některá z nich „skryta". Není tomu tak proto, že by je B. F. přehlížel, ale jen z toho důvodu, že je „neobjevil". Za takové případné nedostatky se předem omlouvá.

Doplňky k části B:

Na formování představ o geologické stavbě zlatohorské rudní oblasti se od 60. let podíleli také pracovníci pražské přírodovědecké fakulty. Ve zprávách o výsledcích mapování Hussena, Pertolda (1968) a Pertolda, Vergary (1968) jsou charakterizovány jako „páteř geologické stavby" (cit.) pruhy kvarcitů a uvedena možnost, že částečně by mohly představovat i metamorfované keratofyry a jejich tufy. Zajímavým je i názor uvedených autorů podle něhož je možné považovat za hranici „vrbenských a andělskohorských vrstev podložní vápnité droby a šedé droby nevápnité" (cit.). Jejich domněnka o ukončení sulfidického stratiformního zrudnění v oblasti Heřmanovic nebyla prokázána, vrtným průzkumem bylo zastiženo hloubkové pokračování rudní zóny i jižně od Heřmanovic. V tomtéž roce rozvíjí představy o stavbě revíru a zákonitostech rozmístění zrudnění Tišnovský (1968a). Zdůrazňuje vůdčí pozici kvarcitové „megavrásy" a shrnuje poznatky získané podrobným průzkumem: vazbu zrudnění na kvarcity a metamorfovaná pyroklastika, zonalitu Cu a Pb+Zn rud a maximální kumulaci zrudnění ve „vrcholových částech antiklinál a různých vrásových prohybů" (cit.). Jeho názor na důležitou pozici grafitických fylitů jako stropu zrudnění (podoba s „ekranem" Janečky 1958) byla dalšími průzkumnými pracemi potvrzena jen na ložisku ZH-V. Na základě hydrogeochemických anomálií se vyslovuje Tišnovský (1968b) o konkrétních možnostech existence skrytých ložiskových poloh vázaných na devonské elevace. Poznatky z půdně-metalometrických měření a šlichové prospekce ve zlatohorském rudním revíru i širším území uvádí Zítek (1967) a Zítek, Panovský (1966).

Havelka (1984), v práci pojednávající o strukturní interpretaci stratiformních polymetalických ložisek v Jeseníkách, cituje z manuskriptu J. H. Bernarda podle něhož se jmenovaný autor jako první pokusil o začlenění jesenických devonských ložisek do geotektonického modelu globální tektoniky srovnáním s ložiskem Kuroko. Je to překvapivé zvláště proto, že Bernard ve studiích publikovaných před rokem 1984 i později (např. 1986 a 1991) zastával názor o genetickém vztahu zlatohorských ložisek (konkrétně Pb+Zn) s granodiority. Havelka také i v tomto příspěvku vypočítává zásadní úspěchy ostravské školy při výzkumu kyzovo-polymetalických jesenických ložiskových center a podporuje rámcově názor Čably et al. (1979) o příslušnosti zlatohorského zrudnění k proximálnímu i distálnímu typu vulkanosedimentárních kumulací v pojetí Largeho (1977). Rozvíjí také hypotézu o možném výskytu Cu-ložisek typu Besshi nebo Trodos na sever od linie Zlaté Hory–Horní Benešov. Patočkova práce (1986) je stručným předobrazem autorovy o dva roky „mladší" studie (Patočka 1988). Za zdrojovou oblast, z níž vznikly zlatohorské kvarcity a metapelity, považuje převážně „horniny blízké alkalicko-vápenatým vulkanitům ostrovních oblouků" (cit.). Negativní anomálii ceria v metabazitech spojuje Patočka s hydrotermami ovlivněnými mořskou vodou a vylučuje hypotézu o metamorfním původu mineralizačních fluid. Zeleným břidlicím přisuzuje na

základě obsahu a poměru LIL a HSF prvků charakter tholeiitických bazaltů ostrovního oblouku, případně tholeiitů mořského dna.

ZÍTEK (1966) píše o zajímavém nálezu reliktů tak zvaného „měkkého dobývání" zlata v severním předpolí vlastního zlatohorského revíru. NOVÁK (1987) odvozuje z rozboru historického dobývání drahých kovů v Jeseníkách značné perspektivy objevů nových ložisek zlata v daném území. Také TOMŠÍK (1990) považuje Zlatohorsko a celé Jesenicko za velmi perspektivní území pokud jde o zlato. Rozborem racionálního využití ložiska Zlaté Hory-západ z pohledu konce 80. let se zabývá práce PAVLÍKA (1989). Podmínky využitelnosti polymetalických ložisek Horní Benešov a Zlaté Hory probírají velmi detailně VODA a KOUŘIL (1993). Docházejí k závěru, že v tržním hospodářství jsou momentálně (to je v údobí 90. let minulého století) ekonomicky využitelné „k těžbě připravené a polopřipravené zásoby" (cit.). I přesto byla těžba, v té době prosperující, v prosinci 1993 ukončena. SUK a ĎURICA (1991) informují o 30 vrtech ve zlatohorském revíru, hlubších více než 1 000 m. Zmiňují stručně jejich petrografii a geologickou pozici, včetně zrudnění.

NOVÁK (1967) zjišťuje na základě 43 analýz india ve sfaleritech a galenitech, že celá východosudetská subprovincie, tedy i Zlatohorsko, je na tento prvek velmi chudá. SLIVKA et al. (1990) studují chemismus biotitů zlatohorských metabazitů. 16 kompletních analýz biotitu a jejich statistické vyhodnocení poskytují SLIVKOVI et al. (1990) podklad k úvaze o dvojí pozici zmíněných hornin (obdobně jako TOMŠÍK 1984). Detailní mineralogické a chemické zhodnocení zlatohorského stilpnomelanu podává ZIMÁK (1999). Zjišťuje, že ve Zlatých Horách, jako typové lokalitě, převládá ferristilpnomelan nad ferrostilpnomelanem.

V nové knižní publikaci BERNARDA (2000) je autorem poprve přejímán názor o sepětí jesenických stratiformních ložisek s procesy devonské vulkanosedimentární minerogeneze.

Následný text je sestaven nejen z vlastních poznatků autorů, ale opírá se o publikované a také o tiskem nezveřejněné práce jiných pracovníků. Pokud nejsou zmíněné citace již uvedeny v seznamu použité literatury článku FOJTA a VEČEŘI (2000), jsou zahrnuty do obdobného souboru na konci této publikace. Stejně jako v první části se používají pro hlavní zlatohorské ložiskové úseky zkratky: ZH-V (Zlaté Hory-východ), ZH-J (Zlaté Hory-jih), ZH-HS (Zlaté Hory-Hornické skály) a ZH-Z (Zlaté Hory-západ).

C. Ložiskově-geologické poměry zlatohorského rudního revíru (František Kalenda)

C1 Strukturně-tektonická pozice zlatohorského rudního revíru v Českém masivu

Území zlatohorského rudního revíru se nachází v sv. části silezika v těsné blízkosti státní hranice s Polskem a geologicky je řazeno k variscidám východního okraje Českého masivu. Klasickým revírem Zlaté Hory je míněno území, jehož středem je Příčná hora a které je omezeno na východě údolím Prudníku (Miserichu), na jihu silnicí Heřmanovice–Horní Údolí, na západě horním tokem Olešnice v úseku Horní a Dolní Údolí a na severu státní silnicí Onřejovice–Zlaté Hory (resp. státní hranicí). Takto vymezené území má rozlohu okolo 25 km^2 (viz mapa v 1. části práce z r. 2000).

Revír je pokládán dle současných znalostí za nejvýznamnější ložiskový prostor ve východní části variské metalogenetické subprovincie a má bohatou tradici v báňsko-historické minulosti, kdy zde bylo těženo zlato jak z rozsypů, tak i z primárních ložisek. Primární ložisková struktura je součástí devonského vulkanosedimentárního komplexu epizonálně metamorfovaných hornin a je situována na jižním svahu variské akreční zóny s intenzivní granitizací na křížení dvou významných regionálních střižných zón (vrben-

ské a opavické) s komplikovaným polyfázovým metamorfně-deformačním vývojem (GRYGAR, KALENDA 1992).

Litofaciální vývoj vulkanosedimentárního cyklu a jeho metamorfně-deformační postižení vytváří současný obraz pozice jednotlivých rudních těles, vývoje nabohacených rudních struktur a morfologie rudních těles. Důležitou vlastností devonského vulkanosedimentárního cyklu v daném území je extenzivní vývoj v podmínkách, které někteří autoři označují jako blízký vzniku ostrovního oblouku, jiní jej připodobňují k riftingu spojenému s počáteční tvorbou oceánské kůry (citace k danému problému – viz 1. část práce z roku 2000).

C2 Základní aspekty geologické stavby

Vulkanosedimentární komplex hornin vytváří v místě ložiskové struktury složitě tektonicky členěné antiklinórium s šupinatým vývojem a dílčími vrásovými deformacemi několika generací. Jak vrásová tektonika, tak i systém dislokací měly zásadní význam při formování geologické stavby. Vznik tří systémů vrásových deformací (RAJLICH 1974), z nichž první dva jsou antivergentní, vysvětlujeme podle představy vzniku tektonického stylu vějířovitých struktur. Vrásové deformace V1 a V2 považujeme za synchronní deformaci vyvíjející se v totožném napěťovém poli (GRYGAR 1987). Předpokládáme rovněž, že k deformaci V1 a V2 došlo v podstatě ještě za syngenetických podmínek v ne zcela zpevněném stavu při uplatnění mezivrstevních a gravitačních skluzů.

V zásadě lze rozlišit dva druhy deformace. V místech s klidným průběhem rigidních horizontů převládá tahové namáhání a jeho důsledkem je roztrhání horizontu, zatímco v komplikovaných partiích dochází vlivem komprese k naduření až nahrnutí porušovaného horizontu se vznikem zpětných násunů, zpětných vrás a gravitačních skluzů. Kombinací těchto kompresních partií s naloženým vrásněním V3 mohly vzniknout strukturní uzly, nadějné na výskyt akumulací rudní mineralizace (KALENDA 1985/87, 1987a).

Lze konstatovat, že studium tektoniky nepotvrdilo existenci velkých izoklinálních vrás. Tento názor je opřen i o výsledky studia vrtu ZH-2110 na Dlouhé Vodě (GRYGAR, KALENDA 1987). Celé antiklinorium má složitou stavbu připomínající spíše výše zmíněnou stavbu šupinovitou, přičemž podložní sledy kvarcitu Příčné hory v prostoru ZH revíru jsou interpretovány v pozici tektonické šupiny vzhledem k drakovskému vývoji devonu.

C3 Petrografická charakteristika a litostratigrafická pozice horninových typů ložiskové struktury

Petrografií hornin i jejich systematickým zařazením, a později i petrologií, se od prvních studií BARTASE (1953) a ŠTELCLA (1954) zabývala řada pracovníků – viz citace v 1. části této práce. Níže uvedený přehled podává velmi stručnou charakteristiku nejvíce zastoupených horninových typů.

Ve zlatohorském rudním revíru je zastoupen poměrně pestrý soubor metamorfitů. Do skupiny hornin vulkanogenních a vulkanosedimentárních lze zařadit amfibolity, všechny typy zelených břidlic, metakeratofyry a metakvarckeratofyry a jejich metamorfovaná pyroklastika. Do skupiny hornin sedimentárních patří grafit-muskovitové břidlice, mramory, drakovské kvarcity, kvarcity Příčné hory a kvarcity ložiska ZH-V.

Kvarcity

Jde o šedé až tmavě šedé rigidní horniny, nejčastěji ve zlatohorském revíru prověřované, neboť přímo v nich, nebo v jejich blízkém okolí, se nacházejí průmyslové akumulace Cu, Pb, Zn, Ag, Au rud. Podle obsahu vedlejších minerálů (muskovitu, chloritu a biotitu) je možno rozlišit celou řadu variet. Průměrné chemické složení se vyznačuje obsahy SiO_2 od 80 % u chloritových kvarcitů, do 95 % u muskovitových kvarcitů, v nižších jed-

notkách % jsou zastoupeny oxidy Fe, Al, Mg a Ca. Ani po řadě velmi fundovaných studií není dodnes zřejmé, které typy těchto kvarcitů jsou zřetelně sedimentární a které by mohly geneticky souviset s vulkanogenní aktivitou. Na podkladě zhodnocení fosilií v kvarcitech soudí CHLUPÁČ (1976, 1981), že zmíněné horniny vznikaly v plážově litorálním prostředí. PATOČKA a SZCZEPAŃSKI (1977) označují kvarcity za metaarenity, které během devonu konvergovaly od pasivního okraje kontinentu ke kontinentálnímu ostrovnímu oblouku, nebo k aktivním kontinentálním okrajům.

Mramory

Ve zlatohorském revíru jsou jejich reprezentantem především modrošedé až světle modré heřmanovické krystalické vápence. Obsahují více než 90 % kalcitu a z příměsí je zastoupen především křemen a muskovit, méně často plagioklas a zcela vzácně K-živec. Často bývá v mramorech přítomno i menší množství grafitické substance a akcesoricky i obecné sulfidy. Zastoupením méně častý, ale svou litostratigrafickou pozicí a těsným sepětím s ložiskovými akumulacemi polymetalických rud velmi důležitý, je další typ mramorů pracovně nazývaný jako „cukrově bílé krystalické vápence Modré štoly". Tento typ mramorů lokálně tvoří průvodní horninu rudních těles polymetalického ložiska ZH-V.

Chloritové břidlice

Tento horninový typ tmavě zelených až šedozelených břidlic je rovněž velmi rozšířen ve zlatohorské oblasti. Z hlediska mineralogického složení, struktur i textur jsou zelené břidlice značně variabilní, což vede k jejich podrobnějšímu petrografickému dělení (viz např. FIŠERA 1974). Mimo chlorit obsahují rovněž plagioklas, často karbonát, muskovit, biotit, občas i epidot, křemen a také amfibol. Bývají často proužkované. Z reliktních struktur byly v chloritových zelených břidlicích ojediněle konstatovány struktury ofitické. Z chemického hlediska jsou zajímavé obsahy MgO pohybující se v rozmezí 4 až 11 % a FeO v rozmezí 3–14 %. Na geotektonické zařazení metabazitů, o nichž je podle chemismu známo, že jde o metamorfovanou vulkanosedimentární sekvenci tholeiitických a vápenatoalkalických bazaltů, existují poněkud rozporné názory (viz kapitolu v 1. části publikace z roku 2000 a doplňky literárních excerpcí v úvodu této práce).

Grafit-muskovitové břidlice

Horniny tohoto typu jsou ve zlatohorském revíru zastoupeny velmi hojně. Jsou typické svou tmavě šedou až černošedou barvou a častým svraštěním slídnatých minerálů na foliačních plochách. Od muskovitových břidlic se liší především obsahem grafitu, jehož množství se pohybuje v průměru kolem 2 %, maximálně dosahuje hodnoty 10 %. Na foliačních plochách se lokálně objevuje pyrit nebo pyrhotin. Z chemického složení jsou zajímavé obsahy Al_2O_3 , které se pohybují v rozmezí 15–25 %.

Muskovitové břidlice

Tyto horniny jsou ve zlatohorské oblasti poměrně časté. Muskovitové břidlice s. s. jsou světle šedé barvy, hedvábného lesku, bývají silně zbřidličnatělé a často detailně provrásněné. Do této skupiny hornin jsou ale zařazovány i varianty hornin, které mimo hlavní minerály, tj. muskovit, křemen a plagioklasy obsahují někdy i chlorit, biotit a karbonát. Z chemického složení jsou zajímavé obsahy Al_2O_3, které se pohybují v rozmezí 14–23 %.

RENÉ (2000a, b) uvádí, že většina zlatohorských metapelitů má svůj původ v illit-kaolinových jílech s proměnlivým podílem montmorillonitu. Ve shodě s PATOČKOU (1986, 1988) soudí, že jde o metasedimenty, jejichž zdrojem byly alkalickovápenaté vulkanity

ostrovních oblouků. Dodává, že zmíněné horniny prošly intenzívním hydroslídovým zvětráváním.

Muskovit-kvarcitové břidlice

Ve zlatohorském revíru jsou poměrně hojně rozšířené. Tvoří přechodný typ mezi muskovitovými břidlicemi s. l. a kvarcity. Mimo hlavní minerály, tj. křemen, muskovit a živce, obsahují často chlorit, méně často karbonát a ojediněle biotit. Texturně jde o nehomogenní proužkované horniny.

Biotitové břidlice

Tento typ hornin v užším slova smyslu je ve zlatohorské oblasti zastoupen v poměrně malém množství. Hojnější jsou horniny, které vedle biotitu, plagioklasu a křemene obsahují ještě proměnlivé množství chloritu, muskovitu a občas i karbonátu. Akcesoriemi jsou apatit, zirkon, epiodot titanit a opakní minerály. Podle obsahu vedlejších minerálů Fišera a Souček (1974) tyto horniny dále dělí na chlorit-biotitové a muskovit-biotitové břidlice.

Metakeratofyrové horniny

Jde o světle šedé až bělošedé horniny makroskopicky velmi podobné kvarcitům. S nimi byly často dříve zaměňovány. Na minerálním složení se podílí živce (zvláště pak albit, ale i K-živec), křemen, podřadně muskovit, někdy chlorit a biotit. Mezi akcesoriemi je nejčastější pyrit, někdy magnetit, ilmenit, karbonát, titanit. Značný rozptyl hlavních chemických komponent dává možnost vyčlenit tři základní typy: metakeratofyry bezkřemenné, metakvarckeratofyry s živcovými fenokrysty, ale bez vyrostlic křemene, metakvarckeratofyry s fenokrysty živce i křemene. Dále je do této skupiny možné zařadit soubor keratofyrových pyroklastik, reprezentovaných především kvarckeratofyrovými metatufy a metatufity.

Chemické složení, včetně obsahu stopových prvků, jednotlivých hornin a jejich variet lze nalézt v publikacích Hettlera et al. (1977) a Juhase et al. (1986).

C4 Litostratigrafická pozice jednotlivých horninových typů

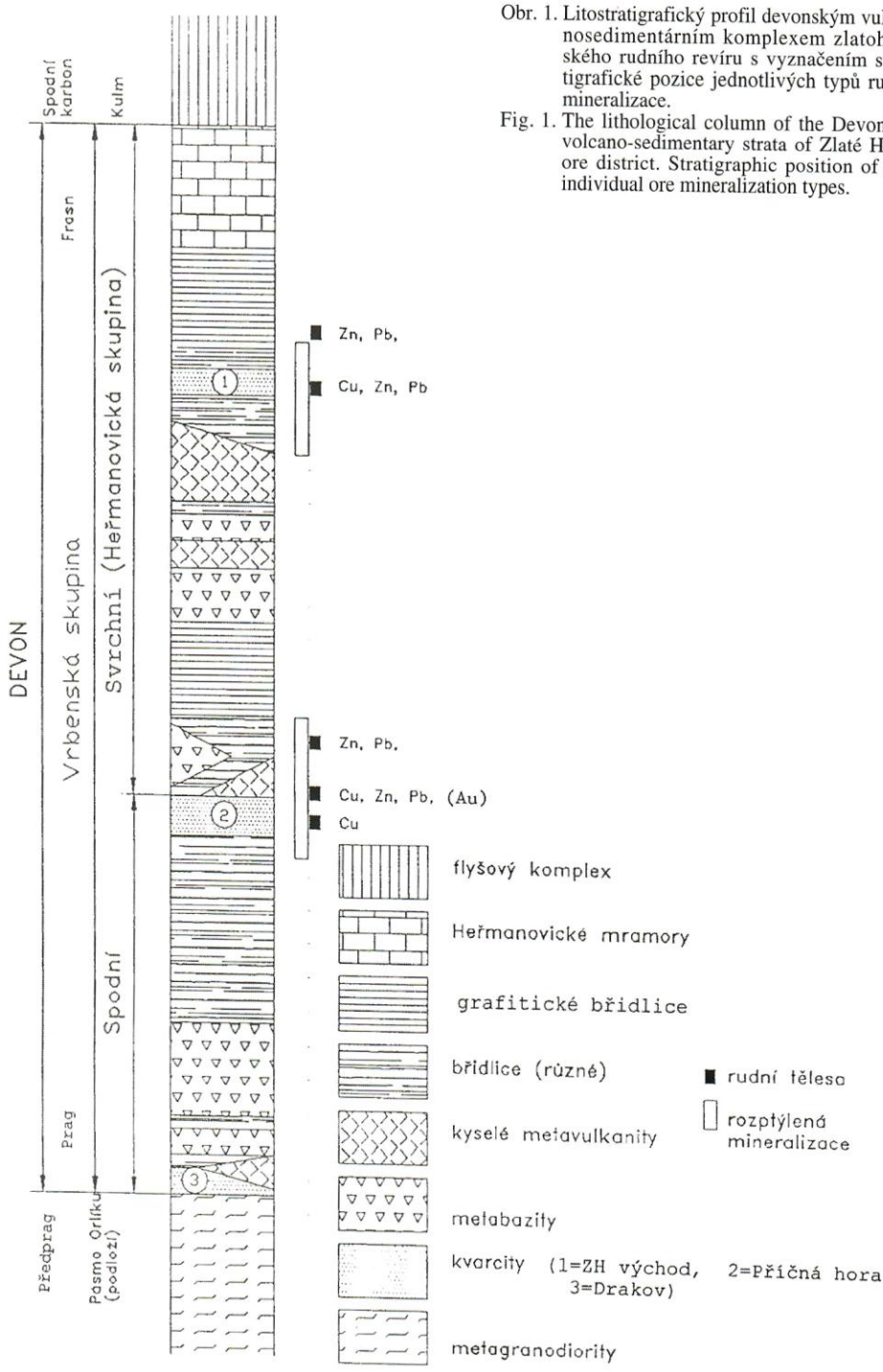
Základem pro litostratigrafické členění horninových sledů zlatohorského rudního revíru je pozice kvarcitů Příčné hory ve smyslu Hettlera et al. (1977). Současná představa litostratigrafického členění hornin ZH revíru, včetně pozice rudních akumulací, je znázorněna na obr. 1 (Doubravský, Kalenda 1990).

Kvarcit Příčné hory je v současné době interpretován v užším smyslu především jako horizont původního klastického sedimentu a je odlišován od křemitých a silně křemitých kyselých metavulkanitů.

Nadloží kvarcitu Příčné hory je tvořeno pestrým sledem vulkanosedimentárních hornin. Faciální vývoj je charakterizován střídáním metaprachovů a metapelitů s menším zastoupením kyselých metavulkanitů a místy i metabazitů v malých mocnostech. Zastoupeny jsou zde muskovitové, grafit-muskovitové, karbonátové a kvarcitové břidlice, krystalické vápence, dále pak kvarckeratofyry, kvarckeratofyrové metatufy a metatufity, významné zejména pro své těsné prostorové sepětí s ložiskovou mineralizací.

V podloží kvarcitu Příčné hory převládají metasedimenty často s bazickou tufitickou příměsí. Dále do podloží jsou zastoupeny produkty bazického vulkanismu, které postupně přecházejí do metasedimentů, především s hojně zastoupeným biotitem.

Nejméně ve dvou různých litostratigrafických úrovních v nadloží i podloží kvarcitů Příčné hory se nacházejí bazické metatufy a metatufity reprezentované zelenými chloritovými a chlorit-epidotovými břidlicemi (viz též Tomšík 1984). Často jsou zastoupeny i horniny přechodného typu, tj. metasedimenty s kyselou nebo bazickou vulkanickou pří-



Obr. 1. Litostratigrafický profil devonským vulkanosedimentárním komplexem zlatohorského rudního revíru s vyznačením stratigrafické pozice jednotlivých typů rudní mineralizace.

Fig. 1. The lithological column of the Devonian volcano-sedimentary strata of Zlaté Hory ore district. Stratigraphic position of the individual ore mineralization types.

měsí. Všechny horniny jsou metamorfovány ve facii zelených břidlic; východní část revíru v zóně chloritové, západní část v zóně biotitové – podle SOUČKA (1976, 1978a) až granátové.

C5 Obecná charakteristika rudní zóny sulfidických rud

Rudní mineralizace ve zlatohorském rudním revíru je tvořena v převážné většině nekontrastními tělesy sulfidických rud s výraznou převahou pyritu, kde užitkové minerály (chalkopyrit, sfalerit, galenit a zlato) tvoří jen doprovodnou složku sulfidické mineralizace. Vymezování rudních těles je tedy zcela závislé na podmínkách bilančnosti. Přesto je však možné pozorovat určitou zákonitost výskytu rudních poloh s intenzivnější mineralizací uvnitř zóny rozptýlené rudní mineralizace.

Nepravidelná rudní tělesa tvořená převážně vtroušeninami sulfidů vznikala především v kvarcitech nebo v metakeratofyrových horninách a jejich tufech, případně na kontaktu s nadložními grafit-muskovitovými břidlicemi. V distribuci užitkových složek sulfidických rud byla zjištěna primární zonálnost, když měděné rudy se nacházejí v centrální části a hlubších partiích rudní zóny, zatímco olovnatozinkové rudy se nacházejí na periferii rudní zóny. Pyrit a pyrhotin jsou přítomny s různou intenzitou i v průvodních horninách v poměrně široké zóně rozptýlené rudní mineralizace. Sfalerit, chalkopyrit a méně častý galenit i zlato jsou nejdůležitějšími užitkovými složkami. Ekonomicky velmi zajímavé jsou i rekrystalované jemnozrnné pyrity, protože obsahují zlato.

Nejběžnějším typem rudní mineralizace jsou vtroušeniny sulfidů. Páskované textury se vyskytují ve formě mezifoliačních rudních proužků a jsou vázány na různé typy břidlic s dobře vyvinutou břidličnatostí. Masivní textury se vyskytují méně často.

C6 Generalizovaný vývoj komplexní zlatohorské aureoly
(zpracováno z podkladů V. Žalčíka 1990)

Studiem vývoje geochemického pole zlatohorského rudního revíru bylo zjištěno, že společným rysem je konformní vztah k průběhu horninových komplexů. Výsledky studia geochemického pole pak ukazují, že aureolní projevy různé intenzity a charakteru existují ve všech stratigrafických úrovních devonského vulkanismu ve zlatohorském rudním revíru. Z výsledků geochemického vzorkování je možno odvodit existenci rozsáhlého vnitřně diferencovaného aureolního pole, které prostupuje známými ložiskovými prostory a svým kontinuálním vývojem a litofaciální prostorovou vazbou indikuje litostratigrafickou kontrolu rudní mineralizace. Charakteristické je rozčlenění zóny na nadložní polymetalickou Zn, Pb (± Au, Cu) a podložní Cu monometalickou (± Ag, Au), což v generelu souhlasí i s vývojem odpovídajících typů průmyslové mineralizace, kde významným litostratigraficky kontrolovaným rozhraním je především horizont kvarcitu Příčné hory (DOUBRAVSKÝ, KALENDA 1990).

Vlastní vývoj aureolního pole zlatohorského antiklinoria je společný zhruba po stratigrafickou úroveň kvarcitů Příčné hory a je charakteristický přítomností rozsáhlé aureoly Cu v doprovodu Co + Ni vázaných na bazické horniny drakovského vývoje (nejstarší horniny spodního oddílu vrbenské skupiny) a v doprovodu Ba vázaného na různé typy břidlic svrchní části spodního oddílu vrbenské skupiny. Do kvarcitů Příčné hory je pak soustředěna Cu-monometalická zóna.

V nadloží kvarcitů Příčné hory je vývoj aureolního pole v různých částech antiklinoria odlišný. Vnitřně diferencovaná polymetalická zóna vyvinutá v západní části antiklinoria (ZH-Z) mezi kvarcity Příčné hory a kyselými metavulkanity chybí v produktivním vývoji zejména v centrální části antiklinoria (ZH-J). Ve východní části antiklinoria

(ZH-V) je polymetalická zóna vyvinuta až ve vyšším nadloží a je charakteristická zvýšenými obsahy Ag a Ba.

C7 Mineralizační procesy a charakteristika rudních těles

C7a Mineralizační procesy

Rozhodujícími faktory určujícími vývoj mineralizace ve zlatohorském revíru je stratigrafická a strukturní kontrola mineralizace (KALENDA 1988). Stratigrafická kontrola se uplatňuje sledováním široké zóny rozptýlené mineralizace vázané především na horizont kvarcitu Příčné hory, jeho podložní kontakt a jeho blízké nadloží s hojným doprovodem kyselých metavulkanitů. Tento faktor je sledován v revíru prakticky po celou dobu poválečného rozvoje průzkumu a později i těžby ložisek kyzové formace a byl základem pro vytýčení prognóz zlatohorskéhé revíru (HETTLER et al. 1976).

Význam strukturní kontroly mineralizace zdůrazňoval zejména VANĚČEK (1974) při řešení Au mineralizace v prostoru štoly Mír. Následně byla strukturní kontrola mineralizace uplatněna při vyhodnocování etapy ověřování prognóz zlatohorského revíru (KALENDA a kol. 1988). Strukturní kontrola mineralizace vychází z faktu existence polyfázové variské deformace, která celou oblast postihla, a z představy metamorfní mobilizace jakožto velmi významného procesu pro redistribuci rozptýlené mineralizace a kumulaci ložiskových těles. Podle posloupnosti a charakteru variské deformace je možno z analýzy napěťových a deformačních vztahů odvodit strukturní směry důležité pro vývoj sulfidické mineralizace (KALENDA 1985/87).

Pro vývoj Au mineralizace se z dosavadních výsledků prací jeví nejdůležitější dva strukturní směry směrově podobné, ale geneticky patrně odlišné.

První a významnější z nich je směr VSV–ZJZ. Jeho založení bude zřejmě starší, patrně jako párový prvek konjugovaného systému dislokací ke směru ZSZ–VJV, vzniklého při narůstání deformace spojené s dextrální rotací nad vrbenskou duktilní zónou fundamentu (GRYGAR 1987). Během vrásnění V3 byl tento směr progresívně zmlazen jako dominantní směr střižné kliváže vrás V3 se směrem B-os SV–JZ. Tento směr se uplatňuje především na ložisku ZH-Z, kde kontroluje do hloubky vývoj *zlatého sloupu* jako nejbohatší struktury ložiska (KALENDA 1986).

Druhý strukturní směr je spojován s finálním stadiem variské deformace a je reprezentován puklinovými systémy s dominantním východozápadním rozpukáním. Tyto směry se uplatňují především v oblasti Marie Pomocné a v jejím severovýchodním předpolí, kde byly ověřeny žilné struktury vyplněné sekrečním křemenem se sporadickou sulfidickou mineralizací, ve strukturně a tektonicky exponovaných místech provázenou zlatem.

C7b Typy rudních těles

V ložiskových prostorech zlatohorského rudního revíru byly dokumentovány dva hlavní typy rudních těles, které se liší jednak svou morfologií, jednak pozicí vůči hostitelským horninám:

a) čočkovitá tělesa konformní s metamorfní foliací hostitelských hornin, většinou přikontaktní, vyvinutá v dotykové zóně dvou horninových typů. V těchto tělesech je zastoupeno jak páskované nebo vtroušeninové polymetalické zrudnění Pb-Zn s výraznou převahou sfaleritu, tak i pyrit-chalkopyritové kumulace stejného texturního charakteru,
b) strmá tělesa, která se svým tvarem podobají rudním sloupům, jsou nesouhlasná s průběhem metamorfní foliace. Tato tělesa jsou tvořena převážně chalkopyrit-pyrhotinovými rudami, s malým obsahem jiných sulfidů.

Vzájemný vztah mezi popisovanými typy je názorně patrný z obr. 3.

Kromě těchto dvou základních typů, které se mimo morfologie a pozice vůči hostitelským horninám liší i litostratigrafickým začleněním v rudní zóně, byla v pozdější době identifikována rudní tělesa s komplexním typem mineralizace Cu, Zn (Au, Ag, Pb), která jsou prostorově spjata s příhodnými strukturami zpravidla tektonicky predisponovanými uvnitř zóny rozptýlené rudní mineralizace (KALENDA 1986). Pozice těchto těles vzhledem k hostitelským horninám je často obtížně identifikovatelná, neboť jde o intenzivně deformované úseky. Rudní hmota je často koncentrována ve vrásových ohybech, nebo ve shlucích a hnízdech s výrazným prokřemeněním. Rudní tělesa jsou zde kulisovitě řazena do sloupcovitých struktur v nichž mohou lokálně zaujímat, patrně vlivem remobilizace a redepozice rudní hmoty, jinou pozici než je obvyklá pro charakteristické členění ložiskové rudní zóny.

Některé z těchto rudních struktur jsou obohaceny zlatem, zejména v cementační zóně a především pak v těsné blízkosti průniku případné dislokace rudní strukturou tohoto charakteru. V takových případech se zlato stává hlavním užitkovým minerálem a struktura je výhodná pro ekonomicky rentabilní těžbu (např. zlatá dobývka ve štole Mír na ložisku Zlaté Hory-západ).

C7c Typy zlatohorských sulfidických ložisek a jejich rudy

Typ a rozmístění jednotlivých zlatohorských sulfidických ložisek je dán jednak jejich strukturně-tektonickou pozicí ve vrásovošupinaté struktuře antiklinoria Příčné hory, jednak jejich vazbou na zonální vývoj rozptýlené rudní mineralizace a v neposlední řadě i současným reliéfem terénu, který odkrývá různé výškové úrovně od severu k jihu upadajícího antiklinoria Příčné hory. Ve schematizované geologické mapě revíru (obr. 2) se proto řadí výchozy křemičitých hornin zhruba do dvou pruhů, které se k severu od sebe vzdalují a k jihu se spojují a ponořují pod sedimentární sekvence kulmu.

Na obr. 2 jsou zakresleny významnější ložiskové prostory lokalizované v pořadí od severu k jihu a to *v západním pruhu*: ZH-Z (Cu-Zn-Pb-Au), ZH-HS (Cu), ZH-Heřmanovice (Zn-Pb + Cu) a *ve východním pruhu*: ZH-V (Cu-Zn-Pb-Ag), ZH-J (Cu) se svým jižním pokračováním v prostoru ZH-Kozlín (Cu).

Erozní činnost doprovázená i glacigenní aktivitou v kvarteru byla část ložiskové produktivní zóny rozrušena a snesena. Akumulační činnost vodních toků a ustupujících ledovců dala vznik rozsypovým sekundárním ložiskům zlata, těženým na Zlatohorsku intenzívně od ranného středověku.

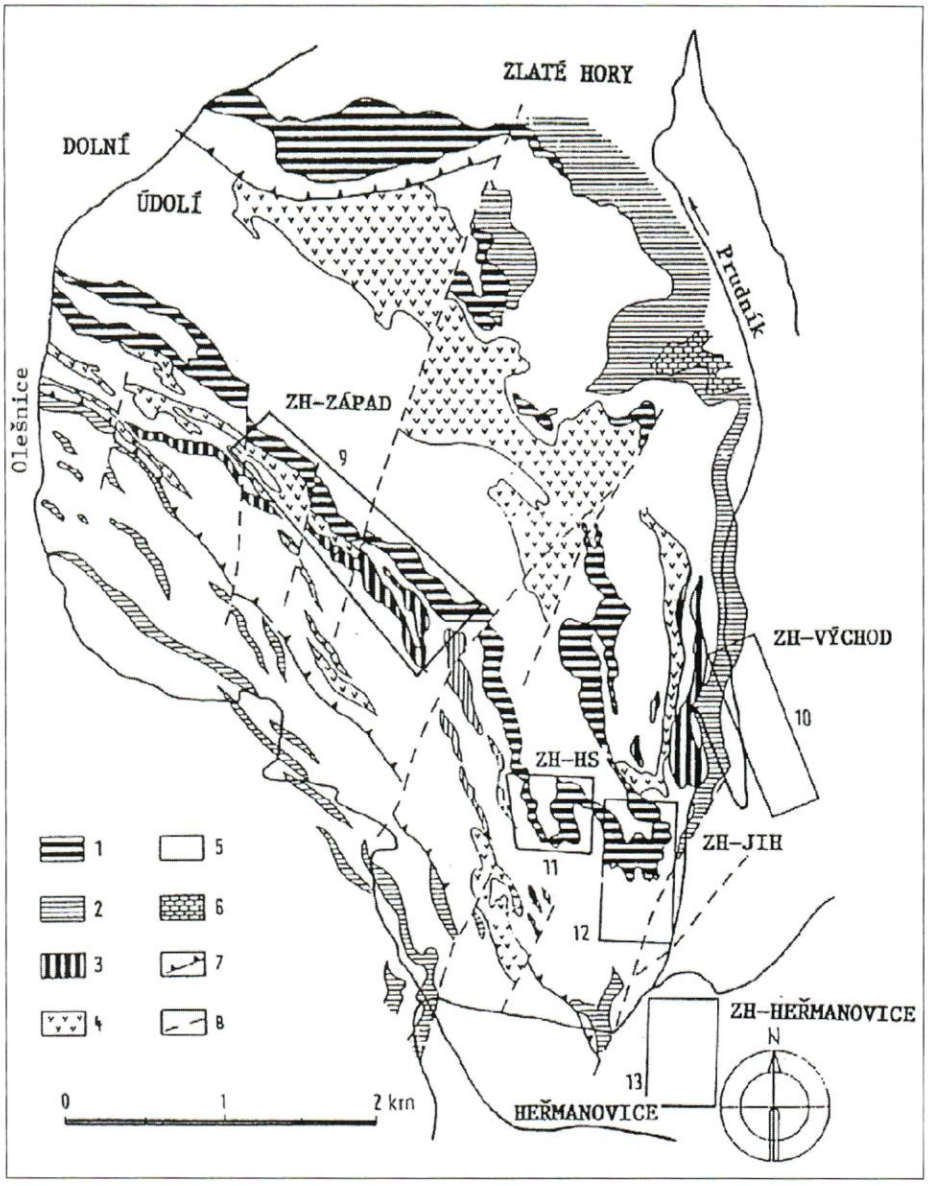
C8 Charakteristika nejvýznamnějších zlatohorských ložisek

C8a Ložisko Zlaté Hory-západ

(zpracováno z nepublikovaných podkladů J. Juhase a K. Panovského 1983)

Ložisková struktura označovaná jako Zlaté Hory-západ je tvořena tektonicky predisponovanou strukturou křemičitých hornin, kde se ve velmi těsné vazbě setkávají kvarcity Příčné hory a různé typy kyselých metavulkanitů. V nadloží i podloží struktury křemitých hornin se střídají muskovit-chloritové kvarcitové břidlice a chlorit-muskovit-kvarcitové břidlice. Na východě začíná rudní pole Zlaté Hory-západ u kóty Pařenec (918,0 m n. m.) a táhne se až k Táborským skalám (936,4 m n. m.). Směrná délka rudní struktury je téměř 2 500 m.

Geologický průzkum byl prováděn v pěti báňských horizontech a třiatřiceti geologických vertikálních řezech. Ústí štoly Mír (3. průzk. patro) je založeno na sv. svahu Příčné hory v úrovni 675 m n. m., v místě staré Žebrácké štoly. Otvírka 3. průzkumného patra je provedena hlavním překopem, čtyřmi slednými chodbami a systémem průzkumných překopů. Hlavní překop 3101 prochází v podloží převážně muskovit-chloritovými, místy



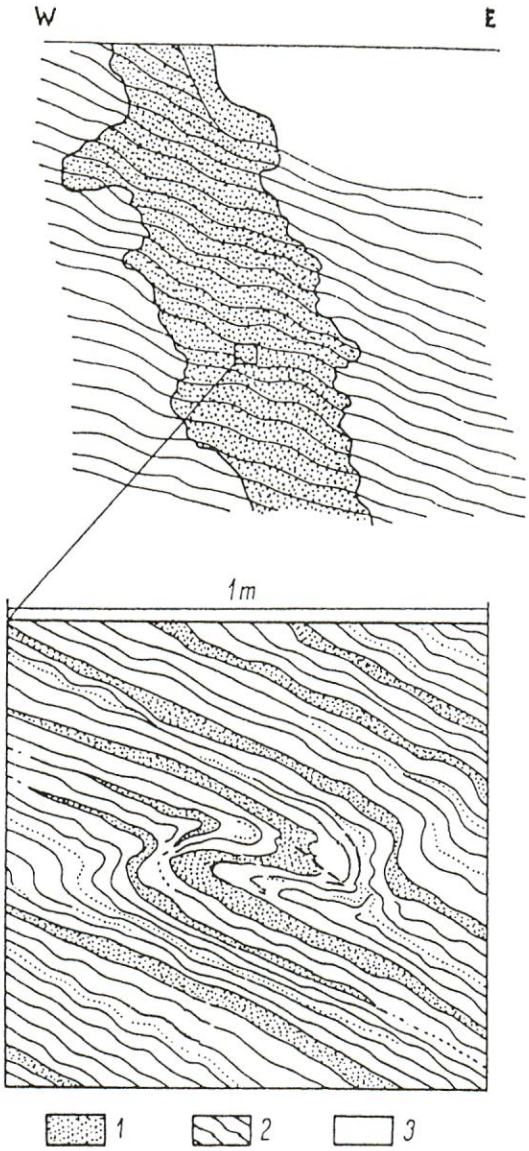
Obr. 2. Schematizovaná geologická mapa zlatohorského rudního revíru (KALENDA 1987): 1 – metaklastika (kvarcit Příčné hory), 2 – metapelity (grafit-muskovitové břidlice), 3 – kyselé metavulkanity (metakeratofyry, metakvarckeratofyry), 4 – metabazity (chloritové a epidotové břidlice, amfibolity), 5 – metasedimenty (chlorit-muskovitové a muskovit-chloritové břidlice, místy kvarcitové, lokálně s biotitem), 6 – mramory, 7 – starší směrné dislokace, 8 – mladší příčné dislokace, 9 – polymetalické ložisko se zlatem (ZH-Z), 10 – polymetalické ložisko (ZH-V), 11 – ložisko mědi (ZH-HS), 12 – ložisko mědi (ZH-J), 13 – polymetalické ložisko (ZH-Heřmanovice).

Fig. 2. Schematic geological map of the Zlaté Hory ore district (KALENDA 1987): 1 – metaclastics (quartzite of Příčná hora), 2 – metapelites, 3 – acidic metavolcanites, 4 – metabazites, 5 – metasediments (chlorite-muscovite and biotite schist), 6 – marble, 7 – dislocations, older ones, 8 – dislocations, younger ones, 9 – base metal ore body with gold (ZH-Z), 10 – base metal ore body (ZH-V), 11, 12 – copper ore bodies (ZH-HS, ZH-J) 13 – base metal body (ZH-Heřmanovice).

kvarcitovými břidlicemi. V metráži 850 se začínají střídat chlorit-muskovitové s muskovit-chloritovými kvarcitovými břidlicemi. Struktura silně křemičitých hornin je překopem 3101 nafárána v metráži 908 a její nepravá mocnost je 107 m. Podle geologické pozice, morfologie a mineralogického zastoupení bylo zjištěno v ložiskové struktuře 5 hlavních typů ložiskových těles (obr. 4). Kovnatostí i tonáží zásob je nejvýznamnější skupina těles č. 1 vyvinutá na styku kvarcitů s kyselými metavulkanity. Typ těles č. 1 je vyvinut ve směrné délce 1 420 m a dosahuje největších mocností v centrální části až 80 m. Tělesa mají laločnatě protáhlý tvar a jsou tvořena sfaleritem, pyritem, chalkopyritem, galenitem, pyrhotinem a zlatem. Hlavní těleso tohoto typu bylo i předmětem historické těžby v minulosti.

V podložních chlorit-muskovitových břidlicích se nachází typ těles označovaný č. 2. Čočkovitá tělesa jsou tvořena pyrit-sfalerit-galenitovou mineralizací s nižším obsahem chalkopyritu. Zrudnění je vtroušeninové, objevují se i páskované textury. Typ těles č. 2 je vyvinut ve směrné délce 280 m a dosahuje největších mocností až 16 m.

Dále směrem do podloží v chloritových břidlicích se nachází typ těles č. 3. Zrudnění je tvořeno pyritem a sfaleritem s jemnozrnnými proužky konformními s foliací, nebo až několik dm mocné středně až hrubě zrnité masivní polohy, v nichž se objevuje porůznu i galenit. V jejich sousedství se vyskytují v břidlicích několik cm až dm mocné žilky vyplněné minerály alpské parageneze. Od skupiny těles č. 2 se liší tím, že neobsahuje chalkopyrit. Typ těles č. 3 je vyvinut ve směrné délce 860 m a dosahuje největších mocností až 25 m.



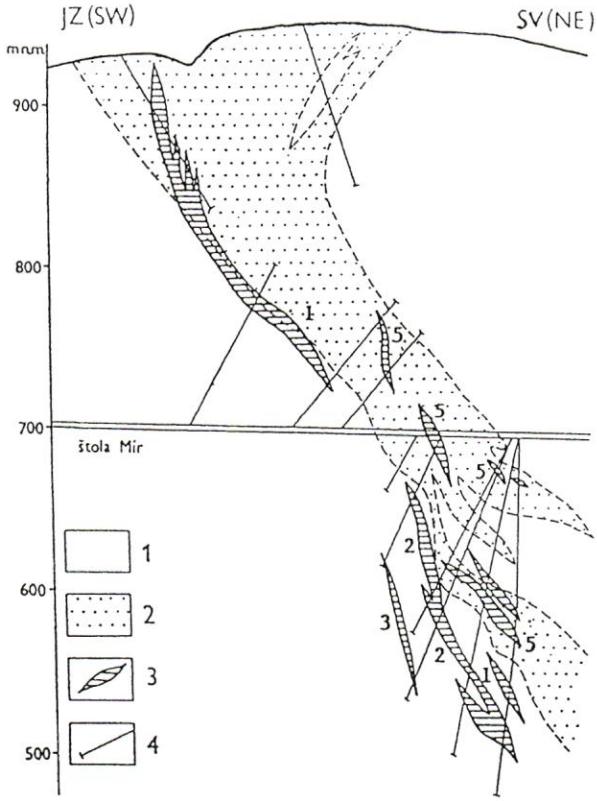
Obr. 3. Schematické znázornění vztahu stratiformního zrudnění a metamorfogenního rudního sloupu na ložisku ZH-HS (podle Kotrise 1986b). 1 – pyrit + chalkopyrit ve stratiformních rudních pásících, chalkopyrit ± pyrit v rudním sloupu, 2 – metamorfní foliace, 3 – chlorit-muskovitový kvarcit.

Fig. 3. Schematic demonstrating of the relationship between the stratabound mineralization and the metamorphogenic columnal mineral concentrations in the Zlaté Hory-Hornické skály orebody (modified after Kotris 1986b). 1 – stratabound pyrite-chalcopyrite mineralization and metamorphogenic chalcopyrite ± pyrite accumulation, 2 – metamorphic foliation s_1, 3 – quartzitic schists.

Při podložním kontaktu kvarcitů Příčné hory a v jeho blízkosti jsou v chlorit-muskovitových břidlicích uložena drobná tělesa kovnatostně chudých rud pyrit-pyrhotin-chalkopyritového složení, ojediněle provázená obsahy zlata nepřevyšující nižší desetiny gramů v tuně. Textura je vtroušeninová, chalkopyrit nejčastěji tvoří srůsty s pyritem, místy má charakter mobilizovaných tenkých žilek. Skupina těles je označována č. 4, dosahuje největších mocností 4 m a je hodnocena podle v té době platných podmínek využitelnosti ložiska jako nebilanční (v profilu obr. 4 není vyznačena).

Přímo v kvarcitech Příčné hory jsou vyvinuta nepravidelná, morfologicky velmi členitá tělesa označovaná číslem 5. Zrudnění je tvořeno převážně pyritem, dále sfaleritem, chalkopyritem a galenitem. Rudní textura je smouhovitá až vtroušeninová. Směrem k JV a směrem po úklonu struktury dochází k redukci mocnosti kvarcitů. Typ těles (č. 5) je vyvinut ve směrné délce 650 m a dosahuje největších mocností až 15 m.

Koncentrace užitkových kovů v rudních tělesech se pohybují v průměru od 1,2 do 1,9 % Zn, 0,2–0,5 % Pb, 0,05–0,16 % Cu a 0,6–2,8 g/t Ag. Zlato bylo zjištěno v ložiskových tělesech 1, 2, 3 a 5. Nejvyšší a ekonomicky nejzajímavější obsahy zlata obsahovalo hlavní těleso č. 1 – v průměru 2,43 g/t Au (Juhas et al. 1986).



Obr. 4. Schematizovaný geologický řez hlavní rudní strukturou ložiska Zlaté Hory-západ (Juhas et al. 1986): 1 – různé typy břidlic, 2 – kvarcitové horniny, 3 – ložisková tělesa (jejich typy označené číslicemi jsou popsány v textu), 4 – průzkumné vrty.

Fig. 4. Schematic geological cross-section trough the ore deposit structure Zlaté Hory-West (Juhas et al. 1986): 1 – various types of schists, 2 – quartzite, 3 – ore bodies, 4 – boreholes.

Při studiu hloubkového vývoje rudních struktur na tomto ložisku bylo zjištěno, že rudní mineralizace komplexního typu se zlatem (minerální zastoupení je velmi podobné rudním tělesům č. 1) vytváří v úrovni mezi 3. a 5. těžebním patrem strukturu sloupcovitého charakteru s čočkovitými tělesy kulisovitě uspořádanými za sebou a je sledovatelná až na úroveň 380 m n. m. (5. těžební patro). Rudní zóna byla zastižená nálezným vrtem ZH 2094 a vymezena jako rudní struktura s pracovním názvem *zlatý sloup* o šířce 100–200 m, generelního směru VSV–ZJZ. Zmíněná zóna vychází na den v prostoru nejintenzivnějších starých báňských prací tzv. *velkých pinek* a upadá pod úhlem cca 45° k východu (Kalenda 1986). Mineralizace zastižené struktury je vázána na prokřemenělé chloritové břidlice, lokálně s tenkými proužky kvarcitu. Morfologický typ zrudnění je zpravidla reprezentován ve vyšší partii hrubozrnnými vtroušeninami pyritu s chalkopyritem, podřadně přistupuje i sfalerit a pyrhotin. Směrem do hloubky postupně přibývá sfaleritu na úkor chalkopyritu, až sfalerit nabývá převahy a v nejnižších partiích je dominantním minerálem. Výše uvedená zonalita mineralizace, včetně průvodní horniny, je podle dokumentace z podrobného průzkumu v generelu shodná s vývojem mineralizace *zlatého sloupu* v úrovni štoly Mír a tak je možno zcela oprávněně předpokládat, že jde o pokračování jedné struktury (Kalenda 1986).

Zastoupení užitkových kovů Au, Cu a Zn ukazují na užší vzájemný vztah v zastoupení Cu a Au, než např. Zn a Au. Nadprůměrně zvýšené obsahy Au jsou soustředěny do úzkých zón o mocnosti 1–2 metry s intenzívní jemnozrnnou pyritovou mineralizací a vtroušeninami chalkopyritu.Tyto skutečnosti potvrzují jak závěry výzkumu mineralogie ložiska ZH-Z (Kvaček, Rezek 1981) tak i výsledky výzkumu parageneze zlata ze Zlatých Hor a Zlatého Chlumu (Fojt, Hauk 1984) a podporují i genetické závěry o metamorfogenní koncentraci zlata na ložisku ZH-Z (Fojt et al. 1987).

C8b Ložisko ZH-východ (zpracováno z podkladů J. Kotrise 1987)

Ložisko ZH-V leží ve východní a jv. části zlatohorského rudního revíru a je vázáno na komplex epizonálně metamorfovaných vulkanosedimentárních a sedimentárních hornin devonského stáří a především na polohu *rohovcovitého* kvarcitu v podloží grafitových fylitů. Základní horninový sled je prozkoumán do hloubky cca 500 m pravé mocnosti. Nejhlubším podložím této formace, zastižené podzemními průzkumnými vrty a některými chodbami na 5. patře (380 m n. m.), jsou homogenní horniny označované jako vápnité metatufity. Jsou vyvinuty především v severní části zájmového území. Dosahují mocnosti 40–60 m, ale směrem k jihu prudce vykliňují nebo přecházejí do nadloží do páskovaných kvarckeratofyrových metatufitů. Je to šedá páskovaná hornina mocná 50–100 m, kde jednotlivé pásky jsou tvořeny fylosilikáty, kvarcitovou složkou a pásky metakvarckeratofyru. Tyto vulkanické horniny postupně přecházejí do sedimentární formace a ztrácejí vulkanický charakter. Tím dostává hornina výrazně břidličnaté sestavení a tvoří ji především muskovit, chlorit a křemen. Zmíněná poloha chlorit-muskovit-kvarcitové břidlice je různě mocná a tvoří přechod mezi metatufity a kvarcity a je místy ve své svrchní části zrudněna, protože na ní už leží většinou po neostrém kontaktu rohovcovitý kvarcit, který je vlastním nositelem polymetalického zrudnění. Jeho mocnost kolísá od 3 do 30 m a v horizontálním směru dosahuje délky 350 až 400 m a tím také vymezuje rozsah ložiskové polohy. Velmi často bývá ve svrchní a střední části kvarcitů, nebo ještě častěji na kontaktu s grafitovými fylity, vyvinuta nesouvislá poloha krystalického vápence (vápence Modré štoly), který je zrudněn velmi nepravidelně a dosahuje mocnosti 0,1–6,0 m.

Na průběh ložiskové polohy mají značný vliv vrásové deformace. Nejvýraznějšími vrásovými projevy jsou deformace ve směru přibližně S–J až SZ–JV (označovány V2) s upadáním B-os k jihu, případně k JV. Tyto „ležaté“ fylitové vrásy dosahují rozpětí až 30 m, amplitudy do 50 m. Druhým typem deformací jsou vrásy až metrových rozměrů

s upadáním B-os výhradně k SV pod úhlem 15–45° a s východní vergenci (označovány V3). Třetí etapa vrásových deformací sice nebyla podchycena žádným naměřeným údajem, ale její existence částečně vyplývá z mapy vrstevnic kontaktů kvarcitu a grafitových fylitů. Zdá se, že jde o mírné zvlnění ve směru V–Z (označováno V4), které způsobuje upadání B-os vrás V4 na obě světové strany.

V místech křížení V2 a V3 dochází k deskovitému až kuželovitému protažení výběžků grafitových fylitů hluboko (až 50 m) do kvarcitů a dalších podložních hornin, a tím dochází také k přerušení ložiskové polohy, která znovu nasazuje až ve vzdálenosti kolem 100 m. Detailní sledování a dokumentace vrásových deformací na tomto ložisku se tak stává významným aspektem pro lokalizaci rudních těles v ložiskové zóně.

Ložisková zóna jako komplex je vázána na polohu muskovitového a rohovcovitého kvarcitu. Zrudnění místy zasahuje i do podložních břidličnatých hornin a v nadloží končí na kontaktu s grafitovými fylity. Největší a nejprůběžnější ložiskové těleso je složeno z chalkopyritu, pyritu, sfaleritu a galenitu. V oblasti Poštovní štoly (615 m n. m.) vychází na povrch a povrchovými vrty je vysledováno až do hloubky cca 400–500 m. Směrem k východu a do hloubky pak ložiskové kvarcity vykliňují mezi dvěma polohami grafitických fylitů. Dále do hloubky pokračuje zóna rozptýlené rudní mineralizace směrem k JV do prostoru ložiska ZH-Heřmanovice. V této oblasti jsou již akumulace polymetalických rud v hloubce kolem tisíce metrů. Pozici ložiskových těles a průvodních hornin na ložisku a rozmístění užitkových složek v tělesech dokumentuje geologický řez na obr. č. 5.

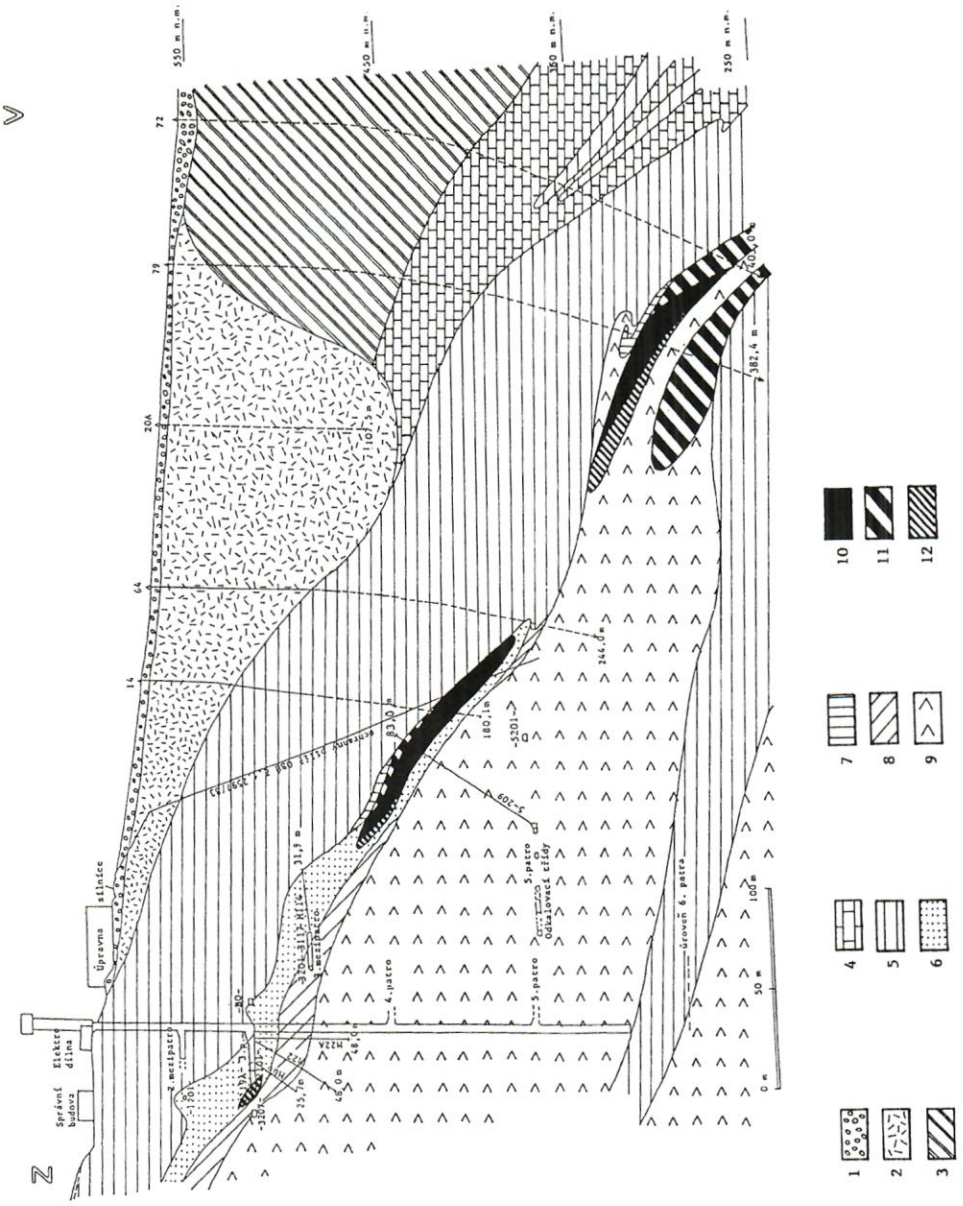
Rozmístění užitkových složek v tělesech je proměnlivé, ale v zásadě platí, že Cu rudy tvoří podložní části těles a Pb-Zn rudy nadložní části těles. Dále je zřejmé, že směrem do hloubky se několikrát hlavní poloha rozpadá na propojitelná čočkovitá tělesa s tím, že u kontaktu zůstává formace především Pb-Zn a do podloží odbíhá část bohatší na Cu. Vliv na to mají i polohy krystalických vápenců, které ve svých lemech soustřeďují výhradně zrudnění Pb-Zn.

Mocnost hlavní polohy kolísá od 3 do 22 m při směrné délce cca 300 až 400 m. Obsahy Cu, Zn a Pb se pohybují v součtu od 1,5 do 4 %, přičemž nejvyšších hodnot dosahuje Zn. Čočkovitá tělesa v podloží jen výjimečně přesahují mocnost 8 m, směrná délka kolísá od 15 do 60 m a po úklonu dosahují maximálně 40 m. Kovnatosti těchto čoček jsou vesměs nízké, u Cu zrudnění se pohybují v rozmezí 0,20–0,50 % Cu a u Pb-Zn zrudnění dosahuje kovnatost v součtu hodnot do 1 % (Kotris 1986a).

Nevelký počet analýz zlata z rudních minerálů ložiska ukazuje, že zlato se vyskytuje ve všech sulfidech v průměrné koncentraci kolem 0,2 g/t Au. Podrobné vzorkování a studium distribuce Pb, Zn, Cu, Ag a Au mezi 4. a 5. patrem prokázalo, že v centrálních částech ložiskových těles lze vyčlenit tzv. *zlaté zóny* s průměrným obsahem 0,980 g/t Au (Fojt, Staňková-Vodová 1987). Zlato zde však není volné, ale je vázáno na sulfidy.

C8c Ložisko Zlaté Hory-jih

Jižní část zlatohorského revíru je charakterizována převážně monometalickou Cu mineralizací. Nadloží masivních kvarcitů, je v této části revíru oddenudováno, a jsou zde zachovány dvě dílčí antiklinální struktury. Východní dílčí antiklinální struktura je hostitelem ložiska ZH-J. Severní část – ložisko Žebračka – je prakticky vytěžena, jižní část – ložisko Kozlín – je prozkoumáno v etapě předběžného průzkumu až po úroveň 5. patra (384 m n. m.). Mineralizace je vázána na kvarcity, zčásti také na přikontaktní břidlice. Tělesa v kvarcitech jsou strmě uložena a jejich vznik je přičítán metamorfní mobilizaci. Výskyt těchto těles je často vázán na směr který je shodný s osní rovinou dílčích antiklinálních struktur. Mineralizace je zastoupena chalkopyritem, pyrhotinem a pyritem. Tělesa dosahují mocnosti i přes 10 m, často s masivními koncentracemi chalkopyritu. Dalším typem mineralizace jsou přikontaktní tělesa, nacházející se při svrchním i spod-



Obr. 5. Geologický řez ložiskem Zlaté Hory-východ (Kotris 1987): 1 – deluviální sedimenty, 2 – silně rozvětralé horniny převážně kulmského původu, 3 – kulmské flyšoidní sedimenty, 4 – heřmanovické krystalické vápence, 5 – grafit-muskovitové břidlice, 6 – kvarcity, 7 – krystalické vápence Modré štoly, 8 – různé typy břidlic, 9 – kyselé metavulkanity, 10 – rudní těleso Cu-Pb-Zn rud, 11 – rudní těleso Pb-Zn rud, 12 – rudní těleso Cu rud.

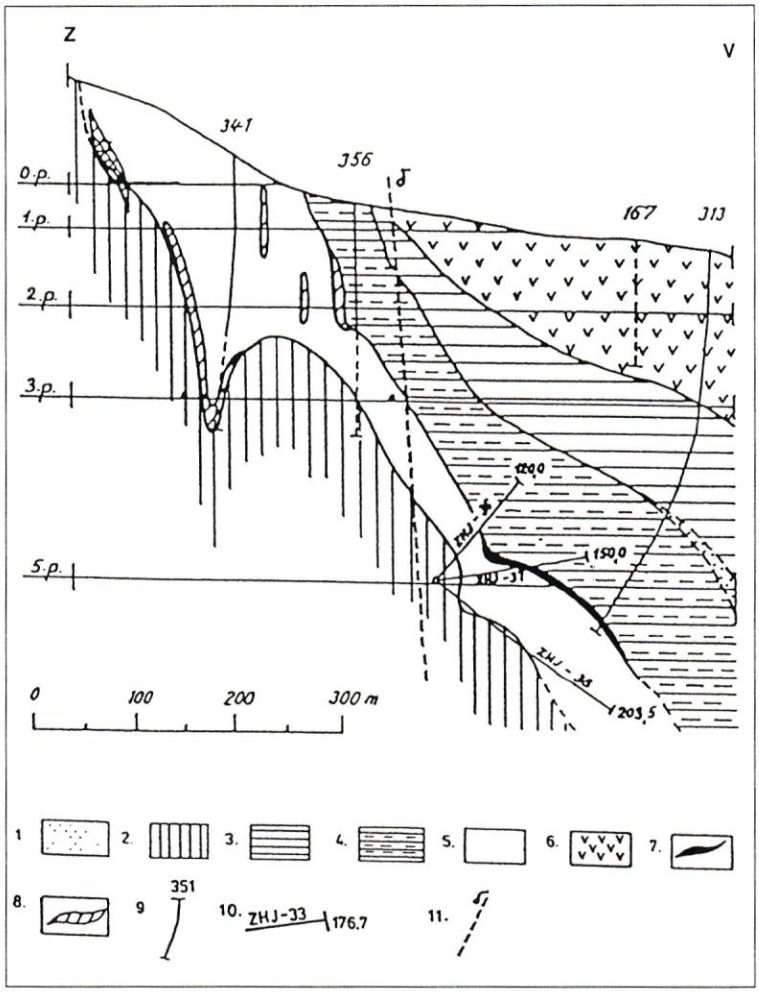
Fig. 5. Geological cross section trough Zlaté Hory-East deposit (Kotris 1987): 1 – deluvial sediments, 2 – Culm mouldered sediments, 3 – Culm flysh sediments, 4 – Heřmanovice marbles, 5 – graphite-muscovite schists, 6 – quartzites, 7 – marbles of the Blue Gallery, 8 – various types of schists, 9 – acidic metavolcanites, 10 – Cu-Pb-Zn-ore bodies, 11 – Pb-Zn-ore bodies, 12 – Cu-ore bodies.

ním styku kvarcitů s břidlicemi a hlavními minerály jsou chalkopyrit a převážně hrubozrnný pyrit. Pozici ložiskových těles a průvodních hornin na ložisku dokumentuje geologický řez na obr. 6. Kovnatost rud se pohybovala v rozmezí 0,6–1,0 % Cu.

C8d Ložisko Hornické skály

(zpracováno z podkladů J. Kotrise 1986b, M. Hrbáče 1985 a J. Večeři 1987)

Nachází se západně od ložiska ZH-J a zóna je tvořena komplexem sedimentárních a vulkanosedimentárních hornin s vůdčím horizontem masivního kvarcitu, deformovaných do dílčí antiklinály, jejíž B-osa upadá k jihu. Mocnost masivního kvarcitu se pohy-



Obr. 6. Geologický řez ložiskem Zlaté Hory – jih (Konupčík 1983): 1 – kvarckeratofyrové metatufy a metatufity, 2 – podložní kvarcitové břidlice s chloritem, 3 – grafit-muskovitové břidlice, 4 – nadložní chlorit-muskovitová břidlice, 5 – masivní rohovcový kvarcit, 6 – kulmské horniny, 7 – ložisková tělesa, 8 – ložiskové těleso vytěžené, 9 – povrchový průzkumný vrt, 10 – podzemní průzkumný vrt, 11 – poruchové pásmo.

Fig. 6. Geological cross-section trough Zlaté Hory-South deposit (Konupčík 1983): 1 – acidic metatuffs and metatuffites, 2 – subjacent chlorite quartzitic schists, 3 – graphite-muscovite schists, 4 – superposed chlorite-muscovite schists, 5 – massive quartzites, 6 – Culm, 7 – ore bodies, 8 – exploited ore bodies, 9 – surface boreholes, 10 – subsurface investigation bore holes, 11 – faults.

buje od 10 do 60 m. Východní rameno dílčí kvarcitové antiklinály upadá směrem k JV do prostoru ložiska ZH-J. Západní rameno této struktury je strmé a pravděpodobně pod úrovní 1. patra vykliňuje. Jen v jižní části zasahuje až pod třetí patro. Směrem k severu navazuje tato struktura na prostor ložiska ZH-Z. Podrobný průzkum ložiska, a to jak z povrchu tak i ze štoly Josef, zjistil, že monometalické Cu rudy jsou koncentrovány do tří hlavních ložiskových těles. Prvním typem ložiskové mineralizace je mohutné těleso (označované jako č. 1) nacházející se v podložních břidlicích, jehož nejdelší osa upadá k JV a tvoří ho převážně „chalkozín" a pásky chalkopyritu s pyritem. Prostorově je na několika místech spojeno s ložiskem přikontaktním (označovaným jako č. 2) a obě tělesa se proto těžila společně. Rudní těleso č. 1 v podložních břidlicích je vyvinuto v přímém pokračování stařin štoly Barbora a při směrné délce cca 200 m se jeho mocnost pohybuje od 6 do 25 m. Druhým typem ložiskových těles (označovaných jako č. 2) je přikontaktní těleso. Je vyvinuto na podložním kontaktu kvarcitů a břidlic a je tvořeno chalkopyritem a pyritem, méně „chalkozínem". Mocnost kolísá od 3 do 18 m při směrné délce 180 m. Třetí typ ložiskového zrudnění se skládá z několika menších čoček v podloží ložiskového tělesa č. 1 a největší z nich označené jako č. 3 je vyvinuta převážně pod 0. patrem. Zrudnění tvoří smouhy, hnízda a agregáty chalkopyritu s pásky pyritu v břidlicích (Kotris 1986b).

Popsaná ložisková tělesa pokračují do hloubky, ale jejich ekonomický význam se snižuje. Tělesa se do hloubky stávají nepravidelnými a to jak svým tvarem, tak i obsahem. Na úrovni 0. patra končí zóna obohacení, v rudních tělesech se přestává vyskytovat „chalkozín" a dochází k rozpadu těles na malé čočkovité polohy, čímž se stávají pro případnou těžbu nepříhodná. V západní části ložiska, v nadloží kvarcitů, je zastoupena pestrá série kyselých a bazických tufitických hornin s přítomností chudé pro těžbu nezajímavé Zn-Pb-mineralizace doprovázené Ag, zasahující sem svým jižním okrajem ze sousedního ložiska ZH-západ. Kovnatost Cu rud se pohybovala v průměru kolem 0,43 % Cu.

Průzkumné práce pod úrovní 1. patra zjistily drobná čočkovitá tělesa v podložních břidlicích uložená ve směru S–J až SSZ–JJV a upadající k jihu. Ta jsou kulisovitě seřazena do zóny (rudního sloupu) SZ–JV směru. Mineralizace je pyrit-chalkopyritová nebo pyrit-pyrhotin-chalkopyritová. S hloubkou kovnatost klesá a ložiska vykliňují. Kromě výše popsaných typů zde byla zastižena komplexní mineralizace pyrit-chalkopyrit-sfalerit-galenit, vázaná na tzv. sekundární kvarcity. Protože mocnost těchto sekundárních kvarcitů je většinou menší než 1 metr, nedosahuje toto zrudnění většího ekonomického významu, i když se pravděpodobně podílí na tvorbě výše zmiňovaného ložiska č. 1 (Večeřa 1987). Výsledky prací rovněž nepotvrdily existenci velké izoklinální vrásy V1. Západní kvarcitové rameno není v sz. části spojeno synklinálním ohybem s druhým pruhem kvarcitů, ale jeho vývin je směrem do hloubky primárně ukončen ve strmé až překocené poloze. Horniny, které jsou bezprostředně za druhým kvarcitovým pruhem směrem k západu (je pro ně typická přítomnost karbonátů a přechody kvarcitových hornin až do příměsmi bohatých mramorů), představují jejich litostratigrafické nadloží (Hrbáč 1985).

C8e Ložisko Heřmanovice

Ložisko Heřmanovice je nejjižnějším a nejhlouběji uloženým známým rudním projevem zlatohorského revíru. Na ložisku se nachází jak polymetalická Zn-Pb mineralizace, která tvoří svrchní část rudní zóny, tak i monometalická Cu mineralizace, která vytváří spodní část rudní zóny. Polymetalická Zn-Pb-mineralizace je zde uložena v pestrém pásmu v těsném podloží grafit-muskovitových břidlic. Pásmo je tvořeno chloritovými a muskovitovými kvarcity, keratofyrovými metatufy, chloritovými a muskovitovými břidlicemi a metatufity. Mocnost pásma dosahuje až 250 m, šířka 150–500 m, celková

směrná délka nebyla v důsledku velké hloubky ověřena. Rozměry ložiskových těles jsou dány rozměry této pestré zóny, tělesa jsou konformně uložena a kopírují tvar dílčí antiklinály. Charakteristická je přítomnost Ag, místy bylo zjištěno i Au. Pod tímto pásmem se nalézá v mocné zóně zelených břidlic poloha kvarcitů s monometalickou mineralizací Cu, soustředěnou ve vrcholu dílčí kvarcitové antiklinály. Na ložisku Heřmanovice se tak projevuje poměrně v malém prostoru zónálnost, charakteristická pro zlatohorský revír, tj. monometalická mineralizace Cu vázaná převážně na masivní kvarcity v podloží a polymetalická mineralizace Zn-Pb, místy s Au, vázaná na pestrou zónu v nadloží. Zonálnost se zde však projevuje i laterálně: směrem k východu ubývá Zn a Pb a přibývá Cu. Tato zónálnost je výrazná hlavně v primární aureole ložiska. Kovnatosti polymetalické Zn-Pb mineralizace i monometalické Cu mineralizace jsou poměrně nízké a vzhledem k hloubce uložení rudních těles je ložisko pro případné úvahy pro využití neperspektivní.

C9 Prozkoumané ložiskové prostory, stupeň jejich ověření a perspektivnost případného využívání

Ve zlatohorském rudním revíru bylo doposud zkoumáno pět ložiskových prostorů. Dva z nich ZH-J a ZH-HS jsou ložiska mědi a jejich ekonomicky dobyvatelné zásoby jsou dnes již prakticky vytěženy. Zbývající tři prostory jsou ložiska polymetalických rud s různým stupněm prozkoumanosti. Nejdůležitější z nich je ložisko ZH-Z, jehož hodnota je především dána přítomností zlata v centrální části, kde spolu s polymetalickým zrudněním vytváří nabohacenou rudní strukturu sloupcovitého charakteru, jejíž hloubkový vývoj je ověřen až na úroveň 5. patra (Kalenda 1986). Toto ložisko spolu s polymetalickým ložiskem ZH-V bylo předmětem otvírky a přípravy a ložisko ZH-Z i dočasné těžby na konci osmdesátých a na začátku devadesátých let závodem RD Jeseník. *Po ukončení otvírky a těžby zbývá na obou ložiscích ještě dostatečné množství ekonomicky hodnotitelných zásob kompexních rud se zlatem pro další etapu rozvoje báňského podnikání, která podle dlouhodobé historie periodicky přichází po etapě úpadku těžby a která zastihne zřejmě až příští generace.*

Poslední ložiskový prostor ZH-Heřmanovice se nachází ve velké hloubce. Jeho vývoj je ověřen v etapě vyhledávacího průzkumu a je reprezentován chudými polymetalickými rudami, u nichž zatím nebyly zjištěny zajímavější obsahy zlata, a tak se stává pro další úvahy o eventuelním využití neperspektivní.

Dále je v revíru vytýčeno několik prognózních oblastí s indikacemi výskytu jak měděných, tak i polymetalických rud, ale za zajímavý pro další úvahy možno považovat pouze prognózní prostor s výskytem Au mineralizace v žilných strukturách (sekreční křemenné žíly).

Při vyhledávacím průzkumu rozsypových ložisek zlata v severním předpolí zlatohorského rudního revíru byla zjištěna v několika průzkumných dílech chaotická distribuce zmíněného vzácného kovu a celkový výsledek těchto průzkumných prací nesplnil původní očekávání.

Zbývající rudní potenciál zlatohorského rudního revíru je odhadován na 17 mil. tun většinou chudších polymetalických rud, přičemž zlata je vyčísleno celkem kolem 10 t.

V západní části zlatohorské rudní oblasti je známo několik malých výskytů železných rud, které byly příležitostně těženy ještě v polovině 19. století díly Maria Trost, Melchior I a II a Tobiáš. Jde o zrudnění označované v literatuře jako typ Lahn-Dill. Detailně se těmito lokalitami zabývá v současnosti doc. dr. J. Zimák z přírodovědecké fakulty UP v Olomouci. V předložené práci jsou kvůli úplnosti jen stručně zmíněny minerály výše uvedených výskytů – viz další text.

D. Minerály ložiskových kumulací a hostitelských hornin (Bohuslav Fojt)

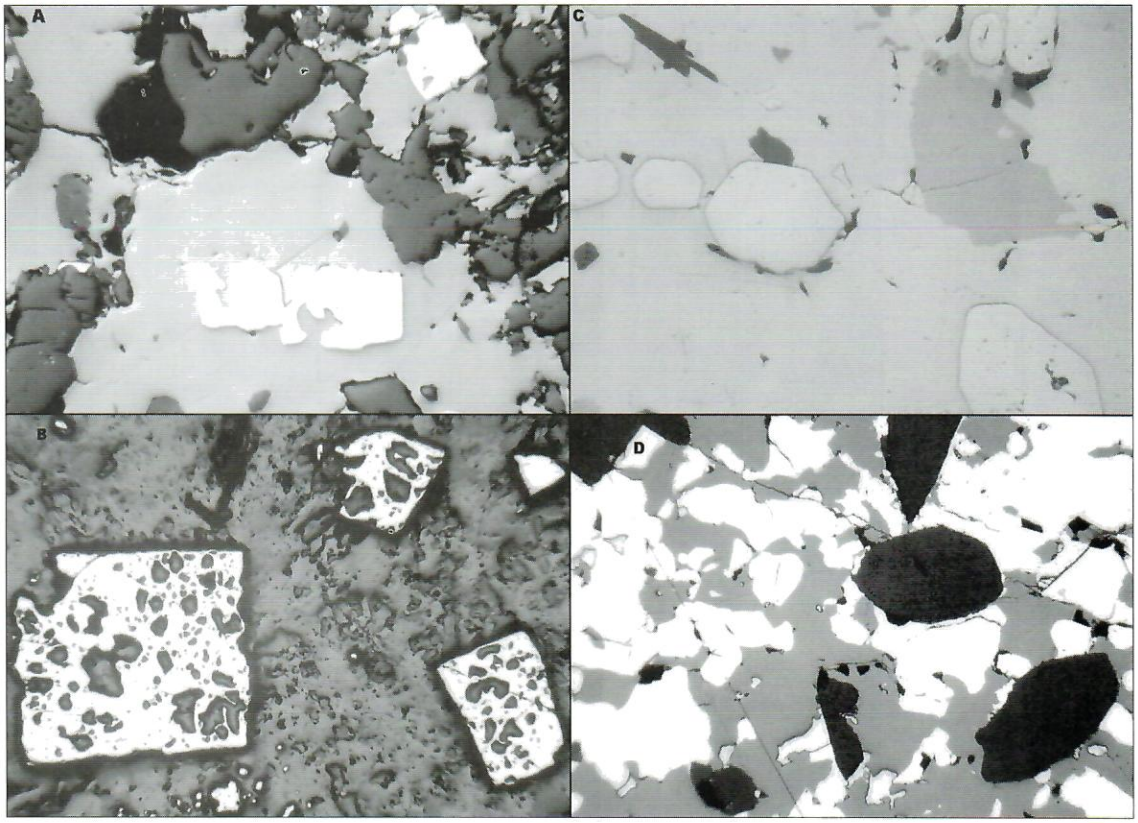
D1 Rudní minerály

Výrazně nejrozšířenějším sulfidem v celém revíru je *pyrit*. Jeho monominerální agregáty a vtroušeniny se vyskytují nejen v okrajových částech rudních zón, ale tvoří i průběžnou hlavní složku vlastních polymetalických rudnin. Vyskytuje se v podobě několika morfologických typů. MAREK (1982, 1984) vyčlenil 5 genetických forem. Bezpečně lze rozlišit tři:

1) kolomorfní, s největší pravděpodobností reliktní předmetamorfní agregáty nacházející se v masivních pyrit-chalkopyritových rudninách ložisek ZH-J a ZH-HS a místy také v monominerálních pyritových shlucích úseku ZH-V (obr. 7);
2) hexaedrické idioblasty uzavírané ostatními, metamorfní rekrystalizaci snáze podléhajícími minerály (které je často korodují až resorbují – obr. 8A, B) jsou velmi hojné;
3) pyritové shluky i žilky vzniklé hypogenní i supergenní přeměnou pyrhotinu.

Individua pyritu typu 2), vyskytující se v granoblastických agregátech, jsou mnohdy typická svými srůsty v podobě „trojných bodů". Někdy lze u těchto jedinců konstatovat stavbu s porézním nebo kolomorfním středem, zatímco vnější část krystalů je celistvá (ČERMÁK et al. 1984). MAREK (1984) zjistil v takových pyritech leptáním několik „přírůstkových zón". Drobné póry v centrálních částech pyritových individuí bývají mnohdy vyplněny sfaleritem, chalkopyritem i galenitem; v případě podobné pozice pyrhotinu není vyloučeno, že jde o relikt matrice, z níž pyrit vznikl. Uvedené morfologické zvláštnosti charakterizují pyritové agregáty většinou jako metamorfní rekrystalizáty s relikty původního předmetamorfního sestavení. Kromě uvedených případů se v celém revíru setkáváme také s pyrity, které lze charakterizovat jako metamorfní mobilizáty. Jde o žíly a žilníky (např. na ložisku ZH-J), popřípadě drobné žilky – obojí velmi blízké typu tzv. „alpských asociací". Jednotlivá individua postrádají v tomto případě znaky předmetamorfního sestavení. V dutinách těchto žil se setkáváme s krystalově omezenými jedinci až 1,6 cm velkými, s převládajícím tvarem hexaedru, výjimečně otupeným oktaedrem, popřípadě i samostatné 3–4 mm velké pentagondodekaedry (ZIMÁK 1998a). Pyrit je také zcela běžným vtroušeným akcesorickým minerálem okolních metamorfitů. Kostrovitá individua se objevují zvláště v metamorfovaných vulkanosedimentárních horninách celé rudní oblasti. Jde pravděpodobně o pyrity vzniklé hypogenní přeměnou pyrhotinu.

Obr. 7. Reliktní kolomorfní vývin pyritu. Vzorek vrtného jádra ZH-2003. Foto: B. Fojt.
Fig. 7. Relicts of the colloform pyrite-aggregates. Borehole ZH-2003.

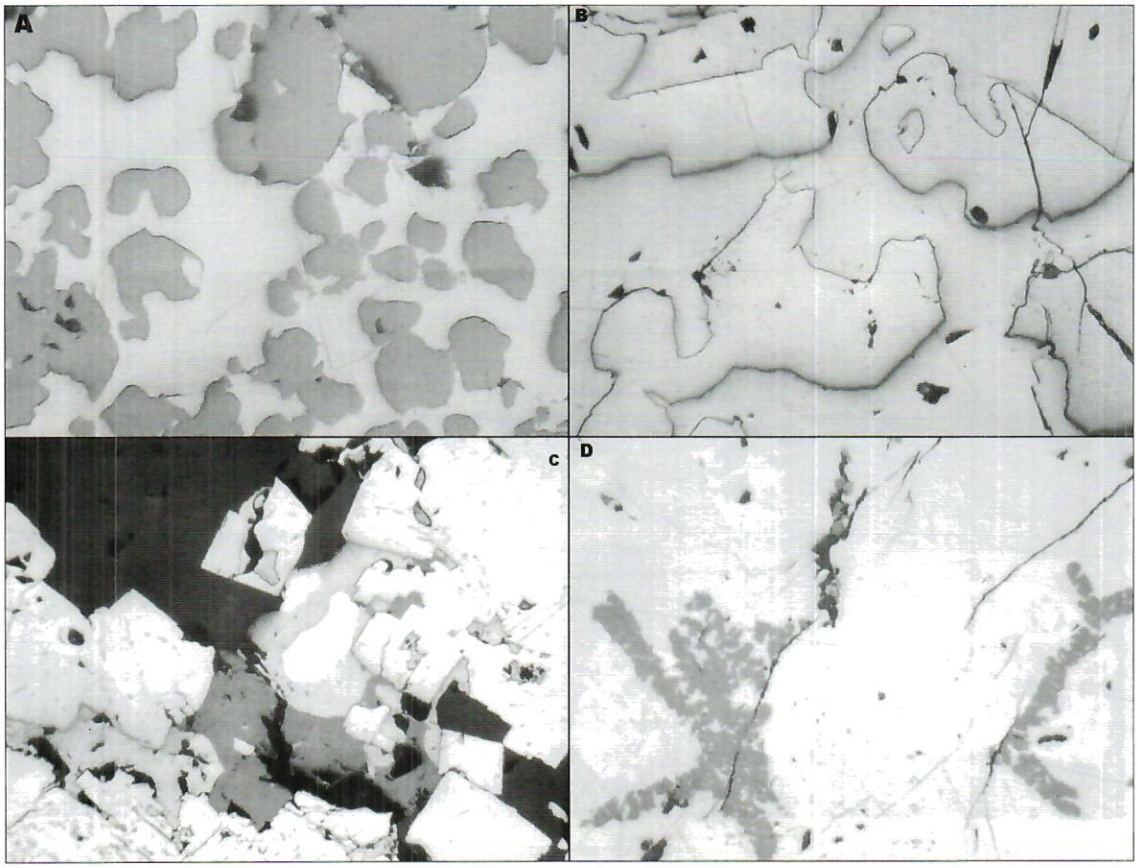


Obr. 8. A – Sfalerit (šedý) koroduje automorfní krystaly pyritu (bílý); tmavošedý – křemen. ZH-V. B – Poikiliticky korodované krystaly pyritu (bílý) v dolomitu (± křemen). ZH-V. C – Automorfní krystaly pyritu uzavřené v chalkopyritu (světlešedý) s tennantitem (šedý). ZH-V. D – Srůsty chalkopyritu (bílý) se sfaleritem (šedý); černý – křemen. ZH-J. A, B – delší strana obr. 1,6 mm; C, D – 0,8 mm. Foto: M. Gregerová.

Fig. 8. A – Pyrite crystals (white) corroded by sphalerite (grey); dark grey – quartz. Orebody East. B – Corroded crystals of pyrite in dolomite matrix. Orebody East. C – Euhedral crystals of pyrite in chalcopyrite (light grey) with tennantite (grey). Orebody East. D – The intergrows of chalcopyrite (white) with sphalerite (grey); black – quartz. Orebody South. The longer side of the photographs represents 1.6 mm for A and B and 0.8 mm for C and D. Reflected light photographs.

Z řady stopových prvků, které pyrity obsahují, jsou nejdůležitějšími kobalt a nikl, o nichž je známo, že mohou indikovat podmínky vzniku a metamorfního přepracování. Je tomu tak i v případě Zlatých Hor. Fojt a Zeman (1996, 1999) rozpracovali, doplnili a upřesnili údaje o vzájemných kvantitativních vztazích zmíněných prvků Hakové et al. (1984a, b). Z distribuce Ni a Co a statistického zpracování 512 kvantitativních analýz pyritů podle metody Belonina a Golubevy (1982) byl ověřen poznatek o tom, že zlatohorské rudniny byly, ve srovnání s ostatními obdobnými stratiformními jesenickými ložisky (Horní Benešov, Horní Město a Oskava), nejintenzivněji ovlivněny metamorfózou – obr. 11. Metamorfně mobilizované agregace pyritů mají vždy vyšší zastoupení kobaltu i niklu než mateřská tělesa, z nichž byly generovány. Co a Ni pyritů posledně zmíněných kumulací se vyznačují také zvýšeným koeficientem vzájemné korelace (v grafech obr. 11 a 12 vyjádřeno zřetelně delší úsečkou představující osu *a* elipsy rozptylu obou prvků).

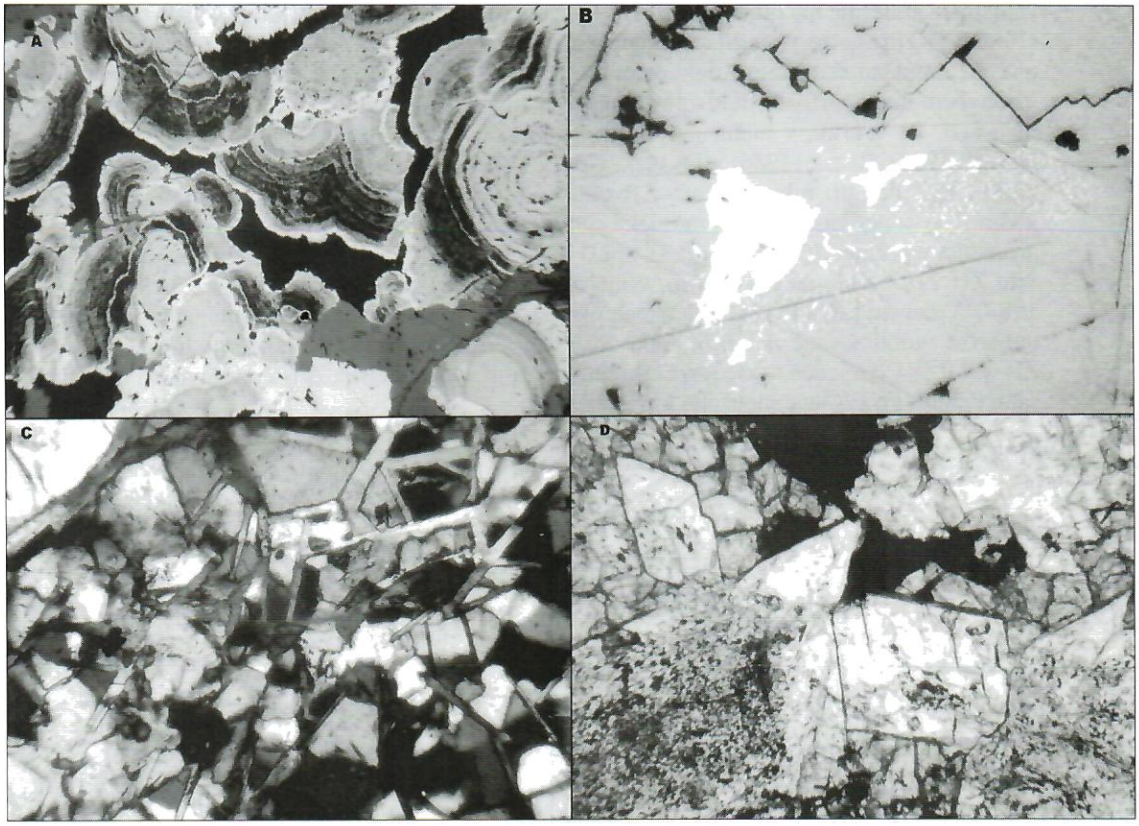
Druhým nejhojnějším sulfidem je *sfalerit*. Výjimkou jsou ložiska ZH-J a ZH-HS, kde je jeho zastoupení podřadné. V rudninách je běžnou součástí masívních, páskovaných



Obr. 9. A – Relikty globulárních forem sfaleritu (světle šedý) v galenitu (bílý). ZH-V. B – Srůsty galenitu s pyrhotinem (vystupující reliéf). ZH-J. C – Zlato (bílé) v chalkopyritu (světlešedý); sfalerit – šedý, pyrit – bílý. ZH-Z. D – Kostrovité krystaly sfaleritu v chalkopyritu. Šachta Karel. A, B – delší strana obr. 1,6 mm; C, D – 0,4 mm. Foto: M. Gregerová.

Fig. 9. A – The relicts of the globular forms of sphalerite (grey) in galena (light grey). Orebody East. B – The intergrows of pyrrhotite (with relief) with galena. Orebody South. C – Gold (white) in chalcopyrite (leight-grey); sphalerite – grey, pyrite – white. Orebody West. D – The sceletal crystals of sphalerite in chalcopyrite. Karel Shaft. The longer side of the photographs represents 1.6 mm for A and B and 0.4 mm for C and D. Reflected light photographs.

(obr. 13) i vtroušených textur. Tvoří také součást pometamorfních žilek „alpské asociace", v nichž se zcela ojediněle objevují i jeho drobné tetraedricky omezené krystalky. Ve středně zrnitých agregátech jsou v jednotlivých zrnech patrné dvojčatné lamely se subparalelní orientací ve směru s-ploch okolních metamorfitů (Fojt 1968). Významným morfologickým znakem jsou globulární formy sfaleritu uzavírané v galenitu (obr. 9A). Byly zjištěny na ložisku ZH-V, velmi zřídka i v úseku ZH-Z. V 60. letech byly považovány mylně za součást granoblastických srůstů obou zmíněných minerálů (Fojt 1968). Na základě srovnání s podobným, lépe zachovalým, sestavením sfalerit-galenitových rudnin ložiska Horní Benešov je lze bezpečně označit za relikty předmetamorfních textur Zn-Pb rudnin. V komplexních Zn-Pb-Cu sulfidických kumulacích, jsou ve sfaleritových zrnech rozptýleny mikroskopické až emulzní inkluze chalkopyritu. V metamorfně mobilizovaných rudninách ložiska ZH-J a HS se sporadickým zastoupením zmíněného mine-



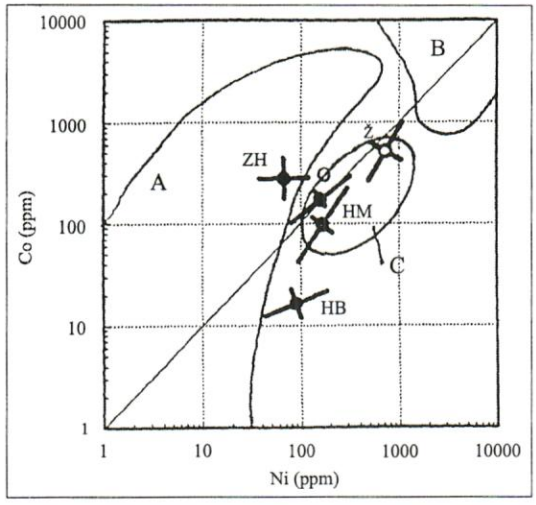
Obr. 10. A – Kolomorfní texturta produktů supergenní přeměny pyrhotinu. ZH-J. B – „Bi-tellurid" (bílý) v galenitu. ZH-J. C – Tabulkovité krystaly cymritu v matrici křemene. Výbrus, zkřížené polarizační zařízení. ZH-V. D – Automorfní krystaly celsianu v matrici kalcitu. Výbrus, bez analyzátoru. ZH-V. A, C, D – delší strana obr. 1,6 mm; B – 0,4 mm. Foto: M. Gregerová.

Fig. 10. A – The colloform textures of the supergenne transformation products of pyrrhotite. Orebody Hornické skály. B – "Bi-telluride" (white) in galena. Orebody South. C – The tabular crystals of cymrite in the quartz matrix. Orebody East. Thin section, x polars. D – The euhedral crystals of celsiane with the inclusions of rutile (small black blebs); black outside the celsiane crystals – sphalerite. Orebody East. Thin section, without analysator. The longer side of photographs represents 1.6 mm for A, C and D and 0.4 mm for B. A and B – reflected light photographs. All photographs in the figures 8–10 made by M. Gregerová.

rálu, došlo k „vyčištění chalkopyritové nemoci" (chalcopyrite disease) sfaleritu, i když jsou právě tyto úseky výrazně obohaceny hlavní užitkovou složkou – chalkopyritem. Sfalerit se však v chalkopyritových zrnech těchto asociací vyskytuje v podobě drobných skeletárních, hvězdičkovitých krystalků, které bývají označovány za exsoluce, vznikající při teplotě vyšší než 350 °C (obr. 9D). Při relativně zvýšeném zastoupení sfaleritu v takových rudninách dochází k intimnímu prorůstání obou sulfidů (obr. 8D).

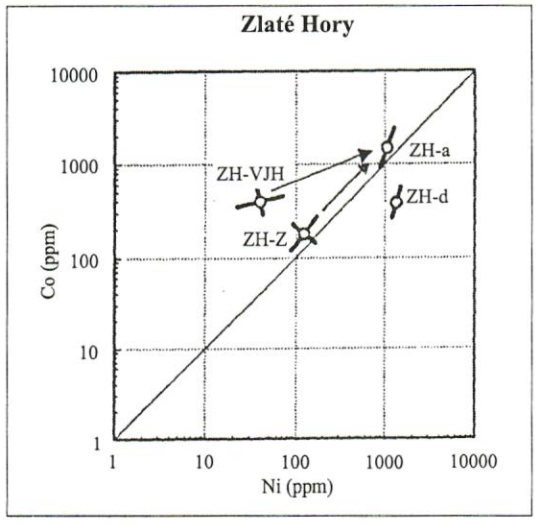
V chemickém složení sfaleritů se významně uplatňuje železo a kadmium. Obsahy železa závisejí jednak na horninovém hostitelském prostředí, jednak na mineralogickém složení rudnin: v prostředí mramorů ložiska ZH-V (Modré štoly) nepřesahují 3,5 hm.% Fe, v horninách s obsahem chloritu se zvyšuje zastoupení železa až na 10 %. Není výjimkou, že i v jednom vzorku se vyskytují smouhovité agregáty se sfalerity s relativně proměnlivým obsahem železa (rozdíly dosahují hodnot až 3,6 hm.% Fe). Závislost že-

leznatosti sfaleritu na mineralogickém složení rudnin uvádějí například Cílek et al. (1985). Ti zjistili, že sfalerit v přímém kontaktu s pyritem je obohacován železem až o X %. Zmíněné skutečnosti dokumentují metamorfní přepracování rudnin ve spojitosti s pohybem metamorfních fluid způsobujících i změny chemismu koexistujících minerálních fází. Ze vzorků, v nichž sfalerit přímo hraničí s pyritem a pyrhotinem vypočítali Novák (1983), Rezek (1986) a Drábek, Novák (1989) z obsahů železa ve sfaleritech ložiska ZH-Z tlak při rekrystalizaci v rozmezí 330 až 700 MPa. Variační rozpětí obsahu kadmia ve sfaleritech je poměrně úzké, v desetinách procent (většinou pod 0,5 hm.%, aritmetický průměr 76 analýz = 0,31 hm.% Cd). Výjimkou je dalších 12 analýz sfaleritů vrtu ZH 2107 z hloubky 54–57 m, v nichž bylo stanoveno 0,76–1,19 hm.% Cd (Šrein 1987). V daném případě jde, podle geologické pozice, s největší pravděpodobností o metamorfně mobilizované zrudnění. Také Rezek (1986) zjistil v jednom sfaleritu z ložiska ZH-Z 1,2 % Cd a jeden výsledek EDX analýzy ze II. patra ložiska ZH-V vykázal při obsahu 0,50 % Fe zvýšené množství Cd (0,88 %).



Obr. 11. Osy elips rozptylu obsahů Ni a Co pyritů jesenických stratiformních ložisek. ZH – Zlaté Hory, O – Oskava, HM – Horní Město, HB – Horní Benešov, ž – soubor metamorfogenních asociací všech ložisek. A – pyrity submarinní, hydrotermálně sedimentární, C – pyrity biogenně sedimentární, B – pyrity magmatogenní (A, B, C podle Baywaha et al. 1987).

Fig. 11. The variance of Ni and Co contents in pyrites of the Jeseníky Mts. deposits. ZH – Zlaté Hory, O – Oskava, HM – Horní Město, HB – Horní Benešov, ž – metamorphogenic associations from all deposits. A – submarine, hydrothermal-sedimentary origin, C – biogenic-sedimentary origin, B – magmatogenic origin (A, B and C – after Baywah et al. 1987).



Obr. 12. Osy elips rozptylu obsahů Ni a Co zlatohorských pyritů. ZH-Z – Zlaté Hory-západ, ZH-VJH – Zlaté Hory-východ+jih+Hornické skály, ZH-a – pyrity metamorfogenních asociací, ZH-d – pyrity spodnodevonských, nezrudněných drakovských kvarcitů.

Fig. 12. The variance of Ni and Co contents of pyrites from the Zlaté Hory – orebodies. ZH-Z – orebody West, ZH-VHS – orebodies East, South and Hornické skály, ZH-a – metamorphogenic associations from the all Zlaté Hory orebodies, ZH-d – sedimentary pyrites from lower Devonian quartzites.

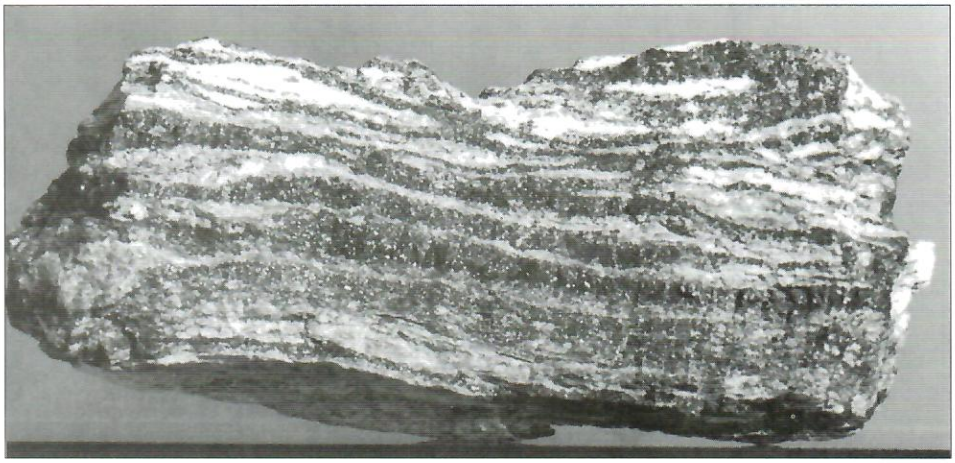
V pořadí druhou nejdůležitější užitkovou složkou je *galenit*. Mezi hlavními sulfidy figuruje na ložiskách ZH-V a ZH-Z, i zde je však jeho zastoupení v poměru ke sfaleritu relativně nízké (1:3 až 1:5 ve prospěch sfaleritu). Na ostatních ložiskách lze galenit označit za vedlejší až akcesorickou složku rudnin. Průběžně doprovází sfalerit. Místní smouhovité anomální kumulace galenitu souvisejí pravděpodobně s metamorfní mobilizací a sběrnou rekrystalizací. V takových případech dochází i k výraznému zhrubnutí zrn. Zatímco se v masivních i páskovaných rudninách pohybuje velikost zrn rámcově v desetinách mm, ve výše zmíněných agregátech dosahují krystalová individua velikosti několika mm až 1,2 cm. V metamorfogenních asociacích ložiska ZH-J srůstá granoblasticky s pyrhotinem (obr. 9B). Drobné kubooktaedricky omezené krystaly nepatrných rozměrů (maximálně 2,6 mm) jsou velmi vzácné.

Již od 60. let byly průběžně sledovány izotopy rudního olova (viz kapitolu v 1. části). Několik nových analýz, pořízených díky iniciativě jesenického pracoviště ČGÚ v izotopové laboratoři stejné instituce v Praze K. Vokurkou, znovu potvrdilo deficit ^{208}Pb a obohacení radiogenním olovem ^{206}Pb, zároveň však upřesnilo obsahy primogenního olova ^{204}Pb (tab. 1). V diagramu Zartmana a Doeho (1981) se zastoupení rudního olova

Tab. 1. Izotopové složení rudních olov. Isotopic composition of ore leads.

Č. vz.	Č. anal.	Lokalizace vzorku	208/204	207/204	206/204
8	1282	Zl. Hory – V, II. ppp.	38,2746	15,6417	18,4552
9	1283	Zl. Hory – Z, 3018	38,1207	15,6160	18,3920
10	1284	Zl. Hory – J B-104	38,2220	15,6142	18,4512
11	1285	Zl. Hory – Pošt. št.	37,9157	15,5906	18,2401
12	1286	H. Město – B-305	37,8692	15,5607	18,1831
13	1287	H. Město – 2190	37,9230	15,5910	18,2423
14	1288	H. Město – II. p. K-9	38,1198	15,6199	18,3938
15	1289	H. Benešov – B-907A	38,2537	15,6612	18,4038

Anal.: K. Vokurka (Český geologický ústav Praha, 1996)
Měřené poměry s korekcí na frakcionaci 0,137 % a.m.u. Calculated with correction to fractionation (0,137% a.m.u.).

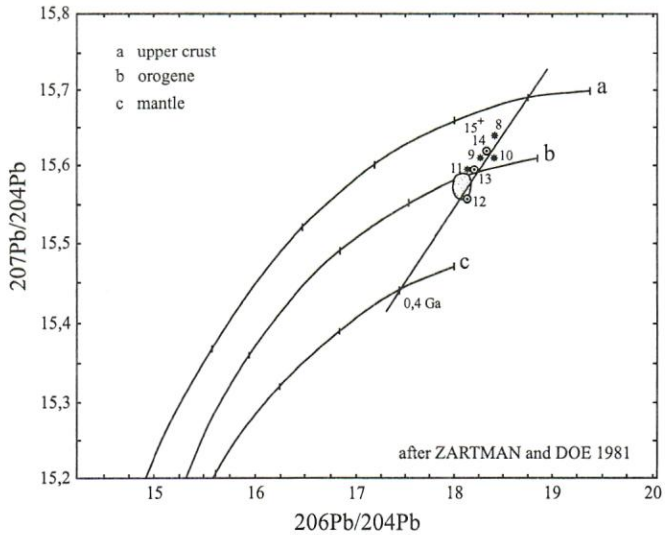


Obr. 13. Páskovaná textura sfaleritu v muskovitovém kvarcitu. ZH-Z. Delší strana fotografie – 22 cm. Foto: B. Fojt.
Fig. 13. The banded sphalerite texture in the quartzite. Orebody ZH-West. The longer side of the photograph – 22 cm.

remobilizovaných galenitů soustřeďují na linii orogenního olova (vz. č. 9, 10 a 11), analýza galenitu ze stratiformního zrudnění (vz. č. 8) zaujímá pozici mezi olovem svrchní kůry a olovem orogenním. Všechny 4 průmětné body sledují izochronu 0,4 Ga. V diagramu na obr. 14 je pro srovnání zaznačeno i pole rozptylu hodnot izotopů rudního olova z ložiska Rammelsberg. Uvedené výsledky podporují názory o ovlivnění sledovaných izotopů hostitelským prostředím a metamorfním přepracováním rudnin, jak na to upozornil PATOČKA (1984) i HLADÍKOVÁ a VANĚČEK (1987).

Galenit je ve zlatohorských ložiskách významným kolektorem stříbra. Další, pro galenit významné mikroelementy, vedle již uvedeného Ag, je selen a tellur. Všechny tři zmíněné prvky jsou typickými indikátory metamorfního přepracování rudnin, což lze názorně doložit diagramy na obr. 15 a 16. Ve všech případech se zvyšují obsahy stříbra, selenu i telluru v metamorfně mobilizovaných asociacích ve srovnání se stratiformními polohami rud. Na bimodální rozdělení Te ve zlatohorských rudninách upozornili již DRÁBEK a HOVORKA (1997). Malé množství analýz nedovolilo provést obdobné interpretace i pokud jde o obsahy Bi ve zlatohorských rudninách. Jedině tyto asociace však obsahují mikroskopické inkluze ryzího bismutu, což ukazuje na to, že i Bi je v těchto metamorfně mobilizovanmých agregátech zastoupen v nadkritické koncentraci, která již není možná pro izostrukturní „vmezeření" do mřížky galenitu. Shodná situace, pokud jde o Bi, byla detailně sledována v tak zvaném „pyritovém pásu" geneticky velmi podobných iberských ložisek (MARCOUX et al. 1996).

Běžnou součástí rudnin je *chalkopyrit*. Je hlavní užitkovou složkou na tak zvaných „monometalických" ložiskách, kde se vyskytuje společně s pyrhotinem (ZH-J) a pyritem (ZH-HS), výjimečně i se sfaleritem a galenitem. Je také významně zastoupen i v ložiskových úsecích ZH-V (podložní zrudnění) a ZH-Z. Jednotlivá individua vykazují často dvojčatné lamely, v metamorfně mobilizovaných partiích ZH-J mají někdy charakter tak zvaných „oleandrových listů", což bývá přisuzováno přeměně pseudokubického chalko-

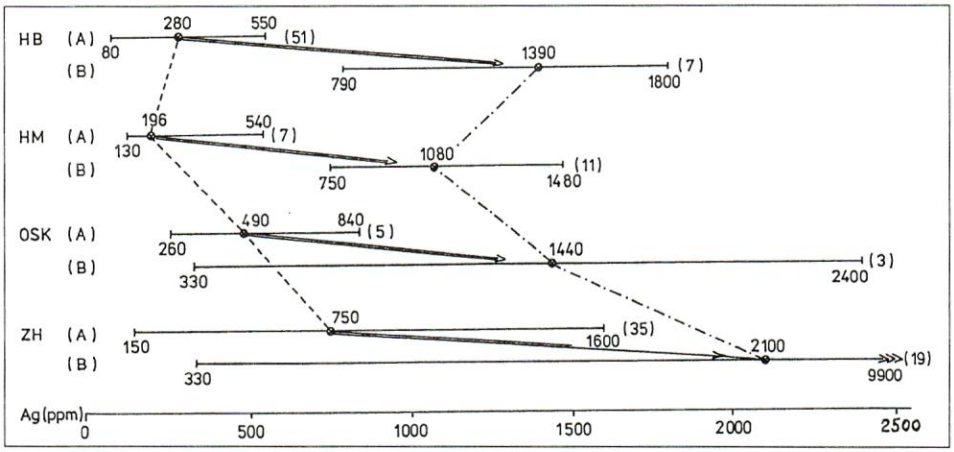


Obr. 14. Izotopové složení rudních olov. 8–11 Zlaté Hory, 12–14 Horní Město, 15 – Horní Benešov. Tečkované pole – ložisko Rammelsberg.

Fig. 14. The isotopic composition of ore leads from the Jeseníky Mts. deposits: 8–11 Zlaté Hory, 12–14 Horní Město, 15 Horní Benešov. Dotted area – Rammelsberg.

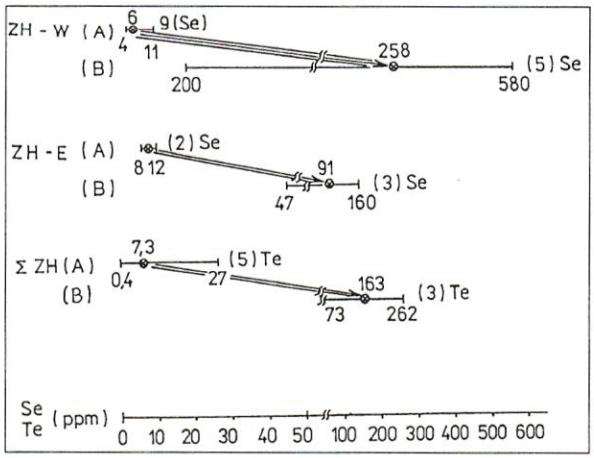
pyritu na typ tetragonální. Drobné kostrovité krystalky a emulzní vtroušeniny chalkopyritu ve sfaleritu byly zmíněny výše. Je vedle galenitu jedním z nejsnáze metamorfně mobilizovatelných sulfidů. Proto je běžné, že se vyskytuje i v tak zvaných „tlakových stínech" rigidních krystalů pyritu. Chalkopyrit je dalším koncentrátorem stříbra sulfidických kumulací zlatohorských ložisek.

Pyrhotin je ve srovnání s výše uvedenými sulfidy zastoupen nejméně. V podstatném množství vystupuje jedině na ložisku ZH-J, méně je ho v rudninách ZH-HS, ZH-V i ZH-Z. Sporadicky se objevuje v dalších rudních úsecích. Je však běžnou akcesorickou součástí hostitelských hornin, zvláště bazických metatufů a metatufitů. V granoblastic-



Obr. 15. Obsahy stříbra v galenitech jesenických stratiformních ložisek (A) a jejich metamorfogenních asociací (B). HB – Horní Benešov, HM – Horní Město, OSK – Oskava, ZH – Zlaté Hory (čísla v závorkách – počet stanovení; ⊗ – geometrický průměr).

Fig. 15. The silver contents in galena from the Jeseníky Mts. deposits (A) and their metamorphogenic associations (B). HB – Horní Benešov, HM – Horní Město, OSK – Oskava, ZH – Zlaté Hory. The numbers in brackets – the amount of analyses, ⊗ – geometric average.



Obr. 16. Obsahy selenu a telluru zlatohorských galenitů. ZH-W – Zlaté Hory-západ, ZH-E – Zlaté Hory-východ, Σ ZH – bez rozlišení ložisek. Ostatní vysvětlivky shodné s obr. 15.

Fig. 16. The selenium and tellurium contents in galena from the Zlaté Hory orebodies. ZH-W – orebody West, ZH-E – orebody East, Σ ZH – all orebodies. Other explanations – see fig. 15.

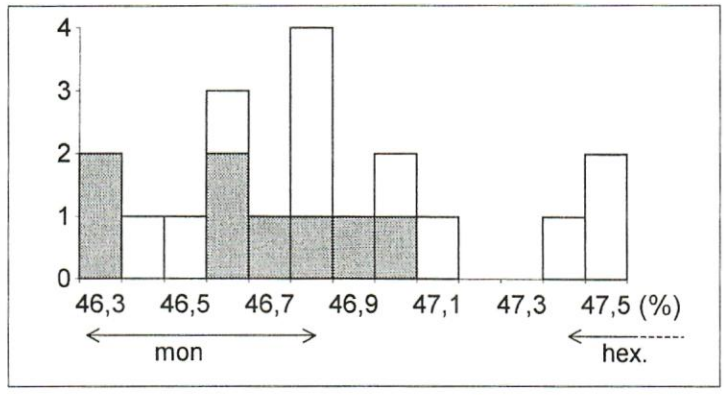
kých agregátech srůstají jeho zrna v typických trojných styčných bodech. Místy jsou patrné také dvojčatné zprohýbané a čočkovitě naduřující tlakové lamely. Ojediněle se objevují v jeho agregátech i plaménkovité hypogenní přeměny pyrhotinu na *markazit*. Je diskutabilní zdali v ranných stádiích metamorfní historie oblasti byl pyrhotin převládajícím sulfidem železa, jak to předpokládá MAREK (1982). Souvisí to s kolísáním aktivity síry a tendencí vzrůstu či poklesu teplotního režimu metamorfózy – o čemž existují dva protichůdné názory: RAJLICH (1976) soudí, že poslední stádia metamorfních dějů byla provázena vzrůstem teploty; PERTOLD a CONSTANTINIDES (1974) uvádějí trend opačný – pokles teploty od nejstarších metamorfních projevů po nejmladší. Na ložisku ZH-J byly nalezeny v dutinách sekrečních křemenných žil i hexagonální tlustě sloupečkovité krystaly, v nichž je pyrhotin pseudomorfován supergenní směsí markazitu s pyritem.

V několika vybraných vzorcích byl sledován detailní chemismus pyrhotinu. Analýzami WDX bylo zjištěno, že ve stratiformních polohách převládá pyrhotin monoklinický, zatímco v metamorfně mobilizovaných asociacích jsou vedle fáze monoklinické zastoupeny (soudě podle celkového chemismu) i domény hexagonální – viz tab. 2 a obr. 17. Přítomnost hexagonálních domén v pyrhotinech zjistil již dříve MAREK (1981), stejně jako SEIDL a LITOCHLEB (1976). Pokud jde o hlavní mikroelementy (Co a Ni), byl i ve zlatohorském revíru potvrzen obecný poznatek, že na rozdíl od pyritu se v pyrhotinu více kumuluje nikl než kobalt. V pyrhotinu z vrtu ZH-308, kde zmíněný sulfid představuje

Tab. 2. Atomová % Fe pyrhotinu. Atomic % of Fe in pyrrhotite.

Locality	Number	At.%	Locality	Number	At.%	Locality	Number	At.%
ZH-V-III. p.	1.I	46,31	ZH-V-II. p.	6.II	46,79	ZH-Z-A	5.I	46,83
	1.II	46,56		6.III	46,91		5.II	46,54
	1.III	46,21	ZH-Kozlín	7.I	46,50		5.III	46,66
				7.II	46,46			
ZH-J-109	2.I	46,57	ZH-J-201	3.I	47,39	ZH-2106	4.I	47,02
	2.II	46,72		3.II	47,47		4.II	46,72
	2.III	46,79		3.III	47,48		4.III	46,98
ZH-V-III. p.	1.I	46,83	ZH-V-II. p.	6.II	47,58	ZH-Z-A	5.I	46,96
	1.II	46,91		6.III	47,73		5.II	47,00

Anal.: P. Sulovský, V. Vávra.



Obr. 17. Grafické znázornění obsahů atomových % Fe pyrhotinů. Prázdná pole – metamorfogenní asociace, šedá pole – stratiformní polohy.
Fig. 17. Atomic per cents of iron in pyrrhotite.

poměrně hojnou akcesorii v metabazitové hornině, bylo EDX analýzou zjištěno 0,40 hm.% Ni.

Všechny ostatní rudní minerály jsou zastoupeny zcela podřadně. Běžně přítomnou akcesorií je *arzenopyrit*. Nejčastěji tvoří izolovaná automorfní zrna v chalkopyrit-pyritových rudninách. Shluky arzenopyritu byly zjištěny pouze v křemenných sekrečních žilách dobývaných v minulosti pro zvýšené obsahy zlata. Příkladem je hnízdovitá kumulace z vrtu ZH-431 m u kóty Výrův kámen (PANOVSKÝ, PROCHÁZKA 1965). Z obsahu arzénu v arzenopyritu (29,40 až 29,47 at.% As) je vypočítaná teplota krystalizace (asociace arzenopyrit, pyrit, chalkopyrit) podle SUNBLADA et al. (1985) ~260 °C. Arzenopyritový geotermometr použitý ve vzorku s asociací chalkopyrit-pyrit-arzenopyrit-tennantit z ložiska ZH-V (II. patro, 29,65 at. % As) vykázal hodnotu jen o málo vyšší (~275 °C). Bez bližších údajů se zmiňují někteří autoři o kobaltovém arzenopyritu – danaitu (LOEB 1972 – z ložiska ZH-J, MAREK 1983/84 – bez udání místa nálezu a REZEK 1986 – z ložiska ZH-Z).

Obdobně jako arzenopyrit jsou v rudninách akcesoricky zastoupeny i minerály z tetraedrit-tennantitové řady. Analýzy této skupiny minerálů jsou uvedeny v tab. 3. Nejčastějším je *tennantit*. Tím se zlatohorské rudniny liší od ostatních tří jesenických stratiformních ložisek, v nichž figuruje běžný tetraedrit a méně zastoupený freibergit. Přítomnost *freibergitu* je omezena na stříbrem obohacené metamorfně mobilizované části rudních zón – např. na ložisku ZH-J, nebo ve vrtu ZH-2095 lokalizovaného na jv. svahu Příčné hory (tab. 3). *Freieslebenit*, jako další Pb-Sb-Ag-sulfosůl, byl bez bližšího komentáře uveden v krátkém sdělení ŠREINA a KALENDY (1984) z ložiska ZH-HS.

Tab. 3. Analýzy minerálů skupiny tetraedritu.
Tab. 3. Analyses of tetrahedrite group minerals.

	1	2	3	4	5
Cu	40,02	43,86	14,00	16,61	14,88
Fe	4,86	3,99	4,80	5,53	5,07
Zn	5,54	4,30	1,00	1,13	0,99
Sn				0,22	0,2
Bi				0,26	0,31
Cd	0,04				
Ag	0,48		33,80	28,26	31,65
Sb	0,84	1,02	26,40	25,95	25,45
As	18,42	18,29			
S	27,48	28,60	19,80	21,76	21,98
Sum	+	100,06	99,80	99,70	100,52
Cu	9,56	10,56	4,64	5,01	4,44
Fe	1,32	1,04	1,81	1,90	1,72
Zn	1,29	0,96	0,32	0,33	0,29
Sn				0,04	0,03
Bi				0,02	0,03
Cd	0,01				
Ag	0,07		6,60	5,02	5,67
Sb	0,11	0,12	4,56	4,09	3,97
As	3,66	3,52			
Catsum	16,02	15,7	17,93	16,41	16,04

1 – Tennantit, ZH-V. HOFFMAN, TRDLIČKA 1973. + (SO_3=1,81 np.=0,3 Se=5 ppm Sum=99,79). Klasická chemická analýza na mokré cestě. 2 – Tennantit, ZH-Z-3108. Analytik V. Vávra, EDX. 3 – Ag-tetraedrit, ZH-J, B-205. HOFFMAN, TRDLIČKA 1974, EDX. 4, 5 – Ag-tetraedrit, ZH-2095-962,2 m. ŠREIN 1987, EDX. Rozpočet na 13 atomů síry. Formulae calculations on a basis of 13 atoms of sulphur.

Také skupina bismutových minerálů je vázána výlučně na úseky metamorfně mobilizovaných asociací. Setkáváme se s nimi nejčastěji na ložisku ZH-J, například v těžebních blocích B 109, 201, 205, 909, a to zvláště tam, kde se vedle převládajícího pyrhotinu a chalkopyritu objevuje i galenit. Všechny nerosty uvedené skupiny jsou velmi malé, pozorovatelné jedině mikroskopicky. Relativně nejčastější jsou individua *ryzího bismutu* (Fojt 1968) soustředěné pouze do zrn galenitu. Proto i některé analýzy separovaných galenitů obsahují až 2,1 hm.% Bi (Loeb 1972). Dalším bezpečně určeným minerálem je *cosalit* (Trdlička et al. 1973, tab. 4) zjištěný v červíčkovitých tvarech uzavřených v chalkopyritu z 1. patra ZH-V. Údaje o Bi-minerálních fázích obsahuje i manuskript Loeba (1972). Ten popisuje v pyritu drobné uzavřeniny „Bi-sulfosoli" (tab. 4, anal. 1 a 2). Po dodatečném rozpočtu je chemismus analyzované fáze nejbližší *aikinitu (?)*. Další analýza minerálu (tab. 4, anal. 3), označeného Loebem (1972) jako „Bi-tellurid", je ve zjednodušené formě vyjádřitelná vzorcem Bi_3TeS, přesně $(Bi_{2,85}Pb_{0,20})_{3,05}(Te_{0,96}Sb_{0,05})_{1,01}(S_{0,88}Se_{0,12})_{1,00}$ (obr. 10B). Takovou fázi popsali Zavjalov a Bezigov (1983) a pracovně ji označili jako „protojoséit". Třetí typ, uvedený jako „small blue blebs in pyrite" (Loeb 1972), s obsahy 55 hm.% Pb, 20 hm.% Bi, 6 hm.% Fe, 13 hm.% S a 4 hm.% Se nelze ztotožnit s žádným minerálním druhem. Je zřejmé, že existenci Bi fází bude nutné zrevidovat a upřesnit.

Důležitou rudní složkou je *zlato*. Jako samostatný minerál tvoří významný podíl rudnin ložiska ZH-Z. Vyskytuje se spolu s křemenem i s ostatními sulfidy. Poslední léta bylo zlato těženo v pyritové rudnině s vtroušeným sfaleritem. Byl zjištěn i eutektický srůst zlata s chalkopyritem Halas (1982). Jen v jednom exempláři bylo identifikováno v úseku ZH-V, a to ve společnosti chalkopyritu, chalkozínu, bornitu a tennantitu (nález M. Nepejchala). Na tomto ložisku jsou centrální části čočkovitých rudních kumulací, oproti periferním, relativně mírně zlatem obohaceny (∅ 0,980 ppm – Fojt, Staňková-Vodová 1987). Zlatohorskému zlatu byla věnována řada statí – od historických glosů až po mo-

Tab. 4. Bi-minerály. Bi-minerals (EDX).

	1	2	3	4
Cu	8,2	8,2		2,3
Pb	28,2	29,3	5,0	39,4
Bi	44,1	44,5	73,2	40,0
Te			15,1	
Fe	1,4	1,0		
Sb			0,8	
Se			1,1	
S	17,4	17,4	3,5	17
Sum	99,9	100,4	98,7	98,7
Cu	0,77	0,76		0,34
Pb	0,83	0,83	0,20	1,79
Bi	1,26	1,26	2,85	1,80
Te			0,96	
Fe	py	py		
Sb			0,05	
Se			0,12	
S	3,00	3,00	0,88	5,00
Catsum	2,86	2,85	4,06	3,93

1, 2 – „Bi-sulphosalt", ZH-J, Loeb 1972. Všechno železo odpočítáno k pyritu. Rozpočet na 3 atomy S. 3 – "Bi-telluride", ZH-J, Loeb 1972. Rozpočet na 1 atom S+Se. 4 – cosalit, ZH-V, Trdlička et al. 1973. Rozpočet na 5 atomů S. Formula calculation on a basis of 3 atoms of S (anal. 1, 2), 1 atom of S+Se (anal. 3) and 5 atoms of S (anal. 4). Fe deduced to pyrite (py) in analysis 1 and 2.

derní studie Malce nebo Morávka (viz citace v 1. části této studie). Zlatinky mají obyčejně velmi nepatrné rozměry – kolem 0,0X mm (obr. 9C), zcela výjimečně byla nalezena individua milimetrových velikostí. Z poznatků o metamorfní látkové redistribuci je nutné uvést, že i chemismus zlata byl zmíněnými procesy významně poznamenán. Tabulka 5 dokumentuje vliv charakteru hostitelských minerálů na změnu ryzosti: zlato uzavřené v pyritu nebo v agregátech zrn křemene je vysoce ryzí, v rekrystalizačním prostředí minerálů – nositelů stříbra klesá ryzost až na „stříbrnaté zlato" (Trdlička, Hoffman 1988, Fojt et al. 1987). U některých zlatinek zjistil Hauk (1978) difúzně zonální uspořádání stříbra a zlata – okraje jsou bohatší stříbrem, podobně jak tomu bývá u zlatinek transportovaných ve vodotečích. Sporadicky se v zrnech objevují i žilky „mladšího" zlata o nižší ryzosti (nepublikované zjištění J. Malce). Kvaček a Rezek (1981) uvádějí, že přibližně 30 % z celkového obsahu zlata v rudnině ložiska ZH-Z je vázáno na submikroskopickou disperzi zmíněného kovu v pyritech. V ostatních sirnících celého zlatohorského revíru bylo analyticky zjištěno velmi proměnlivé stopové zastoupení zlata (např. ve sfaleritu 0,07–4,47 ppm, v chalkopyritu 0,07–511 ppm – údaje z ložiska ZH-Z, Rezek 1986). Nejčastěji jsou zlatem obohaceny minerály tetraedrit-tennantitové skupiny a arzenopyrit (Hauk 1983/84).

Výjimečně se v rudních agregátech s chalkopyritem objevují hypogenní *bornit* a *chalkozín*. Označení „chalkozín" je použito v textu ve všech případech kdy nebyl přesně zjištěn poměr mezi obsahem síry a mědi. Ojedinělý, makroskopicky patrný shluk zmíněných minerálů byl nalezen v materiálu „technologického vzorku" z I. patra ložiska ZH-V; mikroskopické vtroušeniny bornitu byly zjištěny i na ložisku ZH-Z. Jen v jednom vzorku z haldy štoly Mír (ZH-Z) byl nalezen v křemenné žilovině s pyrhotinem lupenitý *molybdenit*. Marek (1983/84) zmiňuje bez bližších údajů *cubanit a pentlandit*.

Oxidické rudní minerály tvoří hlavní užitkovou složku malých železorudných koncentrací lahn-dillského typu, těžených v minulosti hlavně v západní části revíru (důlní díla Melchior I a II, Tobiáš a Maria Trost). Smouhovité shluky se však objevují v chlorit-karbonátových horninových typech, porůznu i jinde (např. ve spojovací chodbě mezi ložisky ZH-V a ZH-Z). Hlavní, místy i jediný, železo obsahující minerál představuje *magnetit*. Jeho izolovaná individua tvoří většinou idioblasty, ve shlucích jsou zrna izo-

Tab. 5. Charakteristika typů zlata zlatohorských ložiskových zón.
Tab. 5. Gold types of the Zlaté Hory orebodies.

Lokalita	Typ vývinu	Ryzost	Asociace	Metam. zóna
ZH-Z				
1. typ	submikroskopické zlato			biotitová
2. typ	inkluze v pyritu, vtroušeniny v okolních horninách	cca 970	křemen, pyrit	
3. typ	plíšky; 0,0X–0,X mm	700–900 (zonalita Au-Ag)	křemen, pyrit, pyrhotin, sfalerit, galenit, chalkopyrit	
4. typ	eutektické srůsty s chalkopyritem; inkluze v galenitu (metamorfní mobilizáty)	670 a méně	křemen, chalkopyrit, pyrhotin a galenit	
5. typ	cementační zlato; plíšky a „keříčky" (0,X–X,0 mm)	970–996	kavernózní křemen, pyrit, chalkozín, limonit	
ZH-V				
1. typ	submikroskopické zlato			biotit-chloritová
2. typ	sporadické plíšky (a) s žilkami „mladšího" zlata (b) (pometamorfní mobilizáty)	a) cca 890 b) cca 720	chalkozín, bornit, chalkopyrit, tennantit	

metrická, často srostlá v podobě typických trojných bodů. Není výjimkou, že se drobná zrna magnetitu objevují i v sulfidických rudninách, zvláště na ložiscích ZH-J a HS. Bývají zarostlá do krystalů pyritu, zvláště do jejich centrálních partií. Na druhé straně vtroušeniny a ojedinělá zrna pyritu provázejí i koncentrace magnetitu, v tomto případě v opačné pozici (pyrit obrůstá magnetit). CONSTANTINIDES a SEIDL (1975), kteří se zabývali parageneticko pozicí uvedeného minerálu, jeho mikrotvrdostí i mikrochemismem, došli k názoru, že jde o nejstarší rudní složku všech rudnin v daném území. REZEK (1986) uvádí ze III. patra ložiska ZH-Z v magnetitu 3,31 ppm Au, KVAČEK (1967) zjišťuje ve zlatohorských magnetitech 0,03–0,19 hm.% vanadu. Magnetit je také zcela běžnou akcesorií nejen bazických metatufů a metatufitů, ale i většiny metasedimentů, zvláště fylitů.

Zcela podřadně, ve srovnání s magnetitem, se v sestavení železorudných kumulací objevují mikroskopické tabulky *hematitu*. Výjimečný případ uvádějí ZIMÁK a VEČEŘA (1997), kteří popisují klasty hematit-karbonátové rudy v masivním sfaleritovém zrudnění ložiska ZH-V. Velmi jemně dispergovaný hematit způsobuje v tomto případě červené zbarvení karbonátu dolomit-ankeritové řady. Kromě výše uvedených případů lze makroskopicky patrné lupenité krystalky hematitu nalézt i v nejmladších žilkách „alpské asociace", převážně spolu s kalcitem.

Častěji než hematit se v čočkovitých shlucích železných rud vyskytuje *ilmenit*, tvořící agregáty droboučkých lištovitých krystalků, „obtékající" magnetit. Stejně jako hematit je i ilmenit zastoupen v žilkách „alpské asociace"; je přítomen i jako inkluze v ložiskových pyritech, zcela ojediněle i ve sfaleritu (REZEK 1986). Bývá velmi častou akcesorickou součástí bazických metatufů a metatufitů. Z chemických analýz ilmenitu je zřejmé, že je to jediný významnější kolektor manganu v dané oblasti – obsah pyrofanitové komponenty se podle výsledků 3 analýz pohybuje v rozmezí 2 až 4,7 % (tab. 6). ZIMÁK (v tisku) uvádí z železorudného výskytu Maria Trost obsahy MnO v rozsahu 0,37–1,19 hm.%. Je zajímavé, že v prostředí bazických metavulkanitů není v ilmenitech zastoupena i složka geikielitová. Ilmenity bývají rutilizovány, jak je tomu ostatně u metamorfitů zcela běžné. Problémem rutilizace ilmenitů se ve zlatohorské oblasti detailně zabýval MAREK (1983).

Tab. 6. EDX analýzy ilmenitu a rutilu.
Tab. 6. EDX analyses of ilmenite and rutile.

	1	2	3	4	5
TiO_2	52,63	50,4	52,93	98,37	99,21
SiO_2	0,08			0,08	
Al_2O_3	0,08			0,05	0,03
FeO	45,34	45,6	42,31	0,29	0,25
MnO	1,81	4,4	4,36		0,03
ZnO		1,2			
CaO				1,09	0,40
MgO				0,08	
K_2O	0,03			0,04	0,04
Na_2O					0,04
Sum	99,97	101,6	100,60	99,61	100,00
Ti	1,00	0,96	1,01	0,99	1,00
Fe^{2+}	0,96	0,97	0,89		
Mn	0,04	0,09	0,09		
Zn		0,02			
Catsum	2,00	2,04	1,99	0,99	1,00

1, 4, 5 – MAREK 1983, 2 – REZEK 1986, 3 – V. Vávra. 1, 2, 3 – ilmenit (rozpočet na 3 atomy kyslíku), 4, 5 – rutil (rozpočet na 2 atomy kyslíku). Formula calculation on a basis of 3 oxygens (ilmenite) and 2 oxygens (rutile).

Podle jeho názoru docházelo k této přeměně současně s hypogenní pyritizací pyrhotinu za přítomnosti vody a v prostředí zvýšené fugacity CO_2.

Rutil je nejen běžnou akcesorickou součástí většiny metamorfitů oblasti (např. bazických metatufů a fylitů), ale i rozšířenou mikroskopickou součástí některých rudnin, například na ložisku ZH-V, kde provází převážně sfalerit a akumulace barnatých živců. Jde o smouhovité nahloučeniny jehliček až tyčinek o tloušťce setin a délce několika desetin mm. Nahloučeniny krystalků způsobují místy nahnědlou barvu hostitelských živců – podle chemických analýz tvoří až 2,5 hmotnostních procent vzorku. Průběh smouh a většinou i protažení jednotlivých automorfních individuí je konformní s metamorfní foliací i průběhem drobných ohybových vrás. Jde zřetelně o produkt synmetamorfní krystalizace.

Nepříliš často je přítomen *anatas*. Jeho výskyt je omezen na puklinovou asociaci „alpských žilek", kde tvoří namodralé krystalky dipyramidálního typu, ojediněle i s tvary nižší dipyramidy a bazí. Byl nalezen jen na ložiscích ZH-Z a ZH-HS. Nejméně zastoupeným titanovým oxidem je *brookit*, jehož 0,5 mm velké tabulkovité krystalky uvádějí z žilek „alpské asociace" na ložisku ZH-HS Čech a Zimák (1988).

Mezi rudní minerály železorudných výskytů je nutné zařadit i *Fe-chlority*, protože tvoří součást ložiskových „ferolitů". Ty zaujímají mnohdy podstatnou část rudnin a jsou v současnosti detailně studovány J. Zimákem z Přírodovědecké fakulty UP Olomouc. S jeho svolením je přehled nepublikovaných EDX analýz z lokalit západní části revíru (díla Maria Trost a Tobiáš) shrnut v tab. 7 a obr. 18. Výsledky začleňují zmíněné fylosili-

Tab. 7. Analýzy chloritů.
Tab. 7. Analytical data of chlorites.

	Tobiáš		Maria Trost		ZH-308		Kozlín	ZH-2130	
SiO_2	26,26–27,64	(5)	22,64–26,88	(14)	28,02–28,43	(2)	23,96		
TiO_2	0,21–0,27	(2)					0,2		
Al_2O_3	21,42–22,52	(5)	17,57–21,92	(14)	21,87–23,56	(2)	19,66		
Fe_2O_3							5,32		
FeO	25,17–33,03	(5)	30,99–39,84	(14)	11,14–11,18	(2)	35,97		
MgO	10,40–16,75	(5)	5,29–11,91	(14)	24,82–25,41	(2)	2,41		
MnO	0,26	(1)					0,16		
CaO	0,35	(1)	0,30–0,45	(3)			0,24		
K_2O	0,12	(1)							
H_2O							11,64		
Cl	0,07	(1)							
Si^{4+}	2,71–2,77	(5)	2,60–2–89	(14)	2,73–2,78	(2)	2,66	2,53–2,74	(3)
Ti^{4+}	0,02	(2)					0,02		
Al^{3+}	2,62–2,73	(5)	2,34–2,82	(14)	2,56–2,67	(2)	2,58	2,52–2,94	(3)
Fe^{3+}							0,45		
Fe^{2+}	2,09–2,85	(5)	2,72–3,66	(14)	0,90–0,93	(2)	3,35	1,06–1,97	(3)
Mg^{2+}	1,60–2,48	(5)	0,85–1,93	(14)	3,64–3,67	(2)	0,4	2,77–3,61	(3)
Mn^{2+}	0,02	(1)					0,02		
Ca^{2+}	0,04	(1)	0,04–0,06	(3)			0,03		
K^{+}	0,02								
F/FM	0,46–0,64	(5)	0,59–0,81	(14)	0,80	(2)	0,190	0,23–0,42	(3)
T°C (Cat.)	360–376		305–387		350 a 367		353	344–411	
T°C (Jow.)	364–385		314–402		364 a 382		371	360–420	

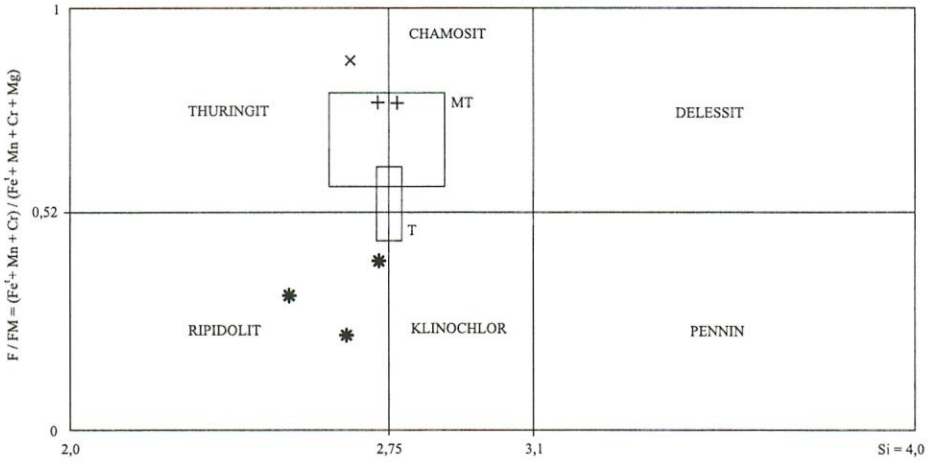
Tobiáš, Maria Trost – Zimák (in print), ZH-308 EDX anal. V. Vávra, ZH-2130 RTG anal. V. Vávra, Kozlín – Novák (1967). Rozpočet na bázi 18 O. Formula contents on a basis of 18 O.

káty obou lokalit podle nově používané klasifikace WIEWIÓRY a WEISSE (1990) mezi trioktaedrické chlority izomorfní řady klinochlor-chamosit. Z diagramu poměru Si versus F/FM, který znázorňuje pozici analyzovaných chloritů ve starší klasifikaci MELKY (1965), názorně vyplývá, že chlority štoly Tobiáš jsou na rozdíl od díla Maria Trost více hořečnaté. Optickými vlastnostmi a rentgenometrickou charakteristikou chloritů rudnin štol Melchior I a Tobiáš ve vztahu k jejich systematickému zařazení se zabývali VEČEŘA (1983) a VEČEŘA, ZEMAN (1985). Uvádějí, že v okololožiskových horninách převládají chlority hořečnaté, v rudních horizontech chlority železnaté. Obdobně jako MIKUŠ (1955) považují ložiskové Fe-chlority za produkt přeměny biotitu. Chlority jsou i zcela běžnou součástí „alpských žil" oblasti. Větší nahromadění se vyskytuje v některých částech mobilizovaných rudních poloh, které jsou svou genezí zmíněným asociacím velmi blízké. Jedna taková hnízdovitá kumulace chloritu z ložiskového úseku Kozlín byla předmětem studia NOVÁKA (1967). Chemismus zmíněného minerálu je uveden v tab. 7 a obr. 18. Jde o chamosit (ve starší Melkově klasifikaci – thuringit) s vysokým indexem X_{Fe} (0,90).

Z lokalit Melchior I a Tobiáš nad Horním a Dolním Údolím, jihozápadně od Zlatých Hor, byl z lahn-dillských asociací popsán jako nový minerál GLOCKEREM (1827) *stilpnomelan*. Je to charakteristický představitel nerostů, které tvoří součást „ferolitů". Nově ho podrobně studoval z obou typových výskytů ZIMÁK (1998b, 1999). Minerál je jemně šupinkovitý až lupenitý, provází místy kumulace magnetitu, jindy je přítomen v podobě smouhovitých agregátů. V kalcitových žilkách tvoří i akumulace společně s pyritem, pyrhotinem a chalkopyritem. ZIMÁK (1999) uvádí 8 EDX analýz a dokládá, že na základě chemických analýz na „mokré cestě" i Mössbauerovy spektroskopie lze zlatohorský stilpnomelan přiřadit k ferristilpnomelanu (Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0,44–0,62). Další 4 analýzy zmiňovaného minerálu publikuje ZIMÁK (v tisku) z lokality Maria Trost (jižně od kóty Hornické skály). Stilpnomelan má přibližně stejný chemismus, zajímavé je však zjištění obsahu 1,09–1,85 hm.% BaO.

D2 Nerudní minerály

Nejvýznačnější nerudní složkou, která provází rudní shluky, je *křemen*. Nápadně se křemen-sulfidické agregáty projevují v páskovaných texturách v prostředí slídnatých



Obr. 18. Pozice chloritů v klasifikačním diagramu MELKY (1965). MT – Maria Trost, T – Tobiáš (ZIMÁK, v tisku), + chlorit-amfibolová břidlice (ZH-308), × Kozlín (NOVÁK 1967), * fylit (ZH-2130).

Fig. 18. Chlorites in the MELKA's (1965) diagramm. MT and T – chlorite from the iron (Lahn-Dill typus) orebodies, + and * – chlorites from the hosted crystalline rocks, × – chlorite from the "Alpine vein".

a karbonátových hornin. I když u některých z těchto fenoménů lze prokázat jejich metasomatický charakter (viz např. studie HLADÍKOVÉ et al. 1983), bylo i v uvedených shlucích zjištěno přednostní uspořádání křemene (FOJT 1962, HAVELKA, SCHARM 1963). Je velmi pravděpodobné, že část primárních laminovaných (vrstevnatých?) shluků a vtroušenin podlehla rekrystalizaci, a byla částečně přemístěna na kratší vzdálenosti za vzniku metamorfogenních páskovaných textur. V tomto případě lze připomnět i možnost vzniku tak zvaného zrcadelného sestavení (Abbildungskristallisation) rudnin shodného s hostitelskými metamorfity. Zrna v agregátech bývají izometrická i mírně protažená, běžně undulózně zhášející. Poměrně častým je stébelnatý vývin křemene v „tlakovém stínu" rigidních krystalů pyritu. Detailně je zmíněný vývin popsán i diskutován ŠTELCLEM, KRÁLÍKEM (1959), FOJTEM (1968) aj. V metamorfně mobilizovaných částech ložisek mají křemenné agregáty charakter čočkovitých žil, v nichž do dutin vykrystalovaná individua dosahují v drúzách až několika cm. Sloupcovitý habitus je dán převládajícími plochami primárního hexagonálního prismatu, omezeného pozitivním i negativním klencem. Drobné plošky trapezoedru jsou výjimkou. Rekrystalizačně mladší sulfidy křemen obklopují a korodují (obr. 8D). Křemen je až na nepatrné výjimky jediným minerálem sekrečních žil, žilek a izolovaných „suků" v okolních metamorfitech. Z nich bylo v minulosti příležitostně získáváno zlato. Jde o velmi hrubozrnné agregáty mléčně bílého křemene, místy s výraznými projevy rekrystalizace.

Poněkud zvláštní postavení v celém rudním revíru zaujímá *baryt*. Jeho čočkovité shluky kopírují svým protažením metamorfní foliaci okolních hostitelských hornin – z větší části chlorit-sericitových břidlic a kvarcitů. Tvoří samostatné agregáty, které jen místy bývají sdruženy s pyritem. Typickým příkladem je staré důlní dílo poblíž poutního kostela Marie Pomocné – tak zvaná „Zelená štola". Největší kumulace byly zjištěny v dílčích úsecích ložisek ZH-J, ZH-HS a ve spojovací chodbě mezi ZH-V a ZH-Z. Naopak baryt zcela chyběl ve vytěžených blocích metamorfně mobilizovaných rud ložiska ZH-J. V masivních partiích bývá baryt buď zcela rekrystalovaný s typickou jemnozrnnou granoblastickou strukturou, nebo tvoří hrubozrnné agregáty se zrny až cm rozměrů. V intergranulárách těchto velkých zrn se shlukují rekrystalovaná drobná individua. HAVELKA a SCHARM (1963) popisují i stébelnatý až vláknitý baryt – pokud ovšem nejde o záměnu s cymritem, na což by mohla poukazovat mikrofotografie v uveřejněné studii. Kromě popisovaných barytových agregátů se uvedený minerál podílí i na sestavení málo mocných poloh kvarcitu s vtroušenými sulfidy. Zmíněné polohy byly zjištěny jen na ložisku ZH-HS. CONSTANTINIDES a PERTOLD (1974) i RAJLICH (1983/84a, b) se shodují v názoru, že krystalizací barytu právě v této asociaci začal proces vývoje zrudnění celé zlatohorské oblasti. Pokud bychom uplatňovali důsledně pro Zlaté Hory genetický model ložisek typu VMS nebo SEDEX, mělo by to být přesně opačné: baryt by měl být jednou z nejmladších složek zrudnění. Měřením orientace optických os barytu zjistil ŠIMEK (1983) přednostní usměrnění v pásu *ac* s maximy 8 až 11 %, což se přibližně shoduje s přednostní orientací křemene v páskovaných rudních asociacích (FOJT 1963).

Druhý typ barytu se vyskytuje velmi vzácně. Jeho individua tvoří tabulky a nedokonalé krystaly v žilkách „alpské asociace". Ve výplni tak zvané „novojámské poruchy" byly na jednom místě nalezeny masivní radiálně paprsčité agregáty barytu s mikroskopickým parketovým vývinem. Také ty patří popisované asociaci.

V chemismu zlatohorských barytů se uplatňuje stroncium v rozsahu 1,01–3,48 hm.% $SrSO_4$. Baryt „alpských žilek" je tímto prvkem výrazně ochuzen (0,08 hm.% $SrSO_4$ – obojí analytické údaje viz ZIMÁK 1989).

Další rozšířenou nerudní součástkou zlatohorských ložisek jsou karbonáty. Jejich pozice je velmi podobná barytu – tvoří obyčejně samostatné čočkovitě protažené shluky,

v nichž bývají sulfidy většinou nepravidelně vtroušeny. Běžně lze v mikroskopu pozorovat nápadné korozivní zatlačování automorfních krystalů pyritu karbonáty – viz obr. 8B. Nejrozšířenějšími uhličitany jsou minerály dolomitové řady. Byl popsán jak poměrně čistý *dolomit* s malým podílem železa a manganu, tak také *ankerit* a *Mn-ankerit* (FOJT, ROSENKRANC 1960, FOJT 1968). *Mg-ankerit* zjistili TRDLIČKA a HOFFMAN (1988) na ložisku ZH-Z (úsek Kosov), *Fe-dolomit* ČECH a ZIMÁK (1988) z puklinové („alpské") mineralizace na ložisku ZH-HS. Karbonáty z dolomit-ankeritové řady (20,8–24,2 hm.% FeO, 5,3–9,6 hm% MgO a 0,4–0,6 hm.% MnO) popisuje i ZIMÁK (v tisku) z železorudného výskytu Maria Trost. Z fragmentů hematit karbonátových rud typu Lahn-Dill, uzavřených v masívní sulfidické rudnině ložiska ZH-V popsal ZIMÁK a VEČEŘA (1997) a ZIMÁK (1998c) barnatý člen dolomitové řady – *norsethit*. Daleko sporadičtějším je *siderit*. Byl identifikován v podobě idioblastů v metamorfně mobilizovaných sulfidech ložiska ZH-J a jako drobné nedokonale vyvinuté krystalky v dutinkách „alpských žilek" ložiska ZH-Z. Také *kalcit* není příliš rozšířeným minerálem. Vyskytuje se hlavně v pometamorfních žilkách „alpské asociace" spolu se sulfidy. Ve větším množství byl zjištěn v podobě tmelící komponenty chalkopyritových klastů v dislokační zóně ložiska ZH-V. Je slabě narůžovělý, ale obsahuje jen 1,22 hm.% MnO. Také ZIMÁK (v tisku) uvádí malé zastoupení manganu v kalcitech z díla Maria Trost (0,42–1,25 hm.% MnO).

Ve velmi proměnlivém zastoupení se v sestavení rudnin objevují živce. Zcela chybějí v asociacích pyrit-chalkopyritových, ale běžně provázejí masivní rudniny sfaleritové, případně sfalerit-galenitové. Převážně jde o *albity* až *oligoklasy* (soudě podle změřených indexů světelného lomu), které jsou většinou v podobě automorfních, v rozích mírně zaoblených jedinců, obklopovány sulfidy. Albit se také často vyskytuje i v žilkách „alpské asociace", místy (například na ložisku ZH-J) i v podobě nedokonale vykrystalovaných jedinců v dutinách. Od prvního zjištění přítomnosti barnatých živcvů ve zlatohorských ložiscích (SOUČEK, JELÍNEK 1973), došlo k řadě nových nálezů celsianu i hyalofanu nejen v revíru (FOJT 1976b, ŠVESTKA 1979, ČECH a ZIMÁK 1988), ale v celé oblasti Jeseníků. Je to dáno i tím, že se široce rozvinula možnost analyzovat mikroskopické objekty pomocí mikrosondy. Texturní pozici barnatých živců ve zlatohorském revíru charakterizoval FOJT (1976b): a) agregáty barnatých živců s převahou *celsianové* komponenty jsou sdruženy se sfaleritovými pásky a shluky, zvláště v krystalických vápencích ložiska ZH-V. Jsou přeplněny droboučkými automorfními krystalky rutilu; jde o synmetamorfně vykrystalované shluky b) druhým typem jsou agregáty i izolovaná zrna *hyalofanu* v postmetamorfních žilkách „alpské asociace". ČECH a ZIMÁK (1988) uvádějí až 4 mm velké krystalky tvořené spojkou tvarů {110} a {001} z ložiska ZH-HS. Chemismus některých analyzovaných barnatých živců uvádí tab. 8.

Nově byl identifikován v intenzivně zrudněných krystalických vápencích ložiska ZH-V, v paragenezi s Ba-živci, také *cymrit*. Tvoří tence tabulkovitá až jehlicovitá zrna s výrazným reliéfem pozorovatelným zvláště pokud jedinci hraničí s křemenem (obr. 10C). V případě společného výskytu s celsianem lze cymrit ve výbrusech ztěží odlišit. Shluky vytváří jen zřídka. Indexy světelného lomu poněkud kolísají (n_ε = 1,612±0,003 n_ω = 1,620±0,002). EDX analýzy cymritu jsou v tab. 8. Kromě Oskavy, kde je baryum málo zastoupeným prvkem, byl cymrit zjištěn na všech ložiscích kyzovo-polymetalické stratiformní formace moravskoslezských Jeseníků.

Počet barnatých minerálů rozhojňuje ojedinělý nález *harmotomu* z haldy ložiska ZH-V (HYRŠL 1984). Jak uvádí autor, jde o minerál z žilky s „alpskou asociací", v níž byl zjištěn i kalcit, chalkopyrit, křemen a nejmladší pyrit, narůstající na čtyřčata harmotomu.

Součástí rudních agregátů jsou i slídy. Nápadné koncentrace lemují páskované textury rud, zvláště pyritové a pyrit-chalkopyritové. Podle mikroskopických pozorování jde

o *muskovit*, chemismus však nebyl blíže zkoumán. Poměrně často bývají slídy uzavírány sfaleritem, méně i galenitem (obr. 19). ŠREINEM (1986, 1987) analyzované slídy z podobné pozice (vrty ZH-2107 a 2095) vykázaly obsahy až 7,82 hm.% Ba, takže je lze označit za Ba-muskovity se zastoupením ~20 % kinoshitalitové molekuly (tab. 8). Průmětné body těchto analýz v obr. 20 ukazují na určité zastoupení fengitové komponenty, což je z hlediska synmetamorfní krystalizace za přítomnosti metamorfních fluid velmi pravděpodobné. Nadklarkové obsahy Ba v analýzách slídnatých hornin (HETTLER et al. 1977, JUHAS et al. 1986) upozorňují na to, že Šreinovo zjištění bude mít v revíru širší platnost.

V malém množství se v metamorfně mobilizovaných partiích ložisek vyskytuje v galenitu a chalkopyritu chlorit. Jeho chemismus nebyl sledován. Soudě podle pleochroismu a optického rázu délky patří mezi trioktaedrické Fe-chlority.

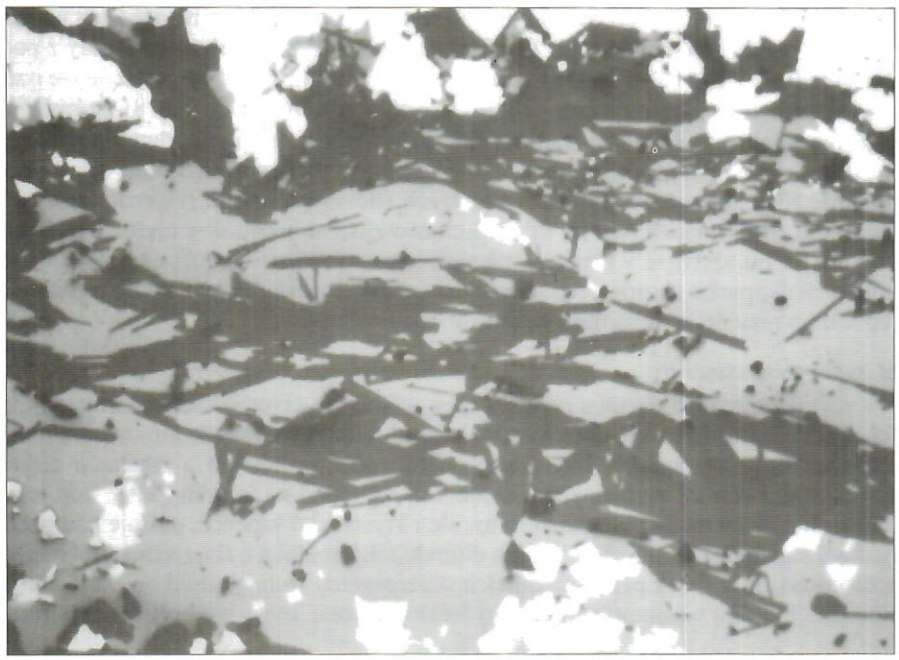
D3 Supergenní minerály

V revíru lze rozlišit území s různými typy zvětrávání a tvorbou sekundárních minerálních asociací. Rozdílnost je dána třemi faktory: horninovým prostředím, minerálním složením rudnin a sezónními vlivy způsobenými ročním obdobím a změnami cirkulace důlních vod a větrání vyrubaných prostor. Tak například na ložisku ZH-V, kde je zrudnění vázáno nejen na kvarcitické horniny, ale i krystalické vápence, pufruje karbonatické prostředí supergenezi, ovlivňuje pH-Eh difundujících roztoků a tím i vznikající minerální společenství. Jinde však pH prosakujících supergenních vodních fluid omezuje množství minerálních druhů většinou jen na oxihydroxidy železa. Tento typ zvětrávání je rozšířen

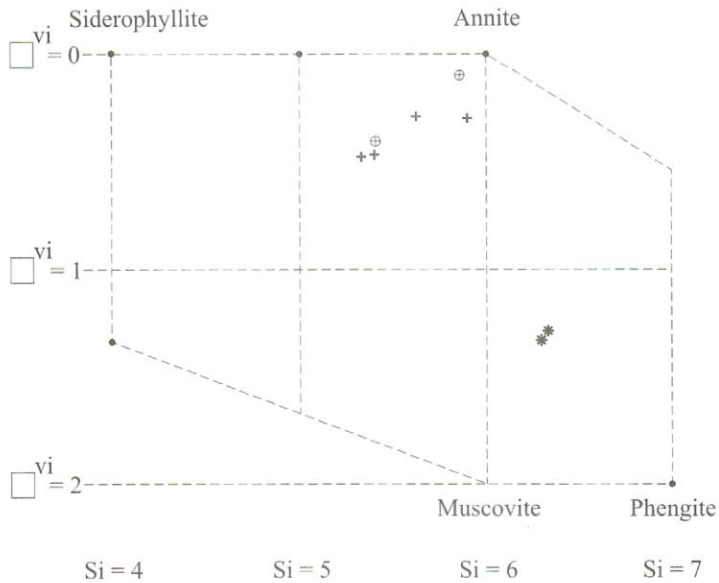
Tab. 8. EDX analýzy Ba-živců, Ba-slíd a cymritu.
Tab. 8. EDX analyses of Ba-feldspars, Ba-micas and cymrite.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	43,91	43,20	31,76	42,19	42,87	31,20	31,75
TiO_2				0,44	0,33		
Al_2O_3	24,59	25,47	27,42	33,72	35,07	27,07	27,57
FeO_{tot}				0,63	0,58		
MgO				1,75	1,63		
BaO	26,76	32,07	39,79	7,82	7,00	39,94	36,67
Na_2O	1,49	0,65	0,5	0,14	0,22	0,69	0,59
K_2O	4,15	2,64	0,19	7,56	7,63	0,20	0,20
Sum	100,90	99,03	99,65	94,25	95,33	96,11	96,79
Si	2,41	2,24	1,98	9,44	9,41	1,99	2,00
Ti				0,07	0,05		
Al	1,59	1,76	2,02	8,89	9,07	2,03	2,04
Fe^{2+}				0,12	0,11		
Mg				0,58	0,53		
Ba	0,58	0,74	0,97	0,68	0,60	0,92	0,90
Na	0,16	0,07	0,06	0,06	0,09	0,09	0,07
K	0,29	0,20	0,02	2,16	2,14	0,02	0,02
Catsum	5,02	5,01	5,05	22,00	22,00	5,05	5,03
X	1,03	1,01	1,05				
Cn	56,3	73,3	92,4				
Ab	15,5	6,9	5,7				
Or	28,2	19,8	1,9				

1, 2 – celsiane, ZH-J, B-201. 3 – celsiane, ZH-V, II. p. (anal. V. Vávra). 4, 5 – Ba-muskovite, ZH-2107-53 m (ŠREIN 1986). 4, 5 – Ba-muskovite, ZH-2107-53 m (ŠREIN 1986). 6, 7 – cymrite, ZH-V, II. p. (anal. V. Vávra). 1, 2, 3, 6, 7 – formula calculation on a basis of 8 oxygens, 4, 5 – 22 cations. 1, 2, 3, 6, 7 – formula calculation on a basis of 8 oxygens, 4, 5 – 22 cations.



Obr. 19. Tabulkovitá individua muskovitu (černý) ve sfaleritu (šedý); pyrit – bílý. ZH-Z. Delší strana fotografie – 2,2 mm. Foto: B. Fojt.
Fig. 19. The tabular crystals of muscovite (black) in sphalerite (grey); white – pyrite. Orebody ZH-West. Reflected light photograph. The longer side of the fig. – 2,2 mm.

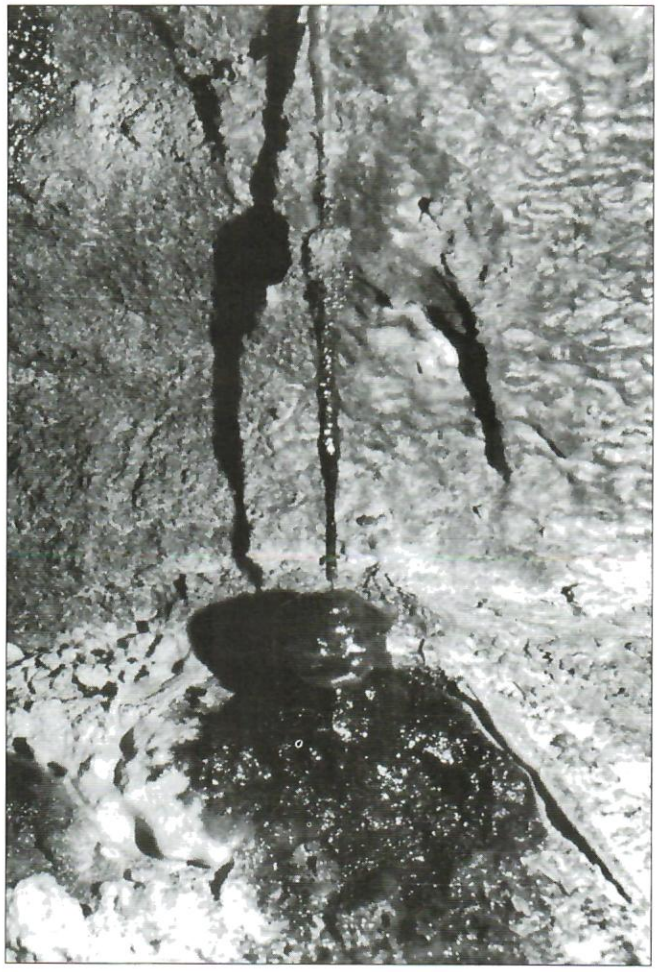


Obr. 20. Biotity a muskovity v diagramu Černého a Burta (1984). + biotity z vrtu ZH-2115, ⊕ biotity z vrtu ZH-2113 (Slivka et al. 1990), * Ba-muskovit ze zrudněné polohy vrtu ZH-2095 (Šrein 1986).
Fig. 20. Biotite and muscovite in the Černý and Burt's (1984) diagramm. + and ⊕ biotite, * Ba-muscovite.

v celém revíru, zvláště však v oblasti ZH-Z. Třetí faktor se projevuje zvláště v haldovém materiálu, v němž za příhodných okolností vznikají lehce rozpustné sírany železa a mědi. Stručně se geochemickými aspekty přeměny primárních minerálů na zlatohorských ložiskách zabýval ZEMAN (1998).

V celém rudním revíru jsou rozšířeny oxihydroxidy železa – běžně označované jako *limonit*. Jde o směs, v níž lze ztěží rozlišit jednotlivé minerální fáze a mechanické příměsi jiných komponent. Tvoří náteky a málo mocné krusty na stěnách štol i jemné usazeniny na dně prohlubenin vytěžených prostor. SEKANINA (1951) pro takové gelovité formy použil označení „siderogel". Z historických zpráv je známo, že zmíněné sedimenty, uměle jímané v malých nádržkách před dědičnou štolou Starý Hackelsberg, byly v minulosti příležitostně těženy firmou Baťa pro vyčiňování a barvení usní. Voda ve stojatých „rybníčcích" ve stařinách, například v tak zvané „pyritové dobývce" zmíněného díla, dosahovala ještě nedlouho po vyzmáhání hodnot až 2,4 pH. BULKA a ZEMAN (1987) laboratorně posuzovali sorpční schopnosti zlatohorských limonitů a zjistili adsorpční maximum mědi v rozsahu 9,5 až 19 mg/l.

Typickými morfologickými formami supergenních sloučenin železa jsou různě rozměrné krápníky nacházející se právě nejčastěji, a v nejroztodivnějších tvarech, ve starých vyrubaných prostorách ložiska ZH-Z (obr. 21). Mají také různou konsistenci – béžově hnědé zrnité koncentrické zóny se střídají s tmavě hnědými až smolně lesklými, celistvými, téměř černými partiemi, které lokálně zcela ve hmotě krápníků převládají. Glocker zmíněné formy popsal jako „železitý sintr z Horního Údolí" (GLOCKER 1853, 1855). NAUMANN (1857) tento „sintr" označil za nový minerální druh a nazval ho glockeritem. Při revizi typového materiálu se nepodařilo FOJTOVI (1975) objasnit vazbu $(SO_4)^{2-}$



Obr. 21. Povlak na stěně dobývky a krápník schwertmannitu (= glockeritu). Stařiny díla Starý Hackelsberg (ZH-Z). Kratší strana fotografie – 0,45 m. Foto: B. Fojt.

Fig. 21. Schwertmannite from the "old man" orebody ZH-West. Longer side of the photograph represents 0,45 m.

ionu ve struktuře. Tehdy provedené rentgenometrické analýzy na sovětském přístroji DRON-2 charakterizovaly studovaný objekt jako rentgen-amorfní. Proto byl glockerit příslušnou komisí IMA v roce 1977 diskreditován. V roce 1994 byl zcela obdobný materiál z lokality Pyhäsalmi (Finsko) na základě moderního výzkumu popsán jako nový minerál – *schwertmannit* (BIGHAM et al. 1994). Z tohoto hlediska je nutné souhlasit s PAULIŠEM a SEJKOROU (1999), že „Fojtova diskreditace glockeritu byla více než předčasná a že nově schválený minerál schwertmannit je moderně pojatou redefinicí již dlouho známého a bohužel diskreditovaného glockeritu" (cit.). Jedinou nepříliš pádnou omluvou zmíněného nedopatření by mohl být uveden rozdíl v přístrojovém vybavení a jeho možném využití v časovém rozsahu let 1975 až 1994. Rentgenometrická analýza tmavě hnědé až černé hmoty zlatohorského „glockeritu", provedená v laboratoři prof. U. Schwertmanna v TU v Mnichově, prokázala identitu našeho a typového finského minerálu. Béžově hnědé zóny schwertmannitových krápníků jsou podle výsledků termogravimetrické a chemické analýzy tvořeny *ferrihydritem*. V mělce podpovrchových částech rudních zón se sulfidy železa, zvláště s pyrhotinem, dochází v důsledku zvětrávání ke koncentraci masivních shluků *goethitu*, v jehož drobných dutinkách krystaluje někdy v pobobě drobných mikroskopických kor i *lepidokrokit*. Při supergenní přeměně chalkopyritu se goethit obohacuje mědí, minerál nabývá smolně lesklý vzhled a bývá označován jako „stilpnosiderit". Ze stařin Poštovní štoly (ZH-V) byl analyzován nepravidelně vyvinutý hnědý krápník s bílou centrální částí (FOJT 1973). Zatímco bílá partie byla identifikována jako alofan (viz další text), hnědá podle chemické i termogravimetrické analýzy odpovídá železitému analogu alofanu – *hisingeritu*. K ověření by bylo zapotřebí dalších analytických metod. Ve „velké pyritové dobývce" díla Starý Hackelsberg se přímo na pyritových polohách utvořily až několikamilimetrové žluté sypké povlaky. Termogravimetrická analýza prokázala, že jde o minerál z alunitové řady. Podle chemického složení, v němž nebyl zjištěn draslík, se jedná o *hydroniumjarosit*. I v tomto případě by bylo pro přesné určení zapotřebí dalších důkladnějších studií. Chemické analýzy výše uvedených minerálů jsou soustředěny v tab. 9 a 10. V krasových dutinách krystalických vápenců Modré štoly (ZH-V) a místy i na stěnách štol v celém revíru se objevují černé povlaky nebo sypké zemité kumulace běžně označované jako wad. Z výsledků termické a IR analýzy vyplývá, že jde o *birnessit* (BULKA, ZEMAN 1987). Chemická analýza „wadu" z Modré štoly je uvedena v tab. 10. Vysoké obsahy těžkých kovů i hliníku jsou v souladu s experimentálním zjištěním BULKY a ZEMANA (1987), podle něhož má ze zkoumaných látek (limonit, alofan, „wad") právě popisovaný birnessit nejvyšší sorpční schopnosti. Polohu „Mn-oxidických minerálů" (cit.) z výchozu kvarcitů poblíž závodu RD Zlaté Hory, bez bližšího mineralogického zařazení, popsali STANĚK et al. (1988).

Pro východní část revíru jsou také velmi typické značně rozšířené jílové minerály. Mezi nimi zaujímá první místo *alofan*, který byl předmětem Koktovy studie již v roce 1935. Jde o rentgenamorfní alumosilikát s proměnlivým obsahem vody. V důlních dílech tvoří čeřinám podobné i několik centimetrů mocné povlaky, vodopády a kory na stěnách štol. Velké množství alofanu bylo nalezeno v krasových dutinách krystalických vápenců Modré štoly (ZH-V). Vodou nasycené vážily až několik kilogramů. Klkovité shluky se po vyschnutí práškovitě rozpadají. Méně často se vyskytují i v podobě sklovitých náteků a hrozníčkovitých nárůstků na stěnách štol. Oba typy – zemitý (práškovitý) i sklovitý – jsou kromě méně zastoupených, čistě bílých nahloučenin, různě intenzívně zbarveny – většinou do modra adsorbovanou mědí. Alofany ze stařin obsahují 0,158 až 2,23 hm.% mědi, 0,21 až 0,85 hm.% zinku a pod 0,1 hm.% olova (FOJT 1957). BULKA a ZEMAN (1987) na základě experimentálního měření zjistili, že v daných zlatohorských podmínkách jsou sorpční schopnosti alofanu omezeny do 5 % sumy těžkých kovů. Podle modré

barvy alofanových povlaků byla pojmenována i jedna z nejznámějších zlatohorských lokalit – Modrá štola. Nazelenalá barva alofanů souvisí s mechamnickou příměsí malachitu. V mikroskopických preparátech lze konstatovat alofany jako opticky izotropní, indexy světelného lomu kolísají od hodnoty 1,490 do 1,504 – v závislosti na stupni hydratace a pravděpodobně i přítomných příměsech (Fojt 1957). Alofany lze jednoznačně

Tab. 9. Chemické analýzy schwertmannitu (1a, b, c), goethitu (2) a ferrihydritu (3).
Tab. 9. Chemical analyses of schwertmannite (1a, b, c), goethite (2) and ferrihydrite (3).

	1a	1b	1c	2	3
Fe_2O_3	61,30	62,77	62,60	84,15	78,25
Al_2O_3	0,06	0,05	0	0,93	0
ZnO	0,02	0	0	0,11	0
CuO	0,01	0	0	0,13	0
SO_3	12,35	10,70	12,70	0,37	0,91
CO_2	0	0	1,50	0	0
H_2O	25,6	26,02	23,10	13,76	14,79
n.p.	0	0	0	0	5,77
Sum	99,34	99,54	99,90	99,45	99,72
Fe^{3+}	12,10	12,50	12,50	0,88	9,62
Al^{3+}	0,02	0,02	0	0,01	0
Zn^{2+}	0	0	0	0	0
Cu^{2+}	0	0	0	0	0
S^{6+}	2,4	2,1	2,5	0	0,11
C^{4+}	0	0	0,55	0	0
H^+	44,9	45,8	41	1,28	18,49
Catsum	14,52	14,62	15,62	0,89	9,73

Analyst: J. Blaška.
np – nerozpustný podíl (odečten při kalkulaci kationů). Rozpočet na 48 O u schwertmannitu, 2 O u goethitu a 24 O u ferrihydritu.
np – unsoluble part (deduced for formula calculation). Formulae contents on a basdis of 48 O (schwertmannite), 2 O (goethite) and 24 O (ferrihydrite).

Tab. 10. Chemické analýzy birnessitu (1) a látek blízkých hisingeritu (2) a hydronium-jarositu (3).
Tab. 10. Chemical analyses of birnessite (1) and matrices like hisingerite (2) and hydronium-jarosite (3).

	1	2	3
SiO_2	12,95	8,67	3,36
TiO_2	0,38		
Al_2O_3	6,06	1,96	0,30
Fe_2O_3	7,66	61,42	40,93
Mn_2O_3	5,48		
MnO_2	30,72		
ZnO	3,18		0,12
CuO	7,65		0,7
PbO	0,18		
CaO	0,13		
SO_3	0,13	1,12	31,35
CO_2	0,77		
K_2O	1,10		
Na_2O	0,72		
H_2O^{tot}	20,46	26,55	23,32
Sum	99,92	99,72	99,45

Anal.: Ing. Mrázek, Beutl, Hartman, ÚNS K. Hora (1), J. Blaška (2, 3). All analyses: ZH-V.

identifikovat pomocí termogravimetrických analýz: široké endotermní maximum při nízkých teplotách (130–200 °C) je charakteristické pro dehydrataci a ostrý exotermní pík kolem 900 °C dokumentuje přeměnu na mullit. Kvantitativní chemické analýzy jsou uvedeny v tab. 11. Poměr jednotlivých molárních kvocientů vypočítaný z analýz je přibližně shodný: SiO_2:Al_2O_3:H_2O≈1:1:5. Z dalších jílových minerálů byl v některých dislokačních zónách, které protínají slídnato-živcové metamorfity, identifikován *montmorillonit*, ve štole Josef (ložisko ZH-HS) i masivní shluky *halloysitu*.

Analýzy sklovitých hrozníčkovitých náteků s malým zastoupením SiO_2 (Fojt a kol. 1973) ukazují na to, že by mohlo jít o amorfní oxihydroxid hliníku s proměnlivým zastoupením H_2O, označovaným dříve jako *kliachit (=alumogel)*, tedy kryptokrystalický *böhmit*. Uvedený názor podporují i výsledky termogravimetrie se zřetelnou, v pořadí druhou, reakcí kolem 350–400 °C, kdy po úniku okludované vody dochází ke skrystalování amorfní látky na böhmit. V analýzách se opět objevují malé obsahy mědi a zinku a také oxid sírový. Index světelného lomu popisovaných sklovitých forem (6 měření) značně kolísá v rozmezí 1,580 (čirý, suma CuO+ZnO = 0,023 hm.%) až 1,601 (modrý, suma CuO+ZnO = 1,667 hm.%). Z chemických analýz hlinitých, po vyschnutí práškovitých směsí druhotných produktů z různých částí stařin Modré štoly, doplněných termogravimetrickým výzkumem (Fojt a kol. 1973) je zřejmé, že hlavní složkou je v těchto vzorcích alofan. Na rozdíl od sklovitých „alumogelů" lze oxid sírový povařením v destilované vodě téměř beze zbytku vyluhovat. Relativně vysoké obsahy těžkých kovů (0,15–3,77 hm.% CuO, 0,02–2,40 hm.% ZnO, 0,04–9,10 hm% PbO) souvisejí pravděpodobně s mechanickou příměsí jiných, makroskopicky nepostřehnutelných sekundárních minerálů.

„Sekundární silikátové hmoty" (cit.) podrobně analyzovali Novotný a Sejkora (1999). Jde o kuličkovité, skelně vyhlížející shluky bílé až namodralé barvy. Podle výsledků difrakčních analýz vyčlenili 4 typy, z nichž ve třech výrazně převládá rentgenamorfní hmota s podružným zastoupením albitu, křemene a illitu (?), čtvrtým je rentgenamorfní alumosilikát (48 hm.% SiO_2 a 50 hm.% Al_2O_3).

Nejhojnějším druhotným minerálem olova je *cerusit*. Nachází se však převážně jen na ložisku ZH-V, jinde je velmi sporadický. Výskyty jsou většinou omezeny na vyluhované,

Tab. 11. Chemické analýzy alofanu.
Tab. 11. Chemical analyses of allophane.

	1	2	3	4
SiO_2	27,93	28,01	26,33	27,75
Al_2O_3	31,26	33,89	37,13	29,04
Fe_2O_3	0,02	0,02	0,38	0,26
MnO				0,03
MgO	0,12	0,07		0,70
CaO	1,06	0,79		1,33
CuO	1,96	0,15		2,70
PbO	0,63	0,26		1,44
ZnO	0,82	1,32		1,12
K_2O				0,02
Na_2O	0,08	0,07		
SO_3	0,19	0,4		
CO_2	1,47	1,06		
H_2O^{tot}	34,27	33,5	34,79	35,02
Sum	99,81	99,54	98,63	99,46

Anal.: M. Huka, ÚÚG Praha. All analyses – ZH-V.

porézní a rozsýpavé partie krystalických vápenců. Krystalky cerusitu jsou vedle okrovitého limonitu, inkrustací druhotné silikátové hmoty a lupínků slíd někdy i převládající složkou daného sestavení. Některé partie štol, dnes již zabořené a nepřístupné, byly přímo raženy v limoniticko-cerusitové matrici. V krasových dutinách se shlukují krystaly do velmi estetických drúz s jedinci až 4 cm dlouhými (obr. 22). Zevrubným popisem cerusitů se zabývali již GLOCKER (1853), MELION (1854) a ZEPHAROWICH (1859). Habitus krystalů je dlouze sloupečkovitý, menší bývají soudečkovité, trojčatně srostlé. Plochy bývají naleptané, mají nepravidelné nárůstky, jsou rýhované. Převládají tvary {100}, {010}, {110}, {111} a {001}, které určují výrazně prizmatický typus krystalů. Další dva zjištěné tvary {112} a {012} jsou řídké. Ve stařinách byly nalezeny i čeřinovité náteky, svou morfologií velmi podobné alofanovým, složené z jemných jehličkovitých shluků cerusitu. Chemické analýzy cerusitu prokázaly, že jde o zcela čistou fázi.

Malé tabulkovité a velmi nepravidelně rostlé krystalky *anglesitu* se ve společnosti cerusitu objevily ve větším zastoupení až po několika letech po vyzmáhání starých prací – pravděpodobně v důsledku změny režimu prosakujících vod a větrání. Dříve byl jejich výskyt velmi sporadický (TRDLIČKA 1955). NOVOTNÝ et al. (1994) se zmiňují i o krátce prizmatických individuích ve společnosti převládajícího cerusitu s malachitem. Běžně tvoří anglesit kůry na zvětrávajících zrnech galenitu, uzavřených v křemeni, zcela obdobně jako *pyromorfit*. Ten se navíc vyskytuje v drobných chomáčcích a ježkovitých drúzách s jehlicovitými krystalky maximálně 2 mm dlouhými s převládajícím tvarem prvořadého prismatu ve spojkách se základní i vyšší dipyramidou {2021} a bazí. Detailně popisuje pyromorfit a jeho přeměnu na anglesit NOVOTNÝ (2000). Vznik pyromorfitu lze spojovat s přítomností fylitických hornin, které jsou zdrojem fosforu (FOJT 1955). Není zcela zřejmé zdali mezi druhotné minerály s podstatným obsahem fosforu patří i zlatohorský *berlinit* (REIF et al. 1989, ZACHAŘ 1998). Podle popisu autorského kolektivu by mohlo jít i o „dozvuky působení poslední mineralizační etapy na ložisku" (cit. – míní se ložisko ZH-Z). V železném klobouku Modré štoly se dříve poměrně hojně vyskytoval *dundasit*. Jeho polokulovité agregáty s radiálně vláknitým vývinem nasedají na limoni-

Obr. 22. Vějířové srůsty cerusitu. Stařiny v oblasti Modré štoly (ZH-V). Nejdelší „jehlice" – 2,1 cm. Foto: St. Šiler, MZM Brno.
Fig. 22. Crystals of cerussite from the "old man" orebody ZH-East. The longest crystal – 2,1 cm.

tové krusty, místy i na krystaly cerusitu. Dosahují velikosti až 2 mm. Indexy světelného lomu: n_α=1,623(±0,002), n_γ≈1,74. Také *linarit* nebyl v mělce podpovrchových částech historických dobývek ložiska ZH-V velkou vzácností. Velmi detailně se topografií a mineralogií jednotlivých výskytů v dané části revíru zabývají práce Novotného et al. (1994, 1999) a Novotného, Sejkory (1999). Vedle typických tabulkovitých krystalů o maximální velikosti 5,5 mm, které byly popsány Fojtem (1957, 1959), sledovali Novotný a Sejkora (1999) postupné zatlačování cerusitu linaritem až do vzniku stébelnatých linaritových pseudomorfóz a tvorby nejmladších snopečkovitých agregátů tohoto minerálu. Materiál z klasického výskytu (severní část stařin nad úrovní horizontu Modré štoly) je typický tím, že linaritové krystalky narůstají do malých dutin vzniklých rozkladem krystalického vápence. V takových partiích je téměř zcela vyloužen galenit, ale jsou zachovány zbytky sfaleritu a pyrit. Spolu s linaritem koexistuje aurichalcit, malachit a cerusit.

Aurichalcit byl poprve identifikován Rosenkrancem (1955) ze starých dobývek díla Barbora (ZH-HS). Jak se později ukázalo šlo o tentýž nerost, který Fojt (1955) z ložiska ZH-V popsal jako „neurčený minerál". V obou případech to jsou tence tabulkovité až jehličkovité krystalky světle zelenomodré barvy o velikosti desetin mm. Index světelného lomu n_γ je vyšší než 1,74, n_β = 1,646 (±0,003). Z nově objevené lokality dílčího úseku ZH-V (mezi Poštovní štolou a Pomocnou jámou) rentgenometricky identifikovali a popsali obdobné krystalky narostlé na hemimorfit Novotný et al. (1999). *Hydrozinkit* není příliš rozšířeným minerálem, i když je v depozitáři MZM v Brně uložen vzorek pocházející ze sběrů R. Freyna z roku 1927. Nově byl zjištěn na několika místech ve stařinách Modré a Poštovní štoly (ZH-V) i v západní části revíru – v dobývkách Olověné štoly a díla Starý Hackelsberg. Tvoří bílé lesklé povlaky a menší „vodopády" na stěnách, výjimečně i na počvě starých štol. Jeho gelovité, čerstvé a neskrystalované formy jsou snadno zaměnitelné s alofanem. V mikroskopu lze pozorovat jemná vlákénka s indexem světelného lomu n_γ > 1,74. Nepříliš častým je také *hemimorfit*, krystalující ponejvíce do limonitem pokrytých dutin vzniklých po vyloužení sulfidů. Bradavčité a drobně drúzovité formy jsou složeny z radiálně narostlých krystalků maximálně 1,2 mm velkých, častěji o řád menších. Z tvarů byly goniometricky změřeny {100}, {101} a {001}. Rentgenometricky byl hemimorfit ověřen i z nově objeveného výskytu pod Poštovní štolou (Novotný et al. 1999). Zřídka se na sfaleritových rudninách objevují žluté nálety *greenockitu*.

Z měď obsahujících hypergenních minerálů je běžně přítomen *malachit*, obyčejně však jen jako zelené povlaky na rudninách, méně často v podobě radiálně paprsčitých polokulovitých nebo hrozníčkovitých agregátů (velikosti do 3,5 mm) a někdy i zemitých práškovitých koncentrací. Kory pokrývají nesouvisle někdy i nahloučeniny alofanu v kavernách. Zcela výjimečně byl ve starém haldovém materiálu Modré a Olověné štoly nalezen *azurit*. Při revizi starých sběrů v MZM bylo zjištěno, že v dřívějších popisech (např. Meliona 1854) byl linarit považován za azurit. *Langit* není také všudypřítomným minerálem. Poprve byl identifikován F. Čermákem (Kruťa 1977) z materiálu odebraného v 60. letech ze štoly Sarkander (ZH-HS). Index světelného lomu n_γ = 1,691 (±0,002). Pomocí rentgenometrie a mikrochemickou analýzou byly jeho modrozelené až jehličkovité krystalky ověřeny i Novotným et al. (1999) z ložiska ZH-V. Také *brochantit*, a *posnjakit*, uváděné Kruťou (1985), určil ze starších sběrů z historických podpovrchových dobývek ložiska ZH-V F. Čermák. Kruťa (1985) zaznamenává i Nepejchalův nález *devillínu* ze stařin Modré štoly (určil Z. Mrázek).

V souboru sekundárních minerálů zaujímá, pokud jde o četnost rozšíření, důležitou pozici *sádrovec*. Ve všech stařinách je všudypřítomný. Vytváří krusty i drúzy drobných krystalků na stěnách štol a dobývek. Relativně je také v obdobném vývinu, avšak v men-

ším zastoupení, přítomen i sekundární *kalcit*; *aragonit* v podobné pozici byl zjištěn jen v Modré štole, stejně jako *hydromagnesit*. Původní vzorek tohoto minerálu ze sběrů R. Freyna je uložen v MZM v Brně. V 50. letech našel další dva vzorky na staré haldě Modré štoly T. Kruťa. Ve všech třech případech jde o středně zrnitý dolomit s krustou limonitu, na niž narůstají až 0,8 mm velké polokulovité agregáty radialně paprsčitého hydromagnesitu, makroskopicky nerozeznatelné od morfologicky podobného dundasitu. Index světelného lomu $n_\beta \cong 1{,}529$ (±0,003). Zvětráváním barnatých živců, Ba-muskovitu a snad i barytu vzniká druhotný *baryt*. Jeho tabulkovité krystalky se objevují na puklinách hornin, ale zvláště v mělce podpovrchových zvětralých rudních polohách – například ve výchozové partii ložiska ZH-HS nad šachticí Barborka – kde jeho individua a drobné shluky vyplňují dutinky v porézní hmotě limonitu. Vacková (1975) zjistila goniometrickým měřením na krystalcích ze zmíněné lokality převládající tvary {001}, {100}, {210}, {110} a {111}. Síra tohoto barytu má podle izotopových analýz svůj původ v síře sulfidické. Obdobně jako baryt z alpské asociace má i supergenní baryt velmi nízké obsahy stroncia (0,067 % $SrSO_4$ – Šimek 1983).

Sezónně vznikající a zanikající sekundární minerály tvoří skupinu lehce rozpustných síranů. Jejich výskyt je ovlivněn teplotním a srážkovým režimem souvisejícím s ročním obdobím. Proto je jejich výskyt vázán téměř výlučně na haldy a povrchové výchozy zrudnění. Nejčastějším je *melanterit* a *kupromelanterit*. Patří sem i velmi sporadický *chalkantit* a Žáčkem (1991) popsané minerály z oblasti „velkých pinek" ložiska ZH-Z – *fibroferrit*, *copiapit* a *slavíkit*.

Zatímco v mělce podpovrchových částech ložisek mají pórové a cirkulující roztoky oxidační charakter, se vzdáleností od povrchu se mění na redukční. Spolu s tím se prosakující, převážně síranové roztoky redukují a vznikají zpětně sirníky v tak zvaném pásmu „druhotného obohacení". Nejrozšířenějším je *chalkozín*. Ten se vyskytuje ve větším množství na ložiskách ZH-J a HS, kde obklopuje a proniká jednotlivá zrna i agregáty chalkopyritu. Řezníček (1984) zjistil, že chalkozín z ložiska ZH-HS sorbuje stříbro až do 1,8 hm.%. V nepatrné míře a jen místy bývá provázen *bornitem* a *covellínem*. Chalkozín lze však nalézt v této podobě i v akumulacích Zn-Pb rud. Relativně větší shluky chalkozínu spolu s *ryzí mědí* a někdy i *kupritem* se vyskytují vždy jen v puklinách nebo dislokačních zónách – převážně na ložiskách s vyšší koncentrací chalkopyritu. Chalkozín se zde vyskytuje ve dvojím vývinu: práškovitý a v celistvých shlucích velmi bizarních tvarů. Druhý zmíněný typ je podle RTG i EDX analýz tvořen *djurleitem* (Cu:S=30,51:16). Uvedené minerály jsou provázeny směsí jílových minerálů. Ve štole Josef (ZH-HS) se v jedné takové dislokaci vyplněné halloysitem nalezly drátkovité, plíškovité i celistvé shluky ryzí mědi o hmotnosti větší než 1 kg. Na tomtéž ložisku byly také v asociaci s chalkozínem a hypergenním *pyritem* zjištěny kolomorfní agregáty druhotného *chalkopyritu* (Fojt, Zimák 1983). Supergenní přeměnou pyrhotinu vznikají běžně produkty s texturou tak zvaných „ptačích očí" o složení: blíže neurčitelný meziprodukt (s proměnlivým poměrem Fe:S), markazit, pyrit a limonit (obr. 10A). Do této skupiny patří i minerály „zlatého sloupu" ložiska ZH-Z v části proniku mocné dislokace, podél níž došlo k masové přeměně primárních minerálů a ke koncentraci *cementačního zlata* v podobě plíšků a keříčků, zřetelně větších než zlato hypogenní. Běžně se nacházely zlatinky milimetrových rozměrů. Ryzost takového zlata je vysoká. Redukční charakter prostředí dokumentuje přítomnost chalkozínu a covellínu.

D4 Minerály hornin zlatohorského rudního revíru

Zatímco petrografii hornin revíru byla věnována značná pozornost, mineralogicky jsou zpracovány převážně jen hlavní horninotvorné součástky metabazitů.

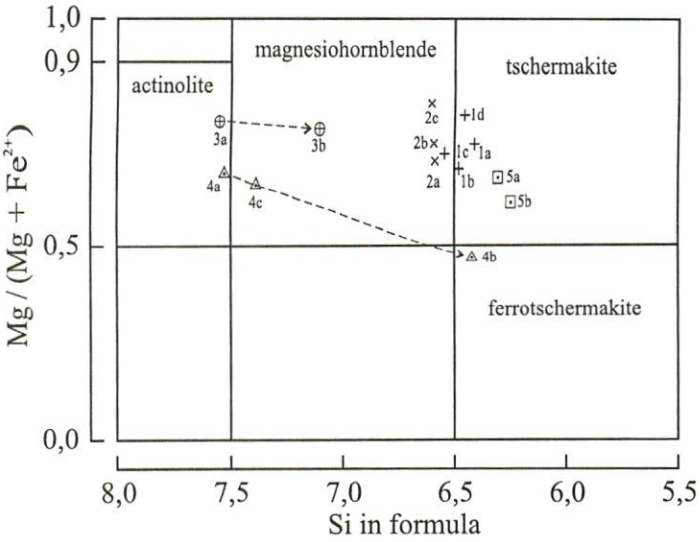
Amfiboly zlatohorských amfibolitů z oblasti Dolního Údolí začleňuje POUBOVÁ-BUKOVANSKÁ (1978) na základě 12 mikrosondových analýz (podle Leakovy klasifikace z roku 1968) do pole aktinolitu, aktinolitického hornblendu, magnesiohornblendu až ferrotschermakitického hornblendu. Nově vypočítané zastoupení trojmocného železa v molekule amfibolů podle LEAKEHO et al. (1997) je poměrně nízké u analýz č. 4 (0,23–0,57), střední u většiny vzorků (0,72–0,88) a zvýšené u analýz 1d a 3b, u nichž by bylo možné podle zavedené nomenklatury amfibolů (LEAKE et al.1997) použít předpony ferri-. V diagramu je také šipkami naznačen trend metamorfní přeměny amfibolů: aktinolit → tschermakitický amfibol (POUBOVÁ-BUKOVANSKÁ 1978). Index hořečnatosti (X_{Mg}) kolísá v rozmezí 0,64–0,80. Jedině v analýze 4b klesl až na hodnotu 0,49. Uvedený soubor byl doplněn dvěma EDX analýzami amfibolu z amfibol-chloritové břidlice z vrtu ZH-308-204 m. Jde o typické tschermakity (tab. 12 a obr. 23).

16 klasických analýz *biotitů* (na mokré cestě) z metabazitů ve vrtech ZH-2113 a 2115 shrnuje práce SLIVKY et al. (1990). Po provedení rozpočtů bylo možné využít pro další komentář jen menší část (6) – pravděpodobně nebyly všechny vzorky dostatečně homogenně vyseparovány. Z analýz č. 3, 5, 8, 9, 16 a 17 uvedené studie lze konstatovat poměrně malý rozptyl obsahů jednotlivých komponent i počtu jednotek v empirickém vzorci přepočítaném na 22 kationů. V diagramu podle DEERA et al. (1992) zaujímají analyzované biotity pozici nejčastějších Fe-Mg přírodních slíd (obr. 24). V diagramu ČERNÉ-

Tab. 12. EDX analýzy amfibolu.
Tab. 12. EDX analyses of amphibole.

	1	2
SiO_2	42,53	43,58
TiO_2	0,30	0,38
Al_2O_3	16,09	15,87
Cr_2O_3	0,23	
V_2O_3	0,17	0,30
FeO	13,69	11,59
MnO	0,35	0,48
MgO	10,62	12,41
CaO	11,95	11,96
Na_2O	1,33	1,73
K_2O	0,38	0,22
Sum	97,65	98,43
Si	6,17	6,20
Ti	0,03	0,04
Al	2,75	2,66
Cr	0,03	
V	0,02	0,02
Fe^{3+}	0,64	0,66
Fe^{2+}	1,02	0,72
Mn	0,04	0,06
Mg	2,30	2,63
Ca	1,86	1,82
Na	0,37	0,48
K	0,07	0,04
Catsum	15,33	15,37
Mg/Mg+Fe	0,79	0,69

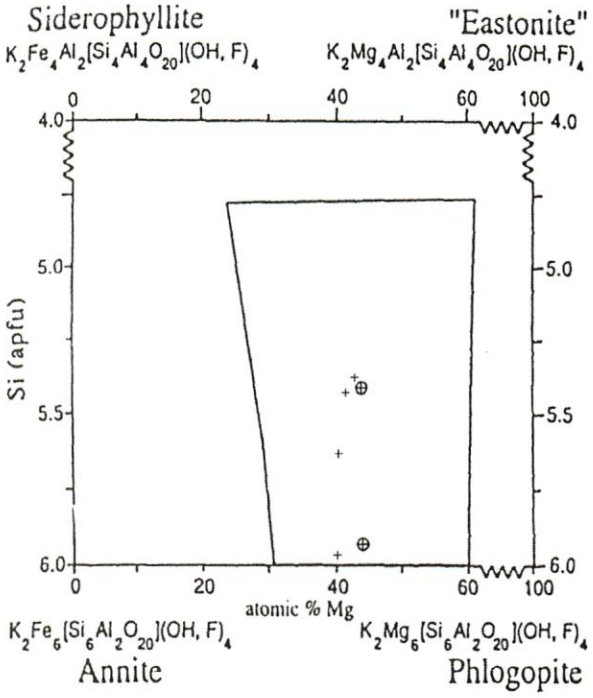
1, 2 – ZH-308-204m; anal. V. Vávra. Rozpočet na 23 O. Formula contents on a basis of 23 O.



Obr. 23. Pozice amfibolů v diagramu Leakeho et al. (1997). 1–4 (BUKOVANSKÁ-POUBOVÁ 1978), 5 – chlorit-amfibolová břidlice z vrtu ZH-308 (anal. V. Vávra).
Fig. 23. Amphiboles in the LEAKE's et al. (1997) diagram. 1–4 BUKOVANSKÁ-POUBOVÁ (1978), 5 – borehole ZH-308 (anal. V. Vávra).

HO a BURTA (1984) jsou průmětné body seřazeny v pozici blízké annitu (obr. 20).

Výsledky dvou EDX analýz horninových *chloritů* z výše uvedeného vrtu ZH-308 obsahuje tab. 7 a obr. 18. Podle nové klasifikace WIEWIÓRY a WEISSE (1990) je lze zařadit mezi trioktaedrické chlority z řady klinochlor-chamosit s bližší afinitou k chamositu, podle staršího pojetí MELKY (1965) jsou obě analýzy soustředěny na jedné i druhé straně rozhraní chamosit-thuringit. Kromě toho byly rentgenometricky analyzovány i tři chlority z fylitických hornin vrtu ZH-2130 z hloubek 70,6 až 93,6 m. Chemismus byl vyjádřen přepočtem podle VEČEŘI a ZEMANA (1985) a je uveden v citované tabulce. Zcela zřetelně je patrný rozdíl v podílu Fe a Mg v molekule chloritu obou hornino-



Obr. 24. Pozice biotitů z vrtů ZH-2115 a ZH-2113 (SLIVKA et al. 1990) v diagramu podle DEERA et al. (1992). Označení shodné s obr. 20.
Fig. 24. Biotites in the DEER's et al. (1992) diagram. Analyses from SLIVKA et al. (1990).

vých typů. V klasifikaci WIEWIÓRY a WEISSE (1990) jde o klinochlor, podle MELKY (1965) o ripidolit.

Živce obsahující horniny byly rentgenometricky studovány AICHLEREM (1981), který zjistil výraznou převahu *albitu*, a jen výjimečně K-živec. V početné řadě petrografických studií a účelových zpráv je mikroskopicky konstatován také *oligoklas*. Zjištění se týká nejen akcesorických živců v metapelitech a metapsamitech, ale i v metabazitech a metakeratofyrových tufech. Jedinou výjimkou je důkladná studie SOUČKA a JELÍNKA (1973), kteří popisují z kvarcitů porfyroblasty *celsianu*.

Z akcesorických minerálů byl analyzován *xenotim* (z metabazitů Fe-výskytu Maria TROST, ZIMÁK, v tisku) se zvýšenými obsahy dysprosia, ytterbia a holmia a *turmalín* (NOVOTNÝ 2000) – podle autora s převládající složkou dravitovou. Ostatní horninotvorné minerály nebyly dosud blíže zkoumány.

D. Geochemie stabilních izotopů (Jana Hladíková)

Již od šedesátých let minulého století bylo izotopové složení sulfidické a sulfátové síry používáno k odhadu teplot vzniku ložisek a také k charakterizaci zdrojů, z nichž byla síra ložiskovýcgh sirníků, případně sulfátů, odvozena. Ve snaze přispět k popisu ložiskotvorných procesů byly izotopové metody od počátku sedmdesátých let aplikovány i ve Zlatých Horách. Je pochopitelné, že názory na zdroj zrudnění v jesenické oblasti prodělaly vývoj, který odpovídal poznatkům ložiskové a iozotopové geochemie příslušných let (viz přehled v 1. části práce z roku 2000).

Vlastní izotopová data byla měřena v laboratoři stabilních izotopů ČGÚ (dříve ÚÚG) převážně V. Šmejkalem a J. Hladíkovou. V průběhu let se měnili jejich spolupracovníci činní v oblasti jesenických ložisek (J. Pokorný, Z. Pertold, P. Rajlich, B. Fojt, J. Aichler). Shrnující práce popisující genezi jesenických ložisek s použitím izotopových dat se objevují v devadesátých letech minulého století.

E1 Izotopové složení síry sulfidů a barytu

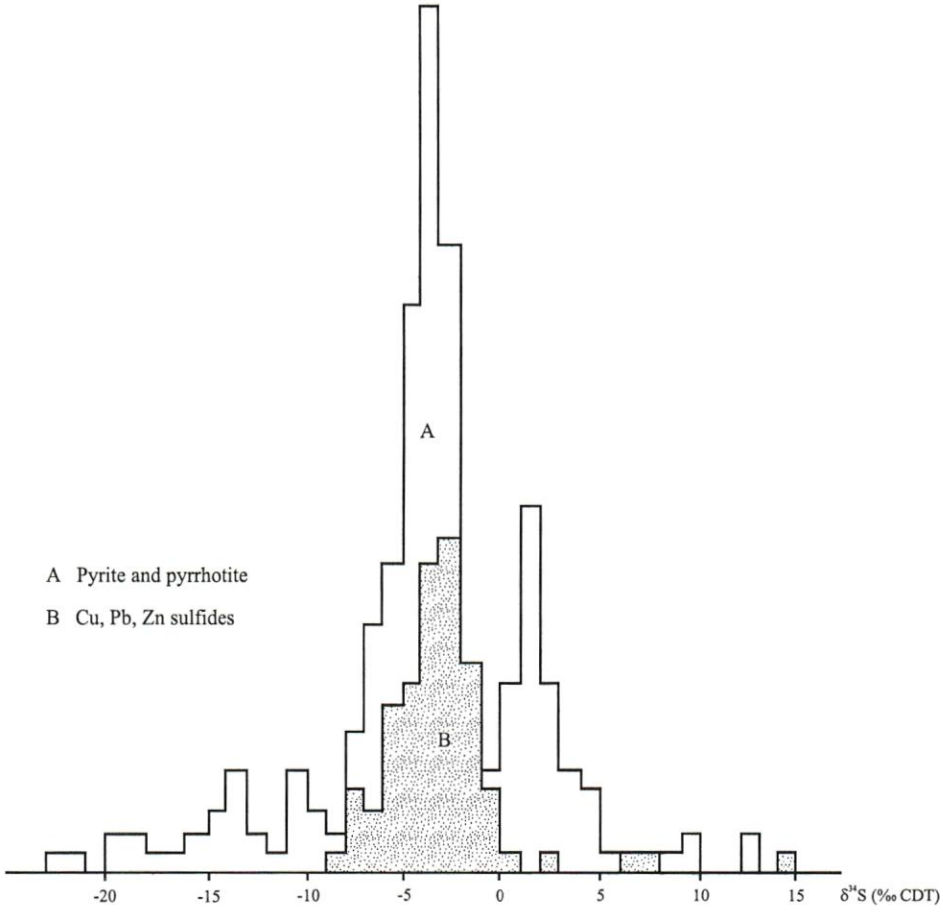
Kyzovo-polymetalické stratiformní zrudnění zlatohorského revíru bylo přepracováno regionální metamorfózou spolu s okolními hostitelskými horninami ve facii zelených břidlic. Při metamorfních akcích jsou sulfidy mobilizovány a redeponovány, většinou na malou vzdálenost. Tato migrace však není doprovázena znatelnými izotopovými efekty, jak dokázali např. OHMOTO a RYE (1979) a OLIVER et al. (1992). Proto byla data o izotopovém složení síry sulfidů a sulfátu použita k diskusi o předmetamorfním stavu zrudnění.

Naprostá většina existujících izotopových údajů, vztahujících se k sulfidům, je na histogramu obr. 25. Hodnoty $\delta^{34}S$ všech sulfidů, včetně pyritu, jsou soustředěny v oblasti od –52,4 do 14,4 ‰. Rozdíly mezi ložisky ZH-V, ZH-J a ZH-HS jsou nepodstatné (HLADÍKOVÁ et al. 1990). Extrémně nízká hodnota –52,4 ‰ byla zjištěna u pyritu z výplně pometamorfní, nejmladší dislokace ložiska ZH-J. Naopak pyrity vtroušené v ložních zvrásněných polohách karbonátových kvarcitů s barytem mají hodnoty $\delta^{34}S$ od 0 do 14,4 ‰. Pyrity fylitových hornin mají hodnoty $\delta^{34}S$ od –30 do –14 ‰, a jsou charakteristické pro pyrity sedimentů vzniklé bakteriální redukcí mořského sulfátu. Izotopové složení barytové síry se pohybuje od 17,8 do 25,4 ‰.

Sulfidická síra vulkanogenních ložisek masivních sulfidů (VMS) a ložisek sedimentárně-exhalačních (SEDEX) může podle TAYLORA (1987) pocházet z magmaticko-hydrotermálních roztoků, přímo z magmatických sulfidů, nebo z mořského sulfátu, který byl buď bakteriálně nebo nebakteriálně – tj. anorganickou cestou – redukován na sulfan. Sulfáty (většinou baryty) těchto ložisek jsou odvozeny od mořského sulfátu existujícího v době vzniku ložiska.

Na ložiskách typu VMS je přítomnost sulfidů vzniklých bakteriální redukcí sulfátu minimální, na ložiskách typu SEDEX jsou sulfidy tohoto typu zastoupeny mnohem více. Podle OHMOTA (1986) je pro ložiska typu SEDEX charakteristická přítomnost jak biogenních (převážně pyritů), tak i hydrotermálních sulfidů (hlavně sfaleritu a galenitu). Dvojím původem sulfidické síry vysvětloval již ANGER (1966) rozdílné izotopové složení pyritů a galenitů se sfalerity na ložisku Rammelsberg.

Jesenická ložiska se nacházejí v zóně rhenohercynika, podobně jako ložiska Meggen, Rammelsberg, či ložiska v iberském pyritovém pásu a podle SAWKINSE a BURKEHO (1980) vznikla ve stejném tektonickém prostředí. Mají mnoho podobných rysů, liší se však nejen stářím (španělská jsou karbonská, ostatní devonská), ale i některými mineralogickými zvláštnostmi a izotopovým složením sulfidické síry (HLADÍKOVÁ et al. 1992). Hodnoty $\delta^{34}S$ barytů ze Zlatých Hor jsou prakticky shodné s hodnotami $\delta^{34}S$ evropských devonských evaporitů a hodnotami $\delta^{34}S$ barytů ložisek Meggen (BUSCHENDORF et al. 1963) a Rammelsbergu. Lze předpokládat, že jsou odvozeny od devonského mořského sulfátu. Pro uvedenou skutečnost svědčí i izotopické složení stroncia barytů, které se pro oblast



Obr. 25. Izotopové složení síry pyritů a pyrhotinů (A) a ostatních hlavních sulfidů (chalkopyritu, sfaleritu a galenitu – B).
Fig. 25. Histogram of 34 values of pyrite and pyrrhotite (A) and chalcopyrite, sphalerite and galena (B).

Zlatých Hor pohybuje od 0,70761 do 0,70795, tedy v rozmezí charakteristickém pro devonský mořský sulfát (HLADÍKOVÁ et al. 1995). Hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidů (mimo pyritu) zlatohorských ložisek jsou převážně od –2 do –8 ‰, kdežto hodnoty $\delta^{34}S$ obou zmiňovaných německých ložisek jsou pozitivní – a to až do 22 ‰. Variabilita hodnot $\delta^{34}S$ pyritů a pyrhotinů zlatohorských rudních akumulací je výrazně větší než variabilita hodnot $\delta^{34}S$ sfaleritu, galenitu a chalkopyritu.

Podle OHMOTA (1988) může hydrotermální roztok s vyšší koncentrací kovů než sulfidické síry vyloužit sulfidy z hornin, kterými prostupuje. HLADÍKOVÁ a KŘÍBEK (1988) sledovali obsah i izotopové složení síry v různých horninách širšího okolí jesenických ložisek. Většina z nich je sírou chudá, pouze grafitové fylity mají zvýšený obsah sulfidické síry $\delta^{34}S$ mezi –16 až –8 ‰. Ty mohly být dalším zdrojem síry v hydrotermálním roztoku a snížit hodnoty síry nově vznikajících sulfidů. Izotopové složení sulfidů grafitových fylitů svědčí o tom, že se tvořily převážně v oxidickém prostředí otevřených mořských pánví. Hodnoty $\delta^{34}S$ pyritů z břidlic německých ložisek jsou převážně pozitivní a jsou jedním z produktů minerogeneze uzavřených mořských pánví. Tím lze vysvětlit i rozdíly v izotopovém složení síry srovnávaných ložisek.

Dalším případným zdrojem síry mohla být bazika. Hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidické síry bazaltů se pohybují blízko kolem 0 ‰; jejich příspěvek k hydrotermálnímu roztoku mohl být zanedbatelný, nelze ho však vyloučit. Lze tedy předpokládat, že nejméně dva zdroje síry se podílely na vzniku zlatohorského zrudnění: sulfidická síra vytvořená redukcí mořského sulfátu a síra mobilizovaná hydrotermami z okolních sedimentárních a vulkanických hornin.

E2 Izotopové složení uhlíku a kyslíku ložiskových i horninových karbonátů a kyslíku barytu

Izotopovému studiu různých genetických typů karbonátů byla věnována pozornost od počátku osmdesátých let minulého století (HLADÍKOVÁ et al. 1981a, b, 1983, 1985). Sledovány byly heřmanovické krystalické vápence, mramory ložiska ZH-V, různé typy sekrečních žil i hydrotermálně ovlivněné kalcity mramorů.

Heřmanovické krystalické vápence (frasn) vykazují hodnoty $\delta^{13}C$ blízko 0 ‰ V-PDB, tedy takové, které jsou typické pro mořské sedimentární vápence svrchního devonu. Jejich hodnoty $\delta^{18}O$ jsou nižší a variabilnější než hodnoty $\delta^{18}O$ nepřeměněných sedimentárních vápenců. Důvodem je rozdílná interakce s metamorfními roztoky.

Dalším objektem studia byly zrudněné i nezrudněné krystalické vápence Modré štoly. Nezrudněné mají hodnoty $\delta^{13}C$ od –0,6 do 2,1 ‰ V-PDB (průměr 0,7 ‰) a hodnoty $\delta^{18}O$ od –13,2 do –14,2 ‰ V-PDB. Je zřejmé, že hodnoty $\delta^{13}C$ jsou blízké heřmanovickým krystalickým vápencům, ovšem hodnoty $\delta^{18}O$ jsou nižší. Zrudněné krystalické vápence mají hodnoty $\delta^{13}C$ méně homogenní, tj. od –7,3 do –1,5 ‰, hodnoty $\delta^{18}O$ od –13,2 do –19,3 ‰ V-PDB, přičemž nejnižší hodnoty jak $\delta^{13}C$, tak $\delta^{18}O$ se vyskytují v těsné blízkosti zrudnění (HLADÍKOVÁ et al. 1983). Výrazný rozdíl mezi izotopově těžkým uhlíkem krystalických vápenců Modré štoly a lehkým uhlíkem zrudněných úseků svědčí o tom, že docházelo k mobilizaci uhlíku organického původu z okolních sedimentů a podporují úvahy o interakci hydrotermálních roztoků s grafitovými fylity (HLADÍKOVÁ et al. 1991).

Údajů o izotopovém složení kyslíku barytů ložisek Zlatých Hor existuje málo (HLADÍKOVÁ et al. 1990), jejich průměrná hodnota $\delta^{18}O$ je 11 ‰ V-SMOW. Podobně jako izotopové složení kyslíku karbonátů, může se při metamorfních procesech měnit i izotopové složení kyslíku barytů, ale i v tomto případě záleží na rozsahu interakce mezi barytem a metamorfním roztokem. Podle ŠMEJKALA a HLADÍKOVÉ (1985) byly hodnoty $\delta^{18}O$ vody,

z níž vznikal baryt zlatohorských ložisek, mezi 7 až 9 ‰ V-SMOW. Jde tedy o vodu, kterou lze označit za vodu metamorfní.

Stručné závěry

Zlatohorská rudní oblast v severní části devonské vrbenské skupiny silezika je nejvýchodnějším výběžkem rhenohercynika na jižním svahu variského akrečního prostoru při křížení dvou regionálních střižných zón – vrbenské a opavické. Horninovou sekvenci tvoří bimodální vulkanity, vulkanoklastika a psamitické i pelitické sedimenty, které byly přepracovány několika po sobě následujícími deformacemi a metamorfózou. Poslední záznam těchto dějů charakterizuje horniny jako metamorfity, jejichž sestavení vzniklo v chloritové až biotitové zóně facie zelených břidlic. Geotektonické zařazení daného území je stále diskutováno, ale není dosud beze zbytku uspokojivě vyřešeno (existence ostrovního oblouku x rifting s počáteční tvorbou oceanické kůry).

Vznik a morfologie stratiformních kyzovo-polymetalických rudních těles je v přímém vztahu k vulkanosedimentárním procesům a následnému metamorfnímu přepracování. V regionu se projevuje zonalita zrudnění typická pro ložiska typu VMS, tj. podložní chalkopyritové a nadložní sfalerit-galenitové, obojí s pyritem, nebo i pyrhotinem, obojí ve dvojí stratigrafické pozici v rámci devonské sukcese (obr. 1). Převládající texturní formou je typ vtroušeninový a páskovaný, masivní agregáty jsou zastoupeny málo. Dané skutečnosti souvisejí jednak s nepříznivou (to je relativně příliš velkou) rychlostí s jakou se tvořily rudní shluky v původním vulkanosedimentárním prostředí, jednak s následnou metamorfní mobilizací a redepozicí vzniklého rudního sestavení. Obojí vedlo buď k nahloučení, nebo k rozptýlení sulfidických složek. Rudní zóny provází křemen, slídy, živce a karbonáty. Baryt zaujímá většinou samostatnou pozici a sdružuje se s pyritem. Při této příležitosti je vhodné zmínit se o teoretické možnosti, že část „kvarcitů", hornin provázejících zrudnění, by mohla představovat metamorfovaný horizont původní hmoty SiO_2, v nemetamorfovaných ložiskách typu VMS označované jako „chert". Vychází to i z paralely se dvěma dalšími jesenickými stratiformními ložisky, kde byla uvedená poloha zjištěna – v Horním Benešově velmi výrazná, v Horním Městě méně nápadná, ale prokazatelná. Metamorfní mobilizací vznikly sloupovité koncentrace nekonformní s metamorfní břidličnatostí, s redeponovanými sulfidy (hlavně chalkopyritem), případně i se zlatem. Ve stratiformních polohách s. s. se zachovaly relikty původního vulkanosedimentárního sestavení v podobě kolomorfních shluků pyritu a globulárních forem sfaleritu. Důsledky metamorfogeneze se projevily ve změně ryzosti zlata, pyrit byl obohacen niklem a zvláště kobaltem, galenit stříbrem, selenem a tellurem. Metamorfní rekrystalizace v různém horninovém prostředí ovlivnila obsahy železa ve sfaleritech (v mramorech nízké, v chlorit obsahujících metamorfitech zvýšené). V metamorfogenních rudních sloupech ložiska ZH-J se více než jinde uplatnil pyrhotin. Pravděpodobně došlo při těchto akcích ke zvýšení teplotního režimu za současného snížení fugacity síry, oproti dějům při nichž vznikal pyrit. Tomu odpovídá i zastoupení hexagonálních domén v tomto pyrhotinu, přítomnost skeletových krystalků sfaleritu v chalkopyritu, vznik Ag-tetraedritu a Bi-minerálů v galenitu. Sfaleritový geobarometr uvádí tlak při rekrystalizaci v rozsahu 330–700 Mpa (většinou pod hodnotou 500 Mpa). Obojí údaje jsou přibližně shodné s analýzou plynokapalných uzavřenin v křemeni kvarcitů a sekrečních křemenných žil (Ďurišová 1990).

Nové výsledky izotopových analýz rudního olova galenitů potvrdily rámcovou shodu se staršími údaji a přispěly k názoru o tom, že ložiskové kovy mohly být vyluhovány hydrotermami z korových hornin, jimiž difundovaly. Izotopy síry a stroncia barytu jednoznačně charakterizují jeho mořský původ. Zdroj síry sulfidů Cu, Zn a Pb lze podle vý-

sledků izotopových analýz spojovat s největší pravděpodobností opět se sírou generovanou redukcí mořského sulfátu, izotopově zlehčenou sírou mobilizovanou z okolních sedimentárních hornin prostupujícími roztoky vzniklými v rámci cirkulačního systému hydrotermální cely ve smyslu LARGEHO (1983) aj. Není vyloučeno, že část síry má svůj původ i v tak zvané síře „hlubinné" (v našem případě vulkanogenní). Vzájemné interakce mezi metamorfními fluidy a okolními horninami dokumentují výsledky izotopových analýz uhlíku a kyslíku.

Ve zlatohorské oblasti se v minulosti těžily ještě i drobné kumulace železných rud typu Lahn-Dill. Z nich byl popsán jako nový minerál v 19. století stilpnomelan. V této souvislosti je třeba poznamenat, že na nejméně metamorfovaném jesenickém stratiformním ložisku Horní Benešov zjistil REIF (1999) dva typy železorudných koncentrací, z nichž jedna má přímý genetický vztah k Zn-Pb zrudnění. Bylo by proto vhodné prostudovat z daného pohledu i zlatohorské železorudné výskyty.

Ve výchozových a mělce podpovrchových částech ložisek vznikla řada supergenních minerálů, z nichž některé jsou pro region velmi typické a charakteristické (alofan, schwertmannit = glockerit, cerusit aj.).

I když byly průzkumné a těžební akce průběžně provázeny řešením dílčích výzkumných problémů více než 40 let, zbývá pro další generaci řada otázek a úkolů. Existují například určité problémy pokud jde o geotektonické postavení území, nebyla beze zbytku vyjasněna geneze křemitých hornin, nebyly provedeny analýzy lanthanoidů jednotlivých typů rudnin, izotopové analýzy kyslíku, vodíku a deutheria silikátů, jen okrajově byly studovány minerály hornin a rudnin (slídy, živce), nebyla systematicky sledována geochemie barya. Naznačené i případné další úkony by bylo možné řešit z pozice současných znalostí terénu bez nutnosti dokumentací v nepřístupných důlních dílech. Jistě by to přispělo k získání nových základních geologických poznatků zcela obecného charakteru.

Poděkování

Autoři předloženého spisu vyjadřují v první řadě poděkování všem pracovníkům průzkumné a těžební organizace (ČMRP Rýmařov, GP Zlaté Hory, později Unigeo Ostrava, RD Zlaté Hory a Jeseník) od horníků přes zaměstnance geologicko-měřičských oddělení až po řídící činitele. Bez jejich pochopení a pomoci by nebylo možné výsledky našeho snažení předložit širší geologické veřejnosti. Děkujeme také všem kolegům na mateřských pracovištích a vydavatelství MZM za technickou i analytickou pomoc a průběžné rady spojené s postupným vznikem této publikace.

SUMMARY

The Zlaté Hory ore district in the northern part of the Devonian Vrbno Group (Silesicum) represents the eastermost extremity of the Rhenohercynicum. The rock sequence is composed by bimodal volcanics, volcanoclastics and psamitic as well as pelitic sediments which were overworked during the several subsequent tectono-metamorphic events. The last record of these events distinguished the rocks as metamorphics the assemblage of which originated under the conditions of the greenschist facies (the chlorite to biotite zones). The geotectonic classification of this area is still a controversial issue, i.e. the existence of an iseland arc vs. rifting with an early oceanic crust's development.

The origin of the stratabound pyrite-polymetallic lenticular ore bodies is in the direct relationship to the volcano-sedimentary processes and the subsequement metamorphic reworking. The zonality typical for VMS type deposits has been ascertained in this region, i.e. the footwall chalcopyrite and hanging wall sphalerite-galena mineralizations, either with pyrite and/or pyrrhotite, both in the double stratigraphic position (Figure 1). The disseminated and banded types represent the prevailing textural forms of ores, the massive aggregates are less common. The ore zones are accompanied with the silification, sericitization and carbonatization. Barite

occupies mostly an independent position and associates with pyrite. The metamorphic mobilization lead to the origin of columnal mineral concentrations, nonconform with the metamorphic schistosity, containing redeposited sulphides (especially chalcopyrite), event. gold. In the stratiform layers s.s. the relicts of primary volcano-sedimentary assemblage (composition) were preserved the collomorph aggregates of pyrite and globular form of sphalerite. New mineral phases appeared in the metamorphic associations (e.g. Bi-sulphosalts, Ag-tetrahedrite, Ba-micas, Ba-feldspars), pyrite was enriched with Ni and Co, galena with Ag, Se and Te. Both the results of the arsenopyrite and chlorite geothermometry and mineralogical observations showed that the last metamorphic events took place under the conditions not overreaching 400 °C. The sphalerite geobarometry assigns the pressure during the recrystallization in the range of 330–700 MPa. The both data are in an aproximative accordance with the results of the fluid inclusions analyses in the quartz from quartzites and secretory quartz veins.

In Zlaté Hory ore district the small accumulations of iron ores (the Lahn-Dill type) were also mined in the past. Stilpnomelan as a new mineral was ascertained and described from these ores in the 19th century.

The rank of supergene minerals has originated in the outcropping shallow subsurficial parts of the deposits, some of those minerals are typical and characteristic for this district (allophane, schwertmannite = glockerite, cerussite etc.).

Primary sulphur isotopic records have survived the metamorphic conditions of greenschist facies in the Devonian sequences of the Silesicum (the Jeseníky Mts.) and thus the sulphur isotope data of remobilized sulphides can be used for the reconstruction of pre-metamorphic conditions.

The sulphur and strontium isotopic composition of barite from the Silesicum stratabound base metal deposits is consistent with that of the barite from the Meggen and Rammelsberg deposits. Most of $\delta^{34}S$ values of base metal sulphides from these deposits are negatively shifted (0 to –12 ‰), in contrast to the positive $\delta^{34}S$ values of base metal sulphides from Rammelsberg, Meggen and other massive sulphide deposits.

Two sources of a sulphur played a major role during the formation of the stratabound base-metal deposits of the Silesicum: sulphur derived from marine sulphate and sulphur mobilized by hydrothermal solutions from the surrounding sedimentary and volcanic rocks. The negative $\delta^{34}S$ values of ore sulphides give evidence on the interaction between the hydrothermal solution and Devonian sediments. However, deep-seated sulphur is regarded to be probably negligible, but cannot be ruled out in some cases.

Carbon isotopic composition of Frasnian marbles is in the range typical for marine carbonates; their $\delta^{18}O$ of barretes are affected by metamorphic fluids in different extend. The δ^{13} values of non-mineralized carbonates from the Zlaté Hory-East deposit vary between –1 and 3 ‰ V-PDB and in mineralized carbonates between –1.5 and –7.3 ‰; lower $\delta^{13}C$ values occur in carbonates in the close neighbourhood of the sulphidic mineralization. These results demonstrate that the ore-forming fluids reacted with adjacent sediments.

LITERATURA

(seznam obsahuje pouze ty tituly, které nebyly uvedeny v 1. části práce z roku 2000)

ANGER, G., NIELSEN, H., PUCHELT, H., RIECKE, W., 1966: Sulphur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany). – Econ. Geol., 61:511–536.

BAJWAH, Z. U., SECOMBE, P. K., OFFLER, R., 1987: Trace element distribution. Co:Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit. New South Wales. Australia. – Mineral. Depos., 22:292–300. Cardiff.

BELONIN, M., D., GOLUBEVA, V. A., 1982: Faktornyj analyz v geologii. – Nedra 266. Moskva.

BERNARD, J. H., 2000: Minerály České republiky. Academia Praha.

BIGHAM, J. M., CARLSON, L., MURAD, E., 1994: Schwertmannite a new iron oxyhydroxysulphate from Pyhäsalmi, Finland, and other localities. – Min. Mag., 58:641–648. London.

BUSCHENDORF, F., NIELSEN, H., PUCHELT, H., RIECKE, W., 1963: Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen/Lanne (Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. – Geochim. Cosmochim. Acta, 27:501–523. Oxford.

CATHELINEAU, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. – Clay Miner., 23:471–485. London.

ČERNÝ, P., BURT, D. M., 1984: Paragenesis, crystallochemical characteristics and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. – Reviews in Mineralogy, Micas, 13:257–297. Blackburg.

DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J., 1992: Rock-formiong minerals. 2nd ed. Longman, Essex.

FOJT, B., 1955: Výzkum a revize některých nerostů oxydační zóny u Zlatých Hor. – MS PřF MU Brno.

FOJT, B., 1957: Mineralogie, geochemie a úvaha o vzniku zlatohorských ložisek. – MS, kandid. disertace PřF MU Brno.

FOJT, B., a kol., 1973: Mineralogie supergenních produktů zlatohorských sulfidických ložisek. – MS PřF UJEP Brno.

GLOCKER, E. F., 1827: Beschreibung des Stilpnomelans, eines neuen schlesischen Fossils. – Beiträge zur Kenntniss der Sudetenländer, insbesonders Schlesiens, 1:68–74. Breslau.

GLOCKER, E. F., 1853a: Über einen neuen Eisensinter von Obergrund bei Zuckmantel. – Poggendorf. Annalen, 89:482–492. Leipzig.

GLOCKER, E. F., 1853b: Der Blaue Stollen bei Zuckmantel. – Poggendorf. Annalen, 88:597–603. Leipzig.

HALAS, V., 1982: Mineralogie ložiska Zlaté Hory-západ. – MS, dipl. práce PřF UJEP Brno.

HAUK, J., 1978: Mineralogicko-chemická charakteristika zlata z lokality Zlatý Chlum a Zlaté Hory. – MS, rigor. práce, PřF UJEP Brno.

HAVELKA, J., 1987: K novému pojetí strukturní interpretace metalogeneze v sileziku z hlediska globální tektoniky. – Sbor. konference „Zemská kora a jej vzťah k nerastným surovinám. GÚDŠ:89–94. Bratislava.

HLADÍKOVÁ, J., KŘÍBEK, B., FOJT, B., 1991: Carbonaceous formations as a source of sulphur and carbon in metallogeny of the Bohemian Massif. – In: M. Pagel, J. L. Leroy (eds). Proc. 25 years SGA Anniversary Meeting: Source, Transport and Deposition of Metals. Nancy.

HLADÍKOVÁ, J., ŠMEJKAL, V., 1985: Izotopy síry a uhlíku jako indikátory původu těchto prvků v rudotvorných roztocích. – Geol. Průzk., 27:308–312. Praha.

HOFFMAN, V., TRDLIČKA, Z., FOJT, B., PERTOLD, Z., RENÉ, M., 1971: Mineralogicko-geochemický výzkum zlatohorského revíru. – MS, ÚNS K. Hora.

HUSSEN, M., PERTOLD, Z., 1968: Zpráva o podrobném geologickém výzkumu nejsevernější části rudního obvodu Zlaté Hory. – Zprávy o geol. výzk. v r. 1966:66–68. Praha.

JOWETT, E. C., 1991: Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. – Geol. Assoc. Canada/Miner. Assoc. Canada/Soc. Econ. Geol., Joint Annual Meeting, Toronto 1991. Abstracts 16:A 62.

KALENDA, F. a kol., 1988: Závěrečná zpráva úkolu Zlaté hory – Prognózy II. – MS, archiv Unigeo Ostrava.

KOKTA, J., 1935: Příspěvky k mineralogii země Moravskoslezské. – Spisy Přír. fak. MU, 201:1–16. Brno.

KOTRIS, J., 1987: Závěrečná zpráva s výpočtem zásob mezi povrchem a I. patrem na ložisku Zlaté Hory-východ po podrobném průzkumu. – MS RD Jeseník.

KRUTA, T., 1977: Příspěvky k moravské topografické mineralogii XIV. – Čas. Mor. Muz., Vědy přír., 62:7–30. Brno.

KRUTA, T., 1985: Příspěvky k moravské topografické mineralogii XVIII. – Čas. Mor. Muz., Vědy přír., 70:31–53. Brno.

LARGE, R. R., 1977: Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains. – Econ. Geol., 72:549–572.

LARGE, D. E., (In: Sangster, D. F., ed), 1983: Sediment hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an experimental model. – Miner. Assoc. Canad., Short course, 8:1–29. Victoria.

LEAKE, B. E., and coll., 1997: Nomenclature of amfiboles: Report of the subcommitee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. – Canad. Mineral., 35:219–246. Montreal.

LOEB, W. M., 1972: Report on the geological and microscopic investigation of a part of the Zlaté Hory ore deposit Jeseníky Mts. Czechoslovakia. – MS, RD Jeseník.

MARCOUX, E., MOËLO, Y., LEISTEL, J. M., 1996: Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt. – Mineral. Depos., 31:1–26. Cardiff.

MELION, J. V., 1854: Mineralogische Mitteilungen über Obergrund bei Zuckmantel. – Lotos, 4:122–126. Prag.

MELKA, K., 1965: Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. – Věst. Ústř. Úst. geol., 40:23–27. Praha.

MIKUŠ, M., 1955: Petrografické a ložiskové poměry mapového území, zvláště ložiska Fe-rud „Dolního Údolí". – MS, dipl. práce, PřF MU Brno.

NAUMANN, F., 1857: Elemente der Mineralogie. 5. Auflage. – W. Engelmann, Leipzig.

NOVÁK, F., 1967: The distribution of indium in endogenous ore deposits of the Czech Massif. – Geochemie v Československu:359–370. Ostrava.

NOVÁK, J., 1987: Přehled dřívějšího dolování drahých kovů v Jeseníkách a jeho ložiskové základny. – Geol. Průzk., 29, 11:332–333. Praha.

NOVOTNÝ, P., 2000: Turmalín a pseudomorfózy anglesitu po pyromorfitu ze Zlatých Hor. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999:122–124. Brno.

OHMOTO, H., RYE, R. O., 1979: Isotopes of sulphur and carbon. In: Barnes H. L., ed: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. – J. Wiley and Sons, New York.

OHMOTO, H., 1986: Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: Walley J. W., Taylor H. P., O'Neil J. R. eds: Stable isotopes in high temperature geological processes. – Min. Soc. Amer., Review in Mineralogy, 16. Chelsea.

OLIVER, N. H. S., HOERING, T. C., JOHNSON, T. W., RUMBLE, I. D., SHANKS, I. W. C., 1992: Sulphur isotopic disequilibrium and fluid-rock interaction during metamorphism of sulphidic black-shales from the Waterville-Angusta area, Maine, USA. – Geochim. Cosmochim. Acta, 56:4257–4265. Oxford.

PANOVSKÝ, K., JUHAS, J., 1983: Zlaté Hory-západ – revize. – MS Unigeo Ostrava.

PANOVSKÝ, K., PROCHÁZKA, J., 1965: Arzenopyrit od „Výrova kamene" u Zlatých Hor ve Slezsku. – Čas. Mor. Muz., 50:55–60. Brno.

PATOČKA, F., 1986: Geochemie stopových prvků v horninách zlatohorského rudního revíru (vrt ZH-SV-1). – Zprávy o geol. výzk. v r. 1984:157–159. Praha.

PAULIŠ, P., SEJKORA, J., 1999: Zaniklá a neplatná česká a slovenská osobní a zeměpisná jména v mineralogickém názvosloví. – Bull. Mineral.-Petrolog. Odd. Nár. Muz., 7:266–274. Praha.

PAVLÍK, R., 1989: Využijeme ložisko Zlaté Hory-západ racionálně ? – Geol. Průzk., 31, 11:341–342. Praha.

PERTOLD, Z., VERGARA, F., 1968: Zpráva o geologickém výzkumu devonu v okolí Heřmanovic v Jeseníkách (nejjižnější část rudního revíru Zlaté Hory). – Zprávy o geol.výzk. v r. 1966:91–93. Praha.

REIF, J., 2000: Mineralogie železných rud na ložisku Pb-Zn-Ag a barytu v Horním Benešově. – MS, disertační práce, PřF MU Brno.

RENÉ, M., 2000a: Chemismus grafitických fylitů devonských sérií v Hrubém Jeseníku. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999:98–101. Brno.

RENÉ, M., 2000b: Litologie metapelitů devonských sérií zlatohorského rudního revíru. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1999:101–104. Brno.

REZEK, K., 1986: Zlaté Hory-západ, III. patro (1. etapa). Mineralogicko-geochemický výzkum. – MS, ÚNS Kutná Hora.

ŘEZNÍČEK, V., 1984: Geochemie stříbra na ložisku Zlaté Hory-Hornické skály. – MS, dipl. práce PřF UJEP Brno.

SEKANINA, J., 1951: Nerosty železného klobouku od Nové Vsi na severní Moravě. – Práce Mor. Slez. Akad. věd přír., 23, 4:107–145. Brno.

SLIVKA, V., RACLAVSKÁ, H., KALENDA, F., 1990: Studium chemického složení biotitů metabazitů zlatohorského revíru ve vrtech ZH-2115 a ZH-2113. – Sbor. příspěvků IV. věd. konference HGF VŠB, sekce 2:145–148. Ostrava.

SUK, M., ĎURICA, D., et al. 1991: Hluboké vrty v Čechách a na Moravě a jejich geologické výsledky. – Nakl. Gabriel, Praha.

SUNBLAD, K., ZACHRISON, E., SNUDS, S. H., BERGLUND, S., ÄLINDER, C., 1984: Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulphide ores in the Swedish Caledonides. – Econ. Geol., 79:1660–1668.

ŠIMEK, J., 1983: Mineralogické studium barytu ze Zlatých Hor. – MS, dipl. práce PřF UJEP Brno.

ŠMEJKAL, V., HLADÍKOVÁ, J., 1985: Izotopický výzkum vybraných lokalit Jeseníků. – MS ÚÚG a Geofond Praha.

ŠREIN, V., 1986: Příspěvek k mineralogii dvou typů polymetalického zrudnění ve Zlatých Horách. – MS, ÚGG ČSAV Praha.

ŠREIN, V., 1987: Chemismus sfaleritu a tetraedritu ze dvou vrtů akce Zlaté Hory-prognózy. MS, ÚGG ČSAV Praha.

ŠTELCL, J., KRÁLÍK, J., 1959: „Tlakové stíny" v grafitických fylitech od Medlova. – Přír. Čas. Slez., 20:49–58. Opava.

TAYLOR, B. E., 1987: Stable isotope geochemistry of ore forming fluids. In: T. K. Kyser, ed: Stable isotopes in high temperature geological processes. – Min. Assoc. Canada, Short course handbook, 13, Saskatoon.

TIŠNOVSKÝ, Z., 1968a: Nové poznatky o stavbě a zákonitostech zrudnění zlatohorské oblasti. – Zprávy geol. výzk. v r. 1966:91–93. Praha.

TIŠNOVSKÝ, Z., 1968b: Poznámky k problematice východního a jižního pokračování zlatohorských ložisek. – Zprávy geol. výzk. v r. 1966:93–94. Praha.

TOMŠÍK, J., 1990: Perspektiva průzkumu ložisek Au na Jesenicku. – Geol. Průzk., 32, 5:132–134. Praha.

TRDLIČKA, Z., 1955: Mineralogicko-petrografický výzkum ložisek ve Zlatých Horách. – MS ÚVR Kutná Hora.

TRDLIČKA, Z., FOJT, B., HLADÍKOVÁ, J., HOFFMAN, V., KALENDA, F., LOSOS, Z., ZEMAN, J., 1990: Mineralogicko-geochemický výzkum rudního materiálu ze Zlatých Hor – okolí. – MS, ÚNS Kutná Hora.

VACKOVÁ, L., 1975: Studium supergenního barytu ze Zlatých Hor. – MS, PřF UJEP Brno.

VODA, O., KOUŘIL, T., 1993: Podmínky využitelnosti polymetalických ložisek Horní Benešov a Zlaté Hory – III. část. – Uhlí-Rudy, 5, 2:158–163. Praha.

VEČEŘA, J., 1983: Mineralogie chloritů z některých Fe-ložisek typu Lahn-Dill z vrbenské skupiny. – MS, dipl. práce PřF UJEP Brno.

WIEWIÓRA, A., WEISS, Z., 1990: Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified systems of projection of chemical composition: II. The chlorite group. – Clay Minerals, 25:83–92. London.

ZARTMAN, R. E., DOE, B. R., 1981: Plumbotectonics – The model. – Tectonophysics, 75:135–162. London.

ZAVJALOV, J. M., BEGIZOV, V. D., 1983: Novyje danyje o konstitucii i nomenklature sulfotelluridov vizmuta semějstva žoseitov. – Zap. Všesojuz. Miner. Obšč., 4:589–601, Moskva.

ZEPHAROWICH, V. V., 1859: Mineralogisches Lexikon für das Keiserthum Österreich, I. – Wien.

ZIMÁK, J., 1999: Stilpnomelan z akumulací Fe-rud lahn-dillského typu ve šternbersko-hornobenešovském pruhu a vrbenské skupině. – Sbor. příspěvků semináře „Současné výzkumy v sileziku":29–32. Brno.
ZIMÁK, J., v tisku: Mineralogie železných rud typu Lahn-Dill na lokalitě „Maria Trost" u Heřmanovic. – Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2000. Brno.
ZÍTEK, B., 1966: Pozůstatky „měkkého" dolování v okolí Zlatých Hor. – Rudy, 2:325–326. Praha.
ZÍTEK, B., 1967: Některé poznatky z metalometrických měření v oblasti zlatohorského rudního revíru. – Geochemie v Československu:375–380. Ostrava.
ZÍTEK, B., PANOVSKÝ, K., 1966: Regionální šlichový výzkum v severní části Hrubého Jeseníku. – Zprávy geol. výzk. v r. 1965:96–97. Praha.
ŽALČÍK, V., (In: Kalenda, F.) 1990: Zlaté Hory – okolí. – MS Unigeo Ostrava.