

Charakteristika rožňavského rudného poľa, vo vzťahu k štruktúrnotektonickej analýze a mineralizácie, na príklade ložiskových pomerov žily Strieborná

Tibor Sasvári¹ a Ľuboslav Maťo²

The characteristics of the Rožňava ore district, in relation to the structural-tectonic analysis and mineralization exemplified by the deposition conditions of the Strieborná vein, Mária mine, Rožňava

The argentiferous quartz-siderite-sulphide Strieborná vein hosted by mid-greenschist facies of Lower Paleozoic sequences represents one of the important vein structures of epigenetic mineralisation within the Rožňava ore district, Slovakia. The lenticular vein consists of some ore columns with high-grade fine to medium-grained semimassive and massive sulphides with Ag-tetrahedrite as the principal mineral of the sulphide stage. The mesoscopic analysis demonstrates that the sulphide mineralisation and enclosing rocks were subjected to successive stages of penetrative deformation and recrystallisation within the brittle-ductile shear zone. It is concluded that relatively later brittle-ductile deformations of sulphides are most evident within and along reactivated subvertical fault zones to which the highest accumulation of sulphides is restricted. A wide variety of brittle-ductile deformation textures has been identified. Brittle and ductile deformation textures such as intense cataclasis, grain indentation, grain boundary migration, dislocations, plasticity reflect the response of the sulphides to various degrees of deformation, recrystallisation and remobilisation. The distribution of deformation textures within orebodies with a highgrade sulphide ore (Ag-tetrahedrite) suggests a strong strain partitioning along reactivated fault zones. It is postulated that a later focussed fluid flow in these zones had significant effects on the strain of earlier sulphides and emplacement of high ore concentrations.

Key words: Strieborná vein, Rožňava ore district, Slovakia, epigenetic, siderite, sulphides, Ag-tetrahedrite, deformation, textures.

Úvod

Rožňavská rudná oblasť s veľkým množstvom hydrotermálnych kremeňovo-sideritovo-polysulfidických žíl reprezentuje jednu z najstarších a najvýznamnejších banských oblastí na Slovensku. Presné údaje o začiatku baníctva v rožňavskej oblasti však chýbajú. Z údajov zo starých listín (z roku 1291) vyplýva, že oblasť sa delila na rajón Volovca s Sb-Au-Cu zrudnením, rajón Kalvária - Rozgang - Rákoš s Cu-Ag-Hg- Co-Ni rudami a rajón Turecká - Banská stráň s Fe rudou, z ktorej sa z niektorých žíl získavalo tiež Ag a Cu.

Archívne údaje dokumentujú, že rožňavské rudné žily boli už v 13. storočí objektom intenzívnej exploatacie (Varček et al., 1968). Získavalo sa tu najmä zlato (Eisele, 1907), striebro, meď (Schifter, 1938; Pavlík, 1967), antimón (Papp, 1915) a ortuť (Herčko, 1977). V druhej polovici 18. storočia sa na viacerých miestach v okolí Rožňavy intenzívne ryžovalo zlato. Ako železná ruda sa v minulosti ťažil najprv limonit, z oxidačných zón (Beudant, 1822). Od polovice 19. stor. bol siderit hlavnou zložkou rožňavských žíl a exploatoval sa banským spôsobom (Rozložník, 1973). V 40. rokoch 19. stor. sa z niektorých žíl (napr. Aurélia, Kengyel, János) získavali tiež Co a Ni (Hauer a Foetterle, 1855).

V 17. až 19. storočí predstavovala rožňavská rudná oblasť aj z mineralogického hľadiska jednu z najzaujímavejších oblastí na Slovensku (René, 1972). Intenzívny výskum mineralizácie rožňavských žíl umožnil získať podrobné kryštalografické poznatky o mnohých mineráloch (napr. albite, arsenopyrite, bournonite, chalkopyrite, sfalerite, siderite a iných). Zistenie a identifikácia

¹ Doc.Ing. Tibor Sasvári, CSc. Katedra geológie a mineralógie Fakulty BERG Technickej univerzity v Košiciach. Park Komenského 15, 043 84 Košice

² RNDr. Ľuboslav Maťo, CSc., Rudohorská 20, 974 01 Banská Bystrica
(Revidovaná recenzovaná verzia doručená 15. 6. 1998)

viacerých nových minerálov (napr. skorylu, Fichtel, 1791; wolnýnu, Jonas, 1820 a iných) malo prioritu nielen v rámci Rakúsko-Uhorska, ale aj vo svete.

Od 50., resp. 60. rokov 20. stor. sa popri siderite pozornosť postupne sústredila aj na sprievodnú polysulfidickú mineralizáciu, ktorá sa vo vyššom obsahu koncentruje hlavne v žilách vo východnej časti rozsiahlej rudnej oblasti (Varček, 1959; Novák, 1960; Trdlička, 1963). Jedná sa najmä o tetraedrit, ktorý je jej hlavným minerálom a v žilných štruktúrach asociuje s prevažnou väčšinou minerálov. Vzhľadom na jeho celkovú koncentráciu sa konštatovalo, že obsah viacerých prvkov (Cu, Ag, Sb, resp. Bi a As) v tetraedrite je ekonomicky významný.

Aj systematické sledovanie obsahu Au od konca 50. rokov sa zvyšovalo s postupne rastúcim záujmom o tetraedrit. Zlato v minerálnej asociácii vo výplni rožňavských žíl bolo prvýkrát opísané už začiatkom 20. stor. (Zimányi, 1907; Papp, 1919). Avšak až koncom 50. rokov Varček (1959) identifikoval mikroskopické inklúzie zlata aj v tetraedrite. Najnovšie údaje o zlatonosnom tetraedrite zo Striebornej žily uviedli Maťo a Sasvári (1997).

Lokalizácia rudnej oblasti

Rožňavská rudná oblasť patrí k južnému ložiskovému pásmu Spišsko-gemerského rudohoria (Schonberg, 1947; Rozložník, 1982). Nachádza sa na južnom okraji megaantiklinória rudohoria (Varček, 1973), pri tektonickom styku s poklesnutým blokom Slovenského krasu (Slavkovský, 1978). Rozprestiera sa na SZ a SV od Rožňavy a tvorí pruh v dĺžke 12 km a šírke 4 km (Grecula et al., 1995). Toto pomerne rozsiahle územie smerom na sever ohraničuje litologické rozhranie porfyroidov s podložnými fylitmi a smerom na juh rožňavské zlomové pásmo (Rozložník, 1976; Slavkovský, 1978b), na ktorom vyznieva mineralizácia žilných štruktúr (Varček, 1973; Rozložník, 1976).

Morfologicky výrazný horský chrbát Košarisko - Turecká - Tri vrchy - Rákoš, v ktorom sa nachádza rožňavská rudná oblasť (rajón), je rozdelený údolím rieky Slaná a Čučmianskeho potoka na tri hlavné ložiskové časti, alebo oblasti (obr.1 a,b), a to: 1. Rožňava - Turecká, 2. Rožňava - Čučma - Rozgang, 3. Rožňava - Rákoš (Grecula et al., 1995).

Litostratigrafické pomery

V oblasti najčastejšieho výskytu hydrotermálnych žíl, masívu Tureckej sa vyskytujú tak na povrchu ako aj v hĺbke 35. obzoru porfyroidové horniny (Grecula et al., 1995). Severný svah Tureckej a najspodnejšiu úroveň dosahu žíl tvoria fylitické komplexy, najmä tmavé až čierne metapelity, menej zelené metapelity a spodný pestrý vulkanický komplex so spodným rudonosným stratiformným horizontom. Južné úpätie svahu Tureckej pozostáva zo zlepcov, pieskovcov a bridlíc mladšieho paleozoika (gočaltovská skupina). Východne od doliny Slanej smerom k Čučme je litologický vývoj podobný, ibaže sú tu už aj flyšové (metapsamity a fylity) komplexy smolníckeho súvrstvia staršieho paleozoika, a to najmä východne od Rožňavy.

Podľa Snopkovej et al. (1979), tvoria západnú ale aj východnú časť rožňavského rudného poľa, v ktorom je Strieborná žila, horninové komplexy gelnickej skupiny. Túto skupinu zastupuje súvrstvie Bystrého potoka-vrchný silúr, v hlbších častiach ložiskového územia a v jeho nadloží drnavské súvrstvie - vrchný devón, reprezentujúce najmladšiu litostratigrafickú jednotku gelnickej skupiny.

Na základe zastúpenia litologických typov hornín možno ložiskové územie charakterizovať dvoma komplexmi hornín. Ide o komplex vulkanogénnych hornín, ktorý tvorí masív Tureckej a pozostáva prevažne z kyslých metapyroklastík paleoryolitového zloženia – kremenných keratofýrov. Tieto horniny, ktoré sú súčasťou súvrstvia Bystrého potoka, sa smerom na JV ponárajú pod komplex peliticko–aleuriticko-psamitických metaklastík-sericitické fylity, kvarcitické fylity, metapsamity kremeného zloženia, seritické kvarcity a mikrokonglomeráty drnavského súvrstvia (Mesarčík et al., 1991).

Drnavské súvrstvie (Bajaník et al., 1983) predstavuje flyšový sedimentárno – vulkanogénny súbor, na ktorého báze sú vyvinuté hrubopiesčité sedimenty s lokálnym výskytom mikrokonglomerátov. Vulkanizmus je zastúpený vulkanoklastikami a vulkanitmi ryolitovo – keratofýrovej formácie, ukončený bazaltami a ich redeponovanými vulkanoklastickými ekvivalentami. Vyššie k nim pristupujú metapiesskovce a fylity, s lokálnymi polohami lydítov. Vo vyšších najjemnejších sedimentárnych faciách sa objavujú aj karbonáty, zastúpené kryštalickými vápencami, najmä v západnej časti gelnickej skupiny, kde ležia v nadloží metaryolitov a v podloží metalydítov. Kryštalické vápence sú väčšinou metasomaticky zmenené na ankerity a siderity.

Na posúdenie komplexného vývoja Striebornej žily, najmä tektonickej stavby jej okolia, bol vykonaný doplnkový litostratigrafický výskum horninových komplexov v istých častiach spájajúcich prekopov medzi žilou Mária a Striebornou žilou na úrovni 8. a 10. obzoru (Sasvári et al., 1996). Podľa

neho je ložiskové územie medzi týmito obzormi tvorené vulkanosedimentárnym komplexom hornín, ktorý *intenzívne tektonicky prepracovala zlomová i vrásová tektonika*.

Spodná časť komplexu vystupuje na 10. obzore v spájajúcom prekope medzi meračskými bodmi 10 102 – 10 315. Tvoria ju sivé až sivozelené očkovité metavulkanity - hruboporfyrické metaryolity, resp. ich tuf. Hranice s okolitými nadložnými súborom hornín sú výrazne tektonicky prepracované a možno konštatovať, že metavulkanity pravdepodobne vystupujú v relatívne vyzdvihnutom bloku z podložia, kde vytvárajú súvislý horizont, klesajúci generálne na JV. Viaceré príznaky, sporadicky zachované najmä pri meračskom bode 10 315 (polohy vzájomne sa striedajúcich metavulkanitov a metaklastík, resp. polohy s premiešaným materiálom), svedčia o tom, že pôvodný styk metavulkanitov a nadložných súborov hornín bol asi postupný a pozvoľný. V zmysle charakteristiky gelnickej skupiny (Bajaník et al., 1983) zaraďujeme tieto metavulkanity medzi vrchné členy súvrstvia Bystrého potoka.

Pre komplex hornín v nadloží očkovitých metavulkanitov od 10. po 8. obzor sú charakteristické dve skupiny hornín. Prvú reprezentujú metaklastiká, zastúpené tmavými kremennými fylitmi a jemnozrnnými seritickými fylitmi, laminovaným sivým až sivozeleným metapieskovcom (kvarcitom), s prevahou kyslého vulkanogénneho materiálu. Sporadicky sa vyskytujú aj polohy jemnozrnných konglomerátov (mikrokonglomerátov), vytvárajúcich cm-dm polohy. Druhú skupinu reprezentujú sivé až sivozelené jemnozrnné kyslé metavulkanity, vzniknuté pravdepodobne z popolového tufu (Faryad, osobná informácia, 1995). Makroskopicky sa veľmi podobajú metapieskovcom (kvarcitom), s ktorými sa často zamieňajú. Skupina metaklastík tvorí podstatnú zložku horninového komplexu medzi 10. a 8. obzorom a vyskytujú sa v nej nepravidelné polohy jemnozrnných metavulkanitov.

Z hľadiska rozmiestnenia uvedených typov hornín možno od bázy komplexu smerom do nadložia pozorovať postupný prechod od pôvodných facií piesčitých sedimentov s polohami konglomerátov (mikrokonglomerátov) k aleuriticko-pelitickým faciám. Vzťahy medzi faciami metaklastík značne zastrela metamorfóza, a najmä intenzívne tektonické prepracovanie komplexu. Napriek tomu možno konštatovať, že sa faciie metaklastík vertikálne aj laterálne striedajú, navzájom nahrádzajú a prechod medzi nimi nie je ostrý. Väčšinu ostrých, kontrastných hraníc hornín vždy sprevádza výrazne tektonicky prepracovaná zóna.

Jemnozrnné metavulkanity sa vyskytujú pomerne nepravidelne v polohách decimetrovej až metrovej nepravé hrúbky. Častejšie sú v bazálnych častiach komplexu a smerom do nadložia sa približne v oblasti prechodu metaklastík z piesčitých do aleuriticko-pelitických facií postupne vytrácajú. Súvislejšie pásmo metavulkanitov sa doteraz zistilo iba na úrovni 8. obzoru medzi meračskými bodmi 8 216 - 8 220.

Celkove možno opísaný komplex charakterizovať ako bazálnu časť vulkanosedimentárneho flyšoidného komplexu, ktorý sa v zmysle predstáv o stavbe tohto územia (Mesarčík et al., 1991) generálne skláňa na JV. Vzhľadom na pozíciu v nadloží metavulkanitov súvrstvia Bystrého potoka ho potom možno zaradiť medzi bazálne vývoje drnavského súvrstvia gelnickej skupiny.

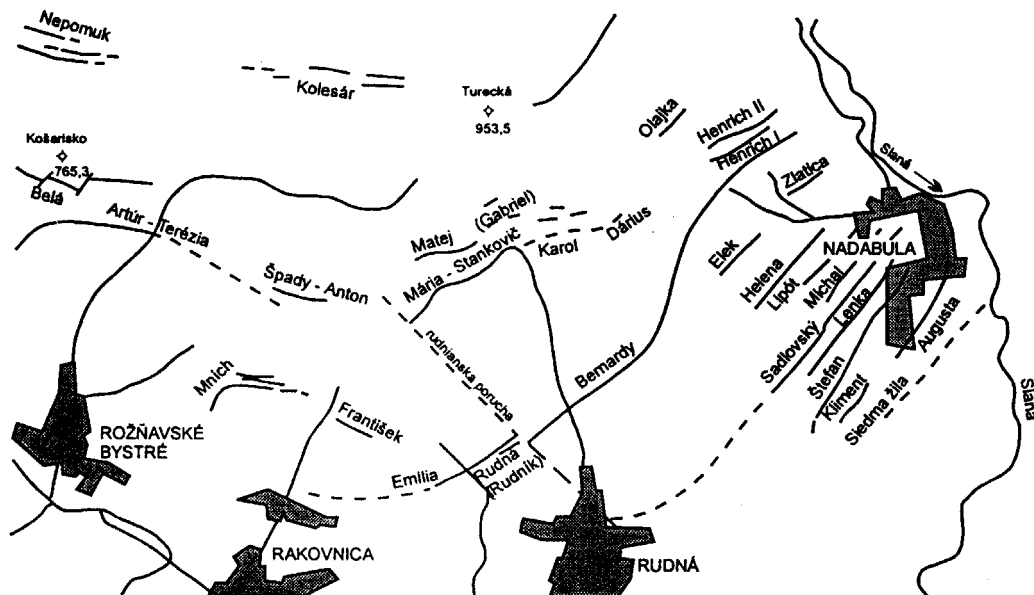
Priebeh žilných štruktúr

Rožňavskú rudnú oblasť charakterizuje hustý roj žilných štruktúr (na ploche cca 48 km² je 42 rudných žíl). Zo štruktúrnej analýzy rudnej oblasti (Slavkovský, 1978) vyplýva, že žilné štruktúry sa viažu na rozsiahlu strižnú zónu s výrazným vejárovitým vývojom plôch S₂. Vývoj a formovanie rudných žíl determinovali úseky priečneho vrásnenia a vhodného litologického prostredia. Preto najlepšie vyvinuté žilné štruktúry sú v strednej časti rožňavskej rudnej oblasti, kde plochy S₂ a s nimi paralelné rudné žily sú priečne konvexne ohnuté. Rudné žily, ktoré sa viažu na plochy S₂ majú generálne šošovkovitú stavbu v smere a sklone (Slavík et al., 1967). Ich priebeh je konformný s celkovým smerom litotypov a plochami ich bridličnatosti (Máška, 1957; Snopko, 1967; Varček, 1973; Slavkovský, 1978 a). Zmena sklonu žíl súvisí so zmenou sklonu bridličnatosti.

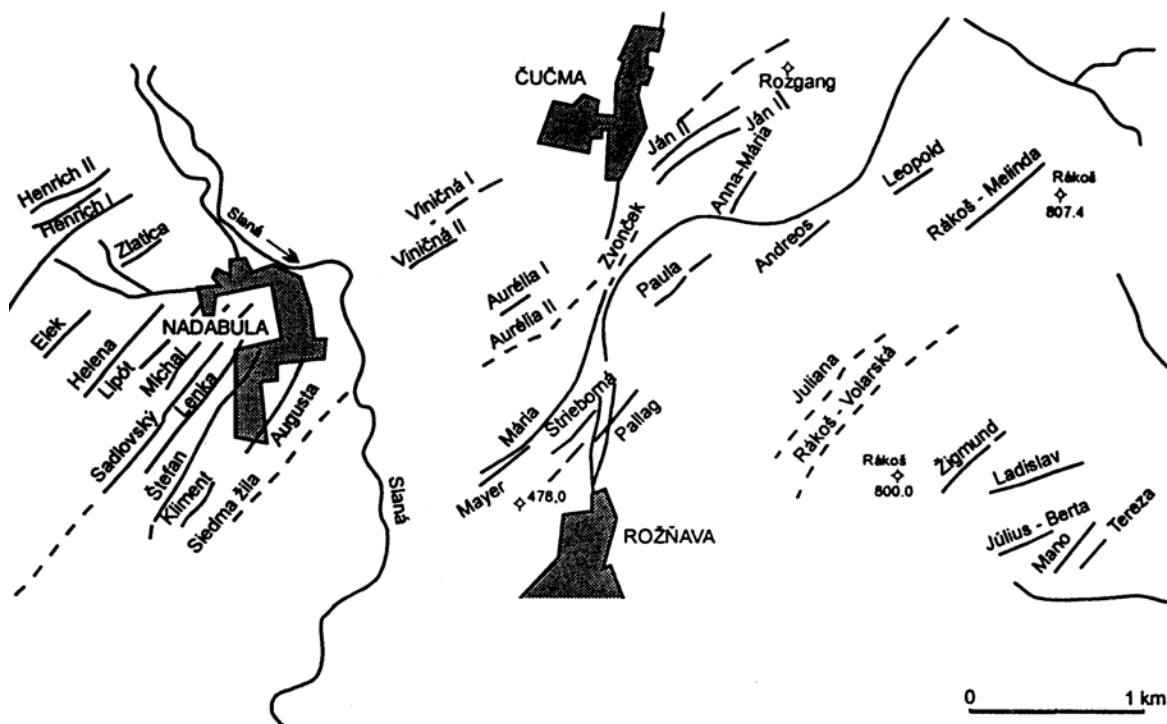
V ložiskovej oblasti Rožňava baňa - Turecká sa sklon rudných žíl generálne mení smerom do hĺbky. Zmenu sklonu žilných štruktúr Grecula et al. (1995) interpretujú ako postmineralizačný jav, ktorý je dôsledkom vzniku prešmykovo-príkrovovej stavby. Vo vrchnej časti majú žily sklon okolo 50° na S, v intervale 29. až 32. horizontu sú subvertikálne a hlbšie sú už strmé, so sklonom k J. Na úrovni 32. banského horizontu (cca. 300 m n.m.) rudné žily akoby vykliňovali. V podstate je to však začiatok - zóna vývoja žilných štruktúr, ktorú reprezentuje množstvo žiliek a šošoviek. Tieto sa medzi 35. až 29. horizontom postupne koncentrujú cez žilníkový systém do samostatných žilných štruktúr.

Hĺbkový interval (35.-29. horizont) formovania žilných štruktúr nepredstavuje ani tektonické ukončenie ich spodnej časti na prešmyku, ani vyklinenie v plastickom súvrství fylitov pod porfyroidmi (Grecula et al., 1995). Pod úroveň 35. horizontu (- 420 m n.m.) sa vývoj rudných žíl už nepredpokladá a smerom na sever ložiskovej oblasti sa spodná hranica ich formovania postupne zvyšuje.

V ložiskovej oblasti Mária bane, na úrovni 29. horizontu (cca. 100 m n.m.) sú dokumentované tiež len iniciálne časti žilných štruktúr (tenké žilky, šošovky a žilníky). Tak v ložiskovej oblasti Rožňavy bane - Turecká, ako aj Mária bane, je podľa Grecula et al. (1995) významný spodný rudonosný horizont, ktorý je situovaný na rozhraní čiernych metapelitov a porfyroidov. Tento sa spolu s holecými vrstvami považuje za hlavný zdroj zrudnenia rudných žíl (zóna generovania roztokov a vyluhovania rudných prvkov).



Obr. 1a. Mapa rudných žíl rudného poľa Rožňava baňa-Turecká (upravené, Grecula et al., 1995).
Fig. 1a. Map of ore veins of the Rožňava mine-Turecká ore-field (modified according to Grecula et al., 1995).



Obr. 1b. Mapa rudných žíl rudného poľa Mária baňa (upravené, Grecula et al., 1995).
Fig. 1b. Map of ore veins of the Mária mine ore-field (modified according to Grecula et al., 1995).

Väčšina rudných žíl v JV časti Rožňavy bane - Tureckej, ako aj Mária bane (Kalvárie) a Rozgangu, má SV-JZ smer. Avšak smerom na Z od rudníckej poruchy majú žily V-Z priebeh s variáciami až do smeru S-J (obr.1 a). Grecula et al. (1995) na základe štruktúrnej analýzy konštatujú, že JV oblasť Rožňavy bane - Tureckej, Mária bane (Kalvárie) a Rozgangu, kde prebieha transgemerická strižná zóna, je značne ovplyvnená pohybmi na tejto zlomovej zóne. Tak litologické sekvencie, ako aj žilné štruktúry, sú vytiahnuté do smeru strižnej zóny. Priečne systémy zlomov viacerých smerov vytvorili bloky 2-4 km veľké, ktoré mali odlišnú intenzitu výzdvihu a erózie. V dôsledku toho každý blok (Rožňavské Bystré, Rožňava baňa - Turecká, Mária baňa - Kalvária) má tiež určitú ložiskovú, mineralogicko-paragenetickú a litologickú zvláštnosť.

Generálne sa zrudnenie v žilných štruktúrach koncentruje v rudných stĺpoch. Ich najväčšia hrúbka je v smere spádnice rudných stĺpov, ktoré smerom do hĺbky vyklíňujú. Rudné žily reprezentujú medzifoliačný alebo medziklivážový typ štruktúr.

V západnej časti rožňavskej rudnej oblasti sa ojedinele vyskytujú vrásovo-medzifoliačné žily (napr. Artúr-Terézia) a vo východnej medzivrásovo-klivážové žily s priečnym prepracovaním kliváže (napr. žila Mária).

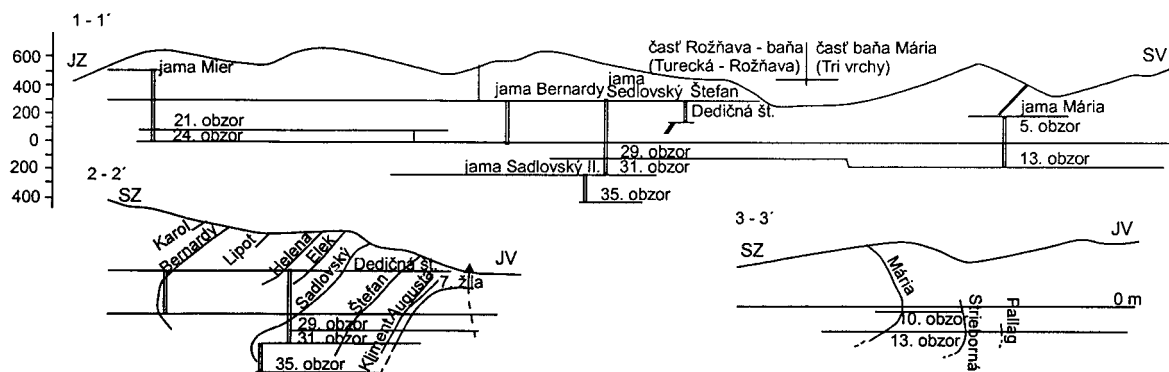
Hlavné žilné systémy

V skutočnosti sa doposiaľ akceptuje niekoľko kritérií, podľa ktorých sa celá rožňavská rudná oblasť generálne rozdeluje na ložiskové časti (požíva sa aj termín ložisko, tiež ložisková časť, alebo rudné pole, ktoré budeme ďalej uvádzať). Jedným z nich je aj priestorové zoskupenie rudných žíl, podľa ktorého je rudná oblasť rozdelená do štyroch žilných systémov, a to:

1. Rožňava - Turecká,
2. Rožňava - Mária - Tri vrchy (Kalvária),
3. Rozgang,
4. Žilný systém v oblasti vrchu Rákoš.

Tretí a štvrtý žilný systém je viac-menej súčasťou druhého, takže sa v podstate jedná o dve hlavné skupiny rudných žíl (Kodera et al., 1986). Tieto zároveň zodpovedajú dvom ložiskám (rudným poliám), a to:

Rožňava baňa -Turecká a Mária baňa (obr. 2, profil 1-1').



Obr.2. Prehľadná mapa hlavných banských diel rožňavskej rudnej oblasti. 1-1' hlavné banské diela v pozdĺžnom profile rudným polom Rožňava baňa-Turecká - Mária baňa, 2-2' priečny profil rudného poľa Rožňava baňa-Turecká, 3-3' priečny profil v oblasti Mária žily (podľa materiálov Z'B Rožňava).

Fig.2. Outline plan of main mining workings of the Rožňava ore district. 1-1' main mining workings in the longitudinal profile through the Rožňava mine-Turecká and Mária mine ore field, 2-2' transversal profile through the Rožňava mine-Turecká ore field, 3-3' longitudinal profile in the area of the Mária vein (according to the documentation of ZB - Rožňava).

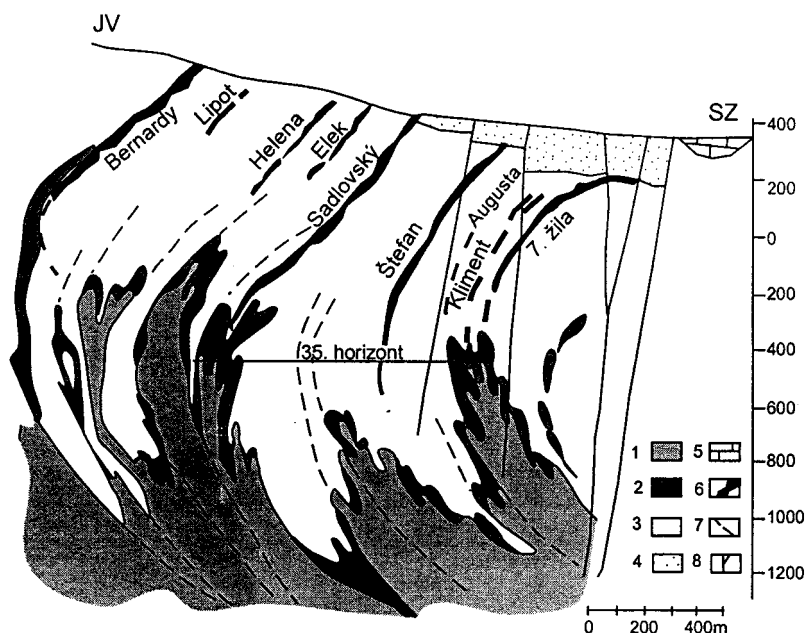
Žilný systém Rožňava baňa - Turecká

Tento žilný systém patrí do prvej skupiny, ktorá je zároveň najväčšia. Reprezentuje ju rudné pole Rožňava baňa, ktoré bolo exploatované viacerými štôľňami a šachtami. Rozsiahly systém asi 30 sideritových žíl (smerom od Z žily Johan Nepomuk, Kolesár, Kejlová, Belá, Artúr-Terézia, Špady-Anton [Antal], Matej [Matyáš], Gabriel, Olajka, Mních, František [Ferenc], Mária Stankovič, Dárius, Karol, Bernardi, Henrich I a II, Elek, Zlatica [Aranka], Helena [Ilona], Lipot a Michal, Sadlovský [Piata

žila], Lenka, Štefan, Kliment [Kelemen], Augusta, Siedma žila) sa nachádza na svahoch masívu Tureckej, ďalej Banskej stráne, ako aj západnej strane Slanej (obr.1a). Rudné žily sú tu usporiadané vejárovite (obr.2a; Varček, 1973) a sú viazané na ohyby zón s vejárovitým vývojom kliváže (Rozložník, 1982).

Rudné žily sa viac alebo menej navzájom odlišujú morfológiou - hrúbkou, dĺžkou, sklonom, smerným priebehom, charakterom nerudnej žilnej výplne, kvalitou zrudnenia - mineralizáciou. Viaceré vystupujú na povrch (sledujú ich niekoľko desiatok m dlhé pingové línie), často sa spájajú, tektonicky sú segmentované alebo drvené, majú nerovnomernú stavbu - vyklíňujú, alebo tvoria len tektonické vedenie.

Najdlhšia (cca. 4,6 km) a najvýznamnejšia je sideritovo-albitová žila Bernardi (Bodnárka) s premenlivým - nižším obsahom kremeňovo-polysulfidickej mineralizácie, ktorá sa exploatovala už v 14. storočí. V JZ časti je posunutá tektonickou rudníckou líniou o 150-200 m. Smerom na J pokračuje ako žila Emília-Rudník. Tvorí ústrednú os mohutného žilného pásma na juhovýchodných svahoch Tureckej. Smer hlavnej časti žily Bernardi je SV-JZ a postupne sa stáča na Z. Sklon žily sa mení. V severnej časti je 75-80° k Z a v JZ časti sa zmierňuje až na 20° k S (Maderspach, 1880; Eisele, 1907; Papp, 1915). Aj mocnosť tejto šošovkovitej žily (obr.4) sa mení, a to od niekoľkých cm (priemerne je 2,8 m) až maximálne do 18 m (Varček, 1960). Tak v smernom, ako aj vertikálnom rozsahu žily sú pomerne veľké rozdiely v zložení mineralizácie.

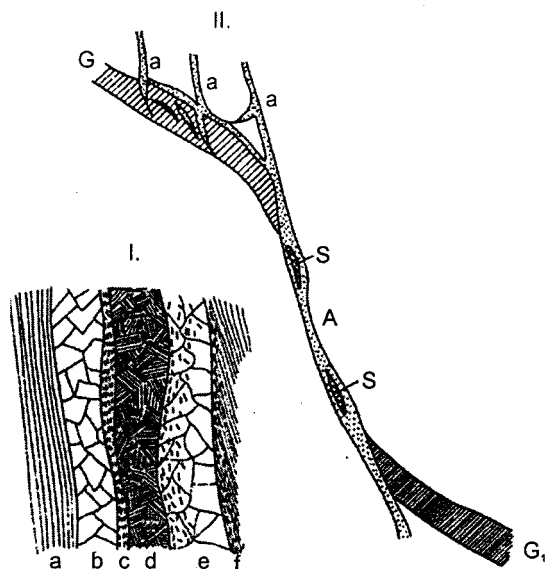


Obr.3. Geologický profil rudného poľa Rožňava baňa-Turecká s vyznačeným 35. obzorom (Grecula, 1987). 1 - čierne metapelite, 2 - variabilný vulkanický komplex so stratiformným sulfidickým zrudnením, 3 - oftalmické metapelite a ich protomylonity (1-3 spodné paleozoikum), 4 - karbonské konglomeráty a pieskovce, 5 - triasové karbonáty, 6 - rudná žila, 7 - Varísky zlom, 8 - zlom.

Fig.3. Geological profile of the Rožňava mine-Turecká with schematic presentation of the 35th mining level (according to Grecula, 1987). 1 - black metapelite, 2 - variagated volcanic complex with stratiform sulphide ore, 3 - ophthalmic metapelite and its protomylonite (1-3 Early Paleozoic), 4 - conglomerate and sandstone, Carboniferous, 5 - carbonate, Triassic, 6 - ore veins, 7 - Variscan thrust, 8 - fault.

Druhou najväčšou žilou v rožňavskom rudnom poli je žila Sadlovská (smerná dĺžka je asi 2,2 km; Varček, 1973). Tiež sa exploatovala už v 14. storočí a z oxidačnej zóny sa ťažilo aj Cu a Ag. Od žily Bernardi je vzdialená asi 1100 m smerom na V (obr.3). Jej generálny smer je SV-JZ, sklon sa mení od 20 do 70° k SZ (Maderspach, 1880; Eisele, 1907; Papp, 1915). Mocnosť kremeňovo-sideritovej žily (s nižším obsahom sulfidickej mineralizácie) so šošovkovitou stavbou dosahovala miestami až 40 m (Paholič, 1968; v priemere je 2-4 m). Charakter žilnej výplne sa mení s hĺbkou a zloženie mineralizácie je pestré (známych je okolo 30 minerálov). Na rozdiel od žily Bernardi je v nižšom podiele prítomný albit. V oxidačnej zóne (s Fe zrudnením - limonit), ktorá siaha až do hĺbky 70 m je zvýšený aj obsah Cu (Varček 1959, 1973).

Obidve rudné žily, a to Bernardi a Sadlovská, sú vyvinuté najmä v porfyroidoch a čiastočne aj v sedimentárnych horninách rožňavského súvrstvia gočaltovskej skupiny (Rozložník, 1973; Varček, 1973; Slavkovský, 1978). Dosahujú pomerne veľkú hĺbku a sú ohraničené spodnou hranicou komplexu porfyroidov (Rozložník, 1973). Medzi žilou Bernardi a Sadlovská sa vyskytujú ďalšie rudné žily (obr.3).



Obr.4. Detail Bernardi žily (podľa Ahlburga in Papp, 1915). 1 - aplitická žila na južnom konci rozrážky na 19. obzore Bernardi žily, a - jemný bridličnatý porfyroid v podloží, b - sivý aplitický kremeň, c - kremeň s množstvom ihličiek turmalínu, d - ankerit so živcom, e - aplitický kremeň s ojedinelými ihličkami turmalínu, f - jemný bridličnatý porfyroid, 2 - pokles na žile Bernardi, G - žila Bernardi, G1 - odsunutá časť Bernardi žily, A - aplitickou žilovinou vyplnená poklesová puklina, a - tenké aplitické žilky v Bernardi žile, S - kúsky živca v dutine poklesu.

Fig.4. Detail of the Bernardi vein (according to Ahlburg in Papp, 1915). 1 - aplite vein in the southern end of cross cut located in the 19th level of the Bernardi vein, a - fine-foliated porphyroid in the footwall, b - grey aplite quartz, c quartz with abundant turmaline needles, d - ankerite with feldspar, e - aplite quartz with rare turmaline needles, f - fine-foliated porphyroid, 2 - normal fault on the Bernardi vein, A - downthrow joint filled by aplite vein filling, a - thin aplite veinlets in the vein, S - segments of feldspar in the downthrow joint.

Tieto sú menšie a menej významné. Niektoré žily smerom na Z od Bernardi majú odlišný charakter mineralizácie. Napr. vo výplni žíl Mária-Stankovič je vo vyššom obsahu magnetit a hematit a reprezentuje typ sideritovo-magnetitových žíl, ktoré nie sú typické pre rožňavskú rudnú oblasť (Varček, 1956).

Žilný systém Rožňava - Mária - Tri vrchy (Kalvária)

Smerom na V od rieky Slaná (asi 1,5 km na S od Rožňavy na úpätí Kalvárie; obr.1 b) sa vyskytuje 2. žilný systém Rožňava - Mária - Tri vrchy (Kalvária). Jeho súčasťou je viac-menej aj 3. a 4. systém rudných žíl. Tieto tri žilné systémy generálne patria do 2. hlavnej skupiny rožňavských žilných štruktúr a reprezentujú ložisko (rudné pole) Mária baňa. Rudné žily Mária baňa sú typickým predstaviteľom zmiešanej sideritovo-sulfidickej (mednatej) mineralizácie (Rozložník, 1973; Varček, 1959 a 1973) v južnom ložiskovom pásme sideritovo-sulfidickej asociácie (Bernard et al., 1969; Varček, 1959).

Nerudnú výplň žilných štruktúr tvorí siderit. V podstatne vyššom podiele, ako v žilách rudného poľa Rožňava baňa, je prítomný kremeň, v ktorom je nerovnomerne distribuované epitermálne hydrotermálne polysulfidické zrudnenie (Rozložník, 1973; Slavík et al., 1967; Varček, 1954, 1959). Rudné žily s lokálne zvýšenou koncentráciou zrudnenia prenikajú pestrým komplexom striedajúcich sa litotypov - kremencov, kremito-sericitických fylitov a porfyroidov (Ilavský, 1964; Novák, 1959; Varček, 1973; Bernard et al., 1981). Sú konformné s plochami bridličnatosti porfyroidov a predstavujú medzi-vrstvovo - klivážový typ žilných štruktúr (Rozložník, 1977; Slavkovský, 1978 a 1982).

Ďalší, 2. žilný systém reprezentuje niekoľko kremeňovo - sideritových rudných žíl s polysulfidickým zrudnením (Viničná I a II, Aurélia I a II, Mária [Alojzia], Strieborná, Podložná, Mayer a Pallag (obr.1, 3), ktoré sa viac alebo menej odlišujú hrúbkou, dĺžkou, sklonom, charakterom a obsahom zrudnenia. Viaceré žily vystupujú na povrch, sú dosť intenzívne tektonicky porušené, majú nerovnomernú stavbu, niektoré vyklíňujú smerom do hĺbky aj k povrchu, alebo tvoria tektonické vedenie.

Najvýznamnejšími žilnými štruktúrami rudného poľa Mária baňa sú kremeňovo-sideritové žily Mária a Strieborná. Mária žila patrí medzi najstaršie kremeňovo-sideritové rudné žily s komplexným - polysulfidickým zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí. Z povrchu sa intenzívne exploatovala už od 13. stor. Od roku 1942 sa začala intenzívna exploatacia komplexnej Fe-Cu rudy. Postupne bola sprístupnená z viacerých hĺbkových úrovní a priaznivý vývoj žily bol zdokumentovaný až po 13 obzor.

Rudná žila Mária je bansky overená v dĺžke cca 2 km a má hĺbkový dosah 750 m (Ilavský et al., 1964; Paholič, 1969; Abonyi, 1977). Bilančný vývoj žily je cca 700 m dlhý a obsah zrudnenia v smernom i vertikálnom rozsahu sa dosť mení. Bohatšie koncentrácie sú často v rudných stĺpoch. Priemerná kovnosť žily je: 1,03 % Cu; 35,06 % Fe; 0,073 % Sb. V rokoch 1985 až 1991 bol v SV časti žily Mária I overený priemerný obsah Fe – 32,92 %, Cu – 1,356 %, Sb – 0,769 %, Hg - 0.001 %, Ag - 155.8 g.t⁻¹. Až do roku 1993 sa ťažila komplexná Fe-Cu ruda, bohatá na Ag, Sb, Hg, Bi.

Polysulfidická mineralizácia žily je relatívne pestrá a zonálne distribuovaná (Novák, 1960; Rozložník, 1982; Mesarčík, 1986). Vo vyššej úrovni žily, hlavne smerom na J, je vo vysokom podiele pyrit. Do hĺbky a smerom na S sa postupne zvyšuje obsah chalkopyritu, arzenopyritu a minerálov Ni a Bi. V úrovni 13. obzoru SV časti žily dominuje chalkopyrit, kým v segmente žily Mária - Mayer prevláda tetraedrit. Evidentne zvýšený obsah Cu bol v spodnej časti oxidačnej zóny, kde sa skoncentrovali oxidy Cu a meď. Oxidačná zóna v južnej časti žily, s veľmi pestrým zložením minerálnej asociácie (limonit, baryt, malachit, azurit, kuprit, meď, striebro, rumelka, covellín, delafossit, alofán, hallozit, sírany Fe-Cu, oxidy Mn, sádrovec), siaha do hĺbky až 300 m (Fusán et al., 1963).

Morfológia žily Mária je dosť odlišná. Charakterizujú ju hlavne veľké rozdiely v mocnosti, a to od povrchu až po zdokumentovanú hĺbku žily (obr.6). Smer žily je SV-JZ, sklon sa pohybuje v intervale 40-80° k SZ, resp. k JV. Kremeňovo-sideritová žilná výplň s polysulfidickým zrudnením je relatívne málo tektonicky porušená, avšak žila je viackrát segmentovaná. Mocnosť žily s charakteristickou šošovkovitou stavbou (podobne ako smer a sklon) miestami dosahuje až 22 m (v priemere 1,5-2 m). Paralelne so žilou Mária sa vyskytujú už uvedené menšie žily, a to tak smerom na SZ, ako aj na JV (napr. žila Podložná, Strieborná a Pallag).

Časť rudného poľa Mária baňa smerom na S, konkrétne v oblasti Striebornej žily, je v súčasnosti najperspektívnejšia pre exploatáciu komplexného zrudnenia. Táto žilná štruktúra, ako nové epigenetické ložisko, sa zistila vrtom z úrovne 13. horizontu Mária bane počas vyhľadávacieho prieskumu (v roku 1981), ktorý bol zameraný na overenie rudného potenciálu v minulosti ťažených žíl ložiskovej časti Rákoš-Turecká. Strieborná žila je situovaná smerom na JV od južného segmentu žily Mária približne 600 m v jej podloží.

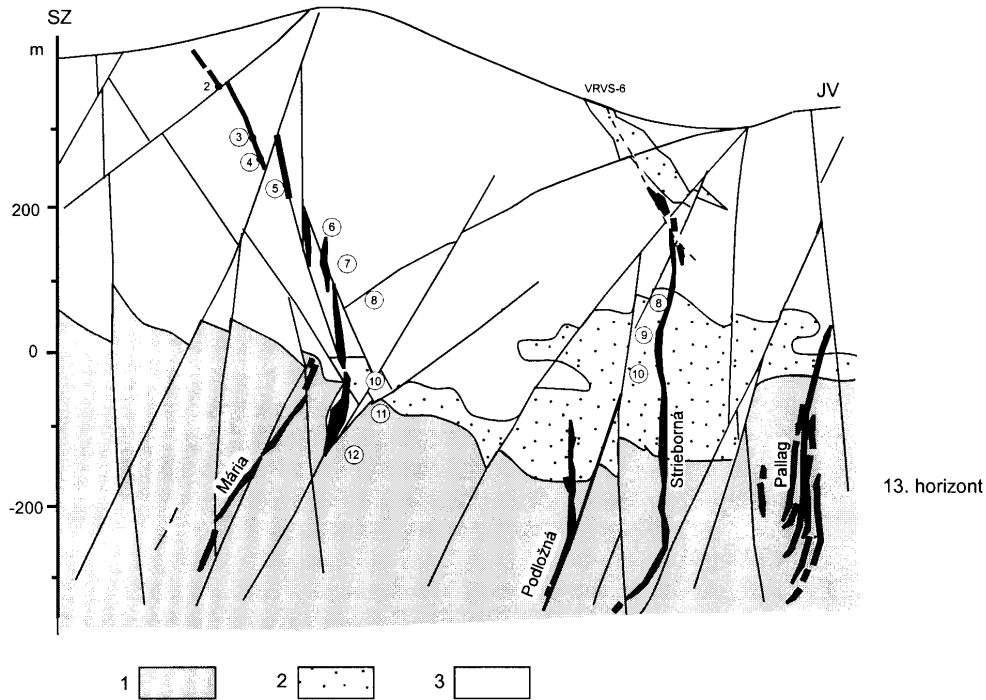
Donedávna neznáme žilné teleso je dôležité ani nie rozsahom a množstvom doposiaľ overených zásob, ako skôr kvalitatívnou charakteristikou zrudnenia. Z ekonomického hľadiska je významný hlavne obsah Cu a Ag v zrudnení (vo vyššej úrovni aj Sb, Hg a pravdepodobnej aj Au, smerom do hĺbky sa zvyšuje obsah Bi a As). Ich hodnoty sú rádovo vyššie ako v historicky známom žilnom systéme Mária - Mayer, s ktorým má žila Strieborná spoločné morfológicko - štruktúrne znaky a značne podobné mineralogicko-paragenetické. Na základe analógie so žilou Mária sa predpokladá jej smerná dĺžka aspoň 1500 m a hĺbkové ukončenie žily pod 350 m p.m. (v hĺbke -320 m je vrtmi overená pravá mocnosť 3,2 až 5,5 m). Strieborná žila nevystupuje na povrch a vo vertikálnom rozsahu je bansky overená z viacerých horizontov. Najhlbší je 13., v rámci ktorého je žila zdokumentovaná v dĺžke 750 m a v úrovni 10. horizontu až 1350 m.

Žilná štruktúra reprezentuje zložitú epigenetické teleso s generálnym smerom SV-JZ a úklonom 50-90° k SZ, resp. aj JV. Zložitý a nepravidelný vývoj počas viacnásobných tektonických udalostí demonštruje aj morfológia žily v horizontálnom a vertikálnom priebehu. Žilu, okrem väčších zmien v smere a úklone, charakterizujú aj rozdiely v mocnosti (max. je 9 m, bežne 3-5 m, v priemere 2.5 m), ktoré rezultovali do formovania úsekov s rozdielnou koncentráciou zrudnenia-rudných stĺpov. Výrazné je aj budovanie žily, posúvanie a presúvanie rudných segmentov. Smerom na JZ od centrálnej časti sa Strieborná žila postupne vetví a prechádza do žilníka. Žila postupne vyklíňuje aj smerom na SV a tiež ku povrchu pod 6. horizontom.

Strieborná žila vystupuje v peliticko - aleuriticko - psamitických a vulkanogénnych metaklastikách. Od najvrchnejšej časti až po 10. horizont sa žila vyskytuje v kremítych fylitoch až metapsamitoch (v nich má charakteristický nepravidelný vývoj - menšiu mocnosť a vyklíňuje sa). Pod úrovňou 10. horizontu (vrátane vrtmi overenej časti pod 13. horizontom do hĺbky - 320 m) žila preniká cez litologický komplex sivozelených očkatých metavulkanitov - porfyroidov.

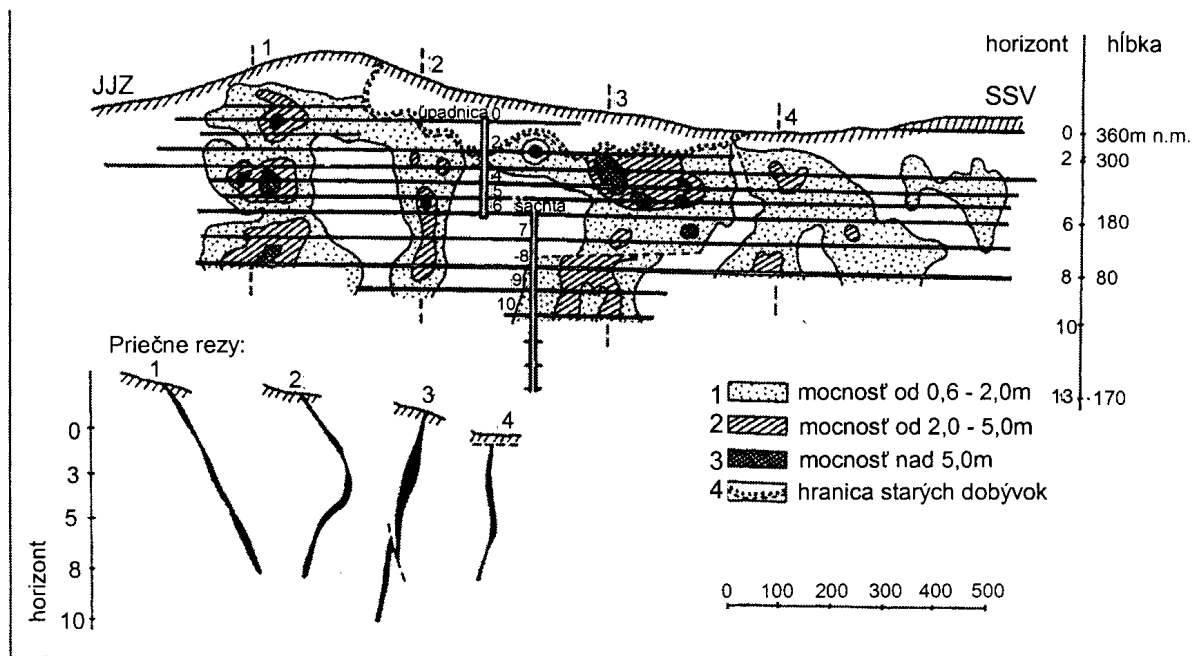
Žilnú výplň v celom rozsahu Striebornej žily tvorí starší strednozrnitý až hrubozrnitý siderit a mladšia kremeňovo-polysulfidická asociácia so širokým spektrom sulfidov a sulfosolí. Dominantný minerál je tetraedrit, v nižšom podiele je pyrit a chalkopyrit, ktorého koncentrácia v úrovni 13. horizontu a hlbšie je lokálne zvýšená. Prieskum v roku 1985-1991 overil pomerne vysoké zásoby zrudnenia (3389 kt C2) s obsahom (v %) 35.6 Fe, 0.871 Cu, 0.578 Sb, 0.011 Hg, 1.52 Mn a 185 g.t⁻¹ Ag, ako aj 6393 kt prognózných rúd P1 (Mesarčík, 1991).

Nezistila sa kontinuita medzi rudnými žilami rudného poľa Tureckej (Rožňava baňa) a žilnými štruktúrami Troch vrchov (Mária baňa), pretože údolie rieky Slaná je rozsiahlou tektonickou zónou. Potvrdilo sa, že vývoj žíl v rudnom poli Mária baňa má kulisovité usporiadanie.



Obr.5. Geologický profil strednou časťou rudného poľa Mária baňa (modifikované podľa Mesarčík et al., 1994). 1 - porfyroid, 2 - sivý a čierny fylit, 3 sericitický svetlý fylit.

Fig.5. Geological profile through the middle part of the Mária mine ore field (modified according to Mesarčík et al., 1994). 1 - porphyroid, 2 - grey and black phyllite, 3 - sericitic light phyllite.



Obr.6. Profil Mária žily s izolíniami mocnosti a priečne rezy žily (Paholič, 1969). 1 - mocnosť od 0,6-2,0 m, 2 - 0-5,0, 3. nad 5 m, 4 - hranica starých dobývok.

Fig.6. Profile of the Mária vein with countour lines and transversal cross-sections of the vein (Paholič, 1969). 1 thickness 0.6 - 2.0 m, 2 - 2.0-5.0, 3 above 5 m, 4 - boundary of the old mining spaces.

Žilný systém Rozgangu

Medzi Rožňavskou a Majerskou dolinou (na ploche 5x1 km) sa v metapsamitoch jedľoveckého príkrovu (staršie paleozoikum) vyskytuje asi 30 žilných štruktúr (žily Ján I a II, Anna-Mária, žilník Samuel, žily Predseda, Gabriel, Gašpar [Pod Doboškou]). Rudné žily vystupujú na povrch, sú tenké a majú malú smernú dĺžku. Považujú sa za súčasť žilného systému Turecká - Kalvária - Rozganga (Grecula et al. 1995) a sú situované v zóne transgemerického zlomového systému. V dôsledku toho sú žily intenzívne tektonicky dislokované (budinované) a transponované do smeru zlomového systému. Pravdepodobne v minulosti dost' intenzívne exploatované žily sú dnes všeobecne generálne slabšie zdokumentované. Relatívne pestrú polysulfidickú mineralizáciu v kremeňovo-sideritovej výplni žíl reprezentuje premenlivý - nižší obsah tetraedritu, chalkopyritu, arzenopyritu, gersdorffitu a tiež Bi-Pb-Sb sulfosoli, Ni-Co minerály a iné. Podľa Pappa (1915) sa v minulosti, okrem sideritu, z niektorých žíl získavala aj Ni-Cu ruda s tetraedritom.

Žilný systém v oblasti vrchu Rákoš

Približne 15 kremeňovo-sideritových žíl s nižšou koncentráciou polysulfidického zrudnenia (Paula, Andreas, Leopold, Juliana, Rákoš-Volarská, Rákoš-Melinda, Teodor a Koloman, Ľudmila, Žigmund, Ladislav, Július-Berta, Mano, Tereza) reprezentuje žilný systém, ktorý je lokalizovaný smerom na SV a V od Rožňavy v širšom okolí vrchu Rákoš. Generálne, žilný systém je situovaný na križovaní rozsiahlych zlomových zón SV a SZ smeru (Grecula et al., 1995). Tieto tvoria sústavu blokov s väčším horizontálnym a vertikálnym posunom. V dôsledku čoho sú žilné štruktúry značne segmentované.

Rudné žily sa vyskytujú v metapsamitoch flyšoidného súvrstvia paleozoika jedľoveckého príkrovu (obr.1 a). Majú malú smernú dĺžku a mocnosť (niekoľko dm), rozdielny sklon a smer, ako aj nerovnomernú stavbu. Viaceré z nich vystupujú na povrch a majú vyvinutú až niekoľko desiatok metrov hlbokú oxidačnú zónu s oxidmi Fe. Relatívne pestrá polysulfidická mineralizácia je v kremeňovo - sideritovej žilnej výplni zonálne distribuovaná.

Najvýznamnejšou štruktúrou tohto žilného systému je rudná žila Rákoš-Volarská, ktorá má dĺžku vyše 1 km, smer 45-60° na SV a sklon 70-90° na JV. Mocnosť šošovkovitej žily sa mení (v priemere je 0.5 m, maxim. 3 m) a smerom do hĺbky postupne prechádza do systému rozvetvených niekoľko málo cm hrubých žiliek (Grecula et al., 1995). V minulosti intenzívne exploatovaná žila sa v druhej polovici 50. rokov znovu bansky sprístupnila a krátkodobo sa ťažila komplexná Fe-Cu ruda (Furiel, 1957). Zonálne distribuované zrudnenie reprezentuje vo vrchnej úrovni žily 70-90 m hlboká oxidačná zóna (s oxidmi Fe, spekularitom, chalkopyritom, pyritom, tetraedritom). Hlbšie v primárnej zóne je pestrá minerálna asociácia: arzenopyrit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, jamesonit, boulangerit, sfalerit, galenit, pyrotín, ullmannit, Bi-Pb-Sb sulfosoli, bizmut, magnetit, hematit, pyrotín, zlato (Varček, 1953 a 1961).

Okrem týchto dvoch hlavných ložiskových oblastí (rudných polí) je smerom na S od Čučmy skupina (alebo žilný systém) kremeňovo – antimonitových rudných žíl. Tieto sa viažu na ložiskový pás Sb mineralizácie, ktorá prebieha oblúkovite od Betliara a Čučmy cez Spišskú Baňu, Helcmanovce až k Zlatej Idke (Schönenberg, 1947; Bernard et al., 1981).

Štruktúrne – tektonická analýza rudného poľa

Štruktúrne – tektonické výskumy v rožňavskom rudnom poli

Štruktúrne analýzu rožňavského rudného poľa realizoval v sedemdesiatych rokoch Slavkovský (1976, 1978). Charakterizoval plošné aj lineárne štruktúrne prvky. Definoval plochy vrstevnatosti S₁ a vrstvovej bridličnatosti S₁, ktoré sú si podobné. Plochy S₁ sa odlišujú obsahom novotvorených minerálov, ktoré vznikli v dôsledku tektonometamorfózy v bretónskej fáze hercýnskej etapy. Vznik foliačných plôch S₁ bol spojený s dotváraním vrásovej stavby oblastí.

Alpínsky tektonometamorfný vývoj bol spojený v prvej subetape kompresiou smeru S-J, ktorý podmienil vznik S₂ plôch druhotnej (priečnej) bridličnatosti, príp. kliváže. Plochy S₂ sú dominantným štruktúrnym prvkom rudného poľa a v mnohých prípadoch preberajú orientáciu rudného poľa. Plochy S₂ majú charakteristický „lom“. V mobilných zónach majú charakter strihu. Lineárne štruktúrne prvky majú V-Z, príp. SV-JZ smer, a sú zastúpené b-osami drobných vrások. Lineácie sú tvorené aj priesečnicami plôch S₁ a S₂.

Druhá subetapa je charakterizovaná horizontálnymi posunmi, ohybmi plôch S_2 , unduláciou osi B_2 , puklinami „ac“ a lineárnymi prvkami smeru S-J. Zóny ohybov plôch S_2 sú významné otvorenými štruktúrami, ktoré boli využité v priebehu zrudňovacích procesov.

Tretia subetapa má všeobecný charakter extenzie rudného poľa, ktorého dôsledkom sú porudné deformácie v sprievode posunov, poklesov a menej prešmykov.

Žilné štruktúry boli Slavkovským (1978) označené ako *medzifoliačný* alebo *medziklivážový* typ. Ich vznik súvisí s roztvorením foliačných plôch S_2 , pri využití zdedenej anizotropii horninových komplexov.

Západná a východná časť rudného poľa sa z pohľadu čiastočne odlišných geologických a štruktúrnych podmienok od seba líšia. Napr. v západnej časti sa žila Terézia – Artúr štruktúrne viaže na úzku vrásovo strižnú zónu. Túto žilu možno preto označiť za *vrásovo – medzifoliačný* podtyp.

Žila Mária vo východnej časti rudného poľa má odlišnú morfogenetickú pozíciu. Podľa tvaru žilnej štruktúry, rozloženia rudných stĺpov a vzťahu drobnotektonických prvkov okolitých hornín k žilnej štruktúre, možno žilu Mária charakterizovať ako *medzivrstvovo – klivážový* podtyp (Slavkovský, 1976).

Pri štruktúrno – tektonickej analýze vývoja Spišsko – gemerského rudohoria vo vzťahu k ložiskám, Rozložník (1976) definoval štruktúrno – tektonické prvky regionálne platné vo vývoji SGR. Sú to foliačné prvky S_1 a S_2 , ich lineárne prvky, pukliny a zlomy.

Rozložník (1976) kvalifikuje vrstvomové plochy SS v Spišsko-gemerskom rudohorí ako plochy S_1 – foliačné plochy, ktoré sa stali dráhou prestupujúcich laminárnych pohybov. V gelnickej aj rakoveckej skupine sú nositeľmi prednostne orientovaných minerálov (najmä sericitu a chloritu), vzniknutých pri vrásnivo – metamorfných procesoch bretónskej fázy hercýnskeho orogénu. Pre vzniknutú metamorfnú bridličnosť platí $SS \equiv S_1$. Pri analýze dobšinského, rudnianskeho či rožňavského rudného poľa sa zistilo regionálne prevrásnenie plôch S_1 do nepravidelných vrásových štruktúr rôznych typov (napr. volné, vejárovité, zovreté, izoklinálne a kupolovité). Táto rôznorodosť vrásových typov vyplýva najmä z rozdielnej látkovej inhomogenity horninových komplexov Spišsko – gemerského rudohoria a taktiež jednotlivých rudných polí.

Deformácia vrstvomovej bridličnosti S_1 v Spišsko – gemerskom rudohorí odráža zdedenú hercýnsku štruktúrnu anizotrópiu.

Druhotná bridličnosť, reprezentovaná plochami S_2 , predstavuje mladšie, vzhľadom k plochám S_1 priečne plochy mechanickej diskontinuity (Rozložník, 1976).

Morfologický a genetický charakter priečnej bridličnosti je rovnaký vo všetkých útvaroch, od najstarších až po najmladšie. Je homogenizujúcim stavebným prvkom Spišsko – gemerského rudohoria, z čoho podľa Rozložníka (1959), Reichwaldera (1970), Konečného (1974), Slavkovského (1977) a ďalších vychádza, že priečna bridličnosť S_2 je produktom *potriasových (alpských)* tektonických pochodov.

Priečna bridličnosť S_2 v Spišsko – gemerskom rudohorí predstavuje systém rovnobežných plôch laminárneho klzania. Charakter strižných plôch a ich hustota je závislá od kompetentnosti danej horniny.

Tektonogramy plôch S_2 v menších okrskoch nevykazujú tautozonálnosť, čo znamená, že plochy S_2 sú málo postihnuté vrásnením.

Dôležitým znakom plôch S_2 je ich menlivosť po sklone, čo môže súvisieť so strižným pohybom plôch S_2 .

Plochy S_2 vo väčšine prípadov aj keď presekávajú plochy S_1 , sú s nimi smerovo zhodné. Svedčí to o nadväznosti tvorby S_2 – plôch, pri vrásnení S_1 – plôch. Na vzťah medzi vrásnením S_1 – plôch a vznikom S_2 – plôch poukazujú výskyty *vejárovitej kliváže*, opísanej Slavkovským (1973) v rožňavskom rudnom poli. Ide o synklinálu masívu Tureckej s porfyroidovým jadrom a s fylitmi v podloží, čo predstavuje tzv. *obrátenu*, či *divergentnú* vejárovitú kliváž.

Napriek absencii tautozonálnosti S_2 – plôch v tektonogramoch, miestami badať nesporné zvrásnenie plôch S_2 . Zvrásnené sú nielen tam, kde kopírujú priebeh plôch vrstvomitosti SS ale aj tam, kde ich presekávajú. Ohýbané sú aj osi vejárov priečnej bridličnosti S_2 . Z uvedeného plynie, že po založení plôch S_2 došlo k ich zvrásneniu. Vrásové ohyby – osi B_2 , sú väčšinou strmo uklonené.

Vplyv tektonických štruktúr na vývoj rudných telies – žíl je veľmi významný. Zrudňovacie procesy využili štruktúry S_1 a S_2 v rôznych kombináciách. V rožňavskom rudnom poli vznikli rudné telesá súhlasné s priebehom plôch S_2 a nesúhlasné s plochami S_1 . Ide o tzv. *medziklivážové žily*, vymedzené Máškom (1954) ako *intraformačné*. Ide hlavne o dislokačné štruktúry, ktoré využívajú zdedenú anizotrópiu horninových komplexov. Klasickým príkladom medziklivážových žíl sú rožňavské žily, ktoré čo do smerného priebehu i úklonu sledujú zložito ohýbané S_2 – plochy porfyroidov. Systém rožňavských žíl ako celok napodobňuje vejárovitý štýl priečnej bridličnosti S_2 porfyroidov.

Geologicko – prieskumné práce v polovici osemdesiatich rokov potvrdili úzku väzbu vývoja rudných žíl rožňavského rudného poľa na štruktúrno – tektonickom vývoji oblasti. Mineralizované štruktúry boli založené konformne s plochami druhotnej bridličnatosti S_2 .

Podrobné štruktúrno – tektonické štúdiá, realizované pri geologickom prieskume žíl Strieborná, Pallag a Mária, priniesli niekoľko zovšeobecňujúcich, ale aj nových poznatkov (Mesarčík, 1986). Žily východnej časti rudného poľa sa dajú charakterizovať vo vzťahu k foliácii okolitých hornín ako *ložné*. Konformné sú s plochami S_2 v porfyroidoch, ktoré kopírujú aj prevládajúci systém tektonických porúch. Pri zmene kompetentnosti horninového prostredia sa výrazne mení foliácia hornín, čo ovplyvňuje priaznivost' infiltrácie rudonosných roztokov.

Doterajšie štruktúrno – tektonické štúdiá o vzájomných vzťahoch žily Mária a Strieborná, umožňujú predpokladať ich vývin v ramenách zložitej brachyantiklinálnej štruktúry, so sklonom osi k juhozápadu. Tento predpoklad podporujú aj štruktúrno – ložiskové výskumy Lörincza (1984). Nepotvrdila sa však predstava o výraznej antiklinále porfyroidov, ktorá sa mala vytvoriť analogicky k diapírovej tektonike, vytlačením cez fylitický komplex až na úroveň 6. obzoru bane Mária, na ktorú je viazaný vývoj žily Pallag.

Disjunktivná tektonika, predstavujúca porudné tektonické deformácie, je reprezentovaná sporadickými priečnymi, strmo uloženými poruchami. Majú prešmykový charakter, s amplitúdou posunu maximálne 5 m.

Pri morfogéneze ložiskových žilných telies sa predpokladal ich *kulisovitý vývoj* (Mesarčík, 1987), v rámci samostatných produktívnych rudných zón, na čo poukázali výsledky litogeochemických prác. V oblasti žíl Mária a Mayer vo východnej časti rožňavského rudného poľa, bola smerom na východ potvrdená významná anomália Cu a Pb, na 10. a 13. obzore. Indikuje to pokračovanie takejto štruktúry aj pod 13. obzor. Obdobný vývoj sa zistil aj pri zisťovaní hĺbkového pokračovania žily Strieborná a žily Pallag, s perspektívou v dovrchnom vývoji.

Pre interpretáciu stavby východnej časti rožňavského rudného poľa, použil Marko (1994) kinematickú charakteristiku štruktúrnych prvkov pre následné odvodenie ich dynamiky. Zvýšenú pozornosť venoval dislokáciám, ktorých kinematiku riešil pomocou posunov markerov a asymetrických štruktúr (kinematických indikátorov) na povrchu porúch. Takéto poruchy využil aj pre paleonapätovú analýzu podľa Angeliera (1989).

Bežným štruktúrnym prvkom je metamorfná foliácia, označovaná Snopkom (1967) ako plochy S_2 . Výraznosť S_2 je taká významná, že zastiera staršiu stavbu.

Strmo uklonená foliácia S_2 k západu, medzi žilou Mária a Strieborná na 8. obzore naznačuje, že ide o detailne izoklinálne zvrásnenú štruktúru. Odpovedá tomu aj prednostná orientácia subhorizontálnych osí otvorených, zriedkavo izoklinálnych vrás, ktoré môžu byť komplementárne s vrásami vyšších rádov. Ak by išlo o variskú vrásnivú štruktúrnu prepracovanosť, potom by analógia mohla byť s vrásami VF_1 , zistených v severnej časti Spišsko – gemerského rudohoria, kde izoklinálne zvrásnenie metamorfnej bridličnatosti bolo popísané v najstaršom deformačnom štádiu VD_1 (Sasvári, 1993). Odlišná orientácia metamorfnej foliácie S_2 , a tým aj predpokladané megaizoklinálne vrásky v rožňavskom rudnom poli by mohli súvisieť s alpínskymi ohybmi foliácie S_2 pozdĺž strižných zón, ktoré lemujú západný okraj Spišsko – gemerského rudohoria. Štruktúrno – tektonická pozícia foliácie S_2 naznačuje, že foliácie S_2 sú foliáciami osovej roviny vyššie predpokladaných izoklinálnych vrás VF_1 .

Na foliačných plochách S_2 sú dobre vyvinuté lineácie, ktoré Marko (1994) označuje symbolom L_2 , ktoré majú miestami morfológický až charakter drobného vráskovania. Lineácie - L_2 najpravdepodobnejšie predstavujú lineácie natiahnutia – tzv. strečingové lineácie, ktoré reprezentujú smer tektonického transportu.

V priestore, medzi žilami Mária a Strieborná, sú identifikované rôzne typy vrás centimetrovej a decimetrovej veľkosti. Marko (1994) ich charakterizoval ako vrásky otvorené cylinderoidálne a ohyby foliácie S_2 , zalomené – „kink“ vrásky na foliácii S_2 , ptygmatitické vrásky nerešpektujúce foliácie S_2 , vrásky a ohyby sideritových žíl a osi budín sideritových žíl paralelných s vrásovými osami.

Pozorované dislokácie sú najviac smerovo paralelné s foliáciami S_2 , avšak časť dislokácií je k nim diagonálna. Pomocou asymetrických štruktúr na povrchu tektonických zrkadiel Marko (1994) charakterizoval ich kinematický charakter. Zistil početné poklesy, ale aj niekoľko prešmykov, podľa typických kompresných duplexov. Šikmé a smerné posuny majú často dextrálny (pravostranný) charakter.

Medzi žilné štruktúry boli Markom (1994) zaradené sideritové žily, kremenné žily a kremenné žily v sideritových žilách.

Interpretácia štruktúrno – ložiskovej stavby vychádza z predpokladu transtenzného režimu, ktorý umožnil otváranie hlavných žilných štruktúr smeru SV-JZ vďaka extenzii, ktorá sa pri transtenznom režime uplatňuje.

Otázka genézy zrudnenia je však otvorená. Krehké deformácie – zlomy, podľa ktorých bola Markom (1994) interpretovaná kinematika hlavnej strižnej zóny, sú porudnými štruktúrami, ktoré sú naložené na už v podstate sformované rudné telesá. Je ale pravdepodobné, že tieto zlomy sú najmladšími prejavmi dynamiky dlhodobu aktívnej strižnej zóny, ktorej transtenzný režim by umožnil vytvorenie priestorov pre vznik rudných telies. Preto transtenznú sinistrálnu strižnú zónu možno považovať za rudulokalizujúcu štruktúru, aj štruktúru následne modifikujúcu rudné telesá po ich vzniku.

Pri riešení tektonickej analýzy v rámci úlohy SGR – Geofyzika (Grecula et al., 1992) v oblasti rožňavského rudného poľa, sa skúmal vplyv transgemickej strižnej zóny na oblasť juhovýchodnej časti Tureckej, Kalvárie a Rozgangu. Tektonické pohyby podstatnou mierou ovplyvnili v tomto zlomovom pásme všetky litologické, tektonické a žilné štruktúry, ktoré boli vťahnuté do smeru transgemickeho zlomu (Grecula et al., 1995). Významné priečne zlomy viacerých smerov vytvorili bloky 2-4 km veľké, s rozličnou intenzitou výzdvihu, a tým aj erózie, v dôsledku čoho každý blok (blok Rožňavského Bystrého, Tureckej a Kalvárie) má istú ložiskovú, mineralogicko – paragenetickú a litologickú odlišnosť.

Výsledky reambulačných a originálnych prác východnej časti rožňavského rudného poľa, na žile Strieborná, analyzujúc údaje z komplexného ložiskovo – štruktúrnotektonického – petrografického a mineralogického výskumu zo 6., 8., 9., 10., 11. a 13 obzoru publikovali Sasvári, Maťo a Zacharov (1995), Sasvári a Maťo (1996) a Sasvári, Jančura a Maťo (1996). Zistili, že vývoj žíl hydrotermálnej mineralizácie je polyaktový, závislý na postupnom striedaní štruktúrnotektonickej a mineralizačnej aktivity ložiskotvorného procesu. Žilné štruktúry sú viazané na foliačný, klivážový systém AS_2 (v zmysle Sasvári, 1993 je $AS_2 \equiv S_3$, a v zmysle Rozložníka, 1976 je $AS_2 \equiv S_2$), deformačného štádia AD_2 , ktorý je v južnej časti gemerika konformný so smermi strižných zón SV-JZ a SZ-JV (Sasvári, Maťo a Mihók, 1996).

Ložiskovo – štruktúrny vývoj sa vyznačuje mineralizovanými štruktúrami, vzniknutými v deformačnom štádiu D_{min} , ktorý zahŕňa ložiskotvorné obdobie deformačných štádií $AD_2 - AD_4$, v zmysle Sasváriho (1993), kde platí, že deformačné štádium $D_3 \equiv AD_2$, $D_4 \equiv AD_3$ a $D_5 \equiv AD_4$. *Predpokladá sa mineralizácia alpínskeho veku (AD), ktorá bola postupne štruktúrnotektonicky modifikovaná reaktivovanými strižnými zónami smeru SV-JZ a SZ-JV.*

Obdobie štruktúrnotektonicky modifikovaných mineralizovaných štruktúr reprezentuje niekoľko navzájom spätých tektonických subštádií a mineralizačných udalostí – periód. Sú to deformačné subštádiá D_{min}^{1-11} metasomatického sideritu, žilných štruktúr, vyplnené kremeňom I (Q_1), budinované a intrafoliačne vrásnené štruktúry s kremeňom II (Q_2), formovanie hydrotermálneho sideritu I, budinovanie sideritových žíl a intrafoliačne vrásnených tenších sideritových žiliek, vznik rebríkovitých žíl vyplnených kremeňom III (Q_3) v siderite I a budinovanie sideritovo – kremenných žíl, tektonická reaktivizácia hlavnej žily a vylučovanie kremeňa IV (Q_4), budinovanie hrubších štruktúr s kremenom – sideritovou výplňou, otváranie subvertikálnych štruktúr na styku sideritu I a kremeňa III-IV, alterácia tektonicky prepracovaných zón, reaktivizácia subvertikálnych štruktúr, rejuvenizácia štruktúr a hypergénna alterácia.

Polyfázové formovanie epigenetickej hydrotermálnej mineralizácie Striebornej žily reprezentujú postupné mineralizačné udalosti, počas ktorých vznikla pestrá asociácia rudných minerálov.

Vzťah štruktúrno – tektonického vývoja rudných polí Spišsko-gemerského rudohoria a rožňavského rudného poľa v deformačných štádiách variskeho a alpínskeho orogénu

Rožňavské rudné pole je vyvinuté v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralizované štruktúry sú konformné s regionálnou klivážou AS_2 – v západnej časti smeru SZ-JV, v strednej a východnej časti smeru SV-JZ. Vývoj štruktúrno – tektonických udalostí rožňavského rudného poľa možno konfrontovať s modelom štruktúrno – tektonického vývoja zo severnej a severovýchodnej časti Spišsko – gemerského rudohoria, spracovaného v črmeľskom, gelnicko – slovinskom a rudnianskom rudnom poli (Sasvári, 1993), ako aj v nižnoslanskom rudnom poli (Sasvári et al., 1996).

Štruktúrno – tektonický vývoj Spišsko – gemerského rudohoria zahŕňa deformačné štádiá VD_1 hercýnskeho a $AD_1 - AD_3$ (AD_4) alpínskeho orogénu.

Deformačné štádium VD₁

Pre deformačné štádium VD₁ v Spišsko-gemerskom rudohorí je charakteristické vrásnenie pôvodných plôch sedimentácie VSS a vznik zatvorených až izoklinálnych vrás (Sasvári, 1993). Predmetamorfné, príp. synmetamorfné vrásy decimetrového až metrového rádu sa zachovali v rulovo-amfibolitovom komplexe rudnianskeho alebo v metaryolitoch slovinského rudného poľa. Môžu predstavovať reliktu predvrchnokarbónskej strižnej zóny (Rozložník a Sasvári, 1985). Metamorfóza vo fácií zelených bridlíc a vyššej amfibolitovej fácií vyvolala vznik plôch metamorfnej kryštalizácie VS₀, ktoré boli neskorovariskými a neskôr aj rejuvenizačnými alpínskymi tektonickými pohybmi prepracované na plochy metamorfnej bridličnatosti VS₁.

Foliácie VS₁ sa prevažne stotožňujú s plochami metamorfnej kryštalizácie VS₀ a zároveň aj s plochami pôvodnej vrstvitosti VSS, teda platí VSS \equiv VS₀ \equiv VS₁ (Rozložník, 1976).

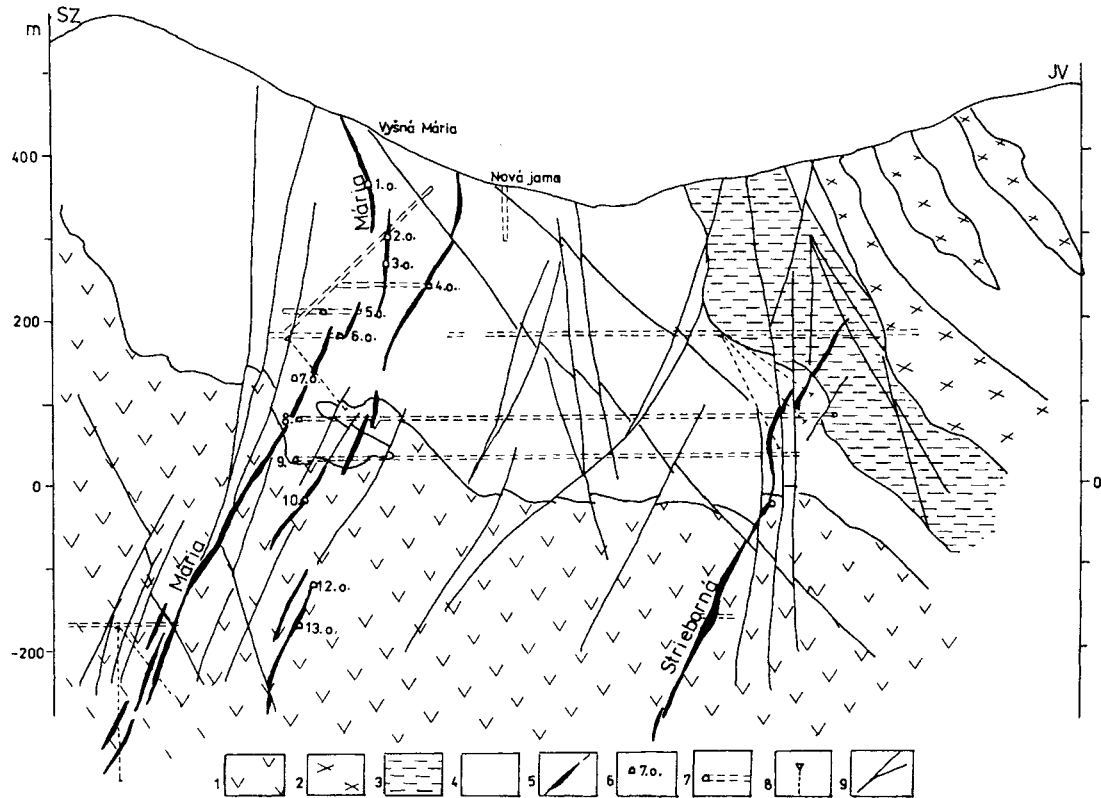
Vrásy VF₁^{cm, dm} v rudnianskom rudnom poli, reprezentované zatvorenými až izoklinálnymi vrásami decimetrového až metrového rádu, majú smer V-Z až SVV-JZZ a strmoupadajúce osovce roviny k S až SSV. Regionálne megavrásy VF₁^{mega} zistené pomocou tautozonálnosti plôch metamorfnej bridličnatosti VS₀ rulovoamfibolitového komplexu, majú smer SSV, so strmším priemerným úklonom.

V juhozápadnej časti Spišsko – gemerského rudohoria v nižnoslanskom rudnom poli, je základnou tektonickou štruktúrou variského veku hnielecká antiklinála (Snopko, 1957). Má smer V-Z a je asymetrická so strmými sklonmi severného a miernymi úklonmi južného vrásového ramena. Charakter štruktúrnej stavby rudného poľa potvrdzujú vplyv predvrchno - karbónskych tektono-metamorfných procesov kolízneho štádia variského orogénu, počas ktorých sa sformovali staropaleozoické sekvencie do modifikovaného systému mobilných alochtónnych štruktúrnych celkov. Predpokladáme, že došlo k tvorbe megavrásových štruktúr, izoklinálnych vrás a prešmykov (Sasvári et al., 1996). Tektonická analýza plôch litostratigrafickej vrstvenosti a metamorfnej bridličnatosti v južnom ramene hnieleckej antiklinály ukazuje na smer V-Z variskej megavrásovej štruktúry VF₁^{mega}, s úklonom k juhu.

Rožňavské rudné pole je budované horninami súvrstvia Bystrého potoka a drnavského súvrstvia (Bajaník, 1983). Litostratigrafická pozícia súvrství ukazuje ich pásmové rozloženie v smere V-Z a SV.JZ, pričom smer SV-JZ je už modifikovaný regionálnymi strižnými zónami alpínskeho orogénu. Vrstvitosť jednotlivých súvrství je tektonicky prepracovaná do zatvorených až izoklinálnych megavrásových štruktúr VF₁^{mega}, ktorých amplitúda môže dosiahnuť až niekoľko sto metrov. Takýto vrásový štýl môžu indikovať výsledky regionálneho magnetomatrixkého merania západnej časti rudného poľa (Kucharič et al., 1998). V severných svahoch Tureckej bolo Kucharičom (1998) korelované tenké doskovité teleso s úklonom k juhu, prínáležiace podľa Greculu (1988) bázickým členom spodného vulkanického komplexu. Tieto horniny boli zastihnuté na 35. obzore žily Sadlovský, v hĺbke 350 m pod hladinou mora. Predpokladáme, že toto teleso môže reprezentovať jedno z ramien, izoklinálne prevrásnených predspodnokarbónskych horninových komplexov.

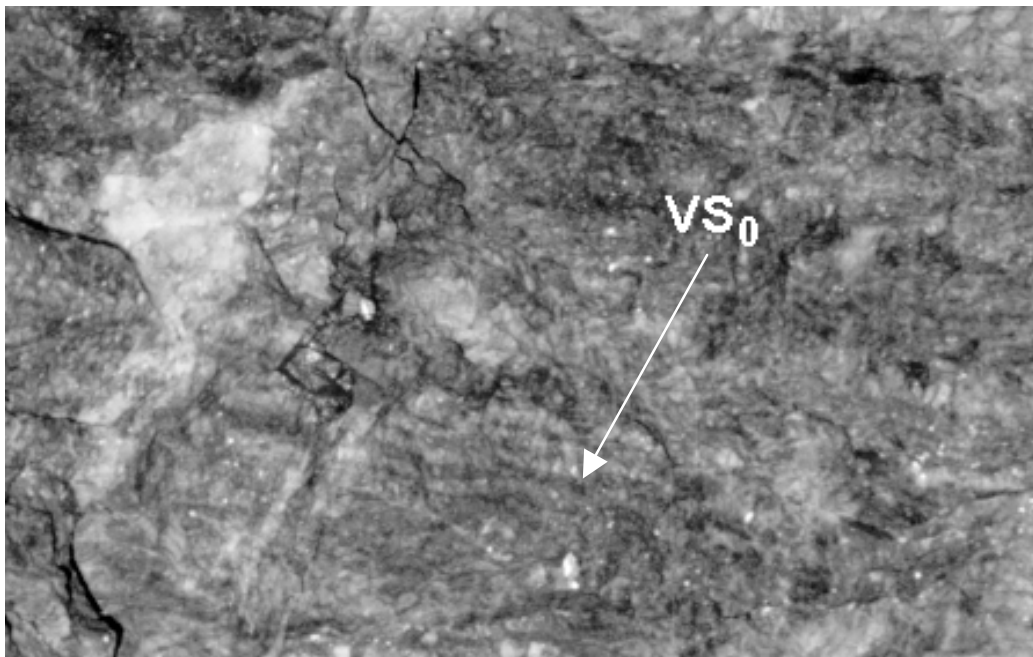
Obrátená litostratigrafia vo viacerých geologických rezoch rudného poľa naznačuje tektonometamorfnú modifikáciu megavrásových štruktúr variského orogénu. V geologickom reze (obr.7) môžeme sledovať od JV. k SZ. obrátený litostratigrafický sled drnavského súvrstvia. Jeho nižšie členy sú zastúpené keratofýrovým metapyroklastikom, ktorého podložie tvoria nepravidelne sa striedajúce chloriticko – sericitické a grafiticko – sericitické fylity. Podľa vrtu V-RVS-6, sa v týchto litotypoch nepravidelne objavujú ojedinelé hniezda až zhluky hrubo až stredne kryštalického sideritu, ktoré by mohli predstavovať metasomatické reliktu varisky deformovaných kryštalických vápencov, vyskytujúcich sa v najvyšších vrstvách drnavského súvrstvia. Pravdepodobnosť izoklinálne zvrásnených karbonátov najvyšších litostratigrafických sekvencií drnavského súvrstvia je asi reprezentovaná reliktami šošovkovitých tektonických brekcií, metasomatizovaných kryštalických vápencov metrového rádu, ktoré sú vtiahnuté na 9. obzore do žilnej štruktúry žily Strieborná. Tektonické brekcie metasomatitov sú v žilnej štruktúre cementované mladšou, hydrotermálne – žilnou mineralizáciou sideritu I.

Deformačné štádium VD₁ v oblasti žily Strieborná, bane Mária, je reprezentované miestami zachovanými modifikovanými foliačnými plochami VS₁ (obr.8) metamorfnej kryštalizácie VS₀, ktoré predstavujú spodnokarbónskou metamorfózou zmenené plochy primárnej vrstvitosti VSS. Aj pre rožňavské rudné pole platí VSS \equiv VS₀ \equiv VS₁. Plochy VS₁ sú zastúpené v metaklastikách jemnozrnných sericitických fylitov až sivozelených metapijeskovcov (kvarcitov) prúžkami, tvorenými nepravidelne uloženými jemnozrnnými sivými až sivozelenými kyslými vulkanitmi (obr.9). Prúžky metavulkanitov sú centimetrové, decimetrové až niekoľko metrov hrubé.



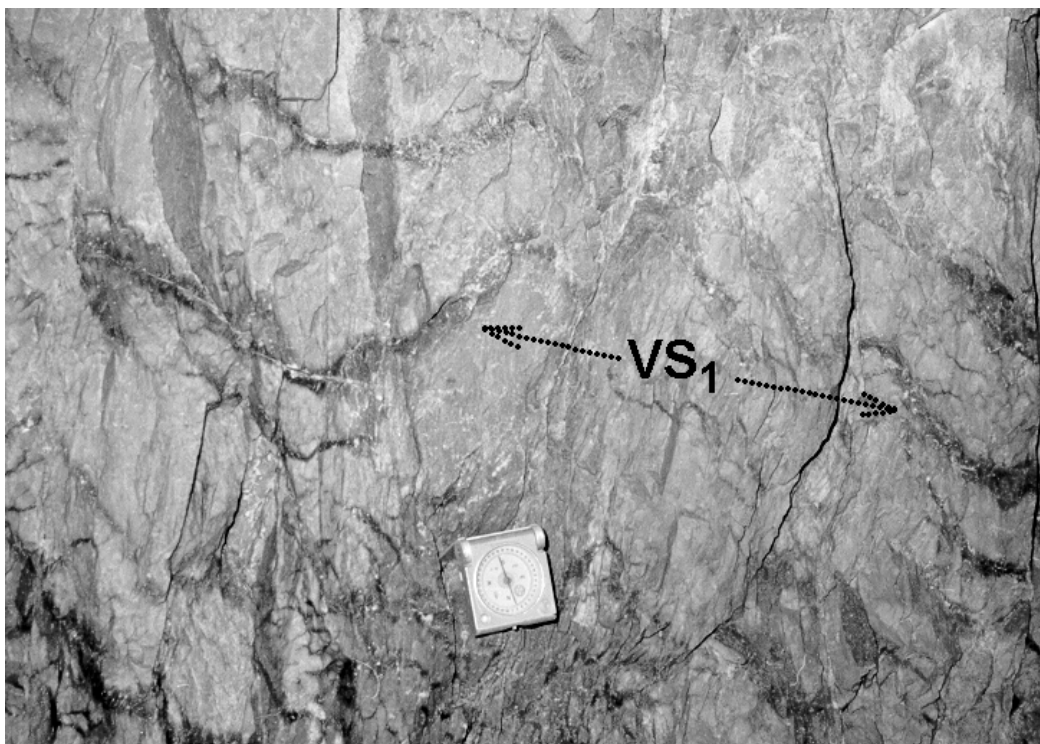
Obr.7. Geologický rez severovýchodnou časťou rudného úseku Rožňava – Mária (Mesarčík, 1995 in Grecula et al., 1995). 1-porfyroid (očkatý metapelit), 2-keratofýrové metapyroklastikum, 3-sivý a čierny fylit, 4-sericitický svetlý fylit, 5-rudná žíla, 6-označenie banského obzoru, 7-banské diela, 8-vrt, 9-zlom.

Fig.7. Geological cross-section through the north-eastern part of ore segment Rožňava-Mária (Mesarčík, 1994). 1-porphyroid (eyed metapelite), 2-keratophyre metapyroclastics, 3-grey and black phyllite, 4-sericitic light phyllite, 5-ore vein, 6-mining level, 7-workings, 8-borehole, 9-fault.



Obr.8. Prúžky v metasomatitoch, ktoré reprezentujú plochy $VS_0 \equiv VS_1$.

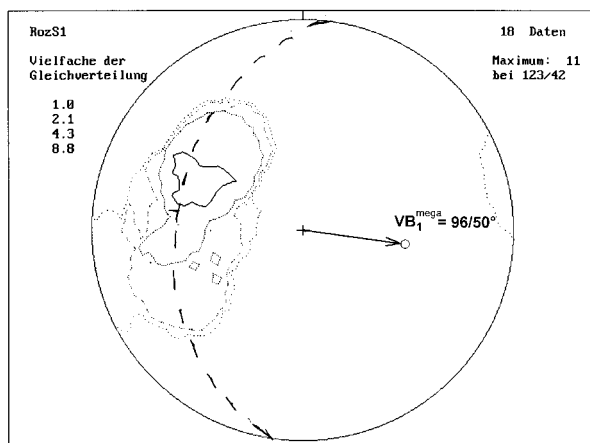
Fig.8. Stripes in metasomatites representing $VS_0 \equiv VS_1$ planes.



Obr.9. V metaklastikách jemnozrnných sericitických fylitov až sivozelených metapieškovcov (kvarcítov) sú nepravidelné prúžky – polohy jemnozrnných sivých až sivozelených kyslých metavulkanitov. Žila Strieborná, 9. obzor, $VS_0 \equiv VS_1 = 126/52^\circ, 120/45^\circ$.

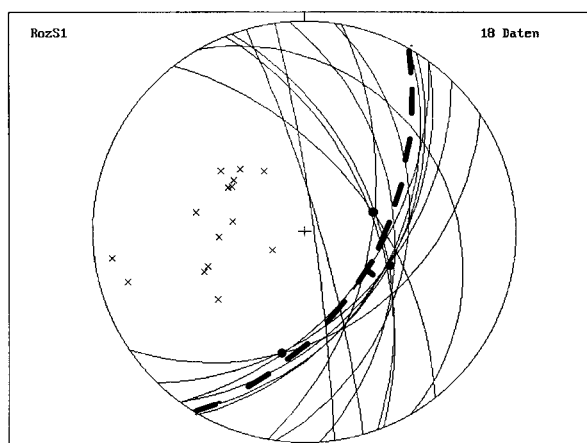
Fig.9. Irregular stripes – layers of fine-grained grey to grey-green acid volcanites in metaclastites of fine-grained sericitic phyllites to metasandstones (quartzites). Strieborná vein, 9-th level, $VS_0 \equiv VS_1 = 126 / 52^\circ, 120 / 45^\circ$.

Štruktúrno – tektonická analýza foliácií vrstvovej bridličnatosti VS_1 , ktoré boli zistené v drnavskom súvrství oblasti bane Mária na povrchu, 8., 10. a 13. obzore, ukazuje výraznú tautozonálnosť s relatívne úzkou disperziou pólov plôch VS_1 . Pól - π tautozonálnej plochy π , určuje regionálnu VB_1^{mega} -os ($96/50^\circ$) s úklonom k východu (obr.10). Konštrukčne zistené osové roviny VOR_1 , megavrás VF_1^{mega} , majú smer SSV-JJV, s úklonom 65° k JJV (obr.11).



Obr.10. Regionálna megavrásová os $VB_1 = 96/50^\circ$, konštrukčne získaná pomocou tautozonálnych VS_1 – plôch.

Fig.10. Regional megafold axis $VB_1 = 96 / 50^\circ$ obtained by the construction from tautozonal VS_1 planes.



Obr.11. Konštrukčne získaná osová rovina (čiarkované) $VOR_1=122/65^\circ$, regionálneho megavrásového systému. Priesečnice veľkých oblúkov vymedzujú β -osi $\equiv VB_1^{ciastkově} = 122/65^\circ$ (čierné krúžky). x-póly plôch VS_1 .

Fig.11. Axial plane $VOR_1 = 122 / 65^\circ$ (dashed) of the regional megafold system obtained by the construction. Cross-sections of big bows are limiting β -axes $\equiv VB_1^{partially} = 122 / 65^\circ$ (black rings). X - poles of VS_1 planes.

Deformačné štádium AD₁

Štruktúrnotektonický vývoj deformačného štádia AD₁ sa prejavuje vrásnením foliácií VS₁ počas paleoalpínskej etapy presunu gemerickej jednotky, v dôsledku skrátenia jeho priestoru (Sasvári, 1993).

Vplyv presunu paleoalpínskych príkrovov na susedné geologické jednotky, veporika Čiernej hory, resp. tatrika Braniska, je dokumentovaný v megaskopickom merítku. Pohyby sú indukované spodno - strednokriedovou redukciou priestoru interníd Západných Karpát (Jacko, 1978, in Jacko, 1992).

Grecula et al. (1990) charakterizujú štruktúrno-geologický vývoj alpínskeho orogénu len vo vývoji strižných zón, ktoré sú výsledkom intenzívnej deformácie paleozoických a mezozoických komplexov. Upozorňuje na gemeridné granity, ktoré ležia v strižných zónach. Podľa prevládajúcich absolútnych vekov gemeridných granitov, predpokladá vývin strižných zón v hlavnom orogéne Západných Karpát, v období spodná – stredná krieda. Počiatok vývoja strižných zón je predkriedový a ukončenie aktivity dáva až do obdobia štajerskej fázy v neogéne.

Počiatok subdukčného skrátenia gemeridného priestoru je kladený do obdobia jury. Dynamika vývoja deformačných udalostí pretrvávala až do vrchnej kriedy. Toto obdobie je charakterizované postupným vývojom vrás, kliváže a prešmykov (Rozložník a Sasvári, 1987, in Rozložník, 1990).

Hnilecký granit v okolí Delavy vykazuje extenzný typ krehko – plastickej deformácie vo forme extenzného mylonitu. Toto umožňuje predpokladať, že kompresia, spojená s presunmi, sa odohrala pred strednou kriedou, resp. vo vrchnej kriede (Hók et al., 1993).

Generálny smer V-Z paleoalpínskych štruktúr interpretujeme ako štruktúrny relikv paleoalpínskeho skrátenia alpsko – karpatskej časti Tethys, ktorá zároveň odráža hĺbkovú úroveň paleoalpínskeho prepracovania kôry (Jacko a Sasvári, 1990). Foliácie VS₁ boli paleoalpínskou príkrovovou tektonikou reaktivované a prepracované do foliácie AS₁.

V severovýchodnej časti Spišskogemerského rudohoria, v oblasti Sloviniek pri Hrubej žile, sa v gelnickej skupine preukázali megavrásy AF₁^{mega} uzavretého až izoklinálneho typu. Menšie vrásy metrového rádu sú prevažne uzavreté, miestami s výraznou klivážou osových rovín AOR₁ smeru V-Z až JVV-SZZ, so strmším sklonom na JJZ, pričom lineácie b – osí sú subhorizontálne. Aj v rudnianskom rudnom poli vyvinuté veľké vrásové štruktúry zastupuje napr. rudnianska synklinála, či poráčska antiklinála (Rozložník a Sasvári, 1985; Jančura, 1988, Sasvári, 1997). B – osi megavrás majú smer V-Z a strmší sklon, pričom osovú roviny sú prevažne severovergentné. V nižnoslanskom rudnom poli sú preukázané štruktúry deformačného štádia AD₁ na ložisku Gampel, ktoré je súčasťou predpokladanej východnej časti synklinály Ignác – Gampel (Sasvári et al., 1996). Táto SV-JZ synklinála je naložene prevrásnená veľmi zložitou V-Z megavrásovou štruktúrou s osami AB₁ na východ a na západ, so sklonom 20-30°. Konštrukčne zistená regionálna osová rovina má smer SVV-JZZ, so strmým úklonom k JJV (AOR₁^{D1} = 166/72°).

Spoločným znakom vrás AF₁ strednej, severnej a severovýchodnej časti gemerika sú megavrásové štruktúry vyššieho (m – 100 m) rádu, s mierne uloženými Ab₁ osami smeru V-Z a s prevažne strmšími osovými rovinami, na severe severovergentnými a južnejšie juhovergentnými. Kliváž AS₁ je v symetrologickom vzťahu k osovým rovinám AOR₁ vrás AF₁, najmä v smere V-Z, menej po sklone.

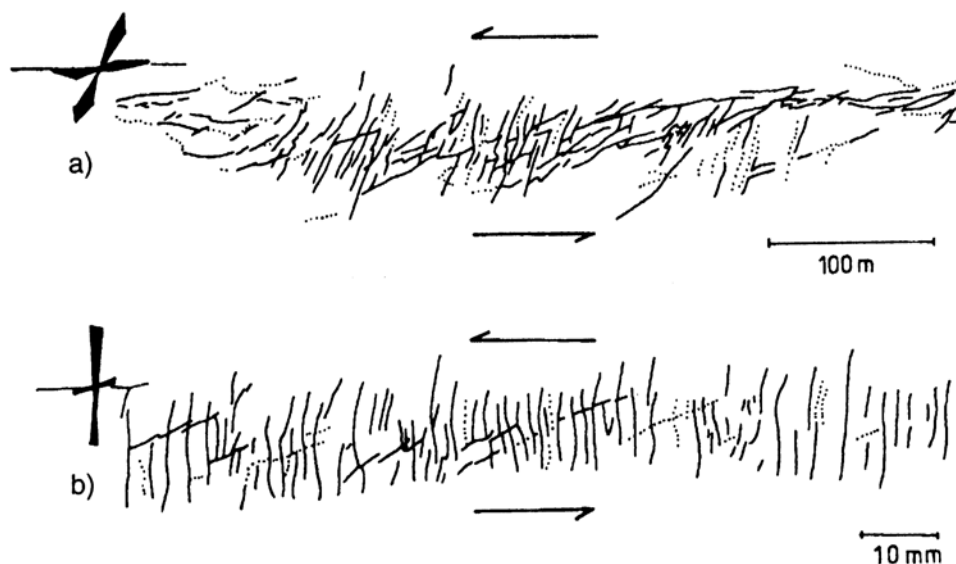
Deformačné štádium AD₁ má charakter duktilnokrehkého deformačného štádia. Túto charakteristiku podporujú vyvinuté vrásové štruktúry AF₁. Deformácie sú výsledkom uplatnenia transpresného modelu tvorby alpínskych príkrovov. Ukazuje sa, že ide o dôsledok uzatvárania sa karbónsko – mezozoického meliatského sedimentačného bazéna (podľa Mocka a Reichwaldera, 1992; Rakúsa 1993).

Transpresný režim vývoja príkrovovej stavby smeru S-J, v záverečnom období deformačného štádia AD₁, v štádiu krehkej deformácie pri medzi súdržnosti horninových komplexov (podľa Tchalenska, 1970), podmienil tvorbu riedlových strihov R₁ pod ostrým uhlom a R₂ pod tupým uhlom voči základnému hlavnému premiestneniu príkrovov. Medzné štádium sa vyznačuje vývojom strmo vyvinutých riedlových plôch R₂, ktoré dominujú v celom priestore (obr.12) a sú charakterizované existujúcim jednoduchým strihom.

Tvorbu riedlových plôch R₂ považujeme za základ tvorby priečnej bridličnatosti k plochám AS₁, ktorá je Rozložníkom (1990) označovaná ako plocha S₂. Nami je neskôr modifikovaná plocha priečnej bridličnatosti označená ako plocha AS₂, mladšieho deformačného štádia AD₂.

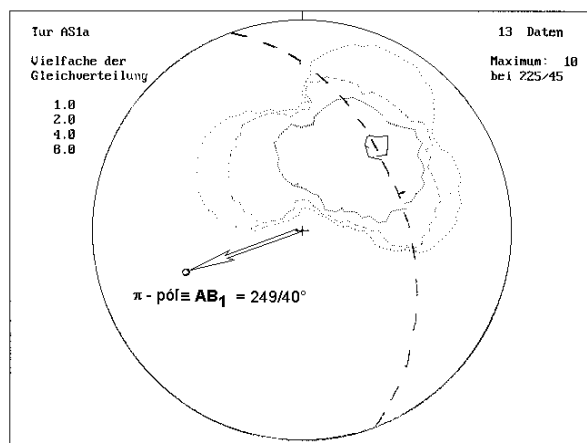
Rožňavské rudné pole je členené do troch štruktúrnych blokov. Západne od rieky Slaná je blok Tureckej, ohraničený obcami Nadabula, Rudná a Rakovnica. Blok Kalvárie je ohraničený Nadabulou, Rožňavou a Čučmou. Východne od bloku Kalvária je blok Rákoš.

Štruktúrnotektonické bloky Tureckej, Kalvárie a Rákoša majú význam pri alpínskych deformačných procesoch, lebo ich štruktúrne prvky boli v dôsledku mladšej tektonickej udalosti rotované. Tento aspekt má primárny význam pri hodnotení regionálnych štruktúrnych prvkov rudného poľa.



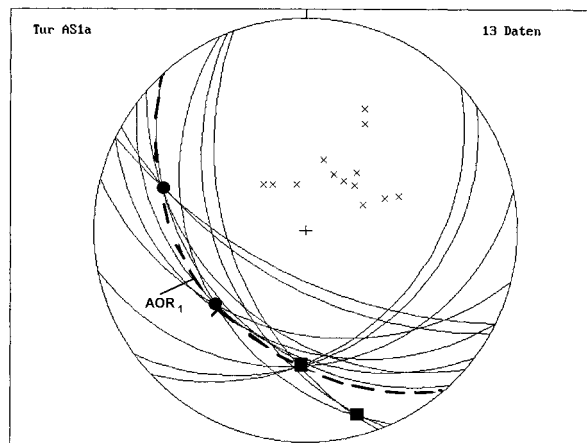
Obr.12. Modelová schéma tvorby štruktúr riedlových plôch R_1 a R_2 rôznych mierok podľa Tchalenka (1970, in Nemčok et al., 1995), pri medznom štádiu vývoja štruktúr. Riedlové plochy R , reprezentujú časť fraktúr zón horizontálneho posunu.

Fig.12. Model scheme of the creation of „riedel“ planes R_1 and R_2 in a different scale according to Tchalenko (1970, in Nemčok et al. 1995), in a limiting stage of the structure development. Riedel planes R represent a part of fractures of the horizontal translation.



Obr.13. Pólový kontúrový tektonogram s tautozonálnou rovinou π a pólom $\pi \equiv AB_1$ osou megavrásy AF_1^{mega} , zo štruktúrneho bloku Tureckej, na základe terénnych štruktúrnych údajov Slavkovského (1978).

Fig.13. Pole contoured diagram with tautozonal π - plane and π - pole $\equiv AB_1$ megafold axis AF_1^{mega} from the Turecká structural block based on field structural data obtained by Slavkovský (1978).



Obr.14. Tektonogram veľkých oblúkov foliačných plôch AS_1 , s konštrukciou osovej roviny AOR_1 (prerušená čiara). x - pólu plôch AS_1 , β -osi $\equiv AB_1$ (čierny krúžky), β -osi $\equiv AB_2$ (čierny štvorce).

Fig.14. Big bow diagram of foliation planes AS_1 with the construction of axial plane AOR_1 (dashed bow). X - poles of AS_1 planes, β -axes $\equiv AB_1$ (black rings), β -axes $\equiv AB_2$ (black squares).

V štruktúrnotektonických blokoch rožňavského rudného poľa sú miestami pozorované plochy vrstvovej bridličnatosti AS_1 , ktoré ostali v reliktoch zachované aj po variskej tektonometamorfóze. Pôvodné látkové zloženie hornín a striedanie lamín, vrstvičiek a vrstiev, možno spravidla pozorovať podľa Slavkovského (1976) v súvrství Bystrého potoka, v drnavskom súvrství gelnickej skupiny a v rožňavskom súvrství gočaltovskej skupiny.

V štruktúrnom bloku Tureckej sú štruktúrne prvky AS_1 dispergované do dvoch smerov. Tektonogram na obr.13 ukazuje možnosť konštrukcie tautozonálnych plôch - π v dvoch smeroch. Zo smeru SSZ-JJV môžeme odvodiť megavrásovú os AB_1 , ktorá je uklonená 40° k JJZ. Táto os koinciduje s AB_1 – osami smeru V-Z, z celého územia Spišsko-gemerského rudohoria.

Priesečnice veľkých oblúkov dávajú β - osi, ktoré sú totožné s AB_1 osami deformačného štádia (obr.14, čierne krúžky), uklonené k SZZ a JJZ. Rovina, prechádzajúca AB_1 osami, je osová rovina AOR_1 , megavrásového systému AF_1 .

Tektonogramy (obr 13, 14) znázorňujú súčasne aj východozápadnú disperziu pólov plôch AS_1 , z ktorých vychádza konštrukčná B-os k J a JJV (obr.14, čierne štvorce). Orientácia týchto vrásových osí vznikla naloženou, mladšou priečnou deformáciou územia, deformačným štádiom AD_2 .

Deformačné štádium AD_2

Deformačné štádium AD_2 zaraďujeme do ponásunovej periódy paleoalpínskeho orogénu. Predpokladáme, že komprimácia smeru S-J kolízneho priestoru postupne pokračovala a pod ňou sa dotváral aj volovský paleoblúk (Maheľ, 1990). Regionálnu vrásoprešmykovú stavbu západo-karpatských interníd smeru SV-JZ, ako aj SZ-JV vybudilo litostatické usporiadanie kôry interníd na príkrovové zaťaženie. Zdedené smery anizotropie prekopírované z podsunutých segmentov Českého masívu a Východoeurópskej platformy vznikli pokračujúcou krustálnou kompresiou v priebehu popríkrovových deformácií (Jacko a Sasvári, 1990).

Vrásnenie v prvej mezoalpínskej tektonometamorfnej etape deformačného štádia AD_2 , je preukázané v stykovej zóne gemerika a veporika, vrásnením príkrovových trosiek gemerika, spolu s mezozoikom ružínskej skupiny, na ktorom ležia. Druhá etapa deformačného štádia AD_2 je charakteristická regionálnym splošťovaním SZ-JV vrás a rozstrihom týchto vrásových štruktúr, klivážou a dislokáciami osovej roviny so stredným úklonom k JZ (Jacko 1975 b, in Jacko, 1992).

Konformnosť volovského paleoblúka sa prejavuje aj v zóne severnej až severovýchodnej časti gemerickej jednotky. Túto megavrásovú štruktúru, tvoriacu severogemerický oblúk, sleduje oblúkové založenie tak plochami metamorfnej bridličnatosti VS_1 , ako aj horninovými pruhmi rakoveckej a gelnickej skupiny. Ukazuje sa, že rudnianske rudné pole je vyvinuté v severozápadnej, slovinsko-gelnickej, v apikálnej a črmeľskej v severovýchodnej časti megavrásovej časti severogemerického oblúka. Z toho vyplýva aj sukcesne rovnaká, ale smerovo odlišná orientácia vrásových a klivážových štruktúr rudnianskeho na jednej a slovinsko-gelnického a črmeľského rudného poľa na druhej strane (Sasvári, 1993).

Sprivedným javom regionálnej vrásoprešmykovej stavby smeru SV-JZ a SZ-JV sú vrásové štruktúry AF_2 centimetrového, decimetrového a metrového rádu (obr.16, 17), ktoré sú modifikované a odpovedajú podľa Ramsaya (1967) vrásovému typu 1C. Tieto vrásy sa viažu na prevládajúcu kliváž AS_2 , s mierne uklonenými až subhorizontálnymi vrásovými osami AB_2 . Osové roviny koincidujú s klivážou AS_2 , preto hovoríme o kliváži osových rovín. Úklon kliváže AS_2 je v oblasti Rudnian a Sloviniek k JJV a k JZ, menej k SSZ a SV, v črmeľskom rudnom poli k JZ a v nižnoslanskom rudnom poli k JJZ.

Predpokladáme, že kliváž AS_2 je produktom progresívneho štádia modifikácie kolízneho priestoru gemerika. Sú to riedlové plochy R_2 , vzniknuté ešte v záverečnej etape AD_1 , ktoré sa stali v dôsledku narastajúcej komprimácie v deformačnom štádiu AD_2 , osovými rovinami vrásových štruktúr AF_2 , modifikované a transponované do SV-JZ a SZ-JV strižných zón.

Z modelových experimentov vývoja fraktúr v zónach horizontálneho posunu sa podľa Tchalenka (1970) zistilo, že fraktúry R_1 krehkej deformácie, po hranici medze súdržnosti hornín, reorientujú sa do ostrejších uhlov. Dochádza zároveň k priestorovej deformácii riedlových R_2 – plôch, ktoré sa reorientujú do zložitejších subvertikálnych zakrivených foliácií, napr. do helikoidálnych plôch opísaných Naylorom et al. (1986). Je to zrejme dôvod, prečo foliačné plochy AS_2 , napriek absencii tautozonálnosti v súhrnných tektonogramoch, vykazujú mierne zvlínenie vo forme najmä otvorených vrás.

Rudnianske rudné pole obsahuje vrásové štruktúry AF_2 , s vrásovými osami AB_2 , s úklonom $10-30^\circ$ k JZ, ktoré sú subparalelné s osou zlatnickej antiklinály a klinovitej synklinály vrchného karbónu

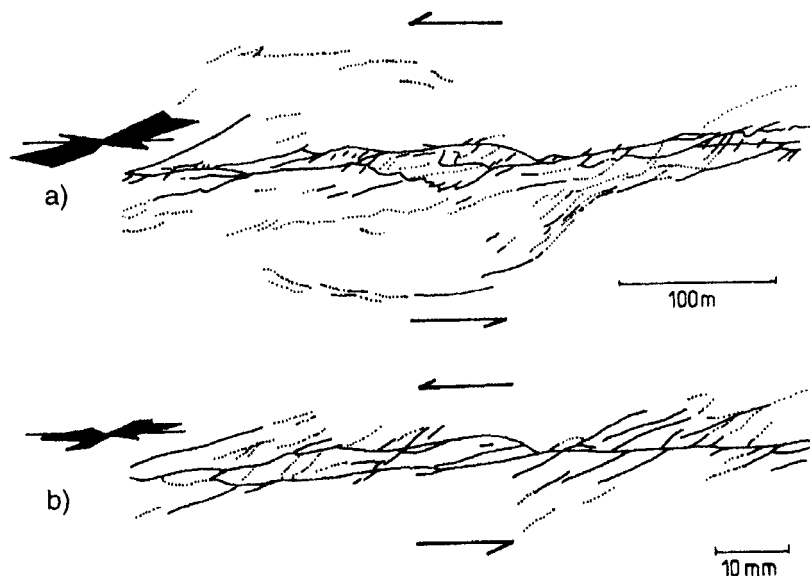
jamy Mier (Rozložník a Sasvári, 1985; Jančura, 1988). Vrásový systém vrás AF_2 je porušený klivážou AS_2 , ktorá prejavuje symetrologický vzťah k hlavnému štruktúrnemu smeru územia AB_2 , len čo do smeru, zatiaľ čo úklonovo sa líši. Smerový priebeh kliváže AS_2 kolíše v rozmedzí (SV-V) – (JZ-Z), so $40-65^\circ$ úklonom k JJV. Anomálne strmé úklony okolo 80° je možné pozorovať pozdĺž veľkých zlomov.

Foliačné plochy AS_2 sú výraznými strižnými plochami, spôsobujúcimi premiestňovanie – posúvanie mikrolitónov, najmä severným smerom. Často sú nositeľmi metamorfných minerálov, ako sericitu, chloritu i grafitu, ktoré sú zavlečené do plôch AS_2 z plôch VS_0 , prípadne AS_1 .

V západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, v nižnoslanskom rudnom poli, pokračovanie ponásunovej komprimácie kolízneho priestoru penetratívne modifikovalo vrásy do smeru SZ-JV a SV-JZ., pričom došlo k rozstrihu týchto vrásových štruktúr klivážou a dislokáciami osovej roviny (Sasvári et al., 1996). Mechanicky oslabené plochy strižných zón, penetratívne vyvinutých v celej nižnoslanskej depresii (Németh, 1994), podmienili vznik prešmykov.

V nižnoslanskom rudnom poli štruktúry, modifikované do kliváže osových rovín a vznik kliváže – foliácie AS_2 , sú presvedčivo fixované v hydrotermálnych intrafoliačných žilách kremeňovej mineralizácie (Q_3), ktorých pravdepodobný vznik bol v závere deformačného štádia AD_1 . Maximálne napätie σ_1 vo vývoji štruktúrnotektonického plánu formovalo vrásové štruktúry AF_2 do kliváže osových rovín AS_2 . V nekompetentnom prostredí vytváralo izoklinálne vrásy AF_2 s často amputovanými vrásovými ramenami po plochách osových rovín $AOR_2^{AD_2}$. Kompetentné polohy kremeňových žíl (Q_3) tvoria často budináž. Pri vysokých hodnotách strižného napätia sa budiny separujú. V duktilných podmienkach sa externé časti budín (rohy) natiahnú, pričom sa vytvoria asymetrické formy.

Smerová orientácia foliačných plôch AS_2 v nižnoslanskom rudnom poli je smeru JJV-SZZ, s priemerným úklonom 43° k JJZ.



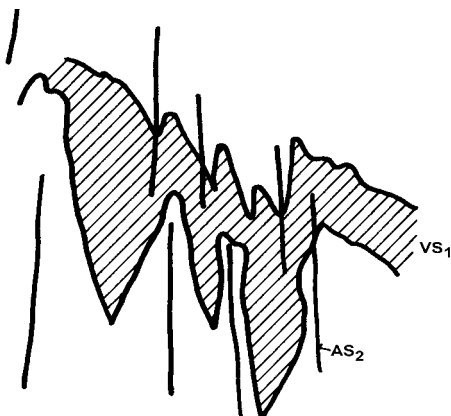
Obr. 15. Modelová schéma tvorby štruktúr riedlových plôch R_1 a R_2 rôznych mierok podľa Tchalenka (1970, in Nemčok et al., 1995), pri postmedznom štádiu vývoja štruktúr. Riedlové plochy R_1 sú zvýraznené, umožňujú priestorovú deformáciu riedlových R_2 – plôch.

Fig. 15. Model scheme of the creation of „riedel“ planes structures R_1 and R_2 in a different scale according to Tchalenko (1970, in Nemčok et al., 1995) in a post-limiting stage of the structural development. Riedel planes R_1 are made expressive, enabling spatial deformation of R_2 planes.

Rožňavské rudné pole je charakterizované foliačnými, klivážovými plochami AS_2 , ktoré podľa Slavkovského (1978) nevykazujú tautozonálnosť, pretože ich póly sú koncentrované do izometrického maxima. Podmieňuje to existenciu subparalelných foliačných plôch, charakteristické pre strižné zóny. Hustota plôch AS_2 je závislá od kompetencie horninových typov a od hĺbkového vývoja. Hrúbka foliačných plôch AS_2 sa pohybuje od submikroskopickej hrúbky až po centimetre.

Ukazuje sa, že v priestore žily Strieborná boli do štruktúr intraklivážových plôch AS_2 vtiahnuté transpozíciou aj restity karbonátových polôh, pôvodnej vrstevnatosti VSS gelnickej skupiny, ktoré sú dnes reprezentované šošovkovitým vývojom metasomatického sideritu.

Kým v západnej časti rožňavského rudného poľa prevládajú smery kliváže AS_2 SZ-JV, zatiaľ v strednej a východnej časti rudného poľa je kliváž AS_2 orientovaná najmä do smeru SV-JZ, so strmými úklonmi 80-90°.



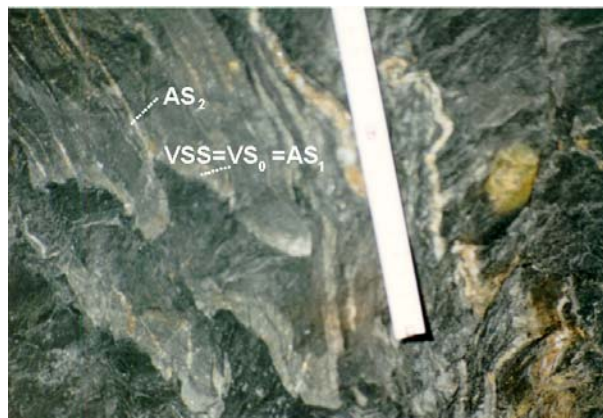
Obr.16..Transpozícia vrstvej bridličnatosti VS_1 s priečnou klivážou AS_2 . Strieborná žila, 10. obzor, prekop P-6.

Fig.16. Transposition of the bedding schistosity VS_1 with a transversal AS_2 cleavage. Strieborná vein, 10-th level, P-6 cross-cut.



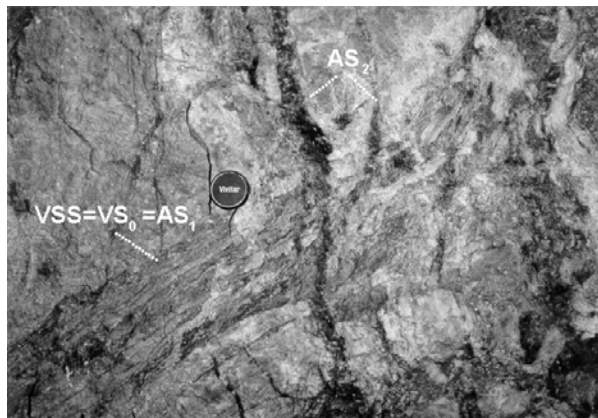
Obr.17. Transpozícia vrstvej bridličnatosti do foliačných plôch AS_2 . Strieborná žila, 13. obzor.

Fig.17. Transposition of the bedding schistosity into foliation planes AS_2 . Strieborná vein, 13-th level.



Obr.18. Vrstevnatosť modifikovaná priečnou klivážou AS_2 . Strieborná žila, 10. obzor, meračské body 10 943 – 10 942.

Fig.18. Bedding modified by the transversal AS_2 cleavage. Strieborná vein, 10-th level, surveying points 10 943 – 10 942.



Obr.19. Vrstevná bridličnatosť AS_1 . Strieborná žila, 8. obzor, prekop P-1 na SZ.

Fig.19. Bedding schistosity AS_1 . Strieborná vein, 8-th level, P-1 cross-cut to the NW.

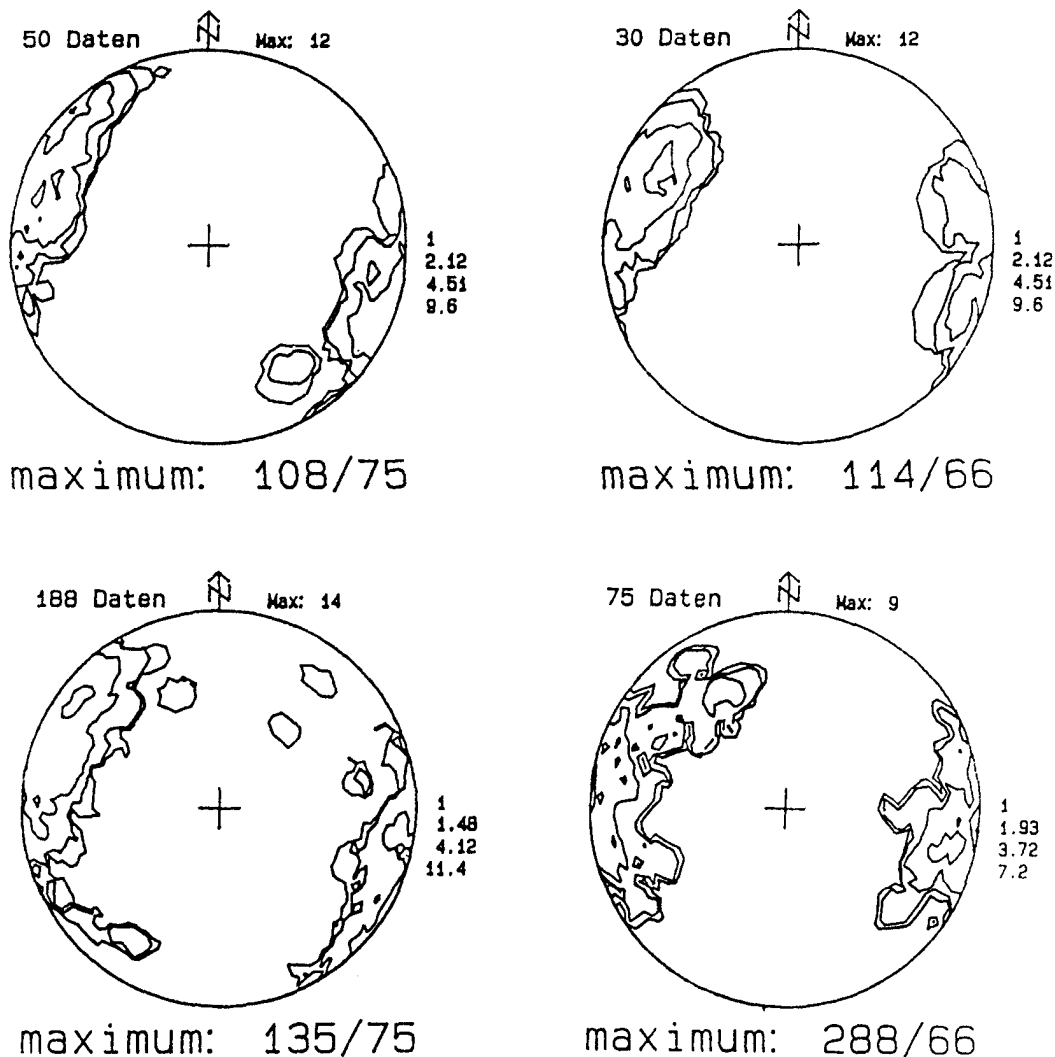
Pri štruktúrnoľožiskovej analýze žily Strieborná sa vo východnej časti rudného poľa zistili strmé úklony plôch kliváže AS_2 , ktoré majú relatívne širokú smernú disperziu (obr.20). Rozloženie plôch AS_2 na tektonogramoch umožňuje predpokladať mladšie tektonické prepracovanie týchto plôch do helikoidálneho priestorového tvaru.

Deformačné štádium AD_3

Deformačné štádium AD_3 zahŕňa transverzálne deformácie. Tlakový gradient umožnil tvorbu otvorených vrás AF_3 decimetrového, metrového a vyššieho rádu s osou Ab_3 smeru SSZ-JJV až S-J a so subhorizontálnym až miernym sklonom na V a na Z. Vrásky VF_3 sú otvorené, asymetrické, majú veľké vrásové rozpätie W a malú amplitúdu A.

Vplyv transverzálnej deformácie v rožňavskom rudnom poli možno pozorovať pri skúmaní regionálnych vrásových štruktúr foliačných plôch AS_2 v tektonogramoch (obr.20). Posun trans-

verzálneho poľa napätia spôsobuje reorientáciu megavrásových štruktúr a tým aj vznik osí vrás Ab_3 , uklonených k juhu.



Obr.20. Pólové kontúrové tektonogramy foliačných plôch AS_2 z 8. ($108/75^\circ$), 9. ($114/66^\circ$), 10. ($135/75^\circ$), a 13. ($288/66^\circ$) obzoru, žily Strieborná.

Fig.20. Pole-contoured diagrams of foliation planes AS_2 from levels 8, 9, 10 and 13 of the Strieborná vein.

Vzťah vývoja ložiskotvorných štruktúr k štruktúrno-tektonickej prepracovanosti východnej časti rudného poľa, na žile Strieborná

Vývoj mineralizovaných štruktúr v Spišsko-gemerskom rudohorí je úzko spätý so špecifickými vývojovými podmienkami variského a alpínskych deformačných štádií. Prepracovanosť ložiskových štruktúr je viacnásobná, čo umožňuje predpokladať postupné obnovovanie mineralizačných pulzov, ktoré sa striedali s významnými štruktúrno-tektonickými udalosťami, vo vývoji deformačných štádií.

Mineralizačné štruktúry, najmä v severnej a severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria obsadzujú hydrotermálne zrudnenie sideritovej formácie, podľa Rozložníka (1990). Po porovnaní mnohosystémovej kliváže, symetrológicky spätjej s vrásovými štruktúrami, bolo zistené (Sasvári, 1993), že sa kliváž nie vždy úplne zhoduje s mineralizovanými štruktúrami. V detailoch

bývajú rudné žily strmšie ako okolitá foliácia kliváže, a preto často presekávajú tak vrstvitosť, ako aj kliváž.

Väčšina pravých žíl svedčí o tom, že ich morfogenéza bola spätá s trochu odlišným kinematicko-dynamickým režimom, ako panoval v predchádzajúcich etapách deformačných štádií AD₁-AD₃. Predpokladáme, že nesúhlas v úklone kliváže a mineralizovaných ložiskových štruktúr sa vyvinul v dôsledku vývoja štruktúr v transpresnom režime.

Štruktúrnotektonická analýza rudných polí v Spišsko-gemerskom rudohorí ukázala, že periódy mineralizácie ložiskotvorných tektonických štruktúr boli takmer vždy veľmi výrazne modifikované. Znamená to, že obdobie postmineralizačnej periódy bolo tektonicky výrazne prepracované. Táto tektonická modifikácia sa prejavuje v rôznych častiach Spišsko-gemerského rudohoria rôzne. Príkladom je známe, banskými prácami overené križovanie Gelnickej žily s Hrubou žilou slovinskou na 27. a 29. obzore, v slovinsko-gelnickom rudnom poli. V tomto prípade je sideritom mineralizovaná Gelnická žila výrazne preseknutá Hrubou žilou Slovinskou, so sideritovo-kremeňovou mineralizáciou. Spoločne pre obe žily je vyhojenie stykových štruktúr sulfidickou, prevažne arzenopyritovou mineralizáciou.

V nižnoslanskom rudnom poli je známa modifikácia kremeňových žíl Q₃ do budín a izoklinálnych vrás, deformačným štádiom AD₂ (Sasvári et al., 1996).

Podľa vyššie uvedených príkladov sa ukazuje, že mineralizácia sideritovej formácie je charakteristická pre všetky deformačné fázy alpínskeho orogénu. V nižnoslanskom rudnom poli bola preukázaná mineralizácia už zo záveru deformačnej fázy AD₁. Preto na základe vzájomných sukcesných väzieb štruktúrno-tektonických udalostí a mineralizačných periód sme toho názoru, že vývoj mineralizačných štruktúr sukcesne obsadzovaných mineralizáciou, začal už v záverečnom štádiu AD₁ a dotváral sa v deformačných fázach AD₂ a AD₃. *Mineralizačné štruktúry boli preto mnohonásobne prepracované, modifikované intramineralizačnou a postmineralizačnou tektonikou.*

Obdobie mineralizácie, vzniknuté v jednotlivých deformačných fázach alpínskeho orogénu, označujeme súhrnne symbolom AD_{min}, ktorý vyjadruje komplexný proces tektonickej prípravy ložiskových štruktúr, s následnou typovou sukcesnou mineralizáciou. *Opakovaná modifikácia ložiskových štruktúr ukazuje pravdepodobnosť úzkej väzby mineralizačných etáp a periód na alpínske deformačné štádiá AD₁ – AD₃, prípadne deformačné štádiá mladšie.*

Obdobie vývoja mineralizovaných štruktúr D_{min} na žile Strieborná reprezentuje niekoľko navzájom spätých tektonických subštádií a mineralizačných periód:

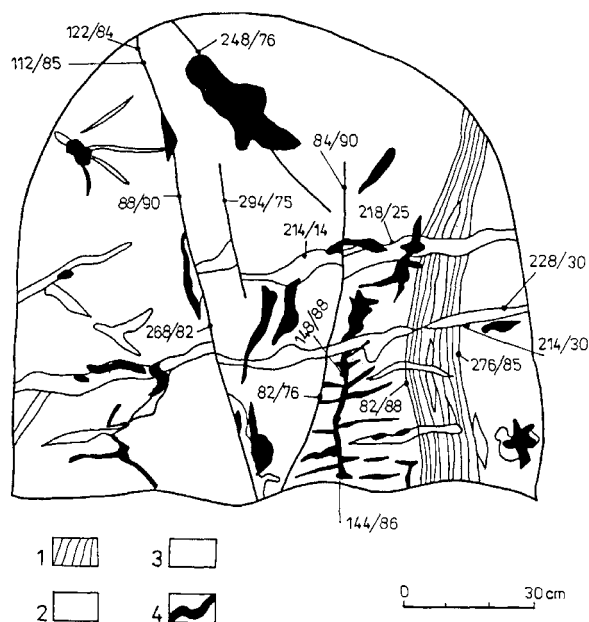
- D_{min}¹ - metasomatický siderit;
- D_{min}² - žilné štruktúry vyplnené kremeňom I. (Q₁);
- D_{min}³ - budovanie a intrafoliačné vrásnenie štruktúr s kremeňom II. (Q₂);
- D_{min}⁴ - formovanie hydrotermálneho žilného sideritu I;
- D_{min}⁵ - budovanie sideritových žíl a intrafoliačné vrásnenie tenších sideritových žíliek;
- D_{min}⁶ - vznik rebríkovitých žíl vyplnených kremeňom III. (Q₃) v siderite I. a budovanie sideritovo - kremeňových žíl;
- D_{min}⁷ - tektonická reaktivizácia hlavnej žily a vylučovanie kremeňa IV. (Q₄);
- D_{min}⁸ - budovanie hrubších štruktúr s kremeňovo - sideritovou výplňou;
- D_{min}⁹ - otváranie subvertikálnych štruktúr na styku sideritu I. a kremeňa III.-IV. a ich mineralizácia tetraeditom, alterácia tektonicky prepracovaných zón;
- D_{min}¹⁰ - reaktivizácia subvertikálnych štruktúr a ich mineralizácia mladším tetraeditom;
- D_{min}¹¹ - rejuvenilizácia štruktúr a hypergenna alterácia.

D_{min}¹ - metasomatický siderit

V Spišsko-gemerskom rudohorí boli metasomatické ložiská tvorené v dôsledku prítomnosti karbonátových telies, sprístupnených pre polyascendentné hydrotermálne roztoky tektonickými deformáciami. Hlavný podiel na tvorbe metasomatického sideritu mali primárne litologické a najmä sekundárne naložená metamorfna a tektonická štruktúrna dispozícia paleosomu, ako aj koncentračné a látkové vlastnosti hydrotermu.

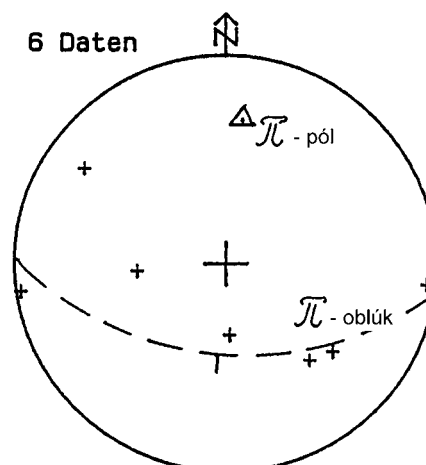
Relikty metasomatického sideritu v hlavnej hydrotermálnej kremeňovo – sideritovo – sulfidickej žile Strieborná sa zistili na 9. a 13. obzore. Tieto relikty reprezentujú výplň najstarších štruktúr, ktoré pretínajú žilky s mladším kremeňom III. a IV. (obr.21).

Metasomatický siderit tvorí žilky alebo šošovkovité telesá, ktoré sú hrubé 20-40 centimetrov a dlhé niekoľko decimetrov až merov (obr.21, 23, 24).



Obr.21. Čelba dobývky na porube medziobzoru, 8 m nad hlavným obzorom 9. 1-metasomatický siderit, 2-hydrotermálny žilný siderit I., 3-kremeň III. IV., 4-tetraedrit.

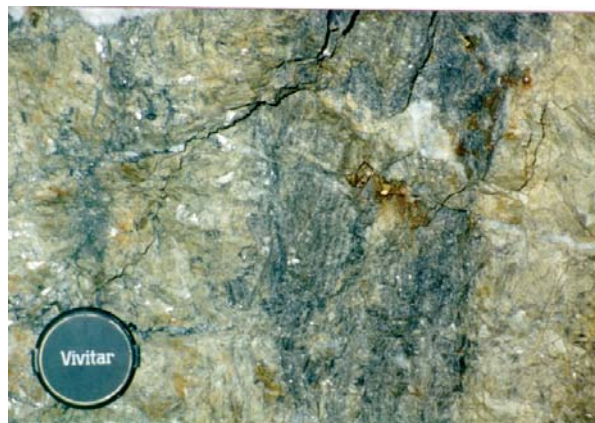
Fig.21. Forefield face on the slope-drift, 8 m over the main 9th level. 1-metasomatic siderite, 2-hydrothermal vein siderite, 3-quartz III and IV, 4-tetrahedrite.



Obr.22. Bodový pólový tektonogram polôh metasomatického sideritu v hydrotermálne žilnej sideritovej štruktúre na 9. a 13. obzore, žily Strieborná.

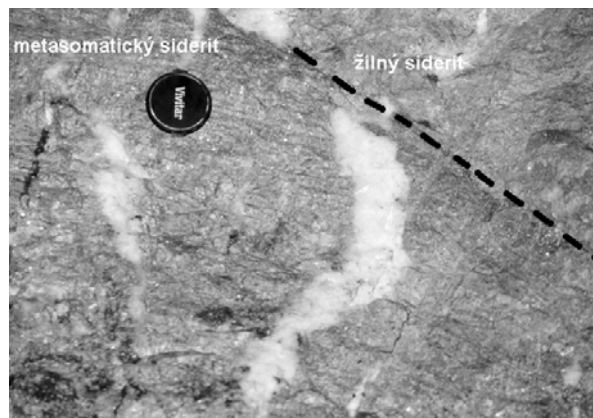
Fig.22. Pole (point) diagram of metasomatic siderite bodies in hydrothermal quartz-siderite-sulphide vein on the 9th and 13th levels.

Telesá metasomatického sideritu dosahujú hrúbku 20-40 centimetrov, pričom ich dĺžka je obmedzená na decimetrové až metrové rozmery. Tvar je buď žilný alebo šošovkovitý. Získané údaje o priestorovej pozícii metasomatického sideritu v hydrotermálnej sideritovej žile sú usporiadané v pólových tektonogramoch po π - oblúku. π - pól s hodnotou $6/30^\circ$ ukazuje os regionálneho zakryvenia telies metasomatického sideritu v hydrotermálnej žile Strieborná (obr.22).



Obr.23. Poloha prúžkovaného metasomatického sideritu, z čelby obr. 21.

Fig.23. Banded matasomatic siderite layer from the outcrop, localization the same as on Fig.22.

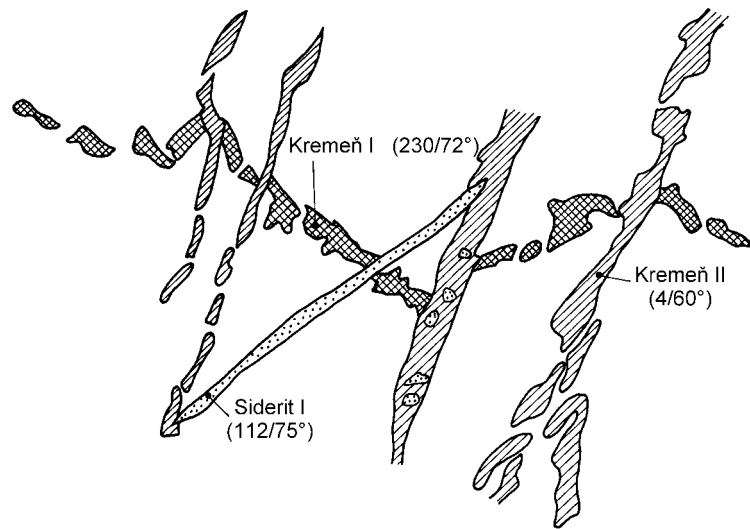


Obr.24. Rozhranie metasomatického sideritu šošovkovitého tvaru, s mladším, hydrotermálne žilným sideritom.

Fig.24. Boundary between lentiform metasomatic siderite and younger hydrothermal vein-type siderite.

D_{min}² - žilné štruktúry, vyplnené kremeňom I. (Q₁);

Zriedkavo sa vyskytujúce žilky ($230/72^\circ$), hrubé do 1 cm, ktoré sú vyplnené stredne zrnitým mliečnobielym kremeňom I, \pm pyrit, reprezentujú iniciálne štádium formovania hydrotermálnej mineralizácie. Žilky kremeňa I sú pretínané žilkami kremeňa II a sideritovo – sulfidickým zrudnením (obr.25).



Obr.25. Vzťah a sukcesia formovania žíl s kremeňom I a II a so sideritom I na 10. obvzore, pri meračskom bode 10 943.

Fig25. Relation and succession of formation of vein consists of quartz I and II and siderite I, 10th level, MP 10 943.

D_{min}³ - budinovanie a intrafoliačné vrásnenie štruktúr s kremeňom II. (Q₂)

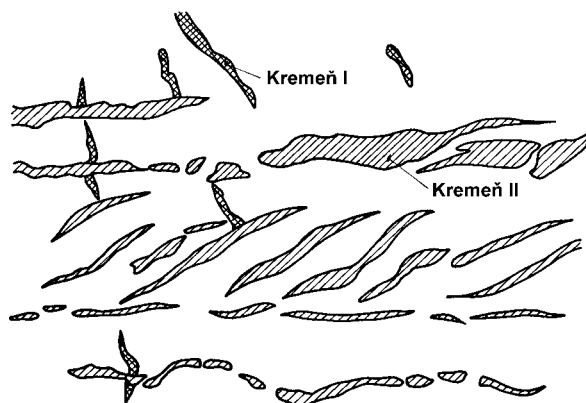
Mladšie tektonické štruktúry, vyplnené jemnozrnným mliečnobielym kremeňom II, sú budinované a majú intrafoliačnú (AS₂) orientáciu. Dosahujú dĺžku od 10 do 200 centimetrov.

V metakvarcitech a metapelitoch sa miestami vyskytujú extenzné štruktúry vo formácii en echolon (obr.26, 27).

Zmena orientácie podľa napätia modifikovala v strižnej zóne, subparalelnej s klivážou AS₂, budinované žilky, vyplnené kremeňom II. Po ich prepracovaní vznikli intrafoliačné vrásy zatvoreného až izoklinálneho typu (obr.28, 29).

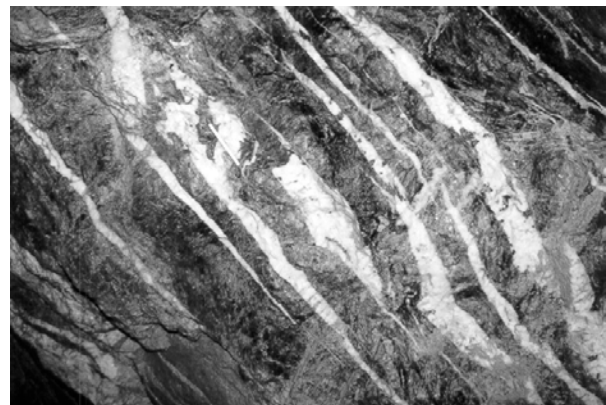
Modifikácia vrásových systémov je miestami tak významná, že apikálne časti izoklinálnych vrás, tvorených kremeňom II, sa začínajú chovať ako porfyroklasty v jemnej hmote metapelitov. Začínajú vo foliačných plochách kliváže AS₂ rotovať, čím pripomínajú „prevrátené porfyroklastické „ systémy typu δ (obr.30).

Tektonická subperióda D_{min}³ predchádza mineralizačnej fáze, počas ktorej sa vylučil hydrotermálny žilný siderit I (obr.31).



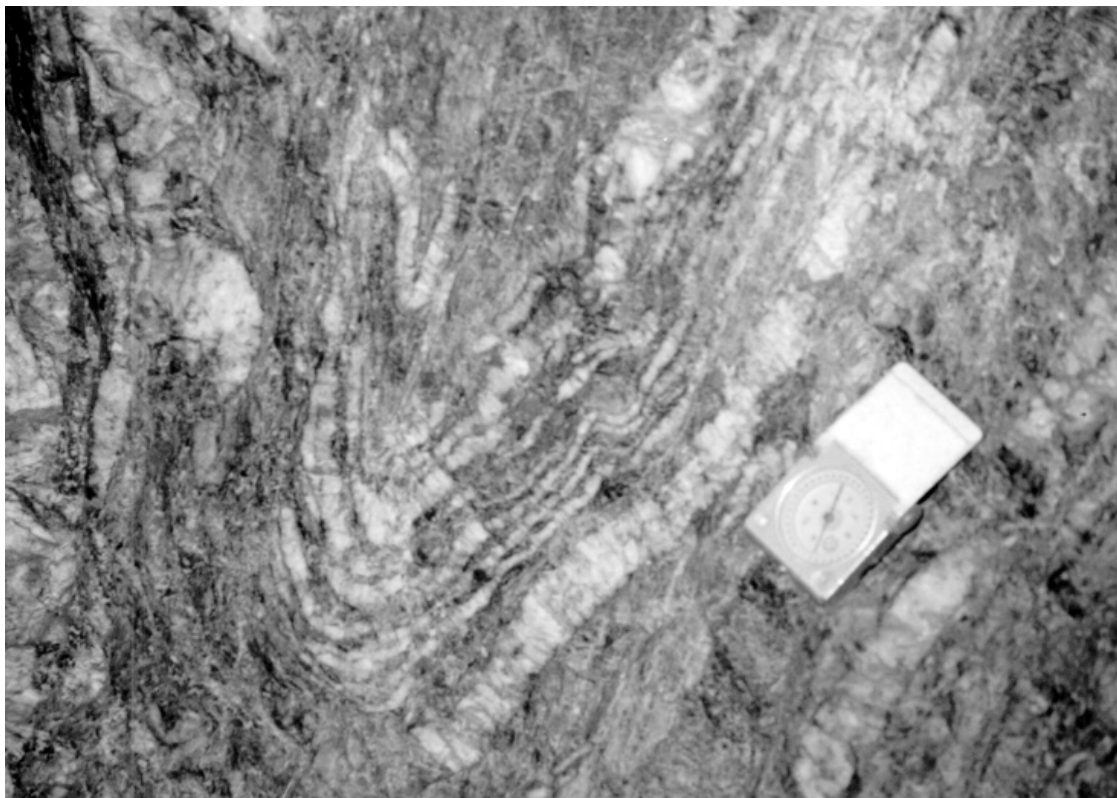
Obr.26. Extenzné štruktúry en echolon na 10. obvzore, pri meračskom bode 10 943.

Fig.26. „En echelon“ extension structures on the 10th level, close to MP 10 943.



Obr.27. Extenzné tektonické štruktúry, mineralizované kremeňom II. 8. obvzor, za prekopom P-4.

Fig.27. Extensional tectonical structures mineralised by quartz II. 8-th level, behind the P-4 cross-cut.



Obr.28. Vrása zatvoreného typu, mineralizovaná kremeňom II., 10. obzor, spojovací prekop na žilu Strieborná, mer. bod 10 383.

Fig.28. Fold of the closed type, mineralised by quartz II., 10-th level, connecting cross-cut to the Strieborná vein, at the surveying point 10 383.



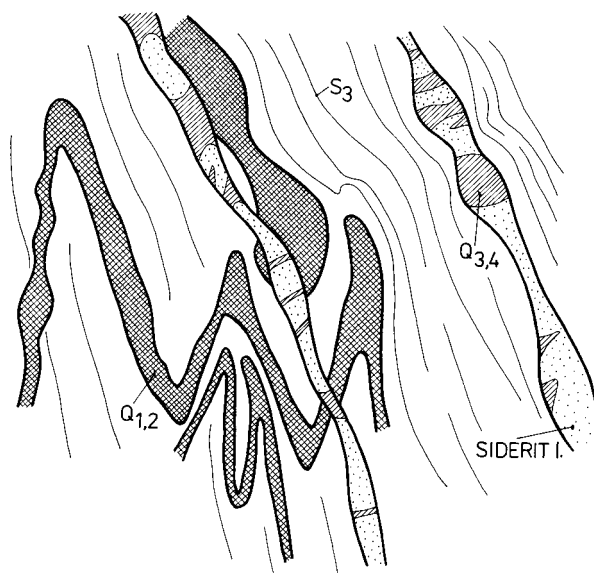
Obr.29. Intrafoliálne vrásky kremeňa I a II., 10 obzor, severovýchodná časť, prekop P-6.

Fig.29. Intrafolial folds of quartz Q_1 and Q_2 . 10th horizon, NE part of the Strieborná vein, cross cut P-6.



Obr.30. Rotácia apikálnych častí kremeňových (II) vrás, v „prevrátenom porfyroklastickom systéme“, 8. obzor, prekop P-1, pri meračskom bode 8 247.

Fig.30. Rotation of apical parts of quartz (II) folds, in „overthrown porphyroclastic system“, 8-th level, P – 1 cross-cut at the surveying point 8 247.



Obr.31. Relatívny vzťah modifikácie vrásových štruktúr s kremeňovou (II) výplňou, k hlavným sideritovo – kremeňovým (III a IV) žilám, 9. obzor, 20 m od meračského bodu 9 054.

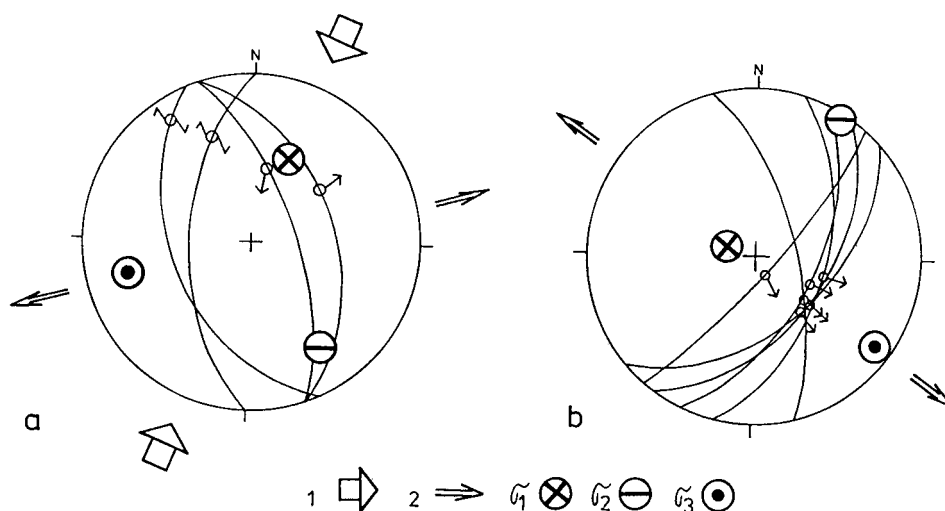
Fig.31. Relations of modified fold structures with (Q₂) quartz to main siderite – quartz (Q₃ and Q₄) veins. 9th level, 20m from MP 9 054.

D_{min}⁴ - formovanie štruktúr, obsadených hydrotermálne žilným sideritom I

Tektonické štruktúry, mineralizované sideritom I, sú primárne orientované do intrafoliačných plôch kliváže AS₂, ktoré sa pokladajú za najvýznamnejšie ložiskotvorné štruktúry.

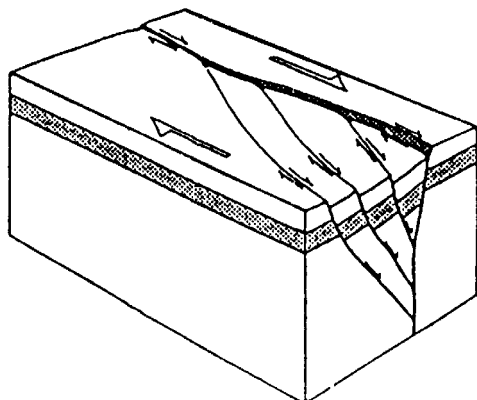
V oblasti rožňavského rudného poľa prebieha Transgemerická strižná zóna, smeru SV-JZ, so sinistralným vývojom posunu, ktorú doprevádzajú deformácie jednoduchého strihu, so sprievodnou lineáciou predĺženia a foliáciou (Grecula et al., 1990). Sinistralný subhorizontálny posun v rozsahu žily Strieborná dokumentujú lineácie strečingového typu ($L^{\text{stredné}} = 193/26^\circ$), na foliačných plochách kliváže AS₂, s pomerne širokým azimutálnym rozptylom maximálnej hustoty zastúpenia týchto foliácií ($A^\circ = 188-225^\circ$, s úklonom k SZ a k JV). Trojrozmerná priestorová pozícia foliačných plôch kliváže AS₂ pripomína helikoidálny tvar.

Podľa paleonapätňovej analýzy zlomov (Marko, 1994), medzi žilami Mária a Strieborná na 8. obzore, sa predpokladá uplatnenie transtenzného režimu v strižnej zóne, ktorý umožnil otváranie štruktúr SV-JZ smeru v dôsledku extenzie. Výsledky analýzy umožnili vyčleniť dve štádiá tvorby rovnako starých zlomov (obr.32). Možno ich považovať za rudulokalizujúce štruktúry, ktoré boli pravdepodobne generované v transtenznom režime sinistralnej strižnej zóny.



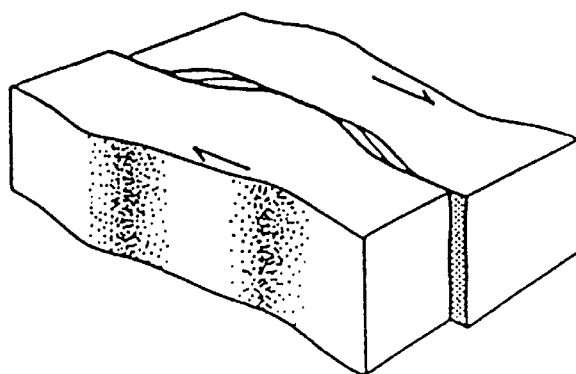
Obr.32. Tektonogramy dvoch štádií tvorby zlomov a paleonapätňových polí na 8. obzore, medzi žilami Mária a Strieborná, podľa Marka (1994). 1-kompresia, 2-extenzia, vektory napätia : σ_1 (maximálne), σ_2 , σ_3 (minimálne).

Fig.32. Diagrams of two stages of formation of faults and of paleostress fields on the 8th level between the Maria and Strieborná veins, according to Marko (1994). 1-compression, 2-extension stress vectors: σ_1 (maximal), σ_2 , σ_3 (minimal).



Obr.33. Ťahový duplex, alebo tzv. negatívna kvetinová štruktúra podľa Sylvestra (1988).

Fig.33. Tensional duplex or the so called „negative flower structure“ according to Sylvester (1988).



Obr.34. Laterálna deformácia k zachovaniu rovinného pretvorenia, pri systéme horizontálneho posunu (Woodcock a Fischer, 1986).

Fig.34. Lateral deformation for the preservation of the planar transformation in the horizontal transposition system (Woodcock and Fischer, 1986).

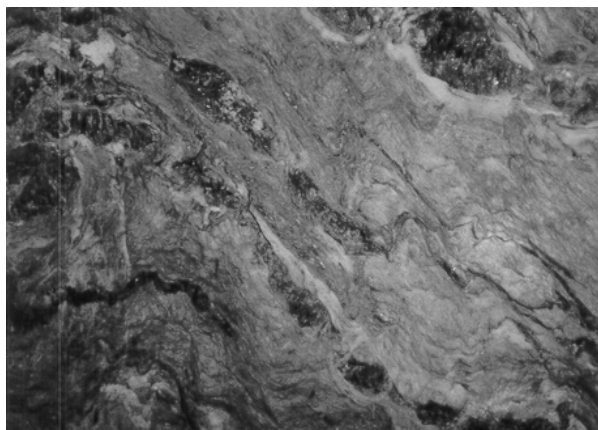
Dôsledok transtenzie strižnej zóny v pripovrchových častiach zemskej kôry sa prejavil vo vzájomnej kombinácii horizontálnych posunov a poklesov. Morfogeneticky dochádzalo k tvorbe ťahových duplexov, podľa Woodcocka a Fischera (1986). Geometria poklesových porúch je charakterizovaná zapadáním porúch smerom dovnútra (obr.33), kde sa tieto poruchy (napr. žilný systém bane Mária) môžu zblížovať v oblasti hlavnej strižnej zóny (v tomto prípade to môže odpovedať Transgemickej strižnej zóne smeru SV-JZ).

Rozšírenie duplexu horizontálneho posunu musí byť vyrovnané laterálnou (bočnou) deformáciou okolitej horniny (vybodkovaná oblasť na obr. 34), čiže voľného topografického povrchu, lebo len tak sa rovinné pretvorenie zachová v horizontálnom reze. Geometricky je to možné len kompenzáciou laterálne príľahlého subvertikálneho poruchového pásma (napr. žila Strieborná).

Poruchy, lemujúce ťahové duplexy, môžu reprezentovať subparalelné žilné systémy, ktoré sú charakterizované v pripovrchových častiach miernym a v hlbších častiach strmším úklonom. Príčinou helikoidálnej deformácie rudných žíl môže byť vplyv pôsobenia priečnej strižnej zóny typu Rejdová, definovaná Greculom (1990), smeru SZ-JV, s dextrálnym vývojom posunu, alebo pokročilý vývoj redukcie priestoru Spišskogemerského rudohoria v smere S-J, podľa transparentného modelu.

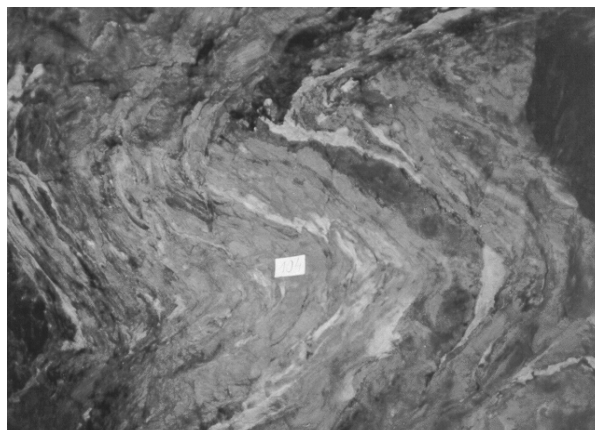
D_{min}^5 - budovanie sideritových žíl a intrafoliačné vrásnenie tenších sideritových žiliek

Fluidy, z ktorých sa vylúčil hydrotermálny žilný siderit I, v preexistujúcom poli napätia (obr.32a), s vypočítaným subvertikálnym kompresným napätím σ_1 a subhorizontálnym extenzným napätím σ_3 , zohriali okolité horninové prostredie, čo umožnilo vývoj harmonických a disharmonických vrásových štruktúr (obr.35). Tektonický štýl harmonických a disharmonických vrás prebrali najmä tenšie sideritové žily, subparalelné s hlavnou sideritovou žilou Strieborná (obr.36). Vrásové b - osi harmonických a disharmonických vrás (obr.37) dokladajú smer subhorizontálnej extenzie v poli napätia.



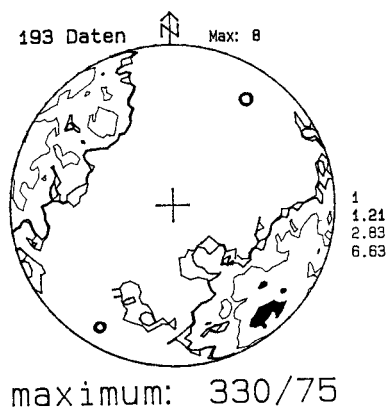
Obr.35. Disharmonické vrásy v jemnozrnných porfyroidoch. Intrafoliačné plochy sú miestami obsadené tenkými sideritovými žilkami. 9. obzor, pri meračskom bode 9 057.

Fig.35. Disharmonic folds of thin, siderite I veinlets within porphyroids. Cross cut on the 9th horizon.



Obr.36. Disharmonické vrásy s tenkými sideritovými žilkami. 11.obzor.

Fig.36. Disharmonical folds with thin sideritic veinlets. 11-th level.



Obr.37. Sumárny kontúrový tektonogram podložných a nad-ložných plôch žilnej mineralizácie so sideritom I. Krúžky (213/14° a 45/20°) označujú na stykových plochách žily priemerný smer b-osi harmonických a disharmonických vrás.

Fig.37. Summary contour diagramme of underlying and overlying planes of vein mineralization with siderite I. Small rings (213/14° and 35/20°) mark on contact planes of vein the average dip direction of b-axes of harmonic and disharmonic folds.

Zmena poľa napätia, ktoré produkovalo subhorizontálne maximálne napätie σ_1 a sub-vertikálne napätie σ_3 (napr. orientácia vektorov napätia σ , podľa obr. 49), umožnilo budinovanie 5 až 20 centimetrov hrubých intrafoliačných žíl a žílkie sideritu I a čiastočne aj budinovanie hlavnej sideritovej žily Strieborná.

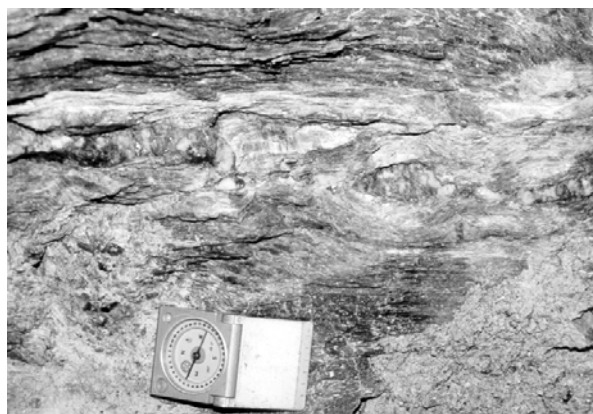
Budináž je proces a štruktúra, ktorá sa formuje segmentáciou preexistujúcich telies, ktoré sú kompetentnejšie ako ich okolie (Nemčok et al., 1995). V dôsledku pretrhnutia kompetentnej polohy pri extenzii vznikajú úzke bloky, výrazne predĺžené v ortogonálnom smere na maximálnu extenziu, ktorú budináž vyvolala (obr.41). Kompetentné a dezintegrované budinované bloky sú obtekané nekompetentnými horninami, čo na povrchu foliačných plôch, subparalelných s budinážou, vytvára morfológicky nápadné lineácie, podobné vrásovým lineáciám, resp. mulionom. Dlhšie osi budín, ktoré sú rovnobežné s osou „Y“ deformačného elipsoidu, sú orientované kolmo na smer maximálneho natiahnutia vrstiev. V zmysle Sanderových kinematických súradníc ide o lineácie „b“, rovnobežné s osou rotácie.

Budinovanie sideritových žílkie (obr.38, 39) nastalo pred následnou fázou mineralizácie, počas ktorej sa vylúčil kremeň III a kremeň IV.



Obr.38. Vpravo je budinovaná sideritová žilka, ktorá pretína staršie kremeňové štruktúry Q_1 a Q_2 . Strieborná žila, 10. obzor.

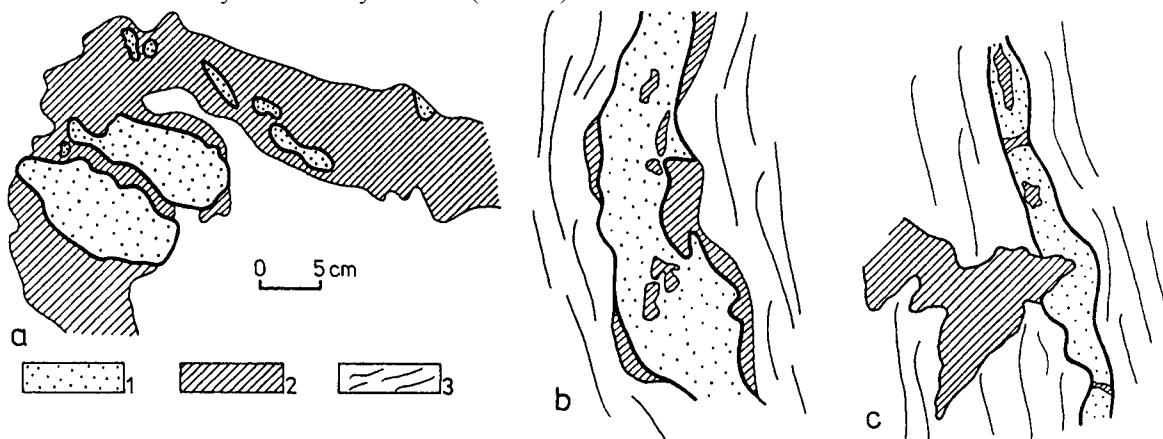
Fig.38. Boudinaged sideritic veinlet (on the right) cutting elder quartz Q_1 and Q_2 structures. Strieborná vein, 10-th level.



Obr.39. Budinované sideritové žilky vo foliácii AS_2 . Budiny sú modifikované mladšou mineralizáciou Q_{1-2} . 8. obzor, P-2.

Fig.39. Boudinaged sideritic veinlets in the AS_2 foliation. Boudines are modified due to the younger mineralisation Q_{1-2} . Strieborná vein, 8-th level, P-2 cross-cut.

Relatívny vzťah budináže sideritových žíl a kremeňovej mineralizácie môžeme pozorovať na obr.40, kde je kremeňová výplň v extenzných priestoroch medzi oddelenými budinami, a taktiež aj na subfoliačných rozhraniach hornín so sideritovou žilou (obr.40b). V mnohých prípadoch je vyvinuté naložené prerastanie budinovaných sideritových žílkie (obr.40c).



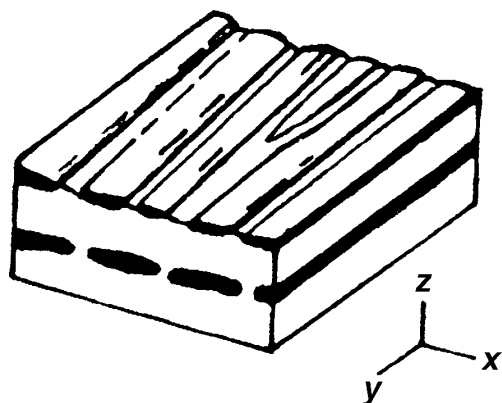
Obr.40. Budinované žilky so sideritom I, neskôr vyplnené kremeňom III a kremeňom IV. 1-siderit, 2-kremeň, 3-foliačné plochy AS_2 . a- pozdĺžny rez žilou, subparalelnou s foliačnými plochami, b,c-priečne rezy budinovanými sideritovo – kremeňovými žilami.

Fig.40. Boudinage veinlets of siderite I, later by quartz III and IV. 1-siderite, 2-quartz, 3-foliation planes AS_2 . a-longitudinal section through the vein, subparallel to foliation planes, b,c-cross-section through boudinaged siderite-quartz veins.

Žila Strieborná, podobne ako aj ostatné žily v rožňavskom rudnom poli, bola postihnutá výraznou budinážou. Možno to vidieť na tenších sideritových žilkách (obr.38, 39), ale to isté vychádza aj pri regionálnej morfometrickej analýze priebehu podložia a nadložia žily Strieborná.

Subvertikálna budináž spôsobuje v dôsledku extenzného natiahnutia sideritových žiliek redukciu mocnosti, prípadné ich úplné pretrhnutie (obr.41). Okolité nekompetentné horniny kopírujú ich zmenenú morfológiu, pripomínajúce vrásky alebo muliony (obr.42). Dlhšie osi budín predstavujú lineácie konformné s osami vrás, ktoré vznikli pri laterálnom obtekaní nekompetentných hornín, na styku s budinovanými sideritovými žilami.

Lineácie osi budináže sideritových žíl majú JJZ a SSV smer, s úklonom 12° - 33° (obr.43).



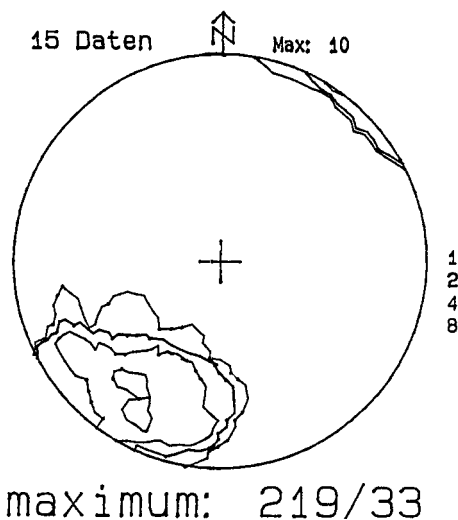
Obr. 41. Vztah medzi lineáciami a osami deformačného elipsoidu pri budinážnej štruktúre (Nicolas, 1987, in Nemčok et al., 1995).

Fig.41. Relation between lineations and axes of deformation ellipsoid due to the boudinated structure (Nicolas, 1987 in Nemčok et al., 1995).



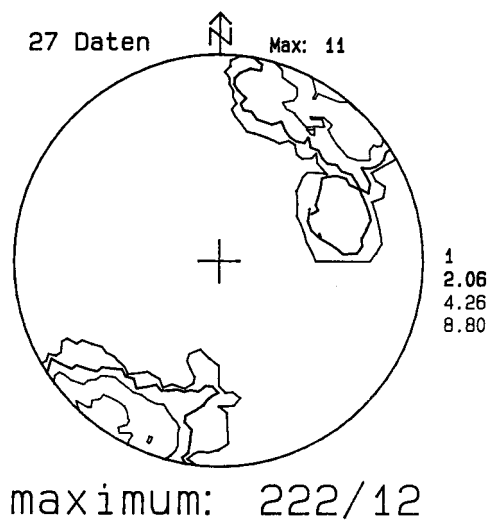
Obr.42. Lineácie osi budináže, ktoré vznikli na rozhraní nekompetentných hornín a 10 cm hrubej budinovanej kompetentnej sideritovej žilky. 8. obzor, meračský bod 8 284.

Fig.42. Lineations of the axis of boudination created on the boundary between non-competent rocks and competent the 10 cm-thick boudinated sideritic veinlet. Strieborná vein, 8-th level, surveying point 8 284.



Obr.43a. Sumárny kontúrový tektonogram lineácií osi budín sideritových žíl na 8. obzore.

Fig. 43a. Summary-contoured diagram of axes of sideritic veins boudins on the 8-th level.

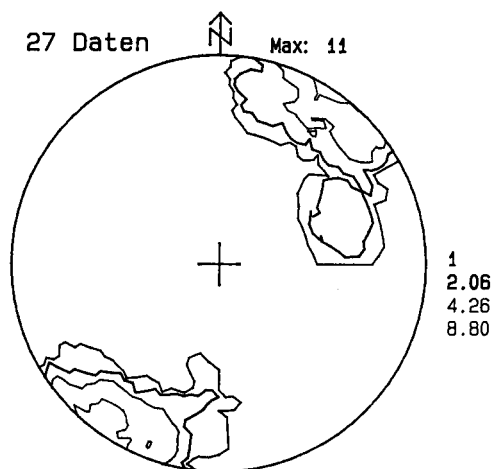


Obr.43b. Sumárny kontúrový tektonogram lineácií osi budín sideritových žíl na 9. obzore.

Fig. 43b. Summary-contoured diagram of axes of sideritic veins boudins on the 9-th level.

Dotykové plochy k tenším budinovaným sideritovým žilám reprezentujú v pólovom tektonograme (obr.44) tautozonálnosť. π - pól tautozonálnosti je konformný s maximálnou kumuláciou lineácií osí budín

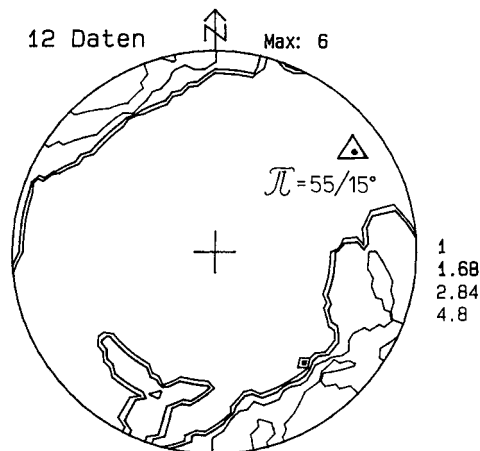
sideritových žíl (obr.43). Táto konformnosť tautozonálneho priebehu sideritových žíl a lineácie osí budináže sideritových žíl ukazuje na vývoj v identickom poli napätia.



maximum: 222/12

Obr.43c. Sumárny kontúrový tektonogram lineácií osí budin sideritových žíl na 10. obzore.

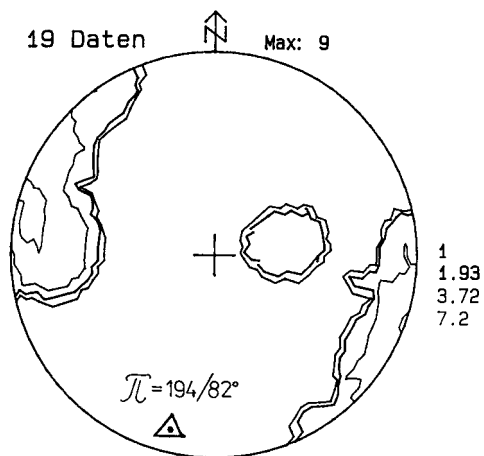
Fig.43c. Summary-contoured diagram of axes of sideritic veins boudins on the 10-th level.



maximum: 159/81

Obr.44a. Pólový kontúrový tektonogram dotkových rovin k tenším sideritovým žilám. $\pi = 55/15^\circ$, 8. obzor.

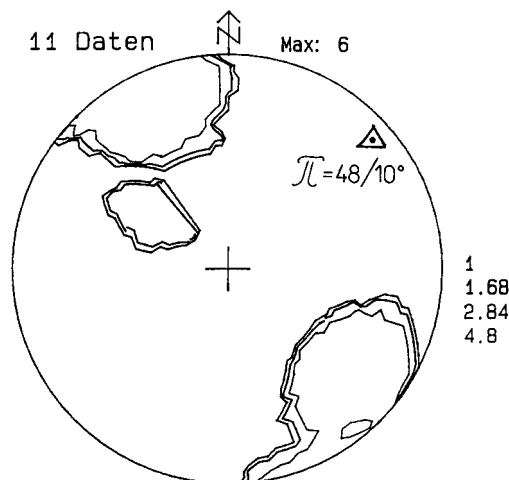
Fig.44a. Pole-contoured diagram of contact planes with thinner sideritic veins. $\pi = 55 / 15^\circ$, Strieborná vein, 8-th level.



maximum: 111/78

Obr.44b. Pólový kontúrový tektonogram dotkových rovin k tenším sideritovým žilám. $\pi = 194/82^\circ$, 10. obzor.

Fig.44b. Pole-contoured diagram of contact planes with thinner sideritic veins. $\pi = 194 / 82^\circ$, Strieborná vein, 10-th level.



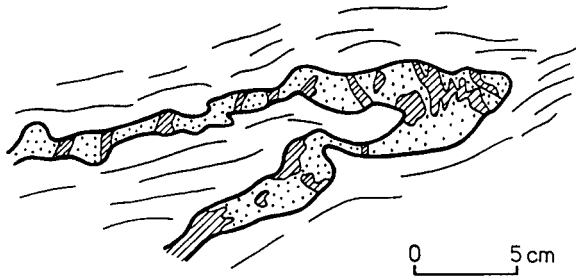
maximum: 327/81

Obr.44c. Pólový kontúrový tektonogram dotkových rovin k tenším sideritovým žilám. $\pi = 48/10^\circ$, 13. obzor.

Fig.44c. Pole-contoured diagram of contact planes with thinner sideritic veins. $\pi = 48 / 10^\circ$, Strieborná vein, 13-th level.

Proces budináže nasledovalo v zmenenom poli napätia intrafoliačné prevrásnenie sideritových žíl, pri vzniku centimetrových, metrových a väčších vrásových štruktúr (obr.45, 46).

Vývoj intrafoliačných vrás predpokladá istú semiduktilitu prostredia a penetratívny strižný režim. Rozdielny stupeň anizotropie a kompetencie medzi horninou a budinovanými sideritovými žilami sa prejaví vo forme vrás, tvorbou strižnej zóny, ale aj budináže (obr.45, 46, 47, 48). Obvykle vzniknú ohybovo – strižné vrásy (Eisbacher, 1991).



Obr.45. Budinovaná a intrafoliačne vrásnená sideritová žilka.

Fig.45. Boudinage and intrafolial folding of siderite ± quartz veinlets.



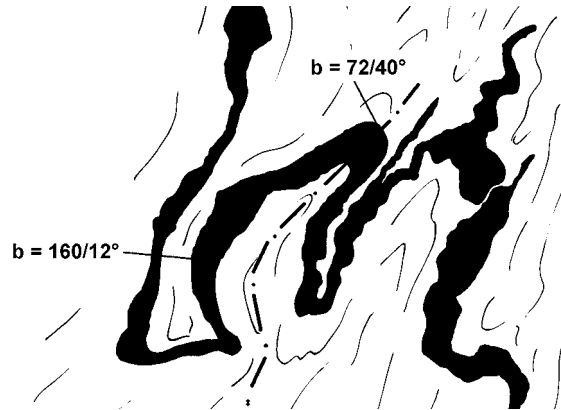
Obr.46. Intrafoliačné vrásnenie sideritových žíliek.

Fig.46. Intrafoliation folding of sideritic veinlets.



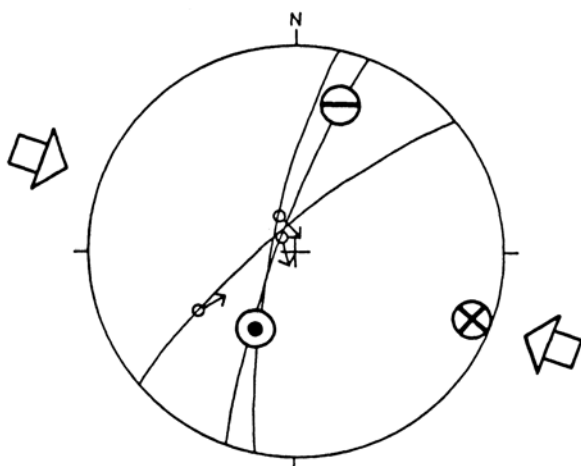
Obr.47. Tenké intrafoliačné izoklinálne vrásky v podloží žily Strieborná. 8. obzor, prekop P-4.

Fig.47. Thin intrafoliation isoclinal folds in the underlying rocks of the Strieborná vein. 8-th level, P-4 cross-cut.



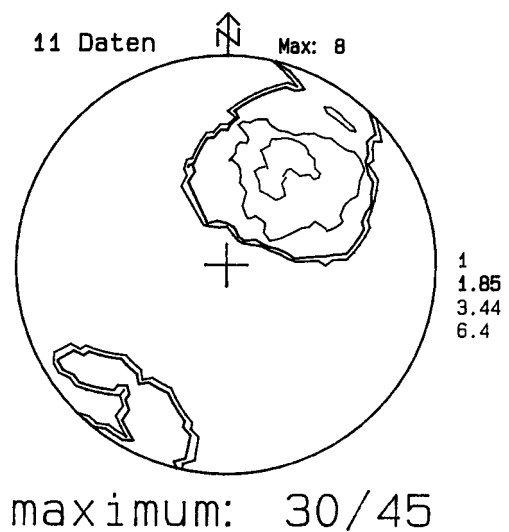
Obr.48. Modifikované intrafoliačné vrásky v zmenenom poli napätia. Primárne vrásky $b = 72/40^\circ$, naložené vrásky $b = 160/12^\circ$.

Fig.48. Modified intrafoliation folds in the altered tension field. Primary folds $b = 72 / 40^\circ$, loaded (secondary) folds $b = 160 / 12^\circ$.



Obr.49. Tektonogram paleonapät'ových polí (Marko, 1994). 1-kompresia, 2-extendzia, σ_1 -max. (x), $\sigma_{2,3}$ min. vektory napätia.

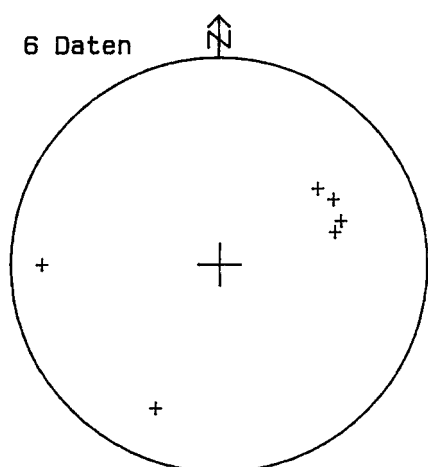
Fig.49. Diagram of paleostress fields. Location and explanation as Fig.32.



Obr.50/1. Kontúrový tektonogram lineácií b-osi. 8. obzor. Lineácie disharmonických alebo polyharmonických vrás.

Fig.50/1. Contoured diagram of b-axes lineations. 8-th level. Lineations of disharmonical or polyharmonical folds.

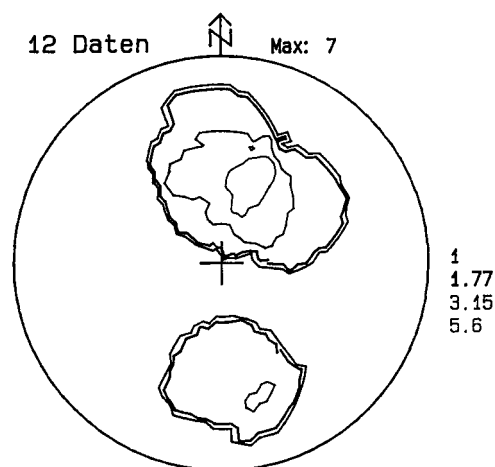
Pre tvorbu ohybovo - strižných vrás vyhovuje Markom (1994) zistené pole paleonapätia (obr.49). Potvrdzujú to štruktúrno-tektonické merania na vybraných obzoroch žily Strieborná, kde boli namerané reálne b-osi vrás (obr. 50/2, 50/5, 50/7) a lineácie b-osi disharmonických alebo polyharmonických vrás (obr. 50/1, 50/3, 50/4, 50/6).



subor 8fbudb.dat

Obr.50/2. Bodový tektonogram lineácií b-osi. 8. obzor. Lineácie reálnych a intrafoliačných vrás.

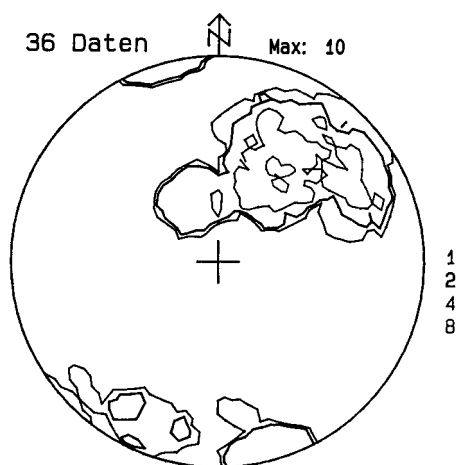
Fig.50/2. Point diagram of b-axes lineations. 8-th level. Lineations of real and intrafoliation folds.



maximum: 27/54

Obr.50/3. Kontúrový tektonogram lineácií b-osi. 9. obzor. Lineácie disharmonických alebo polyharmonických vrás.

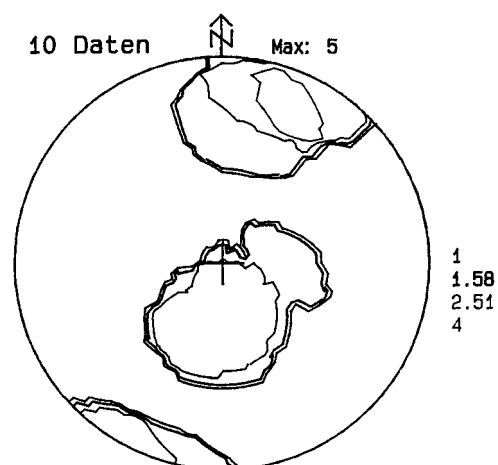
Fig.50/3. Contoured diagram of b-axes lineations. 9-th level. Lineations of disharmonical or polyharmonic folds.



maximum: 30/48

Obr.50/4. Kontúrový tektonogram lineácií b-osi. 10. obzor. Lineácie disharmonických alebo polyharmonických vrás.

Fig.50/4. Contoured diagram of b-axes lineations. 10-th level. Lineations of disharmonical or polyharmonic folds.



maximum: 39/30

Obr.50/5. Kontúrový tektonogram lineácií b-osi. 10. obzor. Lineácie reálnych a intrafoliačných vrás.

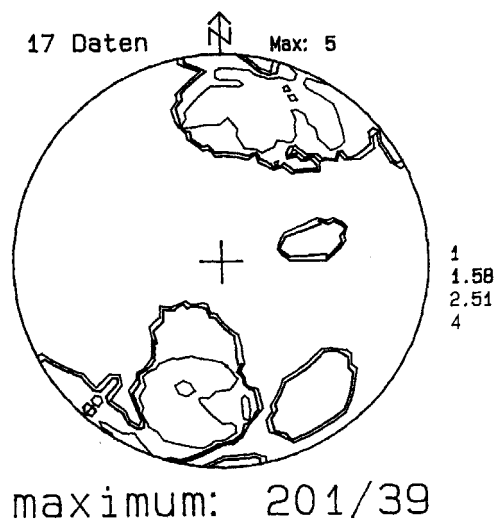
Fig.50/5. Contoured diagram of b-axes lineations. 10-th level. Lineations of real and intrafoliation folds.

Výsledky paleonapäťovej analýzy dokumentujú istú zmenu poľa napätia vo fáze tvorby ohybovo - strižných vrás, tenších budinovaných intrafoliačných sideritových žiliek.

Vrásnením sideritových žíl kompetentnej povahy v nekompetentnej hornine je distribúcia deformácie vo vrásach úzko závislá od vývoja kliváže. Dôvodom je lom kliváže na hranici rôznej kompetentnosti. Uhol, ktorý kliváž zvierá s vrstevnou plochou je vždy väčší v kompetentnom a menší v nekompetentnom prostredí. Stopy kliváže tvoria vejáre (obr.51, synklinálna časť vrásy), ktoré sa v kompetentných polohách zbiehajú do jadra vrásy (Ramsay a Huber, 1987).

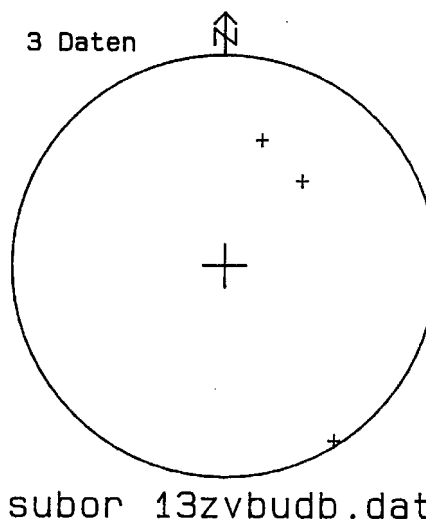
Orientácia maximálneho splošťovania a maximálnej rýchlosti splošťovania je skoro identická v oblasti vrásniacej sa kompetentnej polohy (žilky). Vo vrcholovej zóne vrásky je materiál až po hodnotu zovretosti $t = 0,51$ rozťahovaný (Chapple, 1964), pričom intenzita extenzie po ramenách vrásky klesá.

V prípade ohybovo – strižných vrás sa v počiatkových štádiách ich vývoja (do $t = 0,51$) predpokladá prepracovanie vejárovite vznikajúcej kliváže extenziou. Takto vzniknuté štruktúry sú na intrafoliačných vrásach neskôr využité pre vylučovanie kremeňa III a kremeňa IV. Vejárovitá zbiehavosť tvorí charakteristickú „rebríkovitú“ textúru kremeňovej výplne, v budinovaných sideritových ohybovo – strižných vrásach (obr.51).



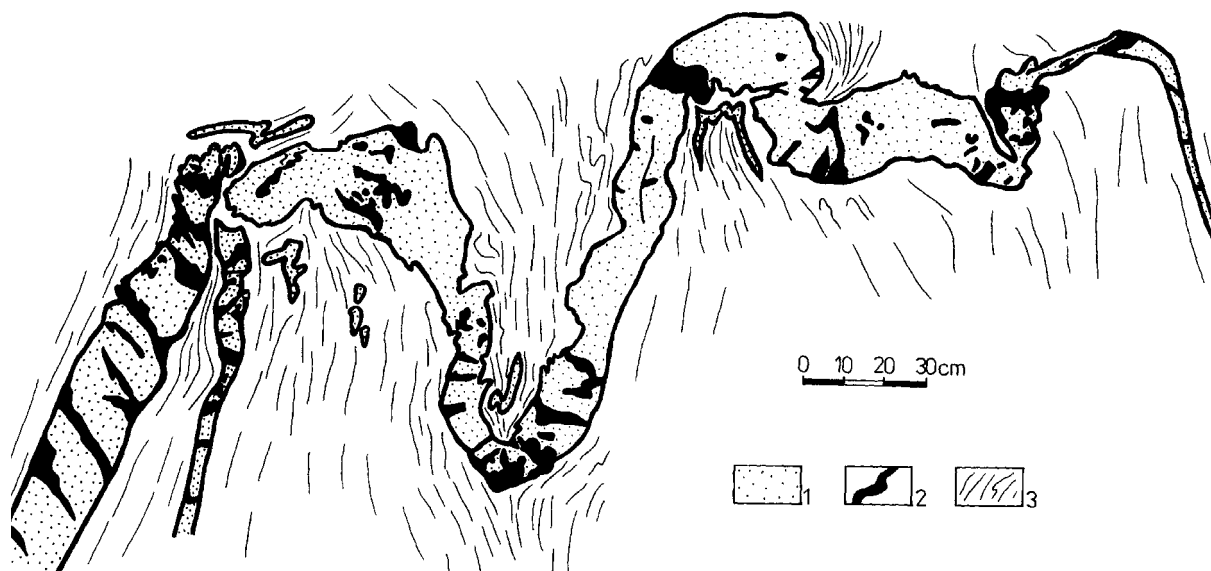
Obr.50/6. Kontúrový tektonogram lineácií b-osi. 13. obzor. Lineácie disharmonických alebo polyharmonických vrás.

Fig.50/6. Contoured diagram of b-axes lineations. 13-th level. Lineations of disharmonical or polyharmonic folds.



Obr.50/7. Bodový tektonogram lineácií b-osi. 13. obzor. Lineácie reálnych a intrafoliačných vrás.

Fig.50/7. Point diagram of b-axes lineations. 13-th level. Lineations of real and intrafoliation folds.



Obr.51. Ohybovo – strižná vrása sideritovo – kremeňovej žily metrového rádu., na 8. obzore, prekop P-6. 1-siderit I, 2-kremeň III. a kremeň IV., 3-foliačné plochy kliváže AS_2 .

Fig.51. Flexural shear fold of quartz-siderite vein found on the 8th level, cross-cut P-6. 1-siderite I, 2-quartz III and IV, 3-foliation planes AS_2 .

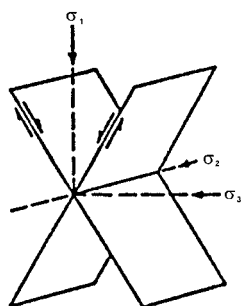
D_{min}⁶ - vznik rebríkovitých žíl vyplnených kremeňom III v siderite I a budovanie žíl kremeňa III v siderite I

Žilná výplň sideritu I, hydrotermálnej žily Strieborná, je porušená mladšími antitetickými kremeňovými žilami, ktoré zohrali veľmi významnú úlohu ako rudulokalizujúce štruktúry, počas neskoršieho vylučovania sulfidickej mineralizácie.

Dosiahnutím stavu čistého porušenia v monominerálnej sideritovej žile sa vytvorili zlomové štruktúry v konjugovanej sieti.

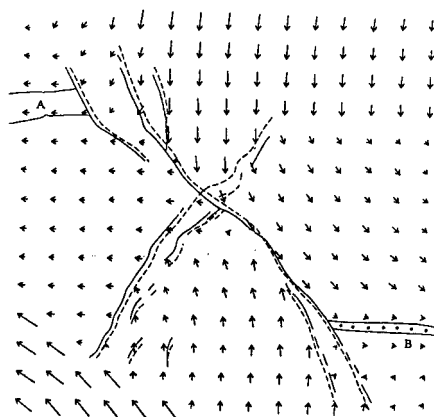
Pri predpoklade jednoduchého strihu, teoretické pole napätia generuje buď poklesy, prešmyky alebo smerné posuny. Zmysel orientácie kompresných σ_1 a extenzných σ_3 paleonapätí, určuje priestorovú pozíciu konjugovaných zlomov (Anderson, 1951).

V žile Strieborná sa pravdepodobne opakovane uplatnil modifikovaný režim napätia (obr.32 a). V dôsledku vypočítanej orientácie paleonapät'ových vektorov σ_1 a σ_3 vychádza vzťah konjugovaných zlomov k osiam napätí ako pokles (obr.52).



Obr.52. Vzťah poklesových konjugovaných zlomov k osiam napätí (Anderson, 1951)..

Fig.52. Relation of conjugated normal faults to stress axes (Anderson, 1951).



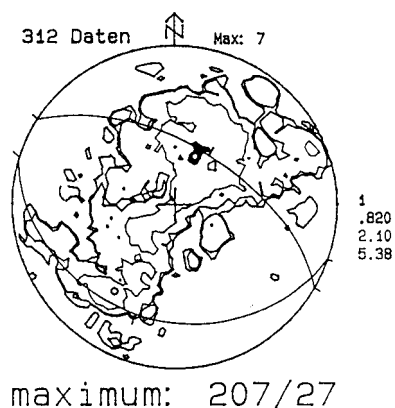
Obr.53. Rozloženie poľa vektorov pri posune na príklade prirodzeného odkryvu. Protiľahlé šípky vyznačujú kompresné napätie σ_1 a antitetické šípky extenzné napätie σ_3 (Oddone a Massonat, 1992).

Fig.53. Distribution of the vector field generated by the shifting, shown on an example of an outcrop. The opposite arrows mark compressional stress σ_1 and antithetic extensional stress σ_3 (Oddone and Massonat, 1992).



Obr.54. Kremeňové žily vyplňujú konjugovaný systém štruktúr, ktoré vznikli porušením sideritovej výplne. Strieborná žila, 10. obzor.

Fig.54. Quartz veins fill conjugated system of structures which arose by a failure of sideritic filling. Strieborná vein, 10-th level.



Obr.55. Pólový kontúrový tektonogram kremeňových žíl v žilnom siderite I, s vyznačením stóp plôch, reprezentujúce priemery maxim dvoch konjugovaných poruchoových systémov (veľké oblúky). Strieborná žila, obzory 8., 9., 10. a 13.

Fig.55. Contour (pole) diagram of quartz veins with vein siderite I. Marked plane traces represented by averages of the maxima of two conjugated fracture systems (big arch). Strieborná vein, 8, 9, 10 and 13th levels.

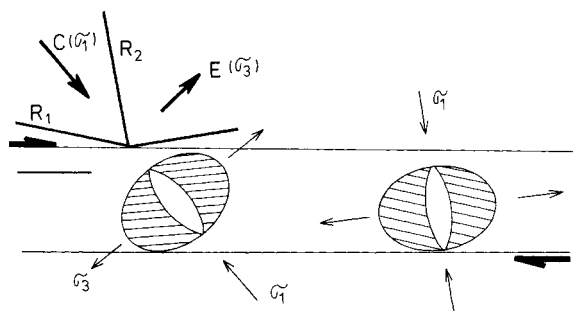
Oddone a Massonat (1992) zistili analýzou poklesov, že relatívny posun nie je konštantný pozdĺž každej fraktúry. Jej premenlivá hrúbka indikuje hodnotu deformácie a rozdelenie koncových častí fraktúr na vejárovité je závislé len od pomalých aseizmických posunov (obr.53).

Posun vedie v mieste náhlej zmeny orientácie zlomovej plochy vždy k otvoreniu priestorov na zlome, ktoré môžu byť vyplnené kataklasitmi a fluidami.

V rozsahu žily Strieborná je vyvinutý systém kremeňom vyplnených konjugovaných štruktúr (obr.54). Ich maximálna hustota je zastúpená antitetickými plochami s hodnotami $32/58^\circ$ a $202/30^\circ$. Plochy majú relatívne veľký rozptyl (obr.55).

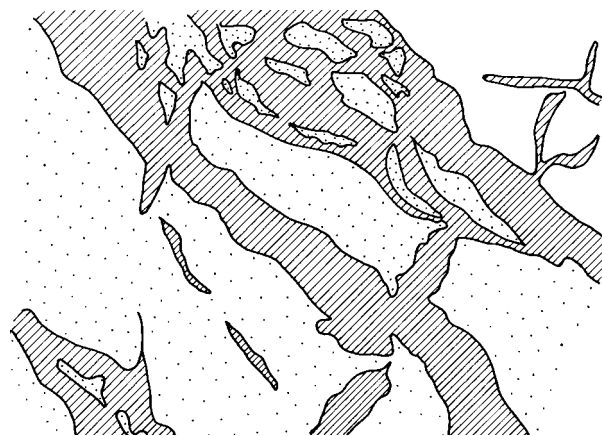
Po dosiahnutí stavu krehkého porušenia sideritových žíl, napätové pomery oblasti rudného poľa umožnili v monominerálnej sideritovej žile tvorbu intražilných konjugovaných strižných štruktúr (obr.52, 53, 54, 55). Kinematika zóny premiestnenia v týchto štruktúrach podmienila vznik kulisovitých „R“ strihov a k nim antitetické strihy. Napätia, vzniknuté v zóne premiestnenia týchto štruktúr (obr.56) ich dezintegrovali v sprievode vzniku žilných tektonických brekcií (obr.57a, b) nepravidelných tvarov a rozmerov.

Konjugované štruktúry strižného typu, vyplnené na mnohých miestach tektonickými brekciami pôvodnej sideritovej žily, sú následnou mineralizáciou kremeňa III a kremeňa IV scementované (obr.57a, b). Porušenosť konjugovaných štruktúr v hlavnej sideritovej žile Strieborná je v rôznych jej častiach rozdielna. Šírka týchto štruktúr môže dosiahnuť rádovo až metre, ale v prevažnej časti sa jedná o centimetrové až decimetrové štruktúry.



Obr.56. Schéma tlakových prejavov v strižnej zóne, s vyznačením tvorby tenzných štruktúr, ktoré sú charakteristické čistými, otvorenými extenznými puklinami.

Fig.56. Sketch showing stress within a shear zone with the formation of tension structures characterised by open fractures.



Obr.57a. Systém strižných žíl s kremeňom (šikmé šrafovanie) v sideritovej žile (vybodkované), s tektonickými brekciami sideritu a priečnymi tenznými štruktúrami..

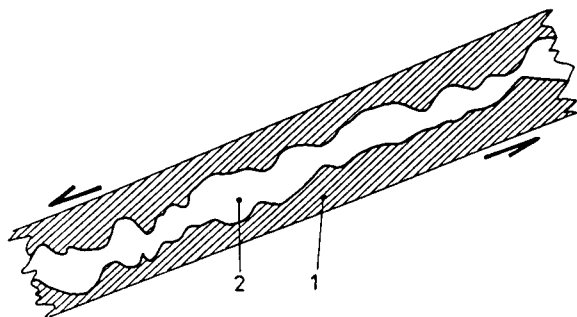
Fig.57a. System of shearing veins with quartz (oblique hatching) in sideritic vein (dotted) with tectonic breccias of siderite and with transversal tensional structures.



Obr.57b. Systém konjugovaných kremeňových žíl v sideritovej žile Strieborná. 13. obzor.

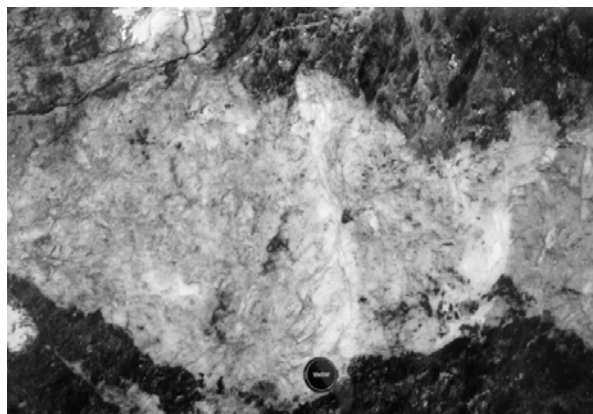
Fig. 57b. System of conjugated quartz veins in sideritic vein Strieborná. 13-th level.

Konjugované štruktúry strižných poklesov boli aktívne aj v čase vylučovania kremeňa III. Fluidy, z ktorých sa postupne vylučoval kremeň, ohriali prostredie sideritovej žily, v dôsledku ktorého nadobudlo duktilnejší charakter. V štruktúrach konjugovaných poklesov došlo k duktilným defor-máciám (obr.58), vo forme šošovkovitého vytiahnutia najmä sideritových tektonických brekcií a syn-tektonickej kremeňovej mineralizácie v základnej sideritovej žile Strieborná (obr.59).



Obr.58. Transpozičná deformácia konjugovaných strižných štruktúr v sideritovej žile, kde pri vyšších hodnotách strižného napätia a syntektonickej kremeňovej mineralizácie, vznikajú asymetrické budiny duktilného tvaru. 1-siderit, 2-kremeň.

Fig.59. Transpositional deformation of conjugated shearing structures in sideritic vein where at a higher level of the shearing tension and syntectonical quartz mineralisation arose asymmetrical boudines of the ductil shape. 1 – siderite, 2 – quartz.

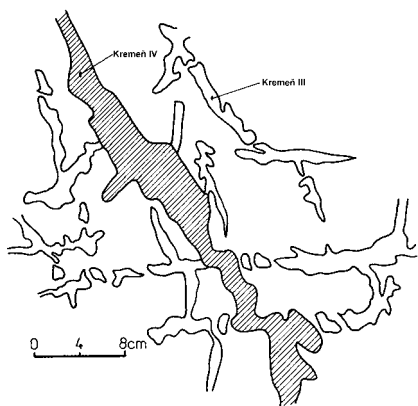


Obr.59. Duktilne deformované kremeňové žilky v hlavnej sideritovej žile. 10. obzor, prekop P-2.

Fig.59. Ductile deformed quartz veinlets in the main siderite vein. 10th level, cross cut P-2.

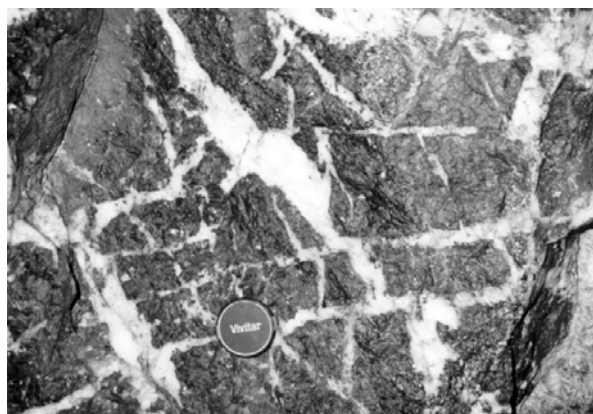
D_{min}^7 - tektonická reaktivizácia hlavnej žily a vylučovanie kremeňa IV

Na mnohých miestach je možné v hlavnej sideritovej žile (obr.60, 61) pozorovať, že rebríkovité štruktúry majú dve generácie. Staršiu rebríkovitú štruktúru vyplňa kremeň III a mladšiu kremeň IV. Mladšie mineralizované štruktúry kremeňa IV, sú často posunuté po starších mineralizovaných štruktúrach kremeňa III.



Obr.60. Relatívny tektonický a mineralogický vzťah kremeňo-vých rebríkovitých štruktúr, mineralizovaných kremeňom III a kremeňom IV. 13. obzor, odkryv č. 380.

Fig.60. Relative tectonic and mineralogical relationships of quartz-siderite ladder veins filled by quartz Q_3 nad Q_4 . Outcrop No. 380 on the 13th level.

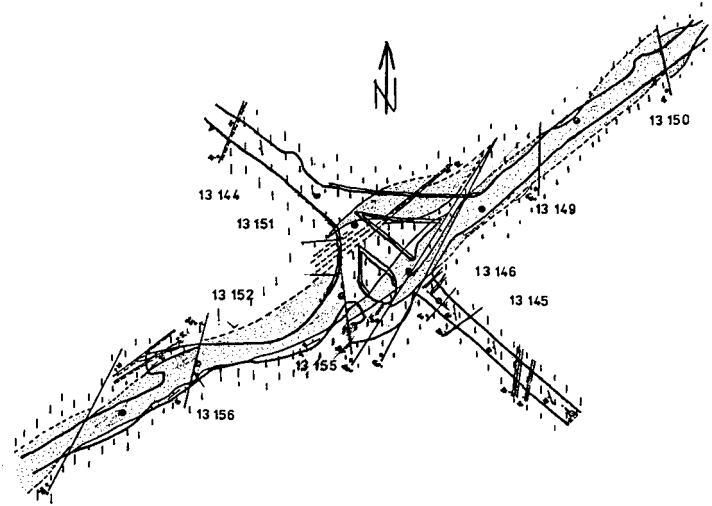


Obr.61 . Rebríkovité textúry kremeňových žíliek kremeňa III a kremeňa IV, v hlavnej sideritovej žile. 13. obzor, JZ časť, odkryv č. 295.

Fig.61. Ladder structures of the Q_3 and Q_4 quartz veins within the Strieborná vein. 13th horizon, SW part. Outcrop No. 295.

D_{min}^8 - budinovanie hrubších štruktúr s kremeňovo – sideritovou výplňou

V rozsahu ložiska je zjavná dezintegrácia sideritovo – kremeňovej žilnej výplne hlavnej žilnej štruktúry, ktorá v mnohých prípadoch pripomína roztrhnuté a budinované tvary (obr. 62, 63, 64) od seba oddialené alebo na seba poposúvané spôsobom en echolon.



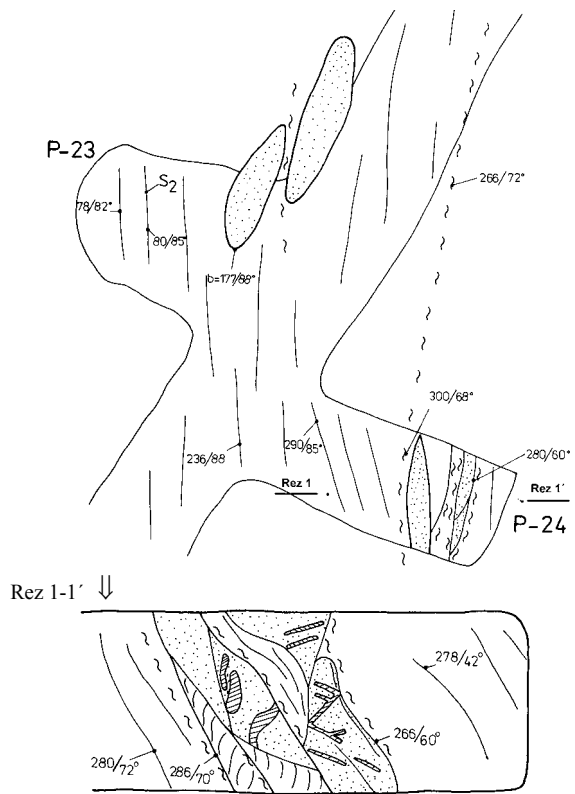
Obr.62. Priebeh sideritovej žily na 13. obzore (Mesarčík, 1991). Žila je výrazne dezintegrovaná do samostatným budín niekoľko metrového rádu. Hlavné poruchy a poruchové zóny sú vyplnené ílovou mineralizáciou.

Fig.62. Course of the sideritic vein on the 13-th level (Mesarčík, 1991). The vein is expressively desintegrated into independent boudines of the few m order. Main fractures and fracturing zones are filled by clayey mineralisation.



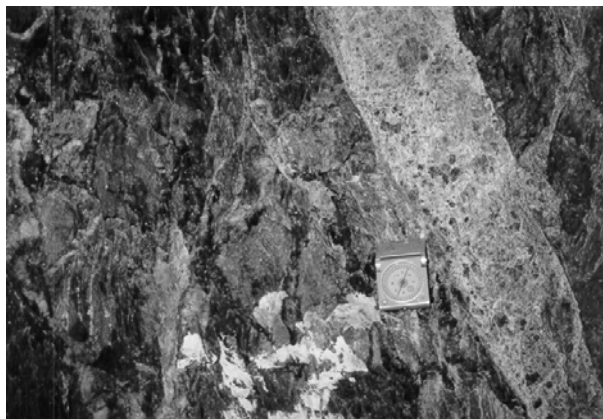
Obr.63. Dezintegrovaná, roztrhnutá „mega-budina“, obalená mylonitovou a ílovitou výplňou. 10. obzor, SV časť, prekop P-7.

Fig.63. Distorted „mega“-boudins are put together by mylonites and alteration halo. 10th horizon, NE part, cross cut P-7.



Obr.64. Rozvlečená, budinovaná hlavná žila Strieborná na 13. obzore. Lineácia dlhej osi rozvlečených budín je 177 / 88°. Budiny sú rozvlečené pozdĺž mohutných tektonických porúch hrubých 30-80 cm, vyplnené ílovým materiálom. Sideritová žilná výplň (vybodkované), kremeňové výplň (šrafované).

Fig.64. Extended boudinated main vein Strieborná on the 13-th level. Lineation of the long axis of extended boudins is 177 / 88°. Boudins are extended along mighty tectonical fractures 30 to 80 cm thick which are filled with a clayey material. Sideritic veinous filling (dotted) and quartz filling (hatched).



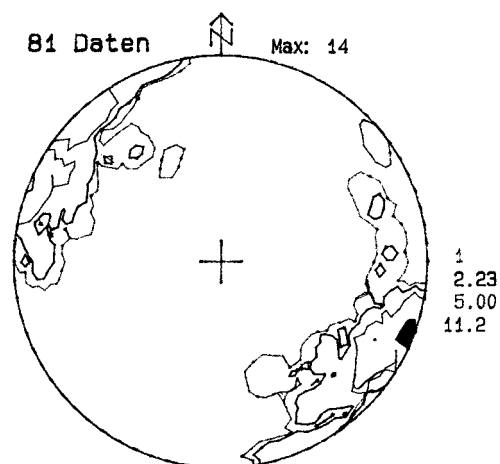
Obr.65. Porucha vyplnená mylonitovou a ílovou výplňou na 10. obzore, žily Strieborná.

Fig.65. Fracture filled with mylonitic and clayey filling on the 10-th level of the Strieborná vein.

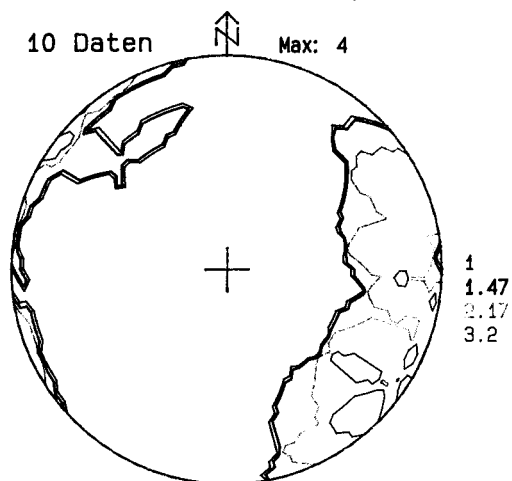


Obr.66. Porucha vyplnená ílovou výplňou na 10. obzore, žily Strieborná.

Fig.66. Fracture filled with clayey filling on the 10-th level of the Strieborná vein.



maximum: 295/84



maximum: 141/87

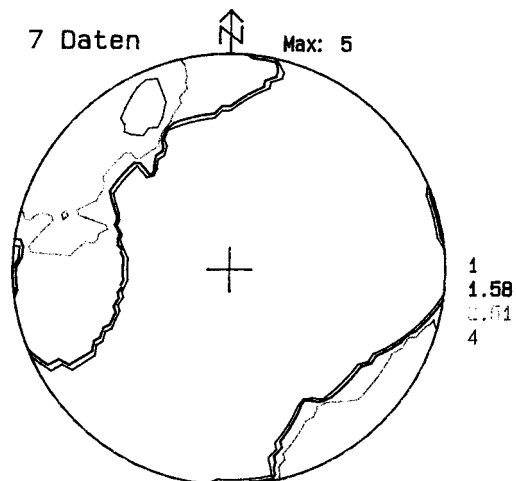
Obr.68 a. Pólový kontúrový tektonogram alterovaných tektonických porúch a zón na 8. obzore žily Strieborná.

Fig.68a. Pole contoured diagram of altered tectonical fractures and zones on the 8-th level of the Strieborná vein.

←

Obr.67. Sumárny pólový tektonogram alterovaných porúch s maximálnym zastúpením smeru SSV-JJZ a nižším počtom porúch smeru SV-JZ.

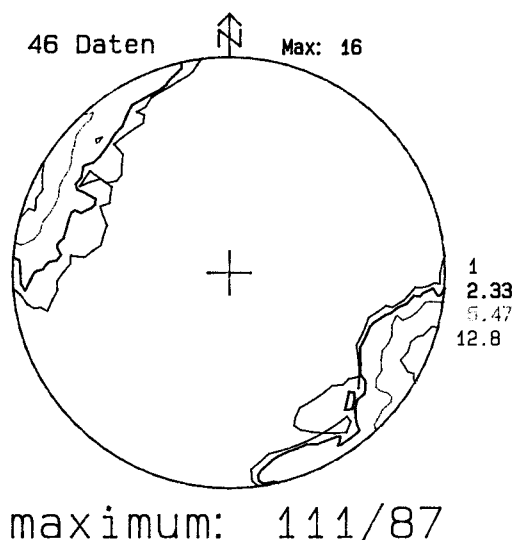
Fig.67. Summary countour (pole) diagram of altered fractures.



maximum: 159/66

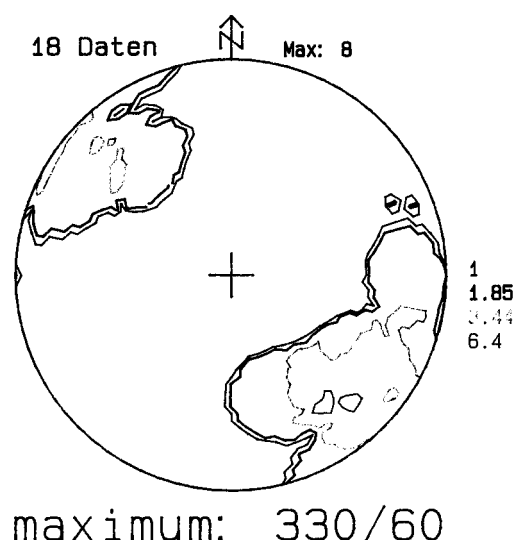
Obr.68 b. Pólový kontúrový tektonogram alterovaných tektonických porúch a zón na 9. obzore žily Strieborná.

Fig.68b. Pole contoured diagram of altered tectonical fractures and zones on the 9-th level of the Strieborná vein.



Obr.68 c. Pólový kontúrový tektonogram alterovaných tektonic-kých porúch a zón na 10. obvzore žily Strieborná.

Fig.68c. Pole contoured diagram of altered tectonical fractures and zones on the 10-th level of the Strieborná vein.



Obr.68 d. Pólový kontúrový tektonogram alterovaných tektonic-kých porúch a zón na 13. obvzore žily Strieborná.

Fig.68d. Pole contoured diagram of altered tectonical fractures and zones on the 13-th level of the Strieborná vein.

Výsledky paleonapät'ovej analýzy (obr.32, 49) umožňujú predpokladať vplyv viacnásobného opakovania vhodného poľa napätia pre vznik tektonického režimu, ktorý podmienil tak oddeľovanie ako aj vzájomné priblíženie dezintegrovaných častí žily Strieborná.

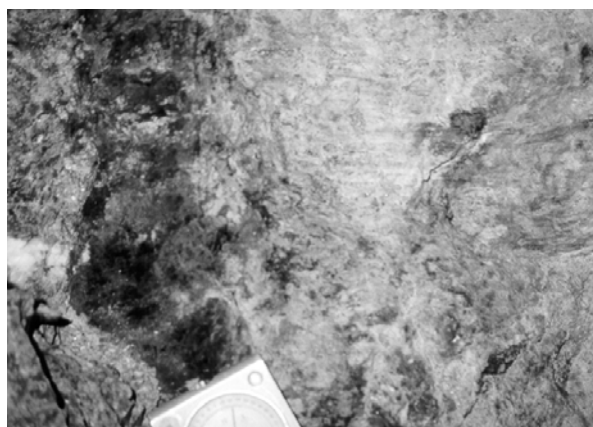
Tektonické poruchy, pozdĺž ktorých dochádzalo k dezintegrácii žily Strieborná, formou roztrhnutých ale aj nasunutých budín – blokov, majú rozmery od decimetrovej do metrovej hrúbky. Ich výplň je rôzna, pričom pomerne zastúpenie mylonitovej a ílovej výplne (obr.65, 66) v týchto poruchách je nepravidelné. Tieto mylonitizované poruchy sú usporiadané v dvoch základných systémoch. Prevažná časť poruchového systému má smer SSV-JJZ, menšia časť má smer SV-JZ, so strmými úklonmi od 80° do 90° (obr.67, 68).

V poruchách a poruchových zónach, vyplnených mylonitom a neskoršie ílovou mineralizáciou možno zistiť ryhovanie (obr.69, 70), ktoré dokladuje posun týchto tektonických štruktúr. Posun je charakteristický pre oba štruktúrne smery. Posun v štruktúrach SSV-JJZ je subhorizontálny a v štruktúrach SV-JZ je podstatná časť posunov uklonená 50° k SV (obr.71, 72).



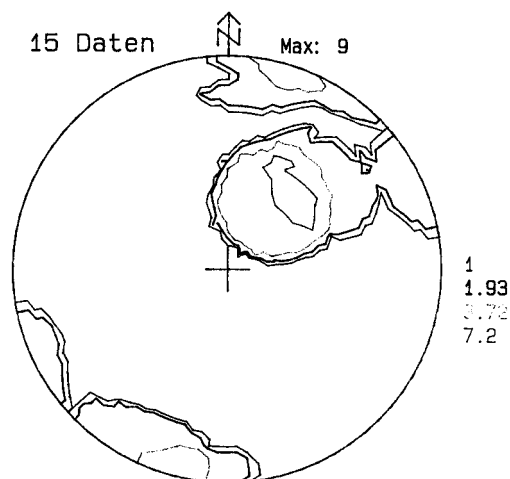
Obr.69. Ryhovanie v poruchách s mylonitovou a ílovou výplňou. 10. obvzor, žila Strieborná.

Fig.69. Striation in fractures with mylonitic and clayey filling. 10-th level, Strieborná vein.



Obr.70. Ryhovanie v poruchách s mylonitovou a ílovou výplňou. 13. obvzor, žila Strieborná.

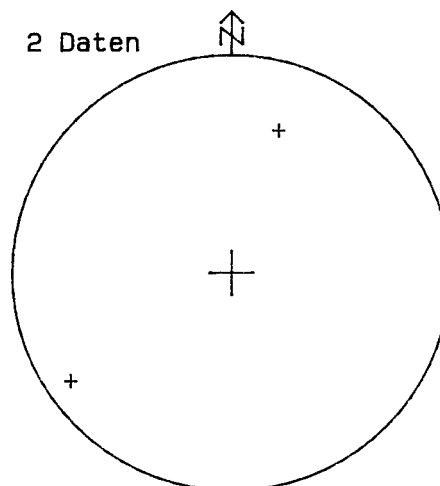
Fig.70. Striation in fractures with mylonitic and clayey filling. 13-th level, Strieborná vein.



maximum: 27/51

Obr.71. Pólový kontúrový tektonogram ryhovania na myloni-tových tektonických poruchách. 10. obzor žily Strieborná.

Fig.71. Pole contoured diagram of the striation on mylonitised tectonical fractures. 10-th level of the Strieborná vein.



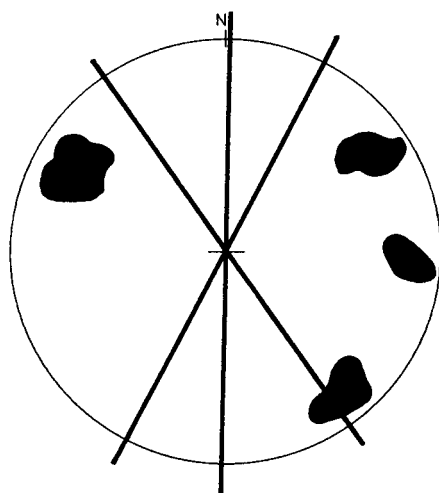
subor 13mylpor.dat

Obr.72. Pólový bodový tektonogram ryhovania na myloni-tových tektonických poruchách. 13. obzor žily Strieborná.

Fig.72. Pole contoured diagram of the striation on mylonitised tectonical fractures. 13-th level of the Strieborná vein.

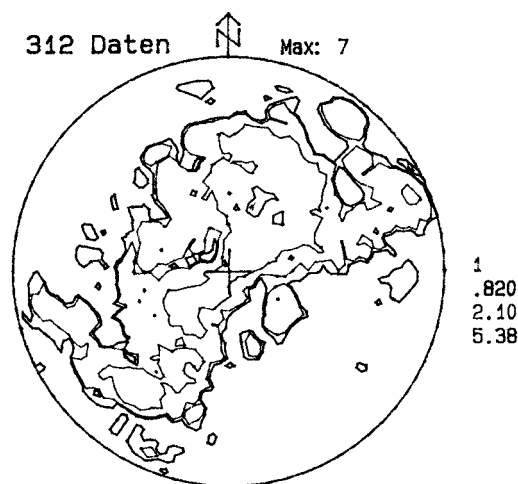
D_{min}^9 - otváranie subvertikálnych štruktúr na styku sideritu I a kremeňa III – IV

V rozsahu žily Strieborná je niekoľko subvertikálnych štruktúr puklinového typu, ktoré boli viackrát využívané pre výstup mineralizovaných fluíd. Tieto štruktúry v sideritovo – kremeňovej výplni vznikali v poli napätia so subvertikálnou osou σ_1 , ktoré umožnilo v subhorizontálnom extenznom poli ich postupné otváranie. Výsledkom tohoto tektonického režimu je vznik najmenej troch systémov strmých až subvertikálnych štruktúr (obr.73). S formovaním subvertikálnych štruktúr viacerých systémov súviselo aj otváranie rozhrania rebríkovitých kremeňovo – sideritových žíl, ktoré boli postupne vyplnené zvýšenými koncentraciami sulfidickej, hlavne tetradritovej mineralizácie (obr.74, 75, 76, 77 a-d).



Obr.73. Pólový tektonogram maximálneho zoskupenia subvertikálnych štruktúr, neskôr mineralizovaných tetradritov.

Fig.73. Contour diagram (poles) of maximal arrangement of subvertical structures later mineralized by tetrahedrite.



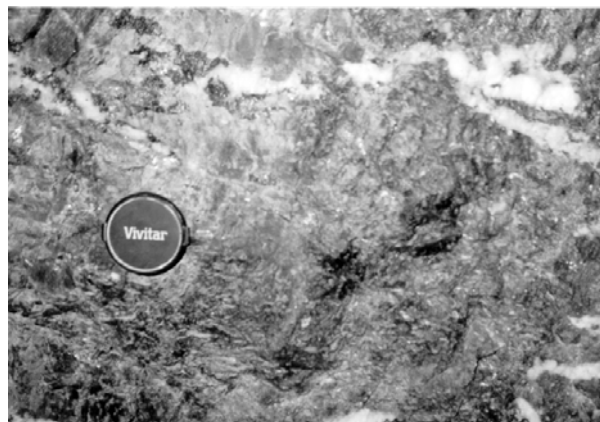
maximum: 207/27

Obr.74. Súhrnný pólový kontúrový tektonogram kremeňových žíl v žilnom siderite I.

Fig.74. Total pole contoured diagram of quartz veins in veinous siderite I.

Formovanie epigenetickej hydrotermálnej sulfidickej mineralizácie reprezentovali postupné mineralizačné udalosti, ktoré bezprostredne súviseli s tektonickými deformáciami. Vylučovali sa viaceré

paragenetické minerálne asociácie – generácie sulfidov a sulfosolí. Mineralizujúce fluidy staršieho (I) sulfidického pulzu, ktorý obsahoval teraedrit I. generácie, precipitovali v subvertikálnych štruktúrach a na rozhraní kremeňovo – sideritových žíl. Tetraedrit I konverguje ku kremeňovej výplni budinovanej žily a vo vyššom podiele sa koncentruje hlavne v mierne uklonených subhorizontálnych plochách a mikrofraktúrach kremeňových asymetrických budín v siderite.



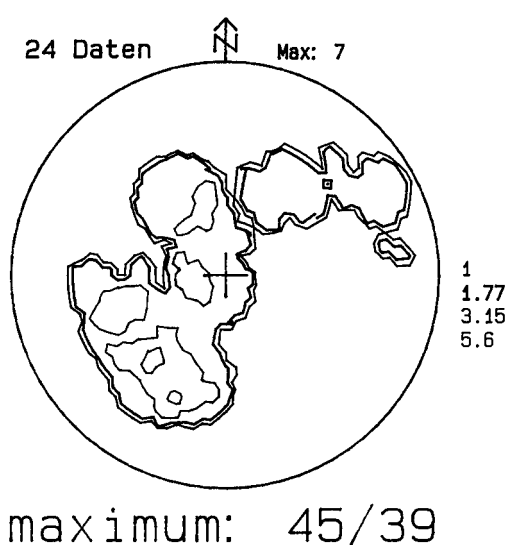
Obr. 75. Tetraedritová mineralizácia na rozhraní siderit I – kremeňa III a IV v hlavnej sideritovej žile. 8. obzor.

Fig. 75. Tetrahedritic mineralisation on the boundary between siderite I and quartz III and IV in the main sideritic vein. 8-th level, Strieborná vein.



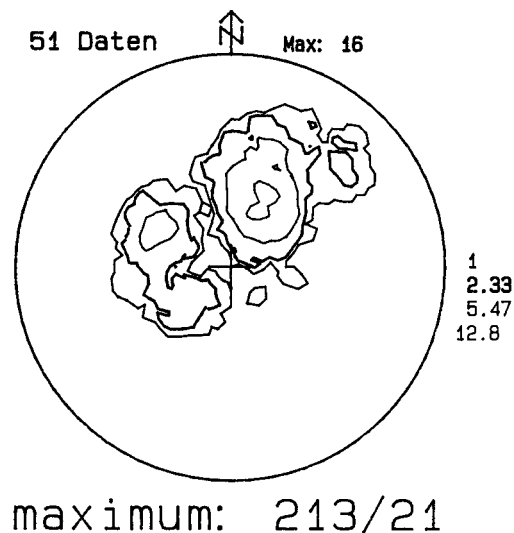
Obr. 76. Tetraedrit vyplňuje rozhrania kremeňovo – sideritových žíl. Často ide o hniezda v strede kremeňových žíl.

Fig. 76. Tetrahedrite fills the boundaries between quartz and sideritic veins. Often it represents nests in the center of quartz veins.



Obr. 77a. Pólový kontúrový tektonogram tetraedritovej mineralizácie na rozhraní siderit I – kremeň III a IV. 8. obzor.

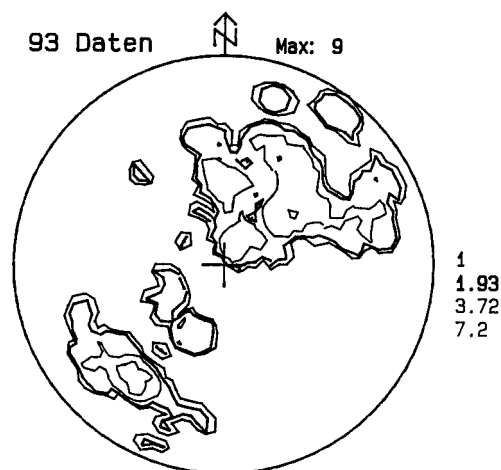
Fig. 77a. Pole contoured diagram of the tetrahedrite mineralisation on the boundary between siderite I – quartz III and IV. 8-th level, Strieborná vein.



Obr. 77b. Pólový kontúrový tektonogram tetraedritovej mineralizácie na rozhraní siderit I – kremeň III a IV. 9. obzor.

Fig. 77b. Pole contoured diagram of the tetrahedrite mineralisation on the boundary between siderite I – quartz III and IV. 9-th level, Strieborná vein.

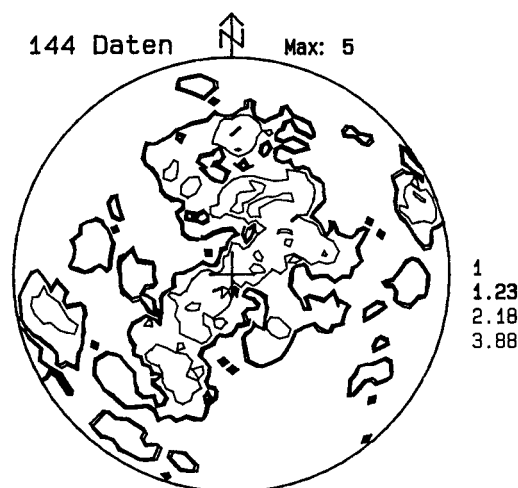
Subvertikálnymi štruktúrami prestupujúce mineralizujúce fluidy zároveň metasomatizovali okolité litologické prostredie. Porfýroidy, peliticko – sericitické fylity, kremité fylity až metapsamity sú v užšom rozsahu lokálne intenzívne prekremenené a karbonatizované. Výplň (gouge) okolitých, lokálne až 1 meter hrubých štruktúr – zón s mylonitom, ktoré vznikli rozvlečením budináže hlavnej žily Strieborná po tektonických zónach vo vertikálnom poli maximálneho napätia, reprezentuje montmo-rillonit, illit a muskovit.



maximum: 45/57

Obr. 77c. Pólový kontúrový tektonogram tetraedritovej mineralizácie na rozhraní siderit I – kremeň III a IV. 10. obzor.

Fig. 77c. Pole contoured diagram of the tetrahedrite mineralisation on the boundary between siderite I – quartz III and IV. 10-th level, Strieborná vein.



maximum: 51/15

Obr. 77d. Pólový kontúrový tektonogram tetraedritovej mineralizácie na rozhraní siderit I – kremeň III a IV. 13. obzor.

Fig. 77d. Pole contoured diagram of the tetrahedrite mineralisation on the boundary between siderite I – quartz III and IV. 13-th level, Strieborná vein.

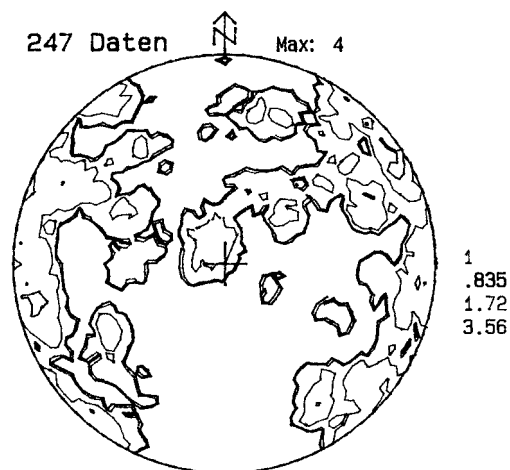
D_{min}^{10} - reaktivácia subvertikálnych štruktúr

Nasledujúce tektonické udalosti reaktivizovali a opäť otvorili najmä subvertikálne štruktúry puklinového typu. Miestami sa vytvorili až 1 m hrubé zóny, v rozsahu ktorých sa formovali vysoké koncentrácie tetraedritovo – sulfidického zrudnenia (obr. 78, 79, 80 a-d, 81, 82).



Obr. 78. Vpravo od kladiva 1 m hrubá zóna liateho tetraedritu, s obsahom nad 700 g.t¹ Ag. 8. obzor, prekop P-2.

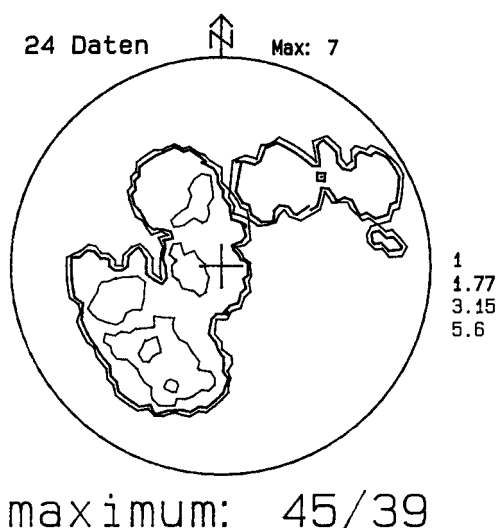
Fig. 78. 1 m-thick zone of massive tetrahedrite containing above 700 g.t¹ of Ag on the right from the hammer. 8-th level, P-2 cross-cut, Strieborná vein.



maximum: 279/78

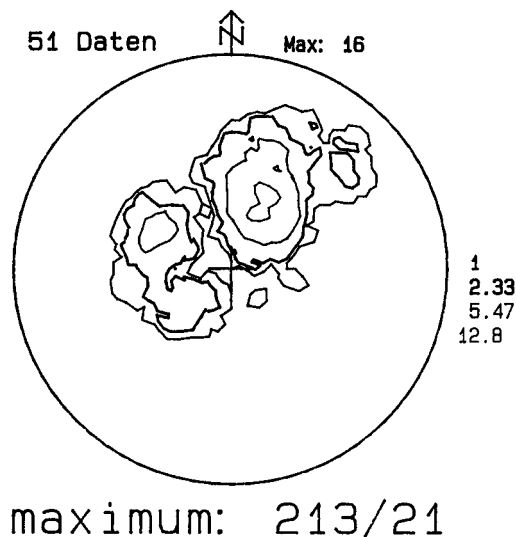
Obr. 79. Sumárny pólový kontúrový tektonogram subvertikálnych štruktúr mineralizovaných tetraedritom. Žila Strieborná.

Fig. 79. Summary contour diagram (poles) of subvertical structures, which were mineralized by tetrahedrite. Diagram shows some subhorizontal fracture systems.



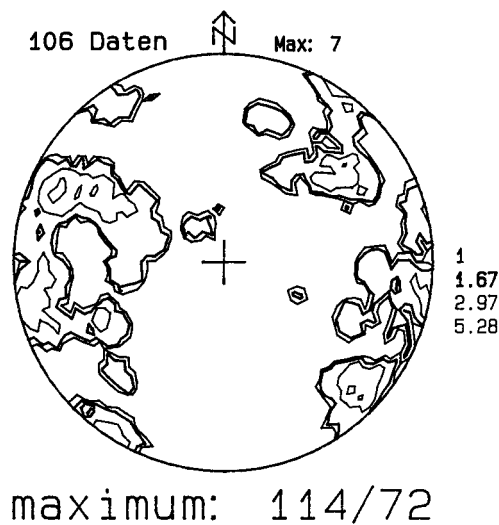
Obr. 80 a. Pólový kontúrový tektonogram subvertikálnych štruktúr, obsadzovaných tetraedritom. 8. obzor.

Fig. 80a. Pole-contoured diagram of subvertical structures occupied by tetrahedrite. 8-th level.



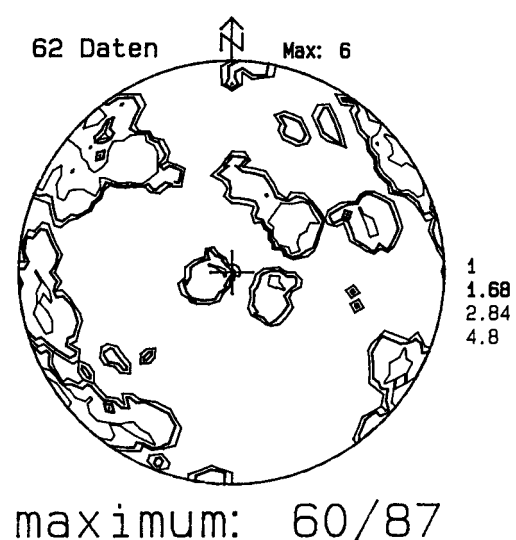
Obr. 80 b. Pólový kontúrový tektonogram subvertikálnych štruktúr, obsadzovaných tetraedritom. 9. obzor.

Fig. 80b. Pole-contoured diagram of subvertical structures occupied by tetrahedrite. 9-th level.



Obr. 80c. Pólový kontúrový tektonogram subvertikálnych štruktúr, obsadzovaných tetraedritom. 10. obzor.

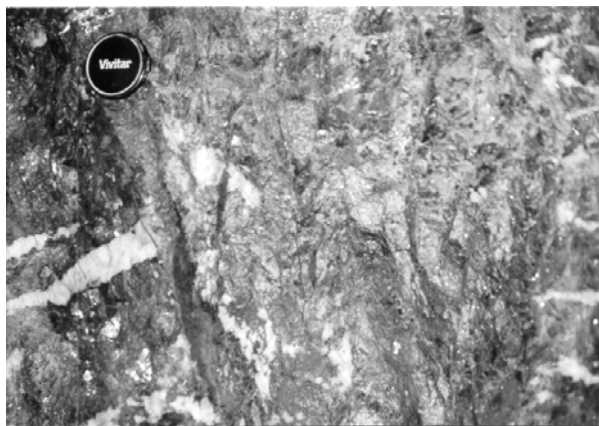
Fig. 80c. Pole-contoured diagram of subvertical structures occupied by tetrahedrite. 10-th level.



Obr. 80 d. Pólový kontúrový tektonogram subvertikálnych štruktúr, obsadzovaných tetraedritom. 13. obzor.

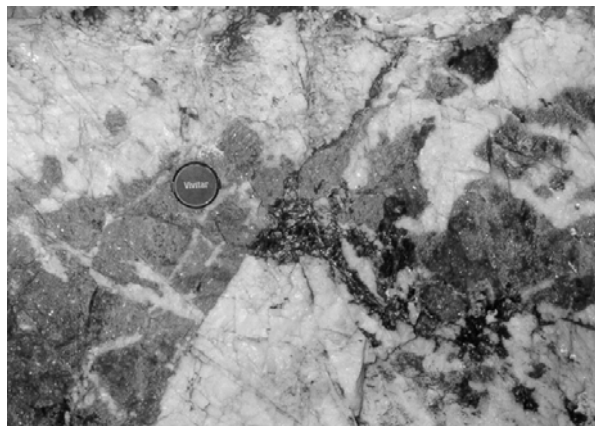
Fig. 80d. Pole-contoured diagram of subvertical structures occupied by tetrahedrite. 13-th level.

Z mineralizačných flúid mladšieho (II) sulfidického pulzu (tetraedrit II. generácie), ktoré prenikali cez znovu aktívne, otvorené subvertikálne štruktúry, precipitovali pestré paragenetické asociácie sulfidov a sulfosolí. Mladší tetraedrit II už výrazne konvergoval k reaktivizovaným subvertikálnym štruktúram, v rozsahu ktorých sa vylúčil vo zvýšených koncentráciách. S formovaním masívneho tetraedritu II súvisela tiež intenzívna precipitácia viacerých sulfidov mladšej generácie, napr. pyritu II, arzenopyritu II, chalkopyritu a ďalších, ako aj Pb-Sb-Bi-Cu-Ni sulfosolí, vrátane Au a rýdzeho Bi.



Obr.81. Subvertikálna štruktúra (330/72°) mineralizovaná tetraedritom, lineácia ryhovania v tetraedrite $L^R = 240/20^\circ$. 8. obzor, prekop P-1, meračský bod 8 247, odkryv 41.

Fig.81. Subvertical structure (330 / 72°) mineralised by tetrahedrite and lineation of striation in tetrahedrite $L^R = 240 / 20^\circ$. 8-th level, P-1 cross-cut, surveing point 8 247, outcrop 41.



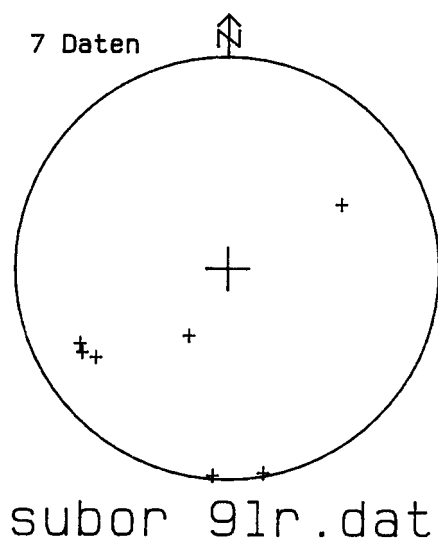
Obr.82. Kombinácia subvertikálnych a subhorizontálnych štruktúr, mineralizovaných tetraedritom. 8. obzor žily Strieborná.

Fig.82. Combination of subvertical and subhorizontal structures mineralised by tetrahedrite. 8-th level of the Strieborná vein.

D_{min}^{11} - rejuvenizácia štruktúr a hypergénna alterácia

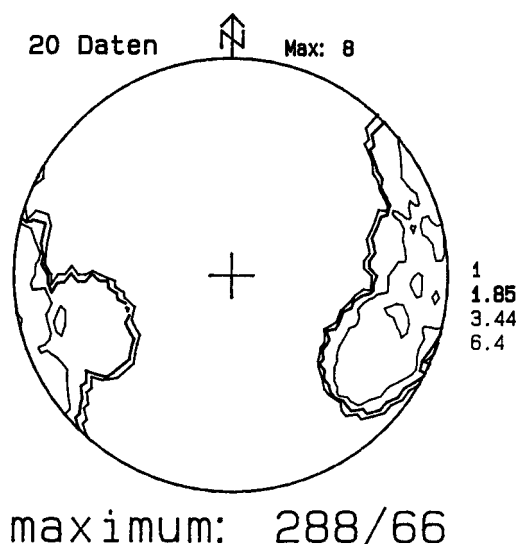
Záverečné obdobie vývoja žily Strieborná charakterizovali obnovované subhorizontálne a subvertikálne pohyby. Dokumentujú to lineácie ryhovania (obr.83) na plochách posunov (obr.84), pozorované v hlavnej sideritovej žile. Posuny majú viac metrovú amplitúdu, pričom posúvané bloky sú zvyčajne narotované.

Posuny vytvorili tektonické zrkadlá s lineáciou ryhovania, čo svedčí o mladších pohyboch. Ryhovanie v poruchách, ktoré sú vyplnené ílom, je prevažne subhorizontálne a len v niektorých prípadoch sa zistil pohyb subvertikálny.



Obr.83. Bodový tektonogram ryhovania na plochách posunov. 9.obzor, žily Strieborná.

Fig.83. Diagram (points) of groove lineation on movement planes, 9th level.



Obr.84. Pólový kontúrový tektonogram posunov v žile Strieborná na 13. obzore.

Fig.84. Contour diagram (poles) of movemets on the Strieborná vein. 13th level.

Supergénna alterácia je značne rozšírená a intenzívna. Vznikla v dôsledku descendentných roztokov a je vyvinutá v okolí mladých zlomových systémov (obr.85, 86). Pestrú minerálnu asociáciu reprezentujú kalcit, baryt, aragonit v podobe bielych kôr, ihličkové agregáty epsomitu, časté hlúzové agregáty a povlaky Mn-Fe

oxidov, biele povlaky illitu a menej kaolinitu, kvaple a povlaky malachitu, kupritu a delafossitu, na sulfidoch sú povlaky annabergitu a erytrínu.



Obr.85. Mineralizácia supergennou alteráciou. 10. obzor, SV časť, žila Strieborná.

Fig.85. Products of supergene alteration. 10th horizon and NE part of the Strieborná vein.



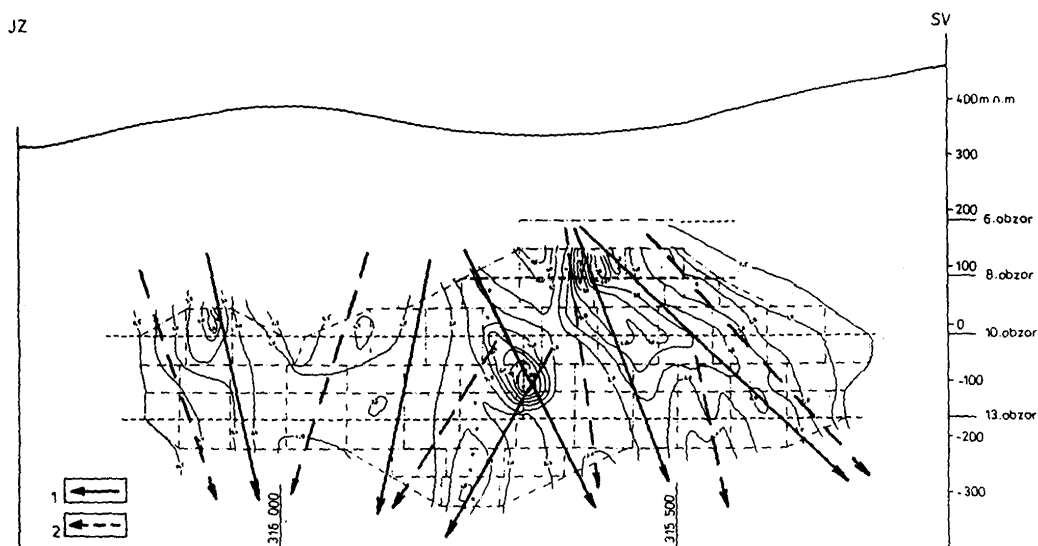
Obr.86. Mineralizácia supergennou alteráciou. 13. obzor, žila Strieborná.

Fig. 86. Mineralisation by the supergenous alteration. 13-th level, Strieborná vein.

Priestorová distribúcia rudnej výplne žily Strieborná

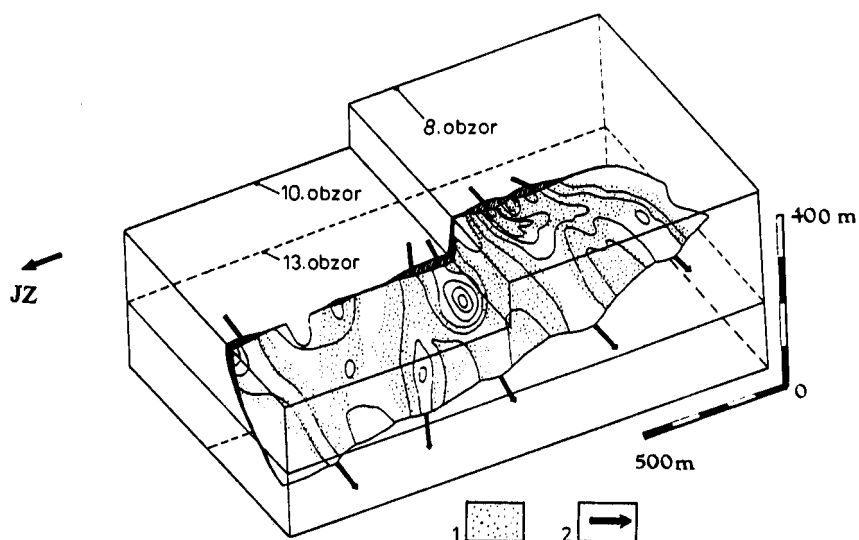
Priestorová distribúcia základnej charakteristiky rudnej výplne - hrúbky ložiska (obr.87), svedčí o vytváraní asymetrických morfológických rudných stĺpov. Ložisko reprezentujú vertikálne predĺžené útvary so šošovkovitým vývojom v intervale hrúbky žily v horizontálnom reze (obr.88). Tieto sú v ploche žily navzájom prepojené úsekmi menších mocností. V celom overenom telese Striebornej žily je možné vyčleniť aspoň 5 morfológicky výraznejších rudných stĺpov (sideritových budín veľkosti ložiska), ktorých osi predĺženia sú navzájom vejárovite orientované v ploche žily.

Morfológické rudné stĺpy zároveň reprezentujú priestorovú distribúciu množstva sideritu, ako kvantitatívne dominantného minerálu rudnej výplne.



Obr. 87. Izolinie mocností sideritovej mineralizácie (podľa Mesarčíka, 1991, upravil Sasvári, 1996) zo žily Strieborná. 1-os predĺženia asymetrickej budiny veľkosti ložiska, reprezentujúca najväčšiu mocnosť sideritovej žily, 2-os zóny maximálnej koncentrácie Ag, Cu, Sb mineralizácie.

Fig.87. Thickness contours of the sideritic mineralisation (according to Mesarčík, 1991, modified by Sasvári, 1996) from the Strieborná vein. 1- axis of the asymmetric boudine of the deposit size, which represents the greatest thickness of the sideritic vein, 2 – axis of the zone of greatest concentration of Ag, Cu, Sb mineralisation.



Obr. 88. Axonometrický pohľad na žilu Strieborná, s vyznačením zón nabohatenia Ag, Cu, Sb mineralizácie (1) a priebehom osí predĺženia asymetrických budín sideritovej žily veľkosti ložiska (2) (zostavil Jančura in Sasvári et al., 1996).

Fig.88. Axonometric view on the Strieborná vein with the indication of zones enriched with Ag, Cu, Sb (1) and with the course of asymmetrical boudins of the sideritic vein in the size of deposit (2) (compiled by Jančura in Sasvári et al., 1996).

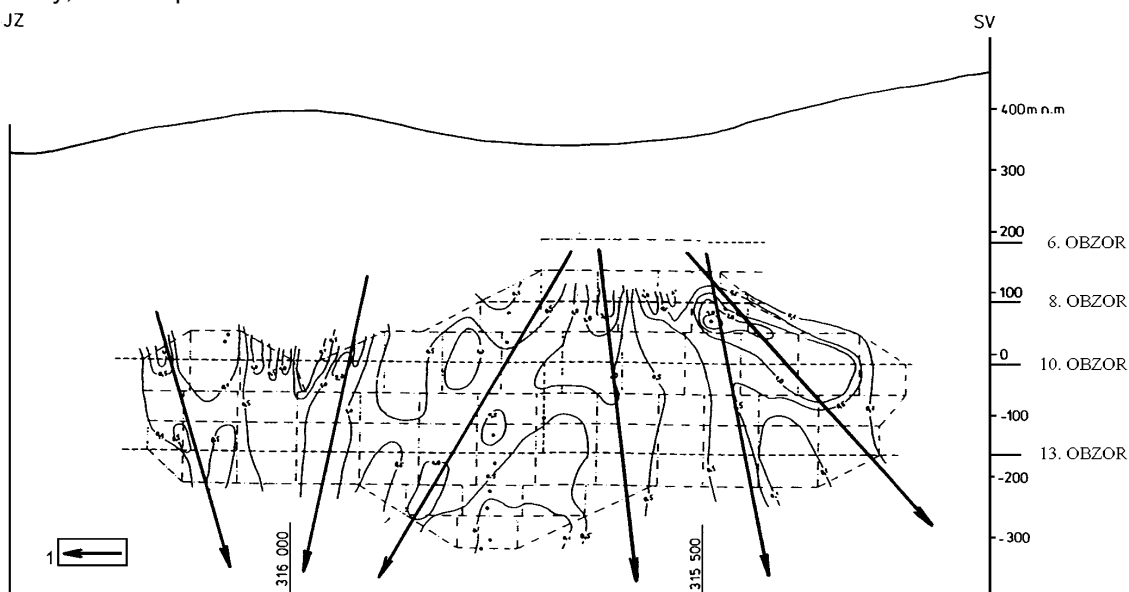
Na obr. 89, 90, 91 sú znázornené mapy izolínií obsahov Sb, Cu a Ag. Pri všetkých troch zložkách je zrejماً koncentrácia do viacerých rudných stĺpov (značka „1“) so zvýšenými obsahmi a analogickým vývojom. Obohatené zóny zložiek Sb, Cu a Ag majú pretiahnutý tvar, pričom ich osi predĺženia majú pri všetkých troch prvkoch identický priebeh.

V porovnaní s distribúciou mocnosti ložiska sú nápadné dva rozdiely:

- Priebehy zón nabohatenia väčšinou nemôžeme stotožniť s priebehom morfológických rudných stĺpov. Zóny zvýšených obsahov tetraedritových prvkov vertikálne *lemujú stĺpy väčších mocností*. Platí tiež, že miesta najväčších mocností (s výnimkou oblasti nad 8. obzorom) sú najchudobnejšie na tetraedritové prvky.

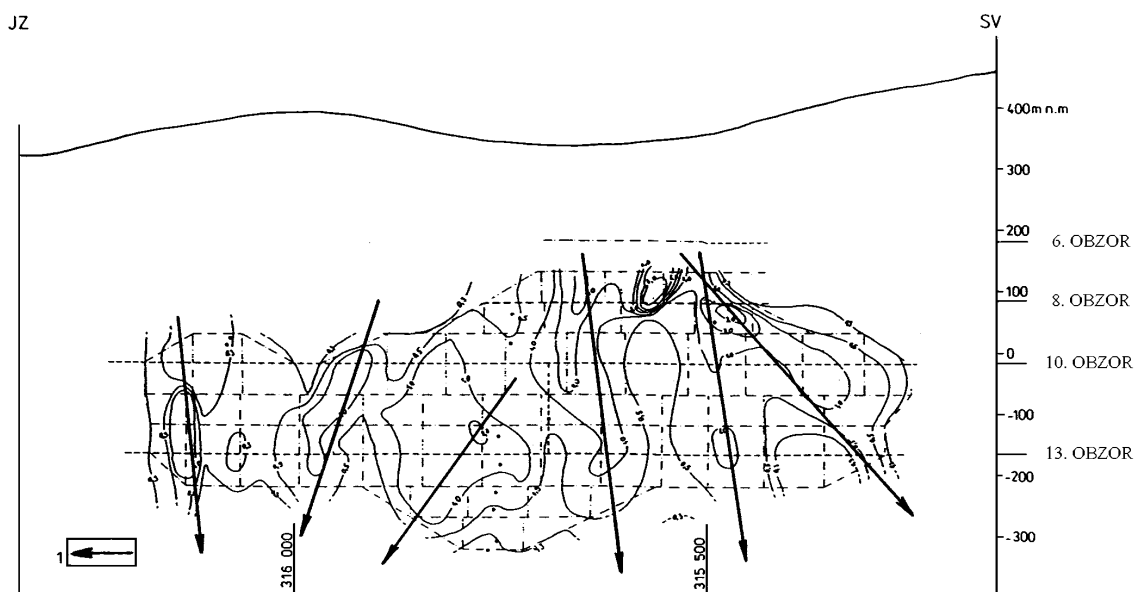
Predpokladáme preto, že pri otváraní a reaktivizácii subvertikálnych štruktúr (Sasvári et al., 1995) v deformačných štádiách $D_{\min}^{9,10}$, došlo k prednostnému krehkému porušeniu vyťahnutých a zúžených častí asymetrických budín sideritovej žily veľkosti ložiska. Vytvorili sa subvertikálne regionálne štruktúry, vhodné pre sulfidickú mineralizáciu.

JZ



Obr.89. Izolínie distribúcie Sb na žile Strieborná (podľa Mesarčíka, 1991, upravil Sasvári, 1996)). 1-os rudných stĺpov.

Fig.89. Contours of the Sb distribution in the Strieborná vein (according to Mesarčík, 1991, modified by Sasvári, 1996), 1 – axes of ore columns.



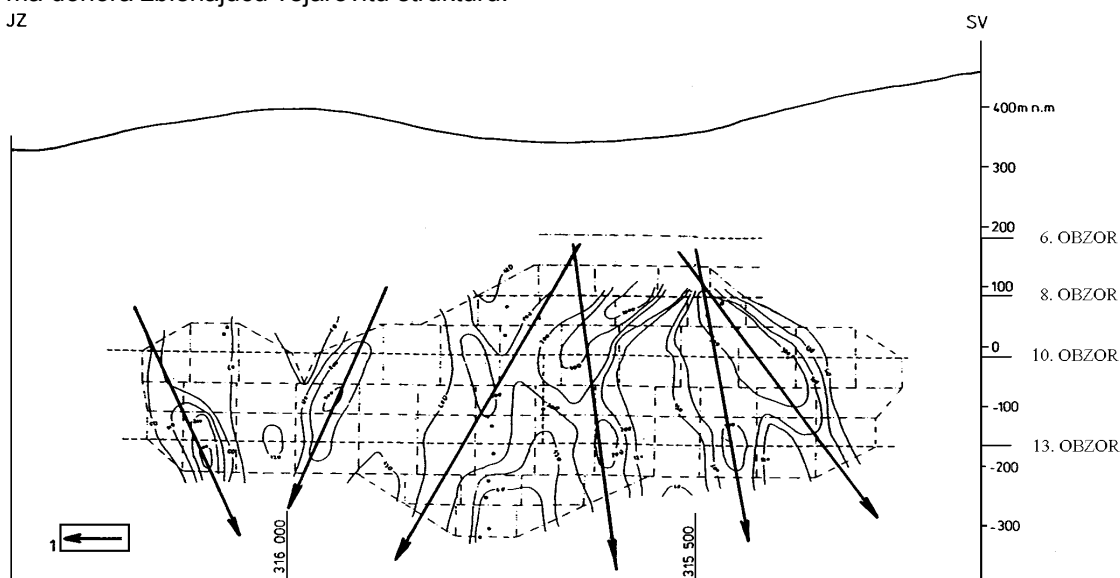
Obr.90. Izolínie distribúcie Cu na žile Strieborná (podľa Mesarčíka, 1991, upravil Sasvári, 1996). 1-os rudných stĺpcov.

Fig.90. Contours of the Cu distribution in the Strieborná vein (according to Mesarčík, 1991, modified by Sasvári, 1996), 1 – axes of ore columns.

- Osi morfológických sideritových rudných stĺpcov nie sú totožné s osami zón nabohatenia tetraedritu, ale sa navzájom striedajú, pričom ich priebehy tvoria vejárovité usporiadanie tak, že v centrálnej časti Striebornej žily je uzáver vejáru orientovaný smerom nadol.

Ukazuje sa, že sideritové zrudnenie budované a usporiadané do subvertikálnych rudných stĺpcov je vejárovite, helikoidálne deformované v meniacom sa poli napätia. Deformácia so zbiehajúcimi vejarmi v nižších obzoroch žily Strieborná je charakteristická pre JZ časť a naopak, SV časť žily má dohora zbiehajúcu vejárovitú štruktúru.

JZ



Obr.91. Izolínie distribúcie Ag na žile Strieborná (podľa Mesarčíka, 1991, upravil Sasvári, 1996). 1-os rudných stĺpcov.

Fig.91. Contours of the Ag distribution in the Strieborná vein (according to Mesarčík, 1991, modified by Sasvári, 1996), 1 – axes of ore columns.

Vnútri tetraedritových zón nabohatenia je zjavné vertikálne ubúdanie Cu a Ag zložky s hĺbkou. Tam, kde sa osi zóny nabohatenia zbiehajú (úroveň medzi 9. a 7. obzorom), vzniká takmer súvislý pás neobyčajne bohatý na sulfidickú mineralizáciu ($700 - 1\,300 \text{ g.t}^{-1} \text{ Ag}$), pričom vplyv tejto zóny je

preukázaný aj mimo žily Strieborná v horninovom prostredí spojovacích prekopov medzi jamou Mária a Striebornou žilou. Kondela (1996) overil na 8. obzore distribúciu Ag v horninách v rozpätí 2 - 4,3 g.t⁻¹, čo približne 50 násobne prekračuje klarkové hodnoty (0,2 g Ag). Na 9. obzore je striebro distribuované v horninách v rozsahu 0,6 - 2,8 g.t⁻¹ Ag.

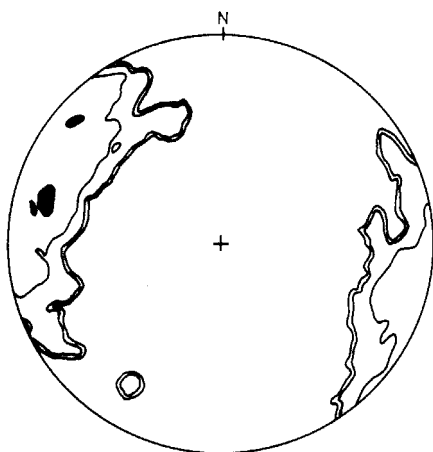
Priestorová distribúcia tak mocnosti ako aj nabohatených sulfidických zón svedčí o rozčlenení na pohľad jednotného telesa žily do rudných stĺpov ložiskových rozmerov, prepojených menej intenzívne zrudnenými asymetrickými budinami. Smerom do hĺbky a v JZ krídle aj smerom k povrchu v doposiaľ nepreskúmaných častiach, môže Strieborná žila nadobudnúť analogický vývoj ako systém Mária - Mayer, ktorej pripovrchové časti boli tiež bohaté na striebornosý tetradrit (zmienky o striebornom baníctve v historických prameňoch).

Trendy vývoja morfológických rudných stĺpov i nabohatených zón sú dôležitým vyhľadávacím ložiskovým kritériom a umožňujú prognózovanie neznámych častí ložiska.

Kliváž AS₂ na žile Strieborná, vo vzťahu k prevažujúcim puklinovým a zlomovým systémom

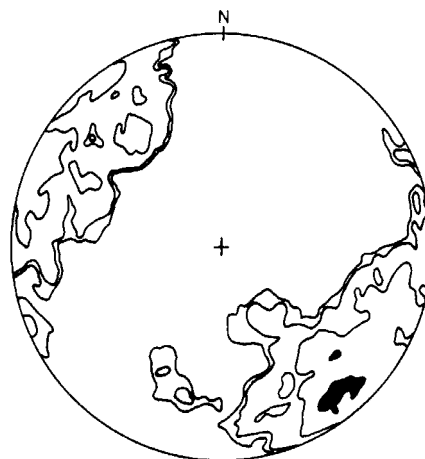
Kliváž AS₂ je charakterizovaná subparalelnou foliáciou, ktorá je najhustejšia v pelitických fylitoch (mm - cm listricke plochy) a menej hustá v kvarcitoch a porfyroidoch (cm - dm rád). Skutočná hustota foliačných plôch AS₂ závisí od lokálnych podmienok kompetencie hornín.

Žila Strieborná je subparalelná s foliačnými plochami AS₂. Distribúcia štruktúrnych prvkov foliácie AS₂ (obr.92) a nadložných, či podložných plôch žily Strieborná (obr.93) ukazuje, že obe plochy majú široký rozptyl čo do smeru, menej do úklonu. Zdôvodňujeme to veľmi zložitým priestorovým priebehom foliácie AS₂ a žily Strieborná, medzi 8. a 13. obzorom. Koincencia ich pólových kontúrových tektonogramov potvrdzuje helikoidálny priebeh týchto plôch.



Obr. 92. Kliváž AS₂ je zastúpená na všetkých horizontoch žily Strieborná. Pólový kontúrový tektonogram ukazuje SSV-JJZ smer kliváže so strmým, 69°úklonom. Počet meraní 343, izolínie 2,7-8,4-10 %, maximum 105/69°.

Fig. 92. AS₂ cleavage is present on all levels of the Strieborná vein. Pole contoured diagram shows the NNE-SSW striking cleavage with a steep dip (69°). Number of measurements : 343, contours 2,7 - 8,4 - 10 %, maximum 105 / 69° .

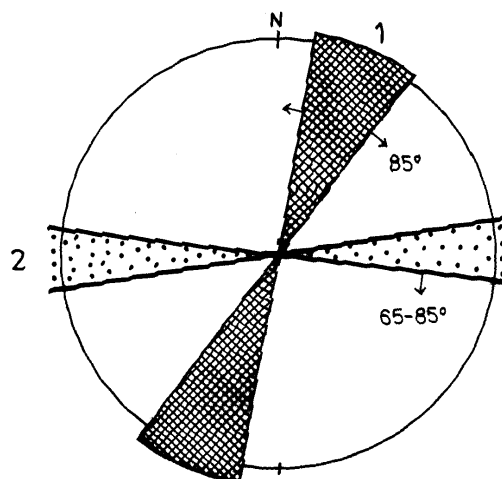


Obr. 93. Pólový tektonogram nadložných a podložných plôch žily Strieborná. Počet meraní 193, izolínie 1,2-2,8-6,3-8 %, maximum 330/75°.

Fig.93. Pole contoured diagram of superposed and subjacent planes of the Strieborná vein. Number of measurements : 193, contours 1,2 - 2,8 - 6,3 - 8 %, maximum 330 / 75° .

Staršie, významnejšie poruchy sú diagonálne k žile Strieborná. Mnohokrát porušujú, aj posúvajú túto žilu. Obr. 94 ukazuje azimut rozptylu týchto porúch, označený číslom „1“. V dôsledku relatívneho posunu pozdĺž SSV-JJZ porúch (1) vznikali druhotné pukliny a poruchy, označené číslom „2“. Tieto poruchy zastupujú tak extenzné (obr.95 a), ako aj kompresné (obr.95 b) štruktúry.

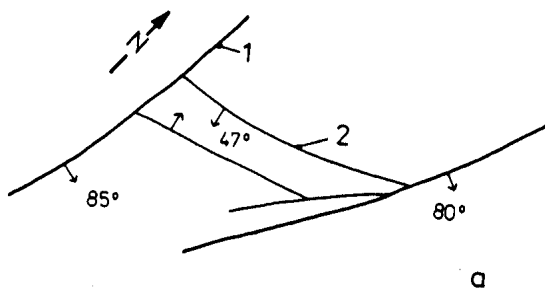
Najmladšie a regionálne významné poruchy sú široké od cm do m mocnosti (obr.67, 68 a-d). Vyplnené sú hypogénnym ílovitým materiálom svetlej farby. Ich pohyb na základe indikátorov - ryhovania je tak subhorizontálny ako aj subvertikálny. Dĺžka týchto porúch je od niekoľko metrov až do niekoľko desiatok metrov.



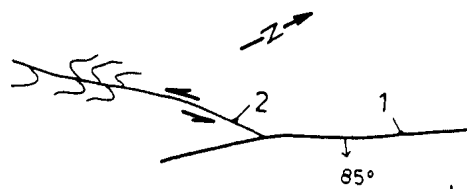
←

Obr. 94. Azimut rozptylu diagonálnych porúch (1) na žile Strieborná a k nim druhotných porúch (2).

Fig.94. Azimuth of the diagonal fractures variation (1) in the Strieborná vein and of secondary structures (2).



a



b

Obr.95 a,b. Relatívny vzťah porúch (1) k poruchám (2).

Fig.95a, b. Relative relation of fractures (1) to fractures (2).

Analýza mineralizácie rudného poľa

Všeobecná charakteristika mineralizácie rožňavských rudných žíl

Od 50. rokov boli štúdiá mineralogických pomerov na rudných žilách rožňavskej rudnej oblasti realizované kontinuálne v rámci komplexného výskumu mineralizácie južnej časti Spišsko - gemerského rudohoria. V schéme regionálnej distribúcie mineralizácie boli na základe minerálneho zloženia žilnej výplne vyčlenené v rožňavskej rudnej oblasti viaceré typy rudných žíl (postupne od centrálnej zóny k južnej periférii Spišsko - gemerského rudohoria):

1. kremenné žily s nízkym obsahom sulfidov a zlata (severná časť Sb zóny v Čučme);
2. antimonitové žily (Čučma);
3. sideritové žily s podtypmi:
 - a. sideritovo - kremeňovo-sulfidické (žily rudného poľa Mária baňa),
 - b. sideritovo-albitové (žily vyvinuté v oblasti vrchu Turecká, s pokračovaním do obce Rudná, žila Bernardi - Emília),
 - c. sideritovo-magnetitové (žila Mária - Stankovička);
4. sideritovo-barytové a barytové žily (nadväzujú na sideritovo-sulfidické žily) a vyskytujú sa na periférii Rožňavy (Varček, 1957, 1963, 1973).

Vo väčšine rudných žíl dominuje siderit. Kremeňovo- polysulfidická mineralizácia je generálne v nižšom obsahu v niektorých žilách rudného poľa Rožňava baňa. Avšak v rudnom poli Mária baňa je jej zvýšená koncentrácia zdokumentovaná vo viacerých rudných žilách.

Charakterom mineralizácie všeobecne reprezentuje rožňavská oblasť sideritovú formáciu (Varček et al., 1968; Bernard et al., 1981; Rozložník, 1980) a žilný chalkopyritovo - sideritový typ (Ilavský et al., 1979).

Názory na vek mineralizácie nie sú v podstate doposiaľ jednotné. Varček (1959, 1961) a Rozložník (1961, 1982) ju považovali za alpínsku, naproti - tomu Novák (1960), Ilavský (1957, 1959), Ilavský a Novák (1962) prisudzovali sideritovej a kremeňovo-sulfidickej mineralizácii variský vek, resp. regeneračnej alpínsky. Grecula (1982, 1987) preferoval neskorovariský vek mineralizácie.

Názory na evolúciu mineralizácie rožňavských rudných žíl, ktoré od konca 60. rokov prezentovali viacerí autori sa v niektorých aspektoch (napr. v počte hlavných mineralizačných udalostí - etáp a prínosových periód) odlišujú (napr. Varček [1959] na žile Mária vyčlenil 2 etapy s 2 prínosovými periódami; Rozložník [1981] určil 4 etapy s 5 periódami; Novák [1960] rozlíšil aj regeneračnú etapu; Mesarčík [1986 a 1991] identifikoval 3 etapy a 6 periód).

Napriek lokálnym rozdielom v mineralizácii sa sukcesia mineralizačných udalostí pre rožňavskú rudnú oblasť zhoduje s generálnou schémou formovania mineralizácie na hydrotermálnych ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria (Varček, 1973). V intenciach tejto schémy sa akceptujú tri hlavné mineralizačné udalosti a niekoľko prínosových periód:

1. sideritová etapa, v rámci ktorej vznikol siderit, ankerit, kremeň, nižší podiel barytu a mies-tami na niektorých žilách vyvinutá albitová perióda;

2. kremeňovo-sulfidická etapa s viacerými periódami. V iníciaľnej fáze tejto etapy precipitovali minerály hybridného charakteru so znakmi kontaminácie okolitými horninami (turmalín, chlorit, albit, sericit, rutil, apatit). Neskôr vznikol kremeň a postupne sulfidy: pyrit, arzenopyrit, gersdorffit, Ni-Co minerály, pyrotín, chalkopyrit, tetradrit, Bi sulfosoli, bournonit, sfalerit a ďalšie. Spolu s nimi sa v nižšom podiele vylúčil siderit, ankerit a kalcit, ktoré reprezentujú ďalšiu prínosovú periódu (Varček, 1961, 1962, 1963, 1968, 1973, 1976). Rozdelenie kremeňovo-sulfidickej etapy na staršiu a mladšiu prínosovú periódu podmienila všeobecne rozšírená katakláza staršej asociácie sulfidov (pyrit, arzenopyrit, Ni a Co minerály). Po tektonicko-deformačnej udalosti precipitovali mladšie asociácie (pyrotín, sfalerit, Bi sulfosoli, chalkopyrit, tetradrit a iné; [Grecula et al., 1995]). Kremeňovo-sulfidická etapa sa označuje aj ako rejuvenizačná, pretože iníciaľne štádium precipitácie reprezentuje vyššie teplotná minerálna asociácia oproti staršej sideritovo-barytovej asociácii (Novák, 1962; Varček, 1961; 1963).

3. antimonitová etapa s dominantným kremeňom sa považuje za pokračovanie 2. etapy mineralizácie (Varček, 1961, 1973). Vyvinula sa počas troch prínosových periód (Varček, 1976; Beňka, 1980) na samostatných mladších žilných štruktúrach (Varček, 1961, 1962, 1963, 1973).

Generálne sa na rožňavských žilách rozlišuje zonálna distribúcia mineralizácie. Táto sa uplatnila vo vertikálnom aj horizontálnom intervale a tiež v regionálnom rozsahu. Prejavy jednotlivých zonálností sú v rožňavskej rudnej oblasti rozdielne.

Vertikálna zonálnosť je všeobecne výraznejšia (Varček, 1960). Vo vrchnej úrovni viacerých rudných žíl (napr. Bernardi) dominuje siderit s nižším podielom kremeňa, barytu a sulfidov (Varček et al., 1968). V hlbšej úrovni žilnej výplne je vo vyššom podiele albit, ktorý postupne opäť nahrádza siderit a dominuje až do hĺbky 1100 m (Bernard, 1963). Zo sulfidov sa vo vrchnej úrovni vyskytuje vo vyššom podiele bournonit, galenit, sfalerit a tetradrit (Varček, 1960). Podiel chalkopyritu v žilnej výplni (napr. žily Mária) sa zvyšuje s hĺbkou (Bernard, 1963; Varček et al., 1968) a spolu s ním sa zvyšuje aj podiel Bi, Ni a Co minerálov, pyrotínu a arzenopyritu.

Horizontálna zonálnosť v rámci jednotlivých žíl je podstatne menej výrazná. Napríklad v okrajovej časti žíl v rudnom poli Rožňava baňa je vo vyššom podiele kremeň so sulfidmi, v centrálnej časti prevláda siderit a v JZ a S pokračovaní žíl sú vo vyššom podiele prítomné Fe oxidy (napr. žila Mária Stankovička).

Regionálna zonálnosť v rožňavskej rudnej oblasti, resp. v jej širšom okolí, je dôsledkom postupného uplatnenia sa jednotlivých mineralizačných udalostí (tie sa v oblasti vzájomne zhodujú), ako aj ich čiastočne zonálnej distribúcie. Preto sa 1. sideritová (+ baryt) etapa uplatnila najintenzívnejšie na periférii Spišsko-gemerského rudohoria, kde je lokálne vo vyššom podiele baryt. V centre oblasti dominuje siderit. V 2. kremeňovo-sulfidickej etape vznikli v okrajových častiach rudnej oblasti vo vyššom podiele Hg tetradrit (schwazit) a aj rumelka. Smerom do centra oblasti sa postupne mení zloženie tetradritu - znižuje sa obsah Hg a zvyšuje sa Ag, pribúda tiež chalkopyrit, lokálne sfalerit, pyrotín, Bi, Ni a Co minerály (Varček, 1973, 1976). Posledná, 3. antimonitová etapa, ktorá sa uplatnila na najmladších žilných štruktúrach v centrálnej zone Spišsko-gemerského rudohoria indikuje tzv. „obrátenu“ regionálnu zonálnosť (Varček, 1976).

Počas mineralizačných udalostí sa uplatnili okoložilné hydrotermálne premeny, ktorých intenzita a rozsah je v okolí rudných žíl odlišná. Vplyv na uplatnenie jednotlivých premien malo, okrem iných faktorov, aj litologické zloženie okolitých hornín. Albitizácia sa uplatnila v porfyroidoch a turma-linizácia je intenzívnejšie vyvinutá v prostredí s vyšším podielom sedimentárneho materiálu (Varček et al., 1968). Z ostatných premien sa v rôznej intenzite a rozsahu v okolí rudných žíl uplatnila sericitizácia, karbonatizácia a chloritizácia, ktoré koexistovali so vznikom sideritovej mineralizácie.

Minerálne asociácie a mikroštruktúrne znaky

Spektrum doposiaľ identifikovaných rudných a nerudných minerálov vo výplni rožňavských rudných žíl je dosť široké. Pestrú minerálnu asociáciu v žilách rudného poľa Rožňava a Mária baňa reprezentuje takmer 60 primárnych a 35 sekundárnych minerálov (ich sumárnu charakteristiku a výskyt v žilnej výplni jednotlivých štruktúr uviedli Kodera et al. [1990] a Grecula et al. [1995]).

Zdokumentované mikroštruktúrne vzťahy vo výplni žíl indikujú prítomnosť viacerých generácií primárnych nerudných a rudných minerálov. Spektrum minerálov generálne v žilách obidvoch rudných polí ilustruje tabuľka 1. Z tabuľky je zrejмый relatívne menší rozdiel v zložení asociácie primárnych ako sekundárnych minerálov (ich spektrum je pestrejšie v žilách rudného poľa Mária baňa). Rozdiely v zložení minerálnej asociácie a podiele jednotlivých minerálov vo výplni niektorých rudných žíl obidvoch rudných polí ilustruje tabuľka 2.

Počas výskumu hlbších úrovní Striebornej žily (8.-13. obzor) sa v roku 1994 zistila prítomnosť:

1. syngenetického pyritu (v zvrásnených tmavých fylitoch s vložkami metakvarcítov s chlo-ritom, turmalínom a sporadickými žilkami ankeritu);
2. metasomatického sideritu (relikty v úrovni 9. a 13. obzoru);
3. dve generácie predsideritového kremeňa, ktoré vyplňajú extenzné štruktúry lokálnych strižných zón vo formácii en echolon (Sasvári, 1994), a to:
 - a/ - starší strednozrnitý hnedobiely až priehľadný kremeň I;
 - b/ - mladší jemnozrnitý mliečnobiely kremeň II v tenkých žilkách (s nízkym obsahom vtrúsených xenomorfných až idiomorfných zrn pyritu I), ktoré pretínajú žilky s kremeňom I.

Obidve generácie kremeňa pretínajú žilky sideritu I.

Tab.1. Primárne a sekundárne minerály vo výplni rožňavských rudných žíl.
Tab.1. Primary and secondary minerals in the Rožňava lodes filling.

Primárny minerál	Sekundárny minerál	Rožňava baňa	Mária baňa
Aikinit ?	Alofán		+ +
* Albit-ceavelandit	Amalgám Ag	+	+ +
* Ankerit	Annabergit	+ +	+ +
Antimon	Anglezit		+ +
Annivit ?			+
Antimonit	Aragonit	+ +	+ +
* Apatit	Azurit	+ +	+ +
Aramayoit ?			+
Arzenopyrit	Brochantit	+	+ +
* Baryt	Baryt - wolnýn	+	+
Bi-minerál ?	Covellín	+	+ +
Bizmut	Delafossit		+ +
Bizmutín			+
Boulangerit ?	Erytrín	+	+ +
Bournonit	Gibbsit	+	+ +
* Dolomit	Goethit	+ +	+
Emplektit ?	Halloyzit	+	+ +
Galenit	Chalkantit	+	+ +
Gersdorffit	Chryzokol	+	+ +
Glaukodot ?	Bornit	+	+
Giessenit		+	+
* Grafit	Jarosit		+ +
Spekularit	Hematit	+ +	+ +
Heteromorfit ?	Kaolinit	+ +	+ +
* Hydromuskovit	Kuprit	+ +	+ +
Chalkopyrit	Limonit	+ +	+ +
Chloantit ?		+	
* Chlorit	Lepidokrokít	+ +	+
Ilmenit	Malachyt	+ +	+ +

* Ilové minerály	Meď	+ +	+ +
Jamesonit	Melanterit	+	+ +
* Kalcit	Mn oxidy	+	+ +
Kobaltín	Ortuť	+	+ +
Kobellit	Psilomelán	+	+
* Kremeň	Pyroluzit	+ +	+
Lilianit ?			+
Linneit		+	
Magnetit	Sádrovec	+	+ +
Markazit	Skorodit	+ +	+
Millerit	Sb-okry	+	+
* Monazit		+	+
* Muskovit-sericit	Tenorit	+	+ +
* Nakrit	Vád	+ +	
Pentlandit		+	
Plumozit ?		+	
Pyrit - bravoit		+	+
Pyrotín		+	+
Rézbányit		+	+
Rumelka		+	
* Rutil		+	+
* Siderit		+	+
Siegenit		+	
Sfalerit		+	+
Skutterudit ?		+	+
* Stilpnomelán		+	
Striebro			+
Tetraedrit		+	+
Tennantit ?		+	
* Turmalín-skoryl		+	+
Ullmannit		+	+
Violarit		+	
* Zirkón		+	+
Zlato		+	+
* Zoisit		+	+
X-minerál			+
* Xenotín		+	+

- *prítomnosť primárneho minerálu vo výplni rudných žíl v rudnom poli Rožňava baňa a Mária baňa vyjadruje prvé +, druhé + vyjadruje prítomnosť sekundárneho minerálu*

- *primary mineral occurrence at lode filling in the Rožňava and Mária mine ore field is expressed by the first +, - secondary mineral occurrence is expressed by the second +*

Tab.2. Zloženie minerálnej asociácie a podiel minerálov vo výplni niekoľkých významnejších rudných žíl rudného poľa Rožňava baňa a Mária baňa (podľa Mesarčíka et al., 1991).

Tab.2. Mineral association composition and mineral content in some significant lode filling of the Rožňava and Mária mine ore field (according to Mesarčík et al., 1991).

Minerál / žila	Artúr	Bernardi	Sadlovský	Štefan	Mária	Strieborná
Siderit	+++	+++	+++	+++	++++	+++
Kremeň	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Albit	+	+++	++	++	+	+
Rutil		+	+	+	+	+
Turmalín	+	+	+	+	+	+

Apatit		+			+	
Sericit	++	+	+	+	+	+
Ankerit	++	++	+	+	+	
Kalcit	++	++			+	
Baryt	+	+			+	
Magnezit		+	+			
Hematit	+	+				
Ilmenit					+	
Hydromuskovit					+	+
Pyrit	+	++	++	++	+++	++
Arzenopyrit		+	+	+	+	+
Tetraedrit	+	+	+	++	+++	+++
Chalkopyrit	+	++	++	++	+++	+
Markazit		+	+		+	+
Sfalerit		+	+	+	+	
Galenit		+		+		
Bournonit		+	+	+		+
Boulangerit ?						+
Gersdorffit		+	+	+	+	+
Ullmannit		+	+		+	+
Skutterudit ?		+			+	
Pentlandit		+	+			+
Millerit		+	+			
Siegenit		+	+			
Zlato		+			+	+
Bizmut		+	+		+	+
Bizmutín		+	+			+
Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli				+	+	+
Jamesonit			+	+		+
Rumelka		+		+		+
Bravoit		+	+			
Antimonit					+	+
Antimón					+	+
Striebro					+	+
Meď					+	+
Rézbanýit ?			+			
Giessenit ?		+	+			+

++++ *veľmi vysoký obsah - dominantný minerál, +++ vysoký obsah - hlavný minerál,*
 ++ *nízky obsah - vedľajší minerál, + akcesorický obsah a minerál*

++++ *very high content - dominant mineral, +++ high content - main mineral,*
 ++ *low content - subordinate mineral, + accessory content and mineral*

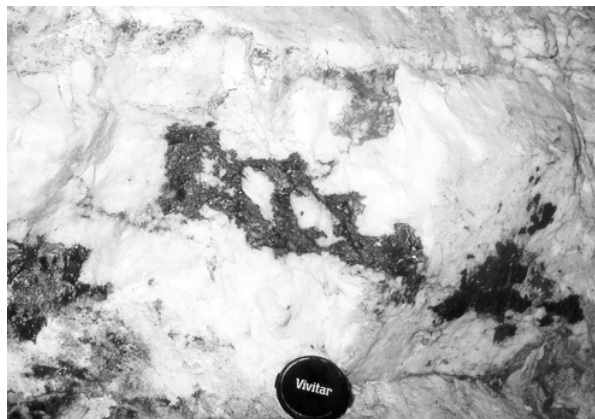
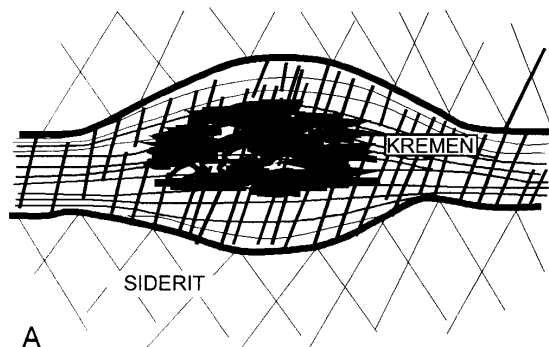
Textúry žilnej výplne, formy výskytu zrudnenia

Žilnú výplň rožňavských žíl tvoria rudné a nerudné minerály a fragmenty okolitých alterovaných hornín. Variabilný podiel a charakter usporiadania týchto zložiek determinuje celkovú stavbu výplne rudných žíl. Zdokumentované sú viaceré textúry žilnej výplne: rebríkovitá, masívna, asymetricky páskovaná, sieťovitá, hrubozrnná a nerovnomerná. Žilná výplň je v smernom a vertikálnom rozsahu viac alebo menej porušená intermineralizačnou tektonikou. V krátkom úseku rudných žíl sú často vyvinuté viaceré textúry. Niektoré druhy textúry výplne rudných žíl ilustrujú obr.96 A-E. Pestré textúry dokumentujú postupné uplatnenie sa mineralizačných a deformačných udalostí.

Na príklade kremeňovo-sideritovej výplne Striebornej žily s pomerne vysokým obsahom komplexnej polysulfidickej mineralizácie, je možné demonštrovať 5 hlavných foriem výskytu komplexného polysulfidického zrudnenia:

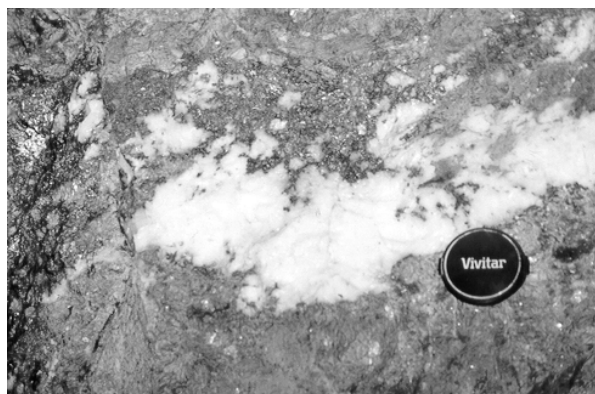
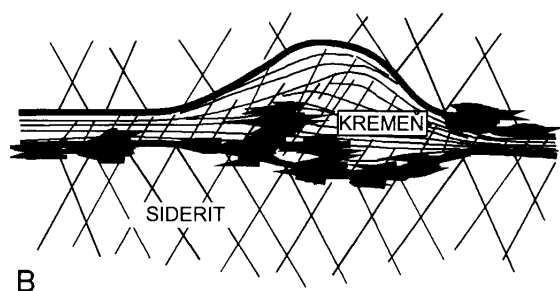
1. - *V rôzne hrubých asymetrických kremenných budinách v siderite s variabilným a lokálne zvýšeným obsahom zrudnenia - tetraedritu (obr.96 A). Intenzívne dopraskaný kremeň je zvyčajne pomerne čistý, alebo v nižšom*

podiele obsahuje menšie fragmenty sideritu. Tetraedrit v kremenných budinách (šošovkách) vytvára rôzne veľké akumulácie - lokálne až 20 x 30 cm. Koncentruje sa v sieti mikrofraktúr a mierne uklonených subhorizontálnych plochách. V nižšom podiele prítomné fragmenty sideritu sú tiež intenzívne zatláčané tetraedritom. V akumuláciách tetraedritu sú len v akcesorickom obsahu prítomné Pb-Sb-Bi-Cu sulfosoli a chalkopyrit (vo forme mikroinklúzií). Najväčšie asymetrické budiny kremeňa sú v centrálnej časti budinovaných rudných žíl. Formu výskytu ilustruje obrázok.



Obr.96 A. Formy výskytu tetraedritu v asymetrických kremenných budinách v sideritovej žile so šošovkovitou stavbou.

Fig.96 A. Concentration type of tetraedrite enclosed in quartz asymmetric boudins within lenticular main siderite vein.

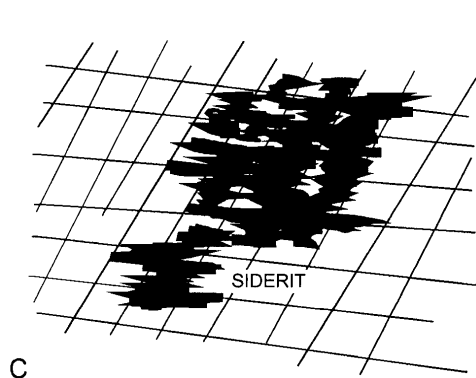


Obr.96 B. Kremeňová žila s prechodom do asymetrických budín v siderite, kde sa tetraedrit koncentruje na kontakte kremeňa a sideritu.

Fig.96 B. Quartz vein transitioned to asymmetric boudins within siderite; tetraedrite occurs on contact of quartz and siderite and penetrates quartz - siderite along fault zones.

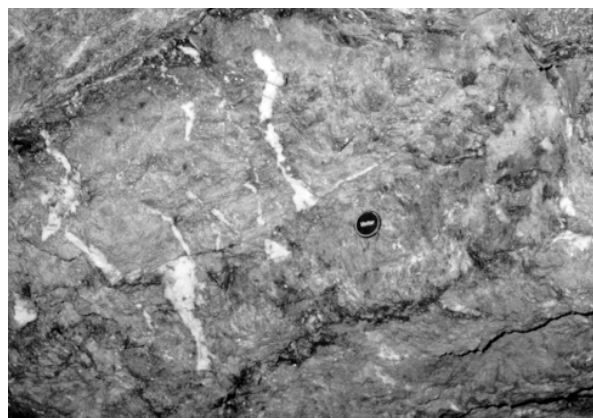
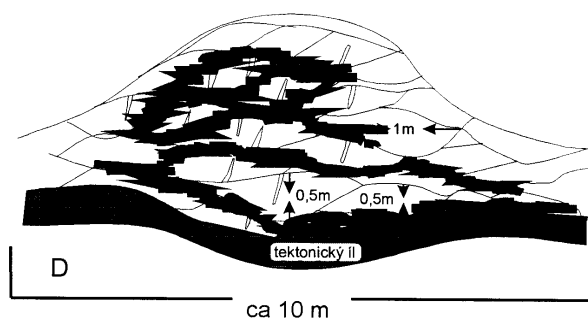
2. - Na kontaktoch kremenných šošoviek a žíliak so sideritom (obr.96 B). Zrudnenie – tetraedrit, vytvára akumulácie a zhluky agregátov veľké od niekoľkých mm až do cca 15 x 20 cm. Frekvencia tejto formy výskytu zrudnenia v žilách je veľmi vysoká. Vo vyššom podiele je zvyčajne prítomná v hrubozrnitom a intenzívne kataklázovanom siderite, ktorý vyplňa centrálnu časť budinovanej žily. Dôležitým faktorom, ktorý ovplyvňuje túto formu výskytu zrudnenia je vzdialenosť od subvertikálnych zlomových systémov. V ich blízkosti je zrudnenie - tetraedrit intenzívne “znečistené” pyritom, arzenopyritom, chalkopyritom, markazitom a Pb-Sb-Bi-Cu sulfosolami. Je to druhá najrozšírenejšia forma výskytu zrudnenia v žilnej výplni.

3. - Priamo v hrubozrnitom kataklázovanom siderite (obr.96 C). Siderit v sieti mikrofraktúr vyplňa, resp. intenzívne metasomatically zatláča kremeň a hlavne tetraedrit. Tetraedrit vytvára v siderite akumulácie veľké cca 5 x 7 cm a koncentruje sa v intersticiách zrn sideritu. Kremeň v podstate iba sprevádza tetraedrit a celkove je v nízkom podiele. Vo výplni rožňavských žíl so sulfidickou mineralizáciou je to zrejme najrozšírenejšia forma výskytu zrudnenia. Charakterizujú ju však aj najväčšie rozdiely v distribúcii a koncentrácii zrudnenia, a to tak vo vertikálnom, ako aj horizontálnom rozsahu žíl. Relatívne najväčšia koncentrácia zrudnenia - tetraedritu v žile, je v centrálnej časti “mega”-asymetrických budín (šošoviek) a v blízkosti subvertikálnych zlomových systémov. Akumulácie tetraedritu sú intenzívnejšie “znečistené” pyritom, arzenopyritom, chalkopyritom, Pb-Sb-Bi-Cu sulfosolami, bornitom a markazitom.



Obr.96 C. Časť žily vyplnenej hrubokryštalickým sideritom s tetraedritom. Tetraedrit sa koncentruje v interstíciách zrn a na plochách klencov sideritu.

Fig.96 C. Coarse-grained siderite vein filled by tetrahedrite; tetrahedrite occurs within interstitions and on rhombohedral siderite planes.

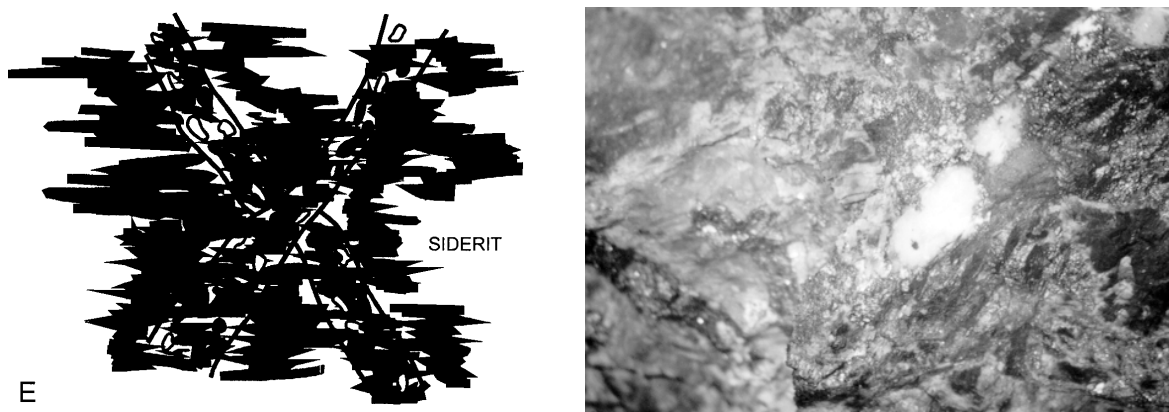


Obr.96 D. Asymetrická sideritová „mega“-budína niekoľko metrového rádu, zložená z niekoľkých menších cca 1x0,5 m veľkých sideritových asymetrických budín, na kontaktoch ktorých sa vo zvýšených obsahoch koncentruje tetraedrit s vyšším podielom arsenopyritu, chalkopyritu, markazitu, sulfosolí Pb-Sb-Bi a pyritu.

Fig.96 D. "Mega"-asymmetric siderite boudins consist of a few smaller boudins (1 x 0.5 m in diameter) and high-grade tetrahedrite concentrations occur on contacts with- and within siderite. Tetrahedrite contains a greater amounts of arsenopyrite, chalcopyrite, pyrite, marcasite and Pb-Sb-Bi-Cu sulphosalts.

4. - Na kontaktoch "mikro"-asymetrických sideritových budín v centrálnej časti budinovanej sideritovej žily ("mega"-šošovky). Zrudnenie - tetraedrit sa vo zvýšenom obsahu koncentruje buď na kontakte jednotlivých sideritových mikrošošoviek veľkých cca 1.0 x 0.5 m, alebo sa nachádza priamo v nich (obr. 96 D). Siderit v mikrošošovkách je intenzívne kataklázovaný a metasomatický zatlačaný kremeňom a polysulfidickou mineralizáciou. Tento typ výskytu zrudnenia dominuje v cent-rálnej časti budinovanej žily. Väčšie akumulácie zrudnenia - tetraedritu sú značne "znečistené" arsenopyritom, chalkopyritom, pyritom, markazitom a Pb-Sb-Bi-Cu sulfosolami.

4. - V systéme a okolí reaktivizovaných subvertikálnych zlomov s vysokou koncentráciou zrudnenia - tetraedritu (obr.96 E). Zlomy so smerom na SZ (interval smeru je 320-340/55-60° a 220-275/65-80°) sa pretínajú. V ich okolí je najvyššia koncentrácia a najrozsiahlejšie akumulácie (až 0.5 x 1.0 m) zrudnenia - tetraedritu. Kremeň a siderit sú veľmi intenzívne metasomaticky zatlačané tetraedritom. V pomerne vysokom podiele je v tetraedrite prítomný arsenopyrit, chalkopyrit, Pb-Sb-Bi-Cu sulfosolí, markazit a tiež sekundárne minerály - bornit, covellín, chalkozín a Mn-Fe oxidy. Subvertikálne zlomy sú najfrekvencovanejšie v centrálnej časti mega-asymetrických budín kremeňovo-sideritových žíl. Smerom k okraju žíl sa tieto zlomy takmer nevyskytujú.



Obr.96 E. Náčrt subvertikálnych zlomových systémov so sideritovou mineralizáciou. Vo vnútri zlomov sú drobné kremenné a sideritové fragmenty, žilná výplň v týchto častiach má brekcióvu textúru. V okolí subvertikálnych zlomov sú zvyčajne akumulácie tetraedritu veľké až 1x1 m. Sú to najbohatšie úseky žily Strieborná a sú vyvinuté na všetkých sledovaných obzoroch.

Fig.96 E. Reactivated subvertical fault zones with high-grade ores in the central part of "mega" - asymmetric boudins within lenticular main vein. The subvertical fault zones contain quartz - siderite fragments that represent brecciated filling with high-grade ore-matrix; close to subvertical fault zones the dimensions of tetraedrite accumulation reach up to 1 x 1 m in diameter and these form the richest parts of the Strieborn vein on all the horizons.

Nerudná výplň rudných žíl

Generálne, nerudnú minerálnu výplň rožňavských rudných žíl reprezentuje takmer 20 primárnych minerálov (označené sú hviezdčikou pred názvom minerálu). Okrem dominantného sideritu a vyššieho podielu kremeňa, obsah ostatných nerudných minerálov v žilnej výplni štruktúr sa viac alebo menej mení. Jednotlivé nerudné minerály, ako aj ich generácie sa v žilnej výplni metasomaticky zatlačujú a prerastajú. Mladšie generácie často tvoria výplň žiliek, ktoré zvyčajne pretínajú staršie. Jednotlivé generácie sa viac alebo menej odlišujú zložením, farbou, zrnitosťou, podielom v žilnej výplni, distribúciou a formou výskytu.

Dominantný **siderit** sa v žilnej výplni rožňavských žíl vyskytuje v dvoch generáciách (I a II) a viacerých formách:

- hrubozrnitý masívny biely, žltkastý až svetlohnedý;
- svetlo až tmavosivý jemnozrnitý, ktorý zriedkavo vytvára rytmicky sa striedajúce pásiky s hrubozrnitým sideritom na okraji žíl;
- lokálne romboedrické kryštály v drúzových dutinách žíl.

Jemnozrnitý siderit II vznikol remobilizáciou v neskorších fázach kremeňovo - sulfidickej mineralizačnej etapy. V žilnej výplni sa vyskytuje v agregátoch, alebo tvorí výplň žiliek a matrix fragmentov sideritu I. Siderit z rožňavských rudných žíl popísali a podrobne študovali mnohí autori.

Kremeň je kvantitatívne druhou zložkou nerudnej výplne rožňavských žíl. Podobne ako siderit, aj kremeň vo výplni rudných žíl charakterizovali mnohí autori. Kremeň sa v relatívne vyššom obsahu koncentruje v žilách rudného poľa Mária baňa, kde sú zdokumentované jeho viaceré generácie. Tieto sa vzájomne odlišujú: celkovým podielom v žilnej výplni, distribúciou (zvyčajne je nerovnomerná), farbou (biela, mliečnobiela, sivobiela, hnedá, priehľadná), zrnitosťou (hrubozrnitý, jemnozrnitý, masívny, kryštalický v dutinách a drúzach), formou výskytu (okrem hlavných štruktúr kremeň často vyplňa systémy rôzne hrubých žiliek) a obsahom rudných minerálov. Variety kremeňa sa navzájom metasomaticky zatlačujú, alebo sa prerastajú a pretínajú vo forme žiliek. Zároveň zatlačujú aj ostatné nerudné minerály, hlavne starší siderit. Kremeň je hlavným koncentrátorom polysulfidického zrudnenia a je často silno tektonicky deformovaný.

V rudnom poli Rožňava baňa sa **albit** pomerne často vyskytuje, hlavne v žilách, ktoré prenikajú cez porfyroidy. Spolu so sideritom tvorí významnú zložku nerudnej výplne, napr. žily Bernardi - Emília, Mária Stankovička a iných. V žilách rudného poľa Mária baňa je zriedkavý a vyskytuje sa v severnej časti tých žíl, ktoré tiež prenikajú cez porfyroidy. Prítomnosť albitu v rožňavských rudných žilách už dávnejšie venovali pozornosť viacerí autori (napr. Schafarzík, 1905; Zimányi, 1909; Slavík, 1918; Varček, 1955; Bernard a Hanuš, 1961). Známe sú tri generácie albitu, a to:

- I je jemnozrnitý sivobiely, ktorý sa vyskytuje v stredne hlbokých častiach žíl;
- II tvoria biele hrubozrnité agregáty v hniezdach a žilkách, ktoré prenikajú albit a siderit I;

- III tvoriaci biele až priezračné idiomorfne kryštály v drúzových dutinách sideritu a albitu II (označované ako odroda cleavelandit, Varček, 1960).

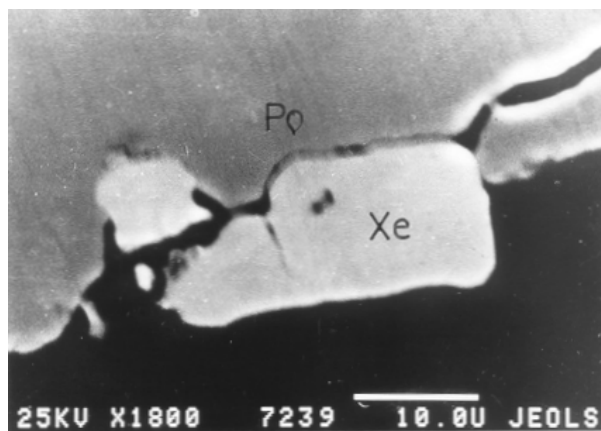
Vývoj albitu na žilách a procesy albitizácie okolitých hornín sú často priestorovo späté (napr. žila Bernardi - Emília; Gubač, 1977). Názory na vznik albitu sa odlišujú. Považuje sa za:

- samostatnú aplitovú výplň - „albitit“, ktorý vznikol ako žilný diferenciat gemeridných granitoidov (Ulrich, 1928; Macek, 1938; Kamenický, 1955);
- mladší posideritový precipitát hydrotermálneho procesu (Varček, 1955 a 1960).

V podstatne nižšom podiele v nerudnej žilnej výplni je ankerit (I - II ?). V rudnom poli Rožňava baňa vytvára lokálne väčšie hniezda hrubozrnných až jemnozrnných agregátov svetlosivej a bielej farby (hlavne v úsekoch žíl, kde dominuje albit, napr. v žile Bernardi). Vyskytuje sa tiež uprostred žíl, kde tmelí fragmenty sideritu, alebo sporadicky tvorí tenké žilky, pretínajúce siderit i turmalín. V rudných žilách v najjužnejšej časti rudného poľa Mária baňa je ankerit zvyčajne v akcesorickom obsahu a tvorí hrubozrnné agregáty bielej farby, s reliktnými sideritu, kremeňa a barytu. Ankerit vznikol v sideritovej prínosovej perióde (Bernard et al., 1969; Varček, 1960).

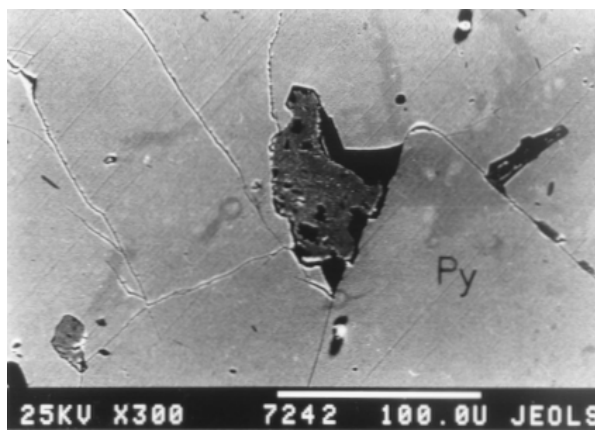
Muskovit (odr. sericit) je pomerne častý minerál nerudnej výplne žíl rudného poľa Rožňava baňa (kde je zvyčajne spolu s albitom). Prevažne sa však vyskytuje v nízkom podiele. Vyšší obsah jemnošupinkovitého muskovitu je na okrajoch rudných žíl, kde vytvára povlaky na puklinách sideritu a kremeňa. Aj v žilách rudného poľa Mária baňa je muskovit pomerne rozšírený minerál. Precipitoval v dlhom časovom intervale v iníciaľnom štádiu kremeňovo-sulfidickej etapy (Kupčík et al., 1961).

Turmalín (odr. skoryl) je tiež dosť rozšírený minerál, hlavne vo výplni žíl rudného poľa Rožňava baňa. Vyskytuje sa jednak v nerudnej výplni žíl s jemnozrnným albitom, vo forme čiernych ihličkovitých a stĺpčekovitých kryštálov v agregátoch (vysoký obsah je napr. v žile Dáriuš a Mária Stankovička, kde je v asociácii s pyritom a dominantným magnetitom). Menej je ho v zhlukoch v siderite a ankerite, na okrajoch niektorých žíl. Často vo vyššom obsahu vytvára aj impregnácie v okolitých horninách. V žilách rudného poľa Mária baňa je v akcesorickom obsahu a tvorí kryštáliky v kataklázovanom siderite, ako aj v okolitej hornine. Predpokladá sa, že precipitoval v iníciaľnom štádiu kremeňovo-sulfidickej etapy spolu s apatitom, rutíлом a chloritmi (Varček, 1973).



Obr.97. Xenomorfný xenotín na okraji agregátu metamor-fogénneho pyrotínu v diabázovom pyroklastiku. 13. obzor, prekop Sadlovský, Rožňava baňa-Turecká (Bartalský, 1991).

Fig.97. Anhydrous accessory xenotime on the peripheral part of metamorphic pyrrhotite within pyroclastic diabase. 13th level, adit Sadlovský, Rožňava mine-Turecká (Bartalský, 1991).



Obr.98. Xenomorfný akcesorický monazit, uzatvorený v pyrite z diabázového pyroklastiku. 13. obzor, prekop Sadlovský, Rožňava baňa-Turecká (foto Bartalský, 1991).

Fig.98. Anhydrous accessory monazite included within pyrite from pyroclastic diabase. 13th level, adit Sadlovský, Rožňava mine-Turecká (photo Bartalský, 1991).

Ostatné nerudné minerály ako dolomit, baryt, hydromuskovit, stilpnomelán, zoisit, rutíl, chlority a ďalšie sú v žilnej výplni distribuované veľmi nerovnomerne a často sa vyskytujú lokálne, iba v niektorých žilách. Zvyčajne silno mení sa aj ich obsah, ktorý je prevažne akcesorický. Ich výskyt v žilách opísali viacerí autori, napr. súhrnne Kodera et al., (1990).

Z akcesorických minerálov, okrem bežného apatitu, rutílu s zirkonu sa vo výplni niektorých žíl rudného poľa Mária baňa (napr. Pallág) zistila aj prítomnosť monazitu a xenotínu (Bartalský, 1991). Xenotín (obr.97) a monazit (obr.98) tvoria mikroskopicky veľké xenomorfné zrná inkludované v pyrite, alebo sú v asociácii v agregátoch so sulfidmi, napr. xenotín s pyrotínom.

Významnejší je výskyt **barytu**, ktorý bol v relatívne vyššom obsahu zdokumentovaný v severnej časti žily Bernardi (Zimányi, 1909; Papp, 1915; Hintze, 1930; Tokody, 1936; Maklári, 1940; Varček, 1960). Známe sú tri generácie, ktoré boli vo forme tabuľkovitých a stĺpčekovitých kryštálov bielej a sivobielej farby opísané v asociácii so sulfidmi, ďalej karbonátmi a kremeňom, alebo v drúzových dutinách, kde baryt narastal na siderite, pyrite a kremeň. Lokálny výskyt primárneho barytu bol opísaný aj z južnej časti rudného poľa Mária baňa. Vyšší obsah sekundárneho barytu bol zdokumentovaný z gosanu žily Mária - Alojzia, odkiaľ je známy vo forme drobných priehľadných tabuľkovitých alebo krátko stĺpčekovitých svetlohnedých kryštálikov v dutinách a väčších hniezdach. Baryt sa považuje za produkt descendných supergénných procesov. Mineralogicky významná je odroda barytu - **wolnýn**, ktorý vytvára kryštáliky viacerých tvarov a farieb. Wolnýn prvýkrát identifikoval Jonas (1820).

Asociácia rudných minerálov - všeobecné údaje

Pre väčšinu žíl rudného poľa Rožňava baňa je charakteristická lokálna a nízka koncentrácia epitermálnej hydrotermálnej polysulfidickej mineralizácie, resp. len jej akcesorický výskyt. Viac-menej výnimkou je rudná žila Štefan a snáď len lokálne úseky niektorých ďalších žíl, napr. Sadlovský, v ktorých je zvýšená koncentrácia sulfidickej mineralizácie. Naproti tomu žily rudného poľa Mária baňa (napr. žila Mária, Strieborná) charakterizuje popri zvýšenej koncentrácii, zonálnom charaktere a nerovnomernej distribúcii polysulfidickej mineralizácie aj pestrá minerálna asociácia.

Takmer 40 doposiaľ identifikovaných rudných minerálov (tabuľka 1; presná identifikácia niektorých je doposiaľ problematická) je v rozdielnom podiele a formách výskytu súčasťou komplexného zrudnenia, ktoré sa koncentruje v hlavnej miere v kremennej výplni žíl. Rudné minerály vo výplni rožňavských rudných žíl generálne vytvárajú:

- (1.) impregnácie - vtrúsené samostatné xenomorfné, zriedkavo idiomorfné zrná veľké od 0.00X do X0.0 mm - antimonit, arzenopyrit, bourmonit, galenit, gersdorffit, hematit, chalkopyrit, chloantit, jamesonit, kobaltín, kobellit, lilianit (?), magnetit, millerit, pyrit, rumelka, siegenit, sfalerit, skutterudit, tetraedrit, ullmannit;
- (2.) monominerálne a polyminerálne zhluky a agregáty zrastajúcich sa zrn, alebo až masívne akumulácie veľké niekoľko desiatok cm - arzenopyrit, bourmonit, galenit, gersdorffit, chalkopyrit, jamesonit, kobellit, lilianit, magnetit, markazit, pentlandit, pyrit, pyrotín, rézbányit, siegenit, sfalerit, tetraedrit, ullmannit;
- (3.) výplň monominerálnych a polyminerálnych žiliek, hrubých niekoľko mm až cm, napr. chalkopyrit, markazit, millerit, pyrit, rumelka;
- (4.) mikroinklúzie - aikinit (?), antimón, antimonit, arzenopyrit, bizmut, bizmutín, boulangerit, chalkopyrit, kobaltín, kobellit, markazit, pentlandit, pyrotín, rézbányit (?), skutterudit, sfalerit, ullmannit, violarit, zlato.

Prevažná väčšina rudných minerálov vytvára xenomorfné a zriedka hypidiomorné až idiomorfné zrná. Tieto tvoria zvyčajne v žilnej výplni agregáty, a niekedy aj samostatné zrná. Výskyt všetkých minerálov v jednej žile sa v celej rudnej oblasti nezistil. Jednotlivé minerály a ich generácie (pyrit I-III; arzenopyrit I-II; gersdorffit I-III; tetraedrit I-II; chalkopyrit I-II) sú súčasťou paragenetických asociácií. Paragenetické asociácie indikujú postupné formovanie sa polysulfidickej mineralizácie počas viacerých mineralizačných udalostí.

V agregátoch, akumuláciách a žilkách sa väčšina minerálov intímne zrastá. Mladšie generácie zatláčajú staršie, vyplňajú fraktúry v kataklázovaných zrnách, alebo sú v interstíciách zrn. Xenomorfné a zriedkavo až idiomorfné zrná staršej generácie sulfidov demonštrujú pôsobenie viacerých faktorov, vrátane primárnych kryštalizačných i post- kryštalizačných - tektonodeformačných, ktoré zvyčajne ovplyvnili ich morfológiu a menej aj zloženie. Zdokumentované sú viaceré deformačné štruktúry, ako: katakláza, dopraskanie, rozpukanie, zaoblenie okrajov zrn, rozdrobovanie alebo nakopenie zhlukov zrn, zmena orientácie tvaru zrn, sférické a guľovité jadrá, štruktúry tlakového rozpúšťania, zúbkovanie zrn, vznik viacuhlových zrn a odmiešanie.

Celkove, z pestrého spektra rudných minerálov, sú pre zrudnenie rožňavských žíl významné v podstate len niektoré minerály (vrátane sekundárnych v oxidačnej zóne). Súvisí to s ich odlišným obsahom i distribúciou, ktorá je zvyčajne zonálna tak vo vertikálnom rozsahu, ako i smernom priebehu žíl. Tieto faktory determinujú nielen zloženie zrudnenia, ale aj hodnotu koncentrácie - "čistotu" foriem výskytu zrudnenia (napr. dominantného tetraedritu v kremeňovo-sideritovej výplni Striebornej i Mária žily). Distribúcia a obsah väčšiny rudných minerálov sa v žilnej výplni mení (inklúzia vo formách výskytu zrudnenia), resp. charakteristické sú lokálne nahromadenia niektorých. Aj napriek tomu, distribúcia niektorých minerálov je značne podobná v mnohých žilách s polysulfidickým zrudnením.

Okrem zmien v zložení zrudnenia a formách jeho výskytu, významným dôsledkom rozdielneho obsahu a distribúcie niektorých minerálov je tiež odlišný obsah hlavných zložiek v zrudnení, a to: Fe, Cu, Ag, Sb, Hg a As (u niektorých žíl aj Au, Bi, Ni a Co). Uvedené charakteristiky umožňujú rudné minerály, vrátane sekundárnych, diferencovať na:

1. hlavné: tetraedrit, chalkopyrit, lokálne pyrit a hematit (spekularit) - magnetit, oxidy Fe a Cu v oxidačnej zóne (limonit, lepidokrokrit, goethit, azurit, malachit, kuprit, covellín, delafossit);
2. významné: arzenopyrit, bizmutín, bournonit, gersdorffit, markazit, millerit, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli, pentlandit, pyrotín, ullmannit, zlato;
3. vedľajšie: antimonit, bizmut, boulangerit, bravoit, galenit, glaukodot, jamesonit, kobaltín, kobellit, linneit, rézbányit, rumelka, sfalerit, siegenit, skutterudit, ullmannit, violarit.

S týmto rozdelením rudných minerálov korešponduje, resp. navzájom vyplýva aj delenie podľa ich obsahu v žilnej výplni a v jednotlivých formách výskytu zrudnenia na:

1. vysoký (veľmi vysoký): tetraedrit (miestami až 95 %), lokálne chalkopyrit a pyrit, hematit (spekularit), magnetit, oxidy Fe, Mn a Cu (limonit, goethit, lepidokrokrit, azurit, malachit, kuprit, covellín, delafossit v oxidačnej zóne);
2. nízky: arzenopyrit, bournonit, galenit, gersdorffit, markazit, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli, pyrotín, sfalerit;
3. akcesorický: antimonit, bizmut, bizmutín, boulangerit, bravoit, glaukodot, jamesonit, kobaltín, kobellit, linneit, millerit, pentlandit, rézbányit, rumelka, siegenit, skutterudit (?), ullmannit, violarit, zlato.

Uvedené charakteristiky sa nedajú celkom generalizovať, takže pre kremeňovo-sideritovo-polysulfidický typ žíl je ťažko zostaviť „univerzálnu“ minerálnu schému, ktorá by „vystihla“ všetky atribúty komplexného zrudnenia týchto žíl v rožňavskej rudnej oblasti. To znamená, že tak pre žily v rudnom poli Rožňava bane, ako aj Mária bane a žily 3. - 4. žilného systému, budú rovnako aktuálne údaje o najvýznamnejších mineráloch - ich zmenách a rozdieloch vo výskyte, podiele a distribúcii, ako aj variabilite obsahu ekonomických zložiek.

Z porovnania údajov o distribúcii mineralizácie v rozsahu (hlavne vertikálnom) viacerých kremeňovo-sideritovo-polysulfidických žíl vyplýva generálny trend zmeny minerálnej asociácie, s ktorým pomerne dobre korešpondujú aj postupné zmeny v obsahu hlavných zložiek - Fe, Cu a Ag, ako aj Sb, Hg, As, Bi, Ni a Co. Tento trend v podstate už dávnejšie demonštrovali viacerí autori (napr. Novák, 1960; Bernard, 1963; Varček, 1960 a 1961; Varček et al., 1963; Rozložník, 1982; Mesarčík 1986) na príklade žily Mária, tiež Bernardi, Strieborná a ďalších nasledovne:

- vo vrchnej a čiastočne aj strednej úrovni kremeňovo-sideritovo-polysulfidických žíl sú v asociácii minerálov v relatívne vyššom podiele prítomné napr. bournonit, boulangerit, jamesonit, galenit, sfalerit, tetraedrit a ďalšie, s ktorými korešponduje aj zvýšený obsah (okrem Fe) Ag, Sb, Hg, \pm Zn v zrudnení,
- s hĺbkou sa v žilnej výplni postupne zvyšuje podiel chalkopyritu, arzenopyritu, pyrotínu a tiež Bi, Ni a Co minerálov, s ktorými korešponduje aj zvýšený obsah Cu, As, Bi, Ni \pm Co.

Pri hodnotení komplexného zrudnenia sa akcentuje priorita ekonomicky dôležitých minerálov - sideritu, tetraedritu a často aj chalkopyritu, ktoré sú v kremeňovo-sideritovo-polysulfidickom type žíl vo zvýšenom obsahu. V skutočnosti sú však významné aj ďalšie minerály, a to tie, ktoré sú v zrudnení v nízkom až akcesorickom obsahu (napr. arzenopyrit, gersdorffit, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli, antimonit, Bi minerály, kobaltín, millerit, pentlandit, rumelka, ullmannit, zlato). Tieto sú lokálne vo vyššom podiele v zrudnení v rozsahu niektorých žíl. Z minulosti je známe, že ich (niektorých) lokálne nabohatenie na niektorých žilách rezultovalo krátkodobú exploataciu zrudnenia s odlišným zložením (napr. uvedené Ni-Co rudy zo žily Aurélia, alebo aj komplexná Fe-Cu ruda, bohatá na Ag, Sb, Hg a Bi zo žily Mária).

Popis rudných minerálov

V popise jednotlivých vybraných rudných minerálov sú spolu s excerpovanými staršími - všeobecnými charakteristikami použité aj viaceré údaje z novšieho prieskumu Striebornej žily. Vzhľadom k pomerne veľkému počtu primárnych a tiež sekundárnych minerálov, sú rudné minerály pre podrobnejšiu charakteristiku vybrané viac-menej na základe hierarchie ich ekonomického významu, resp. opísané sú aj tie, ktoré sú vo variabilnom obsahu takmer vždy súčasťou minerálnej asociácie.

TETRAEDRIT

Z hľadiska výskytu v žilách západnej (Rožňava bane) a východnej časti (Mária bane) rožňavskej rudnej oblasti je tetraedrit (na základe doposiaľ známych údajov, napr. Kodera et al., 1990) typický kontraverzný minerál. V žilách západnej časti je v nižšom podiele a len lokálne, v niektorých je vo vyššom obsahu, pričom tam tvorí agregáty a zhluky v siderite. Z drúzových dutín sideritu sú opísané zriedkavé pekne vyvinuté kryštály s tvarmi: {110}, {100}, {211}, {111}. Bol identifikovaný aj Ag tetraedrit - freibergit (Kertai, 1936; Varček, 1973) a Hg tetraedrit (max. 17.2 hmot. % Hg; Nováček, 1943; Bouška, 1956; Kašpar, 1970). Obsah niektorých prvkov v tetraedrite v žilách rudného poľa Rožňava baňa sa mierne mení, čo demonštruje aj zloženie tetraedritu zo žily Sadlovský (tab.3).

Tab.3. Priemerné zloženie tetraedritu zo žily Sadlovský.

Tab.3. Mean composition of tetrahedrite of the Sadlovský vein.

S	Sb	Bi	Cu	Ag	Fe	Zn	Pb	As	Suma
25.69	29.16	-	37.43	0.71	4.77	3.01	0.32	-	101.16
26.11	30.39	0.04	35.61	0.32	5.58	1.26	0.06	0.08	99.53

V kremeňovo-sideritovej výplni Siedmej žily bol identifikovaný tennantit v asociácii s chalko-pyritom, sfaleritom, pyritom, arzenopyritom a gersdorffitom (Bartalský, 1991). Obsah niektorých prvkov sa v tennantite mení v relatívne väčšom intervale (As = 16,32- 21, 51 hmot. %, Sb = 0,00 – 6,66 hmot. %). Zloženie tennantitu ilustruje tab.4. (analýza z práce Bartalský, 1991).

Tab.4. Chemické zloženie tennantitu zo Siedmej žily (Bartalský, 1991).

Tab.4. Chemical composition of tennantite of the 7th vein (Bartalský, 1991).

Cu	Sb	S	Fe	Zn	As	Ag	Suma
42.19	0.66	25.50	6.54	4.47	21.17	-	100.53

Naproti tomu vo východnej časti, teda v rudnom poli Mária bane, je tetraedrit dominantný minerál. V pomerne vysokom obsahu, lokálne aj spolu s chalkopyritom, je hlavnou zložkou zrudnenia. Popri prevládajúcich masívnych agregátoch nízkej súdržnosti, ako aj zhlukoch veľkých až niekoľko cm, sa zistili tiež idiomorfne kryštály tetraedritu (Varček, 1959). Tetraedrit zo žíl Mária bane študovali a podrobne opísali mnohí autori. Veľké množstvo analýz chemického zloženia potvrdilo, že tetraedrit je významný koncentrátor viacerých prvkov (Cu, Ag, Sb, Hg, resp. Bi a As; Schroll a Ibrahim [1959] a neskôr Kvaček [1980] zistili tiež Se; Novák [1967] určil Au do 10 g.t⁻¹). Jeho mikrochemizmus sa vo vertikálnom rozsahu žíl výraznejšie nemení (Novák, 1967). Obsah prvkov v tetraedrite zo žily Mária sa pohybuje v intervale, ktorý ilustruje tab.5.

Tab.5. Interval obsahu prvkov v tetraedrite zo žily Mária.

Tab.5. Content range of elements in tetrahedrite of the Mária vein.

Cu	Ag	Fe	Zn	Hg	Sb	As	S	Bi	Suma
30.81-36.95	0.49-0.60	5.23-6.64	0.95-1.03	1.37-2.24	25.53-29.06	0.74-2.35	24.74-25.52	0.31-1.55	99.58-100.72

V kremeňovo-sideritovo-polysulfidickej Striebornej žile tetraedrit absolútne dominuje a je prítomný vo všetkých vyššie opísaných piatich (obr.96 A-E) formách výskytu zrudnenia (typoch akumulácií). Jeho obsah sa v žile mení. Najvyšší je v centrálnej časti sideritových „mega“ – asymetrických budín (šošoviek), kde sú časté subvertikálne systémy zlomov s vysokou koncentráciou zrudnenia. V nich je tetraedrit najintenzívnejšie „znečistený“ asociujúcimi minerálmi (chalkopyrit, arzenopyrit, pyrit, markazit, Bi-minerály, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli) a má charakteristický hnedosivý odtieň. Relatívne najčistejší tetraedrit (so svetlosivým odtieňom) je v kremenných žilách a šošovkách, ktoré sú vzdialené od subvertikálnych zlomov.

V oboch prípadoch vytvára v zrudnení prevažne masívne zhluky-akumulácie, alebo polyminerálne agregáty zrn. Len zriedka tvorí aj samostatné xenomorfne zrná veľkosti od 2 μm do X.0 mm v kremeni a siderite. V mliečnobielom kremeni vyplňa sieť mikroskopických subhorizontálnych a subvertikálnych fraktúr a na ich križovaní tvorí zhluky. V stredozrnitom siderite sa zvyčajne koncentruje v interstíciách klencov. Tetraedrit je v zrudnení veľmi často v asociácii s pyritom, chalkopyritom a relatívne menej s arzenopyritom a Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolami.

Makroskopicky je tetraedrit ocelovosivej farby, krehký, s matným až vysokým leskom. Pomerne rýchlo navetráva a získava lesklú čiernu farbu. Kompaktnejšie variety v siderite majú tmavší odtieň a matnejší lesk, kým v kremeni sú podstatne krehkejšie, s ocelovomodrým odtieňom a vyšším leskom. Aj mikroskopicky bol identifikovaný tetraedrit s dvomi farebnými odtieňami - svetlosivý a hnedosivý.

Z mikroštruktúrnych vzťahov minerálov v paragenetických asociáciách vyplýva prítomnosť dvoch generácií tetraedritu I. a II.

Tetraedrit I konverguje ku kremennej výplni budinovanej žily. Koncentruje sa na plochách mikroskopických subhorizontálnych a subvertikálnych mikrofraktúr v kremenných asymetrických budinách v siderite, ďalej na kontakte kremeňa so sideritom, ako aj priamo v stredozrnitom siderite, kde vyplňa sieť mikrofraktúr a interstícií klencov sideritu. Tetraedrit I sa vyskytuje v asociácii s pyritom I, arzenopyritom I, Ni-

Co minerálmi (pentlandit, gersdorffit I, kobaltín, millerit), chalkopyritom I. Ich podiel v minerálnej asociácii je však podstatne nižší, z čoho vyplýva, že tetraedrit I je pomerne „čistý“ a nie zriedka vytvára kvázi monominerálne akumulácie.

Mladší **tetraedrit II** silne konverguje k reaktivovaným subvertikálnym zlomovým systémom, v rozsahu ktorých sa vylúčil vo vysokom obsahu. S tektonicko-deformačnými udalosťami v intervale týchto zlomov súviseli mladšie mineralizačné udalosti. Počas nich došlo k intenzívnej precipitácii tetraedritu II a ďalších sulfidov a sulfosolí:

- v iniciálnej fáze sa vylúčil arzenopyrit II, gersdorffit II, ostatné Ni-Co minerály (tab. 1), pyrit II, pyrotín, ullmannit;
- postupne kryštalizovali ďalšie minerály, a to: sfalerit, galenit, chalkopyrit II, Bi minerály, zlato, kobellit, jamesonit, boulangerit, bourmonit, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolí, markazit, akcesorický antimonit a rumelka, ako aj rýdzi Bi a Ag.

Variácie chemického zloženia tetraedritu, napr. v rozsahu Striebornej žily, sú menšie a demonštrujú, že sa jedná o Fe-tetraedrity. Rozdiely v obsahu jednotlivých prvkov sú nízke a nesystematické, a to tak v rámci jedného horizontu, ako aj ostatných. Tento trend sa uplatňuje vo vertikálnom rozsahu i smernom priebehu Striebornej žily. Demonštruje to aj interval obsahu prvkov v tetraedrite z 8. a 10. horizontu (tab.6).

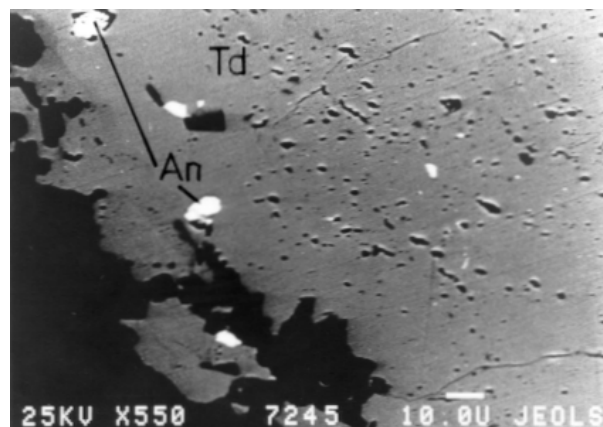
Tab.6. Interval obsahu prvkov v tetraedrite zo Striebornej žily.
Tab.6. Content range of elements in tetrahedrite of the Strieborná vein.

Horizont	As	Zn	Cu	Fe	Sb	Ag	Bi	Hg	S
8.	0.11- 1.27	0.68- 2.84	34.39- 36.88	4.40- 6.53	27.92- 30.33	0.58- 1.06	0.17- 0.58	0.66- 1.65	24.55- 26.10
10.	0.24- 1.34	0.65- 0.94	35.30- 37.09	5.30- 5.91	28.17- 30.03	0.50- 0.98	0.16- 0.56	0.76- 1.49	23.52- 26.72

Ani z porovnania údajov priemerného chemického zloženia tetraedritu z 8., 9., 10. a 13. obzoru nevyplývajú väčšie rozdiely v obsahu jednotlivých prvkov (tab.7.; údaje sú priemerné z 25 - 30 analýz z každého obzoru).

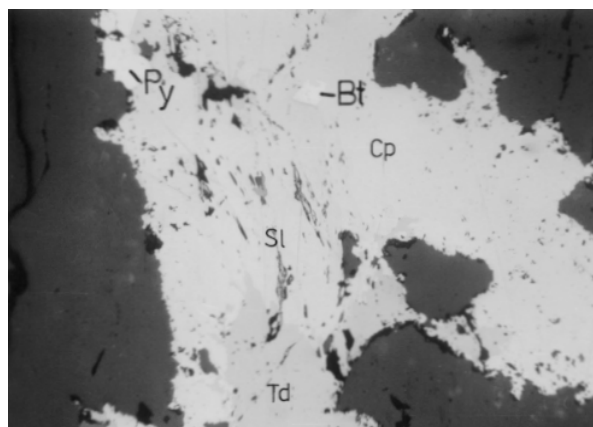
Tab.7. Priemerné zloženie tetraedritu z 8. až 13. obzoru Striebornej žily.
Tab.7. Mean composition of tetrahedrite, 8th to 13th level of the Strieborná vein.

Horizont	As	Zn	Cu	Fe	Sb	Ag	Bi	Hg	S	Suma
8.	0.70	1.48	35.51	5.53	29.33	0.84	0.18	1.22	25.32	99.87
9.	0.55	1.40	34.59	5.56	29.20	0.83	0.32	1.11	25.72	99.30
10.	0.64	0.79	36.05	5.57	29.19	0.71	0.34	0.86	24.80	99.19
13.	1.28	1.97	36.39	4.48	29.18	0.71	0.34	0.59	24.96	99.83



Obr.99. Inklúzie annivitu (biely) na okraji agregátu tetraedritu. 13. obzor, Strieborná žila, Mária baňa (foto Bartalský, 1991).

Fig.99. Inclusions of annivite (white) on the peripheral part of aggregate of tetrahedrite. 13th level, Strieborná vein, Mária mine (photo Bartalský, 1991).



Obr.100. Agregát tetraedritu II, ktorý intenzívne metasoma-ticky zatláča chalkopyrit II, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolí, xenomorfný arzenopyrit II v asociácii s inklúziou bizmutínu zo subvertikálneho zlomu. 13. obzor, Strieborná žila. Zv. 75 x.

Fig.100. Aggregate of tetrahedrite II that is intensively replaced by chalcopyrite II, Pb-Sb-Cu-Bi sulphosalt and anhedral arsenopyrite II in the assemblage with the inclusion of bismuthinite from subvertical fault. 13th level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 75 x.

Nižší obsah Sb, Ag, Hg a naopak, vyšší obsah As je v tetraedrite I z asymetrických kremenných šošoviek. V podstate sa však výraznejšie rozdiely v zložení tetraedritu I a II nezistili (tab.8).

Tab.8. Chemické zloženie annivitu, 13. obzor Striebornej žily (Bartalský, 1991)

Tab.8. Chemical composition of annivite, 13th level of the Strieborná vein (Bartalský, 1991).

Cu	Sb	S	Fe	Zn	As	Ag	Bi	Suma
30.50	26.20	16.00	4.99	0.93	1.22	0.88	18.65	99.37

Akcesorický výskyt annivitu (Bi odr. teraedritu) bol mikroskopicky a mikrosondou identifikovaný na periférii agregátov tetraedritu v úrovni 13. obzoru Striebornej žily (Bartalský, 1991). Chemické zloženie xenomorfných mikroinklúzií annivitu v tetraedrite bielej farby (obr.99) ilustruje tab.8.

CHALKOPYRIT

Chalkopyrit (inkluzíve údajov v súhrnnej charakteristike minerálov rožňavských žíl; Kodera et al., 1990) na rozdiel od tetraedritu, sa nachádza generálne v rožňavskej rudnej oblasti vo vyššom podiele v žilách západnej časti (rudné pole Rožňava baňa), ako východnej, a to aj napriek údajom z posledného vyhládavacieho prieskumu (uskutočnil sa v prvej polovici 90. rokov v rudnom poli Mária bane v rozsahu Striebornej žily), ktoré potvrdili lokálne zvýšený obsah chalkopyritu v zrudnení, ako aj zvyšovanie jeho obsahu smerom do hlbšej úrovne žily (čo je v zhode s poznatkami zo žily Mária).

Okrem obsahu, je rozdielna aj distribúcia ekonomicky významných koncentrácií chalkopyritu v rozsahu žíl v rámci obidvoch rudných polí. Z rudného poľa Rožňava baňa sú bohaté akumulácie chalkopyritu známe z vrchných úrovní žíl (v minulosti sa exploatovali Cu-rudy, napr. zo žíl Sadlovský, Elek, Ilona, tiež Bernardi - Emília, Štefan a Lajos, vrátane Cu-rúd [chalkopyrit s ďalšími Cu-minerálmi] z oxidačnej zóny žíl; Papp, 1915; Štecl, 1954; Varček, 1960 a 1976). Chalkopyrit vo výplni týchto žíl tvorí masívne agregáty v kremeň a siderite, ktoré metasomaticky zatláča. Najčastejšie je v asociácii s tetraedritom, pyritom (tiež ich zatláča), hematitom, menej sfaleritom a ullmannitom, v ktorom vyplňa mikrofraktúry (Novák, 1960; Varček, 1960).

Naproti tomu vo východnej časti rožňavskej rudnej oblasti - v rudnom poli Mária baňa, je zvýšený obsah chalkopyritu v hlbších úrovniach žíl (inkluzíve takmer 300 m hlbkej oxidačnej zóny v južnej časti Mária žily, kde spolu s chalkopyritom sú ďalšie Cu minerály). Chalkopyrit sa v žilách dosť často vyskytuje vo forme samostatných, niekoľko mm veľkých xenomorfných a oválnych zrn (Novák, 1959; Varček, 1959). Najčastejšie je však v nepravidelných celistvých agregátoch, kde sa intímne prerastá s tetraedritom a Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolami, ďalej pyrotínom a ullmannitom (Varček, 1971). Pomerne často tvorí sieť tenkých žiliek v kremeň, alebo lokálne aj monominerálne zhluky, veľké až niekoľko cm. Tieto prenikajú žilky kobellitu, ktorý ho metasomaticky zatláča (Novák, 1961).

V Striebornej žile sa chalkopyrit zriedkavo vyskytuje aj v makroskopickej veľkosti a vytvára 2-5 mm veľké zrníčka alebo tenké žilky. Hoci celkový obsah chalkopyritu v zrudnení Striebornej žily je nižší, vyskytuje sa v celom smernom priebehu a vertikálnom rozsahu žily. Nie zriedkavé sú aj lokálne bohatšie akumulácie chalkopyritu v masívnom zrudnení v subvertikálnych zlomových systémoch. Hoci distribúcia chalkopyritu sa v smernom priebehu žily mení (jeho obsah napr. v úrovni 8. obzoru je dosť rozdielny), trend zonálnej distribúcie - postupné narastanie jeho obsahu s pribúdajúcou hĺbkou je zrejmy od úrovni 10. obzoru.

Tab.9. Priemerné zloženie chalkopyritu z 8., 10. a 13.obzoru Striebornej žily.

Tab.9. Mean composition of chalcopyrite, 8th, 10th, and 13th. level of the Strieborná vein.

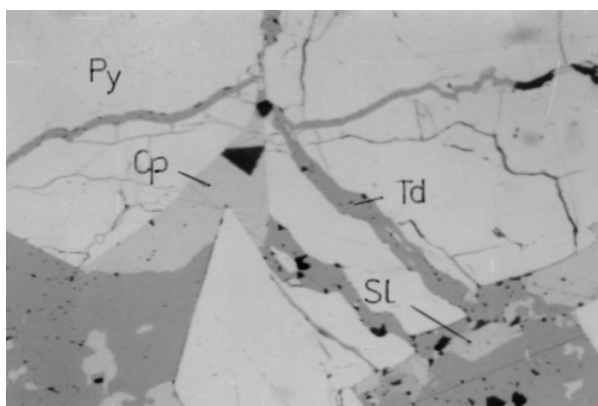
Obzor	Cu	Fe	Bi	S	Suma
8.	36.12	29.65	0.64	33.12	99.53
10.	35.81	29.74	0.82	33.38	99.75
13.	35.95	29.60	1.03	32.99	99.57

Mikroskopicky veľké xenomorfné zrná chalkopyritu sú takmer vždy v asociácii s tetraedritom, ktorý spolu s ďalšími mladšími minerálmi v rôznej intenzite zatláčajú (obr.100). Identifikované sú dve generácie chalkopyritu - I. a II. a obidve generácie sú mladšie ako tetraedrit (chalkopyrit I je mladší ako tetraedrit I). V tetraedrite I sa dosť často vyskytujú xenomorfné zrná chalkopyritu I veľké až 500 μm (v priemere 120 μm). Chalkopyrit II sa nachádza hlavne v akumuláciách tetraedritu II, vo výplni subvertikálnych zlomov. Pomerne často tvorí rôzne veľké xenomorfné zrná (od 5 μm až do 500 μm , v priemere 50 μm). Tieto sa koncentrujú buď v tenkých ledoch okolo agregátov tetraedritu, alebo sú v masívnych agregátoch s tetraedritom (a ďalšími minerálmi), kde ho zatláčajú. Pomerne časté sú aj mikroskopické žilky chalkopyritu II v tetraedrite II. Chalkopyrit je veľmi často v asociácii s viacerými minerálmi, ako napr.: pyrit, arzenopyrit, markazit, kobellit a

ďalšie Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolí, Bi-minerály, ullmannit (mirmekitické prerastanie inkludované v tetraedrite II), ale aj covellín a bornit. V chemickom zložení chalkopyritu I a II nie sú rozdiely a jeho zloženie sa nemení ani v rozsahu 8. až 13. obzoru Striebornej žily (tab.9).

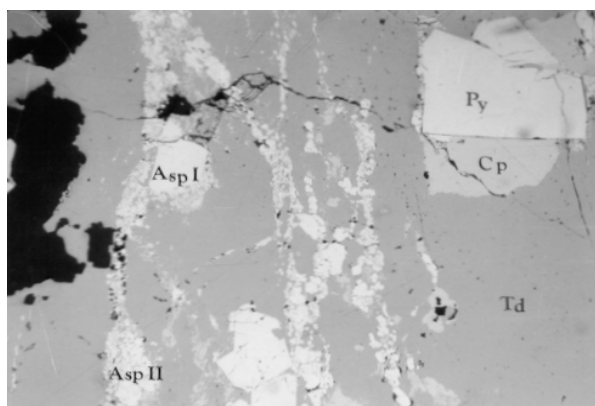
PYRIT

V podstate je významný len kvôli častému výskytu v minerálnej asociácii všetkých žíl s polysulfidickým zrudnením. Tak v rudnom poli Rožňava baňa, ako aj Mária baňa, je v relatívne vyššom obsahu hlavne vo vrchných úrovniach žíl (napr. Bernardi-Emília, Augusta, Mária-Stankovička, Mária, Strieborná). Charakteristická je nerovnomerná distribúcia pyritu a len lokálne sa vyskytujú jeho väčšie akumulácie. Identifikované sú tri generácie - I až III (Slavík et al., 1967; Varček, 1973; Bernard et al., 1981). Pyrit tvorí samostatné idiomorfne a hypidiomorfne kataklázované zrná veľkosti až niekoľko cm v siderite a okolitých horninách, ďalej zrnité agregáty, žilky a nerovnomerne veľké zhluky v asociácii s chalkopyritom, tetraedritom, pyrotínom, markazitom (obr.101). Spolu s markazitom tvoria lokálne agregáty po pyrotíne, alebo tabuľkovité zrná, inkludované v chalkopyrite. Z mineralogického hľadiska je významná odroda bravoit, ktorého akcesorický výskyt sa zistil v žilách Bernardi a Sadlovský. Tvorí izometrické zrná v pyrotíne, ktoré lemujú chalkopyrit a markazit (Varček, 1960, 1971, 1973; Bernard et al., 1981). Bravoit sa veľmi zriedkavo vyskytuje aj v žilách v oblasti kóty Rákoš, v asociácii s mille-ritom a pentlanditom (Varček, 1973).



Obr.101. Intenzívne kataklázovaný agregát pyritu I je hlavne na okrajoch v puklinách zatláčaný tetraedritom II, chalko-pyritom II a Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolami. 10. obzor, Strieborná žila, Mária baňa. Zv. 150 x.

Fig.101. Intensive by cataclastic ally deformed aggregate of pyrite I; mainly on the peripheral part within fractures, its replaced by tetraedrite II, chalcopyrite II and Pb-Sb-Cu-Bi sulphosalts. 10th level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 150 x.

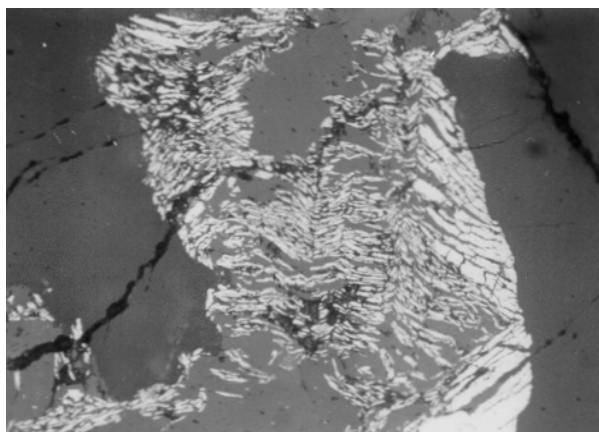


Obr.102. V intenzívne kataklázovaných masívnych akumuláciách tetraedritu II je množstvo tenkých žiliek s markazitom, pyritom III a arzenopyritom II spolu s inkludovanými agregátmi chalkopyritu I a xenomorfnými zrnami arzenopyritu I. 8. obzor, Strieborná žila, Mária baňa. Zv. 75 x.

Fig.102. In the intensive by cataclastic ally deformed tetraedrite II there is a great amount of thin veinlets filled by marcasite, pyrite III and arsenopyrite II together with included aggregates of chalcopyrite I and anhedral grains of arsenopyrite I. 8th level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 75 x.

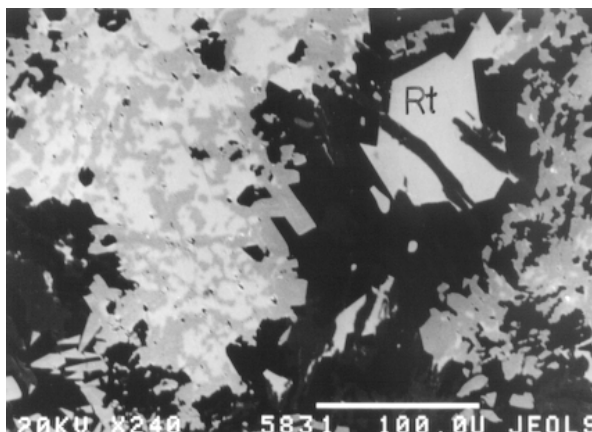
ARZENOPYRIT

V žilách obidvoch rudných polí sa arzenopyrit generálne vyskytuje v akcesorickom obsahu v mikroskopických veľkostiach. Vo vyššom obsahu je v hlbšej úrovni žíl Mária a Aurélia, v rudnom poli Mária baňa a tiež v žilách v oblasti vrchu Rákoš. Ojedinele vytvára aj makroskopicky veľké (do 5 mm) idiomorfne zrná, zarastené v tetraedrite spolu s chalkopyritom, pyritom a pyrotínom (Varček, 1973). Vyskytuje sa aj v kremeň a v siderite tvorí zhluky v dutinách. Vzácné sú hrubotabuľkovité dvojčatné zrasty arzenopyritu podľa (110); Zimányi (1914). Kataklázované zrná arzenopyritu tmelia Cu minerály. V niektorých zrnách zo žily Sadlovský sa v arzenopyrite identifikoval obsah Co (až 16 hmot. % Co) a tiež Ni (do 1.0 hmot. %; Papp, 1915; Ulrich, 1936), na základe čoho sa tieto považovali za odr. danait (Zimányi, 1932).



Obr.103. V subvertikálnom zlome s vysokou koncentráciou masívneho tetraedritu je tetraedrit intenzívne kataklázovaný a v sieti mikrofraktúr zatláčaný arzenopyritom II, pyritom III, chalkopyritom II, markazitom a covellinom počas vzniku kostrovitých štruktúr. 10. obzor, Strieborná žila. Zv. 150 x.

Fig.103. In the subvertical fault with high-grade massive tetrahedrite there is intensive by cataclastic ally deformed tetrahedrite and through a dense system of microfractures its replaced by arsenopyrite II, pyrite III, chalcopyrite II, marcasite and covelline and skeleton texture. 10th level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 150 x.



Obr.104. Agregát - metasomatické zatláčanie staršieho arzenopyritu (svetlosivý) tetraedritom (tmavšie sivý), v aso-ciácii s rutilom (Rt), v kremeňovo-sideritovej žile, 13. obzor, prekop Sadlovský, Rožňava baňa-Turecká (foto Bartalský, 1991).

Fig.104. Aggregate - metasomatic replacement of older arsenopyrite (light grey) by tetrahedrite (dark grey) in association with rutile (Rt) within the quartz-siderite vein. 13th level, Sadlovský adit, Rožňava mine -Turecká (photo Bartalský, 1991).

V polysulfidickom zrudnení Striebornej žily boli identifikované dve generácie arzenopyritu - I a II. Napriek jeho nerovnomernej distribúcii v smernom priebehu žily, vo vertikálnom rozsahu - od úrovne 10. obzoru, sa zistil trend mierneho zvyšovania obsahu s hĺbkou. Pozorovaný trend je relatívne najsilnejší v úrovni 13. obzoru. Väčšie akumulácie obidvoch generácií arzenopyritu sú len lokálne a vyskytujú sa predovšetkým v subvertikálnych zlomových systémoch, resp aj na kontaktoch „mikro“-asymetrických sideritových budín (šošoviek, obr.104). Často monominerálne agregáty hypidiomorfných zrn arzenopyritu I a II, veľké niekoľko mikrónov, sú inkludované v tetraedrite a chalkopyrite spolu pyritom, markazitom, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolami, ullmannitom a Bi-minerálmi (obr.102). V subvertikálnych zlomoch s vysokou koncentráciou zrudnenia je arzenopyrit II v asociácii s viacerými minerálmi, a to: pyritom, markazitom, bornitom, covellinom, oxidmi Fe a ďalšími. Tieto minerály často intenzívne metasomaticky zatláčajú tetraedrit a tiež chalkopyrit. Po tetraedrite častokrát zostávajú kostrovité štruktúry (obr.103), alebo sa spolu koncentrujú v mikrofraktúrach v podobe žiliek. Dost' často tvoria aj tenké lemy okolo izolovaných fragmentov tetraedritu. V chemickom zložení arzenopyritu z 8. až 13. obzoru Striebornej žily sa nezistili podstatnejšie zmeny (tab.10). V analýzach niekoľkých zrn arzenopyritu (z masívnych akumulácií polysulfidického zrudnenia) z 13. horizontu sa potvrdil nižší obsah Co (do 2 hmot. %) a tiež Ni (do 0,3 hmot. %).

Tab.10. Priemerné zloženie arzenopyritu z 8.,10.,13. obzoru Striebornej žily.

Tab.10. Mean composition of arsenopyrite, 8th, 10th, and 13th level of the Strieborná vein.

Obzor	Fe	Sb	As	Ni	Co	S	Suma
8.	34.12	0.80	45.23	0.25	0.16	19.84	99.68
10.	35.02	0.12	45.06	0.30	0.52	18.96	99.98
13.	34.78	0.07	45.03	0.29	0.84	19.06	100.07

V subvertikálnych zlomových systémoch s vysokou koncentráciou polysulfidického zrudnenia sú zvyčajne vo zvýšenom obsahu aj ďalšie rudné minerály. Tieto reprezentujú širšie spektrum sulfidov a sulfosolí Ni, Co, As, Fe, Bi a tiež Sb, ktorých výskyt je už dávnejšie známy a mnohými autormi popísaný z viacerých žíl rožňavskej rudnej oblasti. Sú to: gersdorffit - (Ni,Co,Fe)AsS, millerit - NiS, pentlandit - (Ni,Fe)₉S₈, chloantit - NiAs₃, ullmannit - NiSbS, violarit - FeNi₂S₄, skutterudit - CoAs₃, linneit - Co₃S₄, glaukodot - (Co,Fe)AsS, kobaltín - (Co,Ni,Fe)AsS, siegenit - (Co,Ni)₃S₄, kobellit - Pb₆FeBi₄Sb₂S₁₆, lillianit - Pb₃Bi₂S₆, rézbányit - PbCuBiS₃, bizmutín - Bi₂S₃, emplektit - CuBiS₂, giessenit - Pb₈Bi₆S₁₇, boulangerit - Pb₅Sb₄S₁₁, bournonit - PbCuSbS₃, jamesonit - Pb₄FeSb₆S₁₄. Dôsledkom lokálneho zvýšenia koncentrácie týchto (niektorých) minerálov je často aj zmena charakteru - zloženia zrudnenia v niektorých žilách. S týmito výraznejšími zmenami často konverguje aj zvýšený obsah niektorých zložiek v komplexnom zrudnení (napr. Ni, Co, Bi, Sb, As), ktorý môže byť (v minulosti viackrát bol) ekonomicky významný. Z už uvedeného aspektu sú špecifické vlastnosti niektorých významnejších minerálov stručne charakterizované.

GERSDORFFIT

V žilách rudného poľa Rožňava baňa je zriedkavý. V relatívne vyššom obsahu sa vyskytoval v minulosti exploatovaných častiach žily Bernardi (Hintze, 1933; Varček, 1971, 1973). Gersdorffit je zo všetkých zistených Ni-Co minerálov v žilách rožňavskej rudnej oblasti najrozšírenejší. Známe sú viaceré generácie: gersdorffit I v asociácii s arzenopyritom a pyritom vytvára zrnité a kataklázované agregáty, gersdorffit II sa častejšie vyskytuje vo forme idiomorfných zrn (Novák a Trdlička, 1965) a akcesorický gersdorffit III tvorí oktaedrické kryštály v asociácii s chalkopyritom, tetraedritom a ullmannitom v dutinách sideritu a kremeňa (Varček, 1973). Miestami tvorí aj tenké žilky a drobné zhluky.

V žilách rudného poľa Mária baňa je tiež zriedkavý. Lokálne sa vo vyššom obsahu vyskytoval v úrovni 3. horizontu Mária žily. Gersdorffit spolu s ďalšími Ni minerálmi sa v relatívne vyššej koncentrácii vyskytoval v žilách Aurélia a tiež Rosgangu, z ktorých sa v minulosti v menšom množstve aj exploatovala Ni ruda (Eisele, 1907; Papp, 1915; Varček, 1973). V siderite vytvára zrnité agregáty veľké do 2 cm (Varček, 1959), ďalej drobné idiomorfné kryštály v tetraedrite, alebo chalkopyrit a tetraedrit spolu s arzenopyritom, kremeňom a sideritom vyplňajú pukliny po katakláze gersdorffitu (Nováček, 1938; Novák, 1959).

Aj v Striebornej žile sa gersdorffit vyskytuje v akcesorickom obsahu. Vytvára cca 10-20 µm veľké xenomorfné zrná v asociácii s chalkopyritom I, arzenopyritom I a II, ullmannitom, bizmutinom a kobellitom, ktoré sú inkludované v tetraedrite (obr.105). V chemickom zložení gersdorffitu z 8. a 10. obzoru Striebornej žily nie sú rozdiely (tab.11).

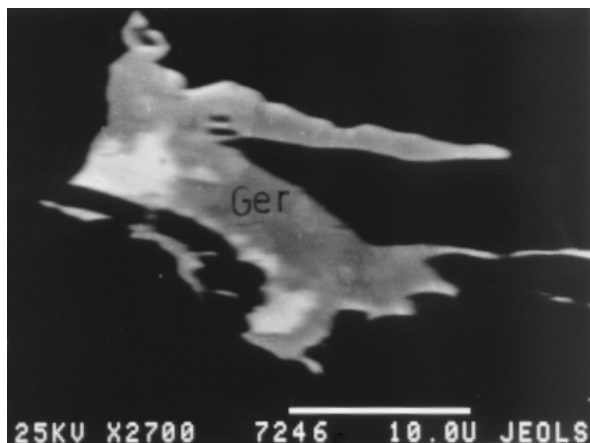
Tab.11. Priemerné zloženie gersdorffitu z 10. obzoru Striebornej žily.

Tab.11. Mean composition of gersdorffite, 10th level of the Strieborná vein.

Ni	Co	As	Fe	Cu	Sb	Pb	S	Suma
30.96	4.84	40.36	2.71	0.89	2.49	0.12	18.31	100.68

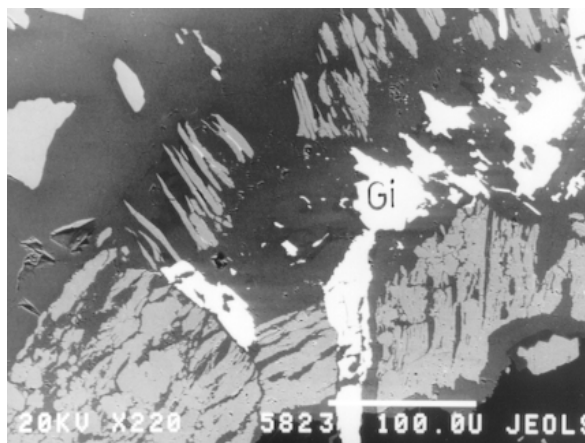
MILLERIT, PENTLANDIT, VIOLARIT, ULLMANNIT

Millerit je v žilách rudného poľa Rožňava baňa zriedkavý a zo žiadnej žily nie sú známe lokálne väčšie akumulácie. Vyskytuje sa v asociácii s pentlanditom, siegenitom, bravoitom, violaritom, gersdorffitom, ullmannitom, arzenopyritom a pyrotinom. Vytvára vláskovité kryštály v dutinách sideritu v žile Sadlovský, alebo mikroskopické žilky v pyrite spolu s chalkopyritom a linneitom (?), ako aj ihličko-vité zrná (Varček, 1960 a 1971; Bernard et al., 1981). V rudnom poli Mária baňa je výskyt milleritu problematický.



Obr.105. Metasomatické zatláčanie gersdorffitu (sivý), ullmannitom (biely), v asociácii s pyritom (čierny). 10. obzor, Strieborná žila, Mária baňa (foto Bartalský, 1991).

Fig.105. Metasomatic replacement of gersdorffite (grey) by ullmannite (white) in association with pyrite (black). 10th level, Strieborná vein, Mária mine, (photo Bartalský, 1991).



Obr.106. Xenomorfné zrná giessenitu (biely), v asociácii s kataklázovaným a vyluhovaným pyritom (sivý), v tenkej kremeňovo-sideritovej žilke. 29. obzor, Kliment žila, Rožňava baňa-Turecká (foto Bartalský, 1991).

Fig.106. Anhedral grains of giessenite (white) in association with cataclastic ally deformed and leached pyrite (grey) within a thick quartz-siderite veinlet. 29th level, Kliment vein, Rožňava mine-Turecká (photo Bartalský, 1991).

Pentlandit napriek tomu, že nevytvára väčšie akumulácie, je pomerne častý vo forme mikroskopických inklúzií rôznych tvarov v pyrotine a chalkopyrite (ako produkt rozpadu pevných roztokov)

v zrudnení žily Bernardi (Varček, 1960, 1971 a 1973; Bernard et al., 1981). Identifikovala sa aj pre-mena pentlanditu na okraji agregátov na zmes bravoitu a violaritu (Varček, 1971). V rudnom poli Mária baňa sa pentlandit nachádza vo forme mikroinklúzií v agregátoch, v masívnom zrudnení niekoľkých subvertikálnych zlomov v úrovni 10. a 13. obzoru Striebornej žily. Pentlandit vytvára 20-30 µm veľké inklúzie v chalkopyrite I, ktorý je inkludovaný v tetraedrite I (Maťo, 1994).

Violarit sa s bravoitom vyskytuje zriedka ako produkt premeny pentlanditu na okraji a plochách odlučnosti jeho zrn v sulfidickom zrudnení žíl Bernardi a Sadlovský (Varček, 1960, 1971 a 1973; Bernard et al., 1981).

Ullmannit je zriedkavo sa vyskytujúci minerál v žilách obidvoch rudných polí. Takmer výlučne tvorí mikroskopické zrná v asociácii s chalkopyritom, tetraedritom, pyrotínom, gersdorffitom (Varček, 1960 a 1971). Len ojedinele sa zistili izometrické kryštály ullmannitu (veľké do 2 mm) v drúzových dutinách sideritu v žile Bernardi a Sadlovský, resp. aj Mária. Zo žily Aurélie sú opísané prerasty ullmannitu s pyrotínom, chalkopyritom a inklúziami sfaleritu, bizmutu a antimónu (Varček, 1971; Bernard et al., 1981).

V polysulfidickom zrudnení Striebornej žily je ullmannit prítomný v paragenetickej asociácii mladšej generácie minerálov, ktoré sú v masívnych akumuláciách tetraedritu II v subvertikálnych zlomoch a „mikro“-budinách sideritu. Ullmannit tvorí mikroinklúzie veľké až 200 µm v tetraedrite II (v priemere 20 µm) alebo vyplňa tenké fraktúry. Vyskytuje sa v pestrej minerálnej asociácii s chalkopyritom II, bizmutom, bizmutínom, arzenopyritom II, markazitom, kobellitom, pyritom III, zriedka aj gersdorffitom II (?), bournonitom, jamesonitom a zlatom. V masívnych akumuláciách tetraedritu II vytvára ullmannit s chalkopyritom mirmekitické prerasty. Chemické zloženie ullmannitu sa celkovo mierne mení a v niekoľkých zrnách je prítomný Co, Fe a As. Napriek variabilite, v zložení ullmannitu z 8. až 13. obzoru Striebornej žily sú malé rozdiely.

Tab.12. Priemerné zloženie ullmannitu z 8.,9.,10. a 13. obzoru Striebornej žily.

Tab.12. Mean composition of ullmannite - 8th, 10th, and 13th level of the Strieborná vein.

Obzor	Ni	Co	Sb	Fe	As	S	Suma
8.	26.77	0.47	57.02	-	0.23	14.94	99.43
8.	26.55	0.23	57.96	0.18	-	14.69	99.62
9.	27.33	0.64	57.10	0.32	0.01	14.71	100.11
9.	26.24	1.17	57.15	0.25	-	14.89	99.70
10.	29.33	0.60	54.11	0.70	0.34	14.82	99.90
10.	29.76	0.94	54.17	1.43	-	14.49	100.79
13.	25.21	1.22	57.10	1.27	0.06	14.86	99.72
13.	25.20	1.54	57.20	0.98	0.06	14.76	99.74

SKUTTERUDIT, KOBALTIN, SIEGENIT, LINNEIT

Všetky Co-minerály (okrem siegenitu nie sú doposiaľ presnejšie identifikované) sú zrejme prítomné v akcesorickom obsahu (vo forme mikroskopicky veľkých izometrických zrníčok a inklúzií) len v niekoľkých žilách obidvoch rudných polí. Pravdepodobný výskyt týchto minerálov už dávno opísali niekoľkí autori. Napríklad vtúsené zrníčka skutteruditu v siderite a tetraedrite v zrudnení žíl Aurélie a Rosgangu opísali Maderspach (1880); Toth (1882); Melczer (1907); Hintze (1904) a Varček (1971).

Aj indikovaný akcesorický výskyt kobaltínu vo forme mikroskopických zrníčok v asociácii s ďalšími Ni-Co minerálmi (Varček, 1959 a 1973, Kupčík et al., 1961) vo východnej časti rožňavskej rudnej oblasti je problematický, pretože doposiaľ nebol presnejšie identifikovaný. Akcesorický výskyt mikroskopicky veľkých zrn siegenitu v asociácii s milleritom, ullmannitom, chalkopyritom a sfaleritom v zrudnení žíl Bernardi a Sadlovský opísal Varček (1960, 1963, 1971 a 1973) a Bernard et al., (1981). Pôvodne sa považoval za Ni-linneit.

KOBELLIT, LILLIANIT, BIZMUTÍN, BIZMUT, RÉZBÁNYIT ?, GIESSENIT ?, EMPLEKTIT ?

Do tejto skupiny minerálov patria aj doposiaľ bližšie neidentifikované Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli, ktoré sú zvyčajne vo vyššom podiele prítomné hlavne v subvertikálnych zlomoch s masívnymi akumuláciami zrudnenia. Okrem kobellitu, bizmutu a bizmutínu je výskyt ostatných Bi sulfosolí problematický, pretože ich akcesorický výskyt, popisovaný niektorými autormi doposiaľ, nebol presnejšie identifikovaný. Indície o akcesorickom výskyte rézbányitu (vo forme mikroskopických zhlukov ihličiek v tetraedrite zo žily Sadlovský), ktoré popísal Kupčík et al., (1969) a Varček (1973), ako aj lillianitu, ktorý sa prerastá s arzenopyritom v siderite, resp. tvorí ihličkovité kryštály veľké 3-10 mm v zrudnení žíl Aurélie (Kupčík et al., 1961) a tiež emplektitu (Kupčík et al., 1961; Varček, 1973), nie sú doposiaľ potvrdené presnejšou identifikáciou.

Výskyt **giessenitu** (?) sa prepokladá len na základe analýzy z mikrosondy (Bartalský, 1991). Vzhľadom k malým rozmerom (<10 µm) sa mikroskopicky doposiaľ presnejšie neidentifikoval. Hypidiomorfné zrníčka

pravdepodobného giessenitu (?) sa zistili vo vtrúseninovom i žilnom type mineralizácie. V rudnom poli Rožňava baňa sa vo vtrúseninovom type zrudnenia zistilo niekoľko mikroskopických zrníčok giessenitu na viacerých miestach, a to: 35. obzor, 29. obzor Kliment žily a 13. obzor prekopu Sadlovský. Giessenit je v asociácii s pyrotínom, pyritom a chalkopyritom, alebo tetraedritom a bizmutínom, resp. len s pyritom (obr.106), s ktorými sa intímne prerastá (Bartalský, 1991). V úrovni 10. obzoru Striebornej žily sa giessenit zistil v asociácii s tetraedritom, galenitom, arzenopyritom a bizmutínom. Chemické zloženie giessenitu z vtrúseninového a žilného typu mineralizácie je dosť odlišné (tab.13).

Tab.13. Reprezentatívne analýzy giessenitu (Bartalský, 1991).
Tab.13. Representative analyses of giessenite (Bartalský, 1991).

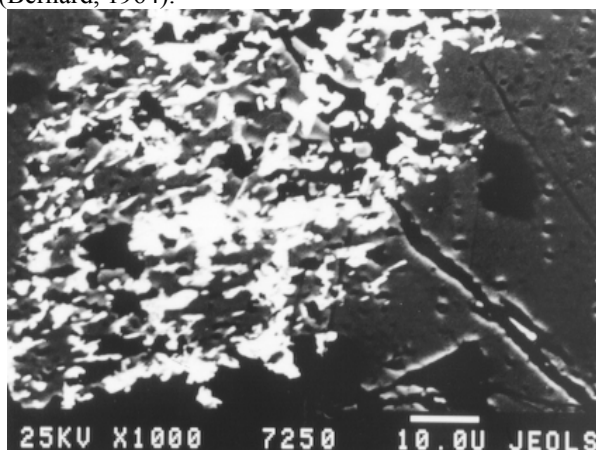
	Cu	Sb	S	Fe	Pb	Bi	Ag	Suma
1.	0.95	14.85	19.85	0.54	52.72	11.11	-	100.02
2.	0.20	22.96	22.25	4.04	35.98	15.38	-	100.81
3.	2.38	16.48	21.81	1.39	25.18	33.33	-	100.57
4.	2.10	14.02	17.77	0.55	35.82	30.02	-	100.28
5.	3.28	16.04	17.31	2.59	43.93	16.62	-	99.77
6.	4.31	17.96	19.15	0.45	28.55	28.83	0.58	99.83

Vysvetlivky k analýzam: (1-5 = giessenit z vtrúseninovej mineralizácie, 6 = žilný typ mineralizácie), 1 = 35. obz., 2-3 = 29. obz. Kliment žily, 4-5 = 13. obz. prekopu Sadlovský, 6 = 10. obz. Striebornej žily.

Bizmut bol viackrát identifikovaný v minerálnej asociácii žíl rudného poľa Mária baňa (napr. v žile Aurélia, Mária i Strieborná), hoci je prítomný prevažne v akcesorickom obsahu (Novák, 1961, 1967; Kupčík et al., 1961; Varček 1971 a 1973; Bernard et al., 1981). Lokálne vytvára početné mikroinklúzie v kobellite, alebo sa s ním prerastá v podobe štruktúr rozpadu pevných roztokov. Zriedkavejšie je prítomný v agregátoch zrní ullmannitu, chalkopyritu, pyrotínu, sfaleritu, antimónu, kde zrejme reprezentuje produkt rozpadu tetraedritu (Varček, 1971).

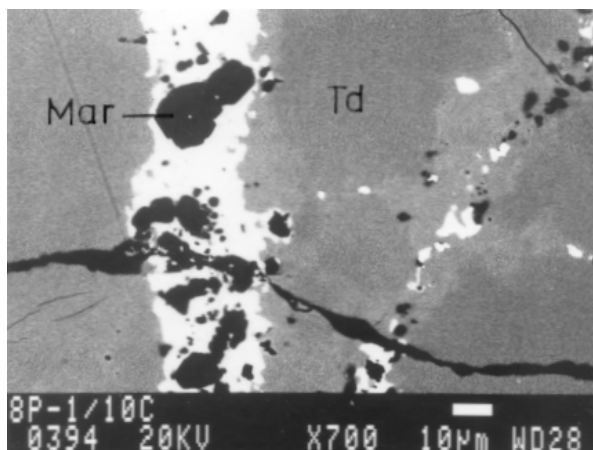
V polysulfidickom zrudnení Striebornej žily je bizmut (Mesarčík, 1991) takmer výlučne v asociácii aj s bizmutínom (Mařo, 1994). Ich celkový obsah je akcesorický a len lokálne - v masívnych akumuláciách tetraedritu v subvertikálnych zlomoch sú obidva Bi-minerály v relatívne zvýšenom obsahu. V prevažnej miere sú bizmut a bizmutín inkludované v chalkopyrite II, ktorý spolu s arzenopyritom II, pyritom, markazitom a kobellitom metasomaticky zatlačujú tetraedrit (obr.107). Bizmutín a bizmut zvyčajne tvoria mikroinklúzie alebo zhluky mikroskopicky veľkých xenomorfných zrníčok. Chemické zloženie bizmutu a bizmutínu z 10. obzoru Striebornej žily ilustruje tab.14.

Výskyt kobellitu je známy len v žilách východnej časti rožňavskej rudnej oblasti. V prevažnej miere sa vyskytuje v akcesorickom obsahu. Vytvára tenkostebelnaté a ihličkovité agregáty (Novák, 1961) v kremeni, alebo mikroinklúzie v tetraedrite (Novák, 1967). Zvyčajne sa prerastá s bizmutom, resp. zatlača chalkopyrit (Novák, 1963). Jeho obsah sa spolu s chalkopyritom pravdepodobne zvyšuje s hĺbkou, a to na úkor tetraedritu (Bernard, 1964).



Obr.107. Metasomatické zatlačanie tetraedritu II (tmavý) bizmutínom (biely). Mária žila, Mária baňa (foto Bartalský, 1991).

Fig.107. Metasomatic replacement of tetrahedrite II (dark) by bismuthinite (white). Mária vein, Mária mine (photo Bartalský, 1991).



Obr.108. Tenké žilky kobellitu (biely), vyplnené xenomorfnými zrnčkami markazitu (čierny), prenikajú masívny tetraedrit II. 9. obzor, Strieborná žila, Mária baňa.

Fig.108. Thin kobellite veinlets (white) filled by anhedral grains of marcasite (black), transecting massive tetrahedrite II. 9th level, Strieborná vein, Mária mine.

Tab.14. Priemerné zloženie bizmutu (1-3) a bizmutínu (4-5) z 10. obzoru Striebornej žily.

Tab.14. Mean composition of bismuth (1-3) and bismuthinite (4-5), 10th level, Strieborná vein.

Cu	Pb	Sb	Bi	S	Suma
0.21	0.11	1.61	97.43	0.02	99.38
0.17	0.19	1.73	97.21	0.07	99.37
0.26	0.05	1.59	97.78	0.01	99.69
0.56	0.70	0.90	79.04	18.57	99.77
0.79	0.84	0.56	78.84	18.97	100.00

Avšak v Striebornej žile je kobellit lokálne prítomný aj vo vyššom obsahu. Generálne obsah a distribúcia kobellitu sa v rozsahu žily mení. Napriek tomu je kobellit prítomný vo všetkých formách akumulácií zrudnenia. Kobellit je zvyčajne v pestrej asociácii minerálov (je takmer analogická s ullmannitom a bizmutínom). Jeho výskyt však konverguje k mladšej generácii minerálov, ako napr. pyritu II-III, chalkopyritu II a markazitu. Prevažne vytvára mikroinklúzie a zhluky sivej farby spolu s chalkopyritom, markazitom, pyritom, bizmutom, bizmutínom a inými minerálmi (obr.108). Xenomorfné kataklázované zrná kobellitu, zrastajúce sa s tetraedritom, sú miestami metasomaticky zatlačané jamesonitom a bournonitom. Nie zriedkavé sú ihličkovité, stebelnaté a lúčovité agregáty kobellitu s oceľovosivým leskom v kremeň (obr.109) a menej v siderite, ktoré dosahujú veľkosť až 5-7 cm. Chemické zloženie kobellitu sa mení a obsah niektorých prvkov sa pohybuje vo väčšom intervale hodnôt (Cu = 35,44-38,43 hmot. %, Sb = 15,68-22,60 hmot. %, Bi = 16,51-22,43 hmot. %). Vzhľadom k celkovej variabilite zloženia kobellitu sa nezistili výraznejšie rozdiely v rozsahu 8. až 13. obzoru Striebornej žily (tab.15).

Tab.15. Priemerné chemické zloženie kobellitu z 8. až 13. obzoru Striebornej žily.

Tab.15. Mean chemical composition of koblite, 8th to 13th level of the Strieborná vein.

Obzor	Cu	Pb	Fe	Sb	Bi	S	Suma
8.	2.36	36.57	0.12	21.14	18.18	21.55	99.91
9.	2.40	36.17	0.25	18.41	21.56	20.61	99.40
10	2.45	37.04	0.14	20.33	19.10	21.45	100.51
13.	2.50	35.44	0.15	18.44	22.43	21.10	100.06

Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli

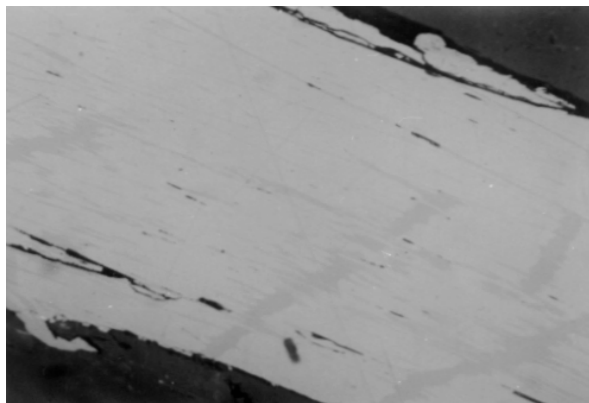
Okrem kobellitu a doposiaľ problematických Pb-Cu-Bi sulfosolí, bola už dávnejšie v niektorých rožňavských žilách zistená prítomnosť aj Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolí, ktoré tiež neboli presnejšie identifikované. Neskôr podrobnejšie popísal výskyt Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolí v zrudnení Striebornej žily Mesarčík et al., (1991). Chemickým zložením sú čiastočne podobné kobellitu. Ich väčšie rozšírenie a aj lokálny relatívne vyšší podiel v minerálnej asociácii - predovšetkým v subvertikálnych zlomoch s vyso-kým obsahom masívneho zrudnenia v rozsahu 8. až 13. obzoru Striebornej žily potvrdil výskum v roku 1994 (Maťo, 1994).

Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli sú prítomné vo všetkých formách výskytu polysulfidického zrudnenia Striebornej žily. Vyskytujú sa v pestrej minerálnej asociácii (tetraedrit II, pyrit II-III, chalkopyrit II, arzenopyrit II, markazit, bizmut, bizmutín, ullmannit) v ktorej je takmer vždy prítomný aj kobellit. Podobne ako kobellit, aj ich výskyt jednoznačne konverguje k mladšej generácii minerálov, hlavne k tetraedritu II, ktorý intenzívne metasomaticky zatlačajú. Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli prevažne vytvárajú zhluky modrosivých xenomorfných zrn mikroskopickej veľkosti v tetraedrite II a chalkopyrite II, resp. mikroinklúzie rôznej veľkosti (obr.110). Chemické zloženie niekoľkých zrn, ktoré sa overilo mikrosondou, je odlišné a obsah niektorých prvkov (Cu, Sb, Bi) sa pohybuje v pomerne veľkom intervale hodnôt (tab.16).

Tab.16. Reprezentatívne analýzy Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolí zo Striebornej žily.

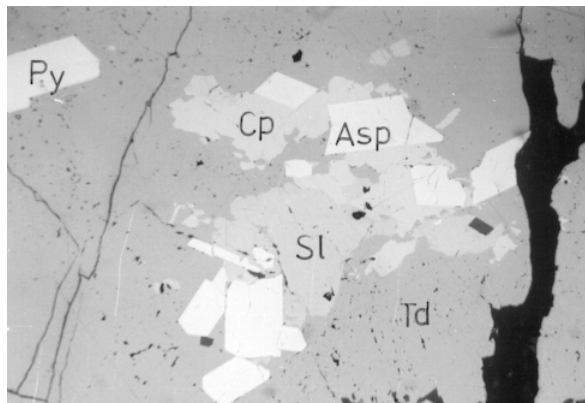
Tab.16. Representative analyses Pb-Sb-Cu-Bi sulphosalts of the Strieborná vein.

Ag	Cu	Pb	Fe	Sb	Bi	S	Suma
-	0.47	37.66	-	32.21	9.66	21.51	100.51
-	1.68	36.13	-	15.68	27.29	20.12	100.89
0.07	1.34	32.83	0.61	13.59	32.06	18.80	99.30



Obr.109. Niekoľko milimetrov veľké ihličky kobellitu sa vyskytujú v kremeni a zriedkavejšie aj v siderite. 9. obzor, Strieborná žila, Mária baňa. Zv. 75 x.

Fig.109. Kobellite needles of several millimeters length occur within quartz and sporadically within siderite. 9th level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 75 x.



Obr.110. V subvertikálnych zlomoch sú masívne akumulácie kataklazovaného tetraedritu II intenzívne zatláčané agregátmi hypidiomorfných až idiomorfných zŕn arzenopyritu II (Asp), pyritom II (Py), chalkopyritu (Cp) a Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolí (Slp). 8. obzor, Strieborná žila, Mária baňa. Zv. 75 x.

Fig.110. In subvertical faults there are massive accumulations of cataclastic ally deformed tetrahedrite II that are intensively replaced by aggregates of subhedral to euhedral grains of arsenopyrite II (Asp), pyrite II (Py), chalcopyrite (Cp) and Pb-Sb-Cu-Bi sulphosalts. 8th level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 75 x.

GALENIT, SFALERIT A JAMESONIT, BOURNONIT, BOULANGERIT (?)

Tieto minerály sa v rožňavských kremeňovo-sideritových žilách s polysulfidickým zrudnením generálne vyskytujú v akcesorickom až nízkom obsahu. Len lokálne sú prítomné v minerálnej asociácii aj v relatívne vyššom podiele, a to hlavne vo vyšších úrovniach žíl s bohatšou akumuláciou sulfidickej mineralizácie.

Galenit je zriedkavý a menšie hrubozrnné agregáty v asociácii so sfaleritom, tetraedritom, bournonitom, chalkopyritom a ďalšími minerálmi sú známe napr. zo žily Dáriuš, Sadlovský a menej aj v Bernardi (Zimányi, 1914; Varček, 1960, 1965, 1973). Známe sú tiež kryštály galenitu, veľké do 1 cm, ktoré sa ojedinele vyskytovali na puklinách a v drúzových dutinách sideritu (Zimányi, 1914). Aj v žilách rudného poľa Mária baňa je výskyt galenitu zriedkavý. Známy je iba akcesorický výskyt galenitu v žilách Aurélia, Mária, Strieborná a tiež v žile Rákoš-Volarská (Kupčík et al., 1961; Varček et al., 1968; Varček, 1973).

Sfalerit je v zrudnení tiež v akcesorickom obsahu, ale jeho výskyt, na rozdiel od galenitu, je podstatne častejší. Známy je z niekoľkých žíl rudného poľa Rožňava baňa, ako aj z Mária bane. Drobné zhluky sfaleritu a kryštáliky rôznej farby, veľkosti a tvarov sa spolu s chalkopyritom, tetraedritom, barytom a albitom vyskytovali v drúzových dutinách sideritu v žile Bernardi, Sadlovský a ďalších žilách (Melczer, 1907; Novák, 1960; Reichert, 1932; Zimányi, 1914; Varček, 1960 a 1973).

V žilách rudného poľa Mária baňa je sfalerit tiež akcesorický. Prítomný je iba v mikroskopickej veľkosti a vytvára mikroinklúzie spolu s kobellitom, pyrotínom (Novák, 1959; Varček, 1971), tiež s antimónom, bizmutom a ullmannitom (Varček, 1971), ako aj chalkopyritom (Varček, 1959).

Jamesonit je akcesorický minerál a z rudného poľa Rožňava baňa je známy v žile Sadlovský, kde sa vyskytoval v podobe plstenatých, radiálne lúčovitých a ihličkovitých agregátov v drúzových dutinách sideritu (Novák, 1962; Varček, 1971 a 1973). Považuje sa za produkt regeneračných procesov.

Aj v kremeňovo-sideritových žilách rudného poľa Mária baňa je jamesonit pomerne vzácny (Kupčík et al., 1961; Novák, 1962; Bernard et al., 1981). Vytvára svetlosivé, ihličkovité až stebelnaté agregáty až hniezda, vtrúsené v kremeni. Jamesonit je v pestrej asociácii s bournonitom, bizmutom, tetraedritom, kobellitom a boulangeritom (?) (Novák, 1962; Varček, 1973).

Tab.17. Priemerné zloženie jamesonitu z 8. a 13. obzoru Striebornej žily.

Tab.17. Mean composition of jamesonite, 8th to 13th level of the Strieborná vein.

Obzor	Pb	Sb	Fe	Bi	S	Suma
8.	40.45	35.51	2.34	-	21.63	99.93
13.	40.26	35.68	2.61	-	21.56	100.11
13.	40.05	32.28	2.84	3.02	21.27	99.46

V subvertikálnych zlomoch s masívnou akumuláciou polysulfidického zrudnenia v rozsahu 8. až 13. obzoru Striebornej žily sa viackrát zistili mikroinklúzie jamesonitu v tetraedrite, v pestrej aso-ciácii s chalkopyritom, bizmutom, bizmutínom, kobellitom, Pb-Sb-Cu-Bi sulfosolami, arzenopyritom a markazitom (Maťo, 1994). Chemické zloženie je pomerne stále a v jamesonite z hlbšej úrovne žily (zvyčajne s vyšším podielom Bi-minerálov v asociácii) je v nižšom obsahu prítomný aj Bi (Bi-jamesonit, tab.17).

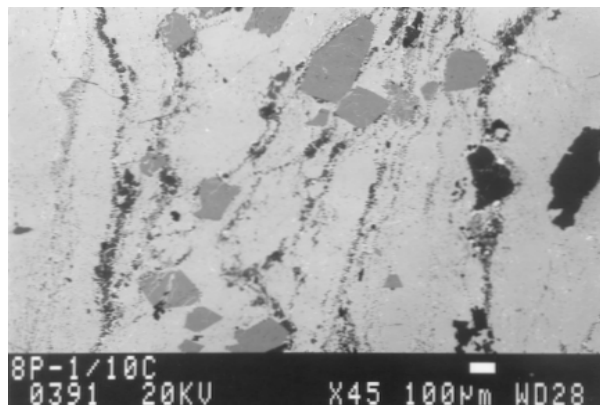
Bourbonit, podobne ako jamesonit, je zriedkavý, ale jeho akcesorický výskyt je známy z niekoľkých rudných žíl obidvoch rudných polí. Hrubotabul'kovité kryštály v drúzových dutinách sideritu spolu so sfaleritom, galenitom, tetraedritom, chalkopyritom (Zimányi, 1914; Papp, 1915; Mauritz, 1938; Novák, 1962; Varček, 1960 a 1973; Bernard et al., 1981), v albite a kremeni (v žile Sadlovský, Bernardi, Štefan), veľké max. 7 mm, predstavujú najvýznamnejší výskyt bourbonitu na Slovensku. Mikroskopický výskyt bourbonitu reprezentujú inklúzie a xenomorfné zrná spolu s jamesonitom v tetraedrite, ktorý metasomaticky zatláčajú (Varček, 1960).

V rudnom poli Mária baňa v kremeňovo-sideritovo-albitovej výplni žíl Mária a Aurélia je bourbonit v asociácii s jamesonitom, kobellitom a bizmutom (Novák, 1962). Vytvára zrnité agregáty, hniezda nepravidelných tvarov, drobné žilky a výplň dutín v kremeni. Podobne ako jamesonit sa považuje za produkt regeneračných procesov. Akcesorický výskyt boulangeritu (?) v žilách obidvoch rudných polí nie je doposiaľ presnejšie identifikovaný.

MARKAZIT, COVELLÍN, BORNIT

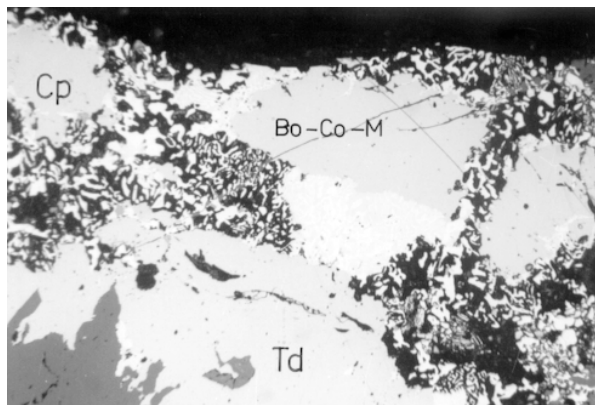
Markazit je z týchto minerálov najrozšírenejší. Viac-menej už patrí do skupiny sekundárnych minerálov, ktoré v podstatnej miere precipitovali v procese rejuvenizácie. Generálne obsah markazitu vo výplni žíl sa mení, avšak priamo a v okolí subvertikálnych zlomov s vysokou koncentráciou tetraedritu a ostatných sulfidov a sulfosolí je zastúpený vo vysokom podiele. V týchto častiach žilných štruktúr je v asociácii s takmer všetkými minerálmi. Zvyčajne je prítomný vo forme mikroskopických zrn, alebo sa koncentruje v samostatných zhlukoch a polyminerálnych agregátoch, ktoré často vytvárajú reťazce a žilky v asociácii s viacerými minerálmi, najčastejšie napr. s pyritom (obr.111) a kobellitom. Spolu s pyritom II-III, arzenopyritom II, chalkopyritom II a tiež covellínom a bornitom dosť často intenzívne zatláčajú tetraedrit. V úsekoch žíl s lokálne vysokou koncentráciou zrudnenia sú časté zhluky markazitu s bizmutom a bizmutínom v tenkých ledoch na okraji agregátov tetraedritu, odkiaľ ho intenzívne zatláčajú.

Covellín (CuS), podobne ako bornit - Cu_5FeS_4 (a tiež iné sekundárne Cu-minerály, resp. aj markazit), sa vo zvýšenom obsahu vyskytuje v tých úsekoch žilnej výplne - hlavne subvertikálnych zlomových systémov (napr. aj Striebornej žily), kde je tiež vyšší podiel chalkopyritu II v tetraedrite II. Covellín zvyčajne tvorí tenké lemy okolo markazitu, pyritu III, ale aj arzenopyritu II, ktoré spolu lokálne veľmi intenzívne zatláčajú tetraedrit (obr.112). Bornit zatláča chalkopyrit. Zvýšený výskyt covellínu je charakteristický aj pre mladšie zlomy, kde je vyššia koncentrácia oxidov Fe.



Obr.111. V subvertikálnych zlomoch sú masívne akumulácie tetraedritu II intenzívne zatláčané arzenopyritom II (hypidiomorfné sivé zrná), pyritom III (čierny) a markazitom, ktoré sa koncentrujú v hustej sieti niekoľko mikrónov hrubých žiliek. 8. obzor, Strieborná žila, Mária baňa.

Fig.111. In subvertical faults there are massive accumulations of tetrahedrite II that are intensively replaced by arsenopyrite II (subhedral grey grains), pyrite III (black) and marcasite that concentrate within dense system of veinlets with thickness of several micrometers. 8th level, Strieborná vein, Mária mine.



Obr.112. Agregát tetraedritu II a chalkopyritu II je intenzívne metasomaticky zatláčaný bornitom (Bo), covellínom (Co) a markazitom (Mar). 10. obzor, Strieborná žila, Mária baňa. Zv. 75 x.

Fig.112. Aggregate of tetrahedrite II and chalcopyrite II is intensively replaced on the peripheral part by bornite (Bo), covelline (Co) and marcasite (Mar). 10. level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 75 x.

LIMONIT, MALACHIT

Z ostatných minerálov, ktoré vzhľadom k vysokému kvantitatívnemu zastúpeniu mali aj ekonomický význam, je dôležitý **limonit** a malachit. Limonit v minulosti predstavoval hlavnú rudnú zložku povrchovej časti sideritových žíl Sadlovský, Bernardi, Štefan, János a Juliána, z ktorých sa exploatoval ako Fe ruda (limonitové zrudnenie v žile Sadlovský obsahovalo 45 hmot. % Fe). Vytvára celistvé, vláknité, kavernózne a kvapľovité agregáty v asociácii s viacerými sekundárnymi (a tiež primárnymi) minerálmi, ako sú: goethit, psilomelán, pyroluzit, malachit, skorodit a iné (Maderspach, 1880; Melczer, 1907; Papp, 1915; Zimányi, 1922). V okolitých horninách tiež vytváral akumulácie, ktoré sa ťažili. V oxidačnej zóne žily Aurélia a Mária bol limonit prítomný v najvyššom podiele a taktiež sa ťažil ako Fe-ruda. Vytváral agregáty a akumulácie rôznych tvarov okrovitého vzhľadu, ktoré mali kolomorfnú a jemnozrnitú štruktúru (Varček, 1959). Aj v žilnom systéme Rozgangu a Rákoša bol vysoký obsah limonitu vo vrchnej úrovni žil.

Malachit spolu s ďalšími Cu minerálmi (azurit, kuprit, covellín a meď) vytváral väčšie akumulácie v oxidačnej zóne niekoľkých žil obidvoch rudných polí (napr. Sadlovský, Bernardi a Mária), z ktorých sa vzhľadom k vysokému obsahu v minulosti ťažil ako Cu ruda. Podobne ako limonit, aj malachit sa vyskytuje vo viacerých formách. Okrem celistvých agregátov rôznych tvarov - obličkovité, radiálne lúčovité a vláknité, s hladkým aj drsným povrchom (v asociácii s chryzokolom, tenoritom, kupritom a ďalšími sekundárnymi minerálmi Cu), sú časté aj povlaky a náteky malachitu na primárnych mineráloch a v puklinách okolitých hornín. Známe sú lokálne koncentrácie malachitu v podobe 2 cm hrubých vrstvičiek radiálne lúčovitých a pologuľovitých agregátov s vláknitou stavbou, ktoré predstavujú hodnotné exempláre (Varček, 1973).

ZLATO

Hoci prítomnosť Au v žilách rožňavského rudného poľa (Bernardi, Mária, Rákoš-Volarská) bola známa už v minulosti (Zimányi, 1907; Papp, 1919), sledovanie obsahu Au od konca 50. rokov v podstate súviselo s rastúcim záujmom o tetraedrit. Varček (1959) popísal drobné inklúzie Au v tetraedrite žily Mária. Začiatkom 60. rokov sa obsah a distribúcia Au už sledovali v komplexnej žilovine z vyšších úrovní žilnej štruktúry Mária a Aurélia, ako aj v separovanom tetraedrite (Novák, 1960; Trdlička, 1963). Od polovice 70. rokov sa začal systematicky skúmať obsah Au v komplexnej žilnej výplni z viacerých úrovní Mária žily, ako aj forma výskytu Au v separovaných monominerálnych sulfidoch (Rozložník, 1981). Výskum Striebornej žily koncom 80. a začiatkom 90. rokov (Mesarčík et al., 1991; Mesarčík, 1994) potvrdil tiež prítomnosť zlata v tetraedrite a obsah Au od 1,6 do 7,2 g.t⁻¹.

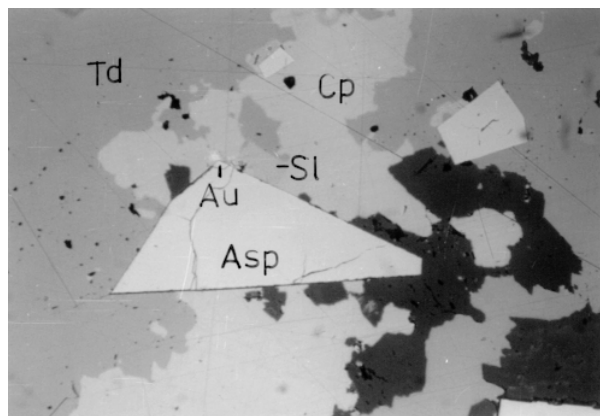
Roku 1994-1995 boli v systéme a okolí subvertikálnych zlomov s vysokou koncentráciou polysulfidického zrudnenia (obsah Au ≥ 5 g.t⁻¹) sa v tetraedrite dvoch generácií z 8., 9. a 13. obzoru Striebornej žily na základe chemického zloženia zistené dva typy Au minerálov:

- 1. Au s vysokou rýdzosťou a
- 2. Au-Hg-Ag intermetalická zliatina (Maťo, 1994 a 1996; Maťo a Sasvári, 1997).

Oválne a okrúhle zlatinky sýtožltej farby tvoria inklúzie veľké od 1 do 20 μ m len v tetraedrite I, ktorý sa zrastá, resp. je zatláčaný staršou a mladšou generáciou sulfidov a sulfosolí (pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, bizmutín, ullmannit, kobellit, markazit a iné). V agregátoch a masívnych akumuláciách sú zvyčajne 1-2 zlatinky a len ojedinele ich je 5-6 veľkosti do 10 μ m (obr.113). Svetložlté okrúhle zlatinky relatívne väčších rozmerov (10-20 μ m) sa vyskytujú v takmer monominerálnych agregátoch tetraedritu II (obr.114). Chemické zloženie obidvoch typov zlatiniek je výrazne odlišné (tab.18).

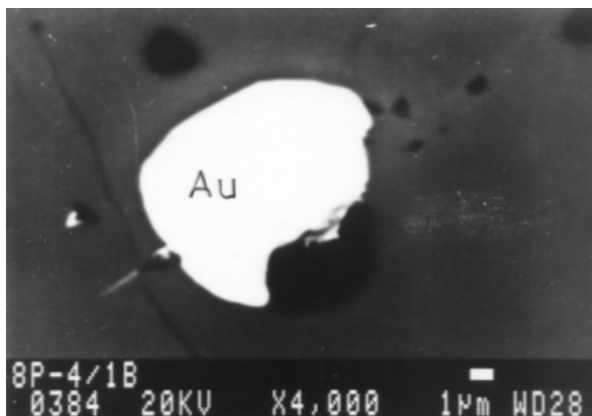
Tab.18. Zloženie Au-Hg-Ag intermetalickej zliatiny (I typ) a Au s vysokou rýdzosťou (II typ) zo Striebornej žily.
Tab.18. Composition of the Au-Hg-Ag alloy (1th type) and gold of high fineness (2nd type), Strieborná vein.

Typ	Au	Ag	Hg	Cu	Sb	Bi	Suma
I.	63.61	12.64	21.49	2.05	-	-	99.79
I.	64.75	11.23	21.08	2.45	0.05	-	99.56
I.	66.16	10.78	20.16	2.90	-	-	100.03
I.	68.37	9.63	19.72	1.89	0.11	-	99.72
II.	93.97	4.63	-	0.17	0.08	0.11	98.96
II.	94.37	4.21	-	0.23	0.12	0.19	99.12
II	97.36	2.17	-	0.06	0.08	0.07	99.74
II.	97.48	2.08	-	0.12	0.18	0.13	99.99



Obr.113. Agregát hypidiomorfného arsenopyritu (Asp) a pyritu (Py), zhluku chalkopyritu (Cp), xenomorfného zrna Pb-Sb-Cu-Bi sulfosoli (Slp) a mikroinklúzie zlata (Au) s vysokou rýdzosťou je inkludovaný v tetraedrite (Td), resp. tento metasomaticky zatláča. Zlatinka má veľkosť do 10 μm . 13. obzor, Strieborná žila, Mária baňa. Zv. 150 x.

Fig.113. Example of brittle-ductile deformation texture, replacement of tetrahedrite and some of the enclosed mineral phases - microinclusion (up to 10 μm) of gold (Au) of high fineness enclosed in tetrahedrite (Td) close to the boundary of subhedral arsenopyrite (Asp), and replacement of tetrahedrite by chalcopyrite (Cp), pyrite (Py) and anhedral grain of Pb-Sb-Cu-Bi sulphosalt (Slp). 13th level, Strieborná vein, Mária mine. Mag. 150 x.



Obr.114. Au-Hg-Ag intermetalická zliatina inkludovaná v tetraedrite II, 8. obzor, Strieborná žila, Mária baňa.

Fig.114. Photomicrograph of the Au-Hg-Ag alloy included in tetrahedrite II, 8th level, Strieborná vein, Mária mine.

Sukcesná schéma formovania mineralizácie

Postupnosť vzniku mineralizácie na príklade viacerých rožňavských žíl (napr., Bernardi, Sadlovský, Mária a naposledy Strieborná) už dávnejšie definovali niekoľkí autori (napr. Varček, 1959, 1961, 1963, 1973; Novák, 1960, 1962; Rozložník, 1981; Mesarčík, 1986, 1991 a iní).

Bartalský (1991) na základe štúdia vzájomných vzťahov minerálov a mineralogických pomerov v rudnom poli Rožňava baňa-Turecká prezentoval schému postupnosti kryštalizácie minerálov vo vtrúseninovom a žilnom type mineralizácie. Vo vtrúseninovej mineralizácii potvrdil dve paragenetické asociácie minerálov. Prvú asociáciu reprezentuje stratiformná sulfidická mineralizácia a súvisí s pro-cesmi vzniku sedimentačnej výplne riftogénneho bazénu gemerika. V rudnom poli Rožňava baňa je vyvinutá v spodnom rudonosnom horizonte. Akumulácie stratiformnej mineralizácie postihla meta-morfóza, v dôsledku ktorej došlo k remobilizácii prvkov, porušeniu pôvodnej minerálnej rovnováhy a vzniku nových minerálnych asociácií. S týmto procesom súvisel nasledujúci vznik rudných žíl, čo indikujú „metamorfogénne“ minerálne fázy s Mn, ktoré sú podľa autora typické pre žilnú mineralizáciu.

Sukcesiu minerálov, konfrontovanú so sumárnou schémou sukcesie formovania mineralizácie Striebornej žily (Jeleň in Mesarčík et al., 1991), demonštruje schéma (Maťo, 1994; Maťo a Sasvári, 1996), v ktorej sú zhodnotený poznatky najnovšieho komplexného výskumu mineralizácie žily.

Zhodnotenie makroskopických a mikroskopických pozorovaní výplne Striebornej žily, spolu so štruktúrnou analýzou zrudnených systémov, textúrami zrudnenia a mikroštruktúrnymi vzťahmi minerálov v paragenetických asociáciách indikujú polyfázový proces formovania epigenetickej hydrotermálnej mineralizácie, ktorý bol spätý s postupnými tektonickými udalosťami. Štruktúrna analýza Striebornej žily dokumentuje začiatok jej formovania už v záverečnej fáze deformačného štádia AD₂ (ponásunová fáza paleoalpínskeho orogénu s pokračujúcou komprimáciou S-J smeru kolízneho priestoru), ktoré reprezentoval vývin zlomových a prešmykových štruktúr. Neskôr tento vývoj postupne pokračoval až do predmineralizačného štádia, ktoré charakterizovala rejuvenizácia extenzných zlomových systémov. Tieto systémy vytvorili základnú štruktúrnú schému pre nasledujúce mineralizačné udalosti mezoalpínskeho, resp. neoalpínskeho orogénu, ktoré v predmetnej oblasti zodpovedajú deformačnému štádiu AD₄. Deformačné štádium reprezentovalo niekoľko navzájom spätých tektonických a mineralizačných udalostí, ktoré predchádzali formovaniu hydrotermálnej mineralizácie.

Epigenetickej hydrotermálnej mineralizácii, okrem metasomatického sideritu, predchádzal vznik syngenetickej mineralizácie - pyritu (v hlbších úrovniach žilnej štruktúry v tmavých fylitoch), ktorej presné časové relácie vzniku sú diskutované. Kremeň I (Q₁) najstaršej hydrotermálnej mineralizácie - predsideritová 1. kremenná perióda (D_{min}²) vyplňal extenzné štruktúry lokálnych strižných zón vo formácii en echolon

(Sasvári, 1994). Po rozbudinovaní a intrafoliačnom vrásnení žilných štruktúr, vyplnených kremeňom I, sa uplatnila syntektonická mineralizácia kremeňa II (Q_2) - predsideritová 2. kremenná perióda (D_{min}^2).

Striebornú žilu do jej kvázi finálneho charakteru (pred otvorením a reaktiváciou subvertikálnych zlomových systémov (D_{min}^{9-11}), ktoré boli využité pre výstup fluíd a formovanie epigenetickej hydro-termálnej [polysulfidickej] mineralizácie) dotvorili viacnásobné tektonicko-deformačné udalosti (D_{min}^{7-8}). Semiduktálne prostredie strižnej zóny postupne pretvorilo a vytiahlo Striebornú žilu a v dôsledku intenzívneho budinovania kremeňovo-sideritovej výplne sa vytvorili asymetrické budiny (šošovky). Po rozbudinovaní žilnej výplne nasledovalo intrafoliačné (AS_2) izoklinálne prevrásnenie tenších žíl a hrubšie časti kremeňovo-sideritovej žily boli modifikované - roztrhnuté, poposúvané a usporiadané vo formácii en echelon. Vplyvom subhorizontálneho pola napätia v strižnej zóne sa v kremeňovo-sideritovej výplni Striebornej žily postupne otvárali subvertikálne zlomové systémy. Vzniknuté subvertikálne štruktúry puklinového typu boli viackrát využité pre výstup mineralizovaných fluíd. Reaktiváciou týchto zlomových systémov vznikli vyše 1 m široké zóny, v rozsahu ktorých sa vylúčili bohaté akumulácie tetraeditovo-sulfidického zrudnenia. Záver formovania Striebornej žily charakterizovali subhorizontálne a subvertikálne posuny.

Tab.19. Schéma sukcesie uplatnenia mineralizačných a tektonicko-deformačných udalostí v evolúcii Striebornej žily.
Tab.19. Succession scheme of mineralizing and tectonic-deformation events on the Strieborná vein, Rožňava ore district.

EPIGENETIC MINERALIZATION							
Stages	E A R L Y - M A I N - S U L P H I D E						
	Metasom. siderite	Quartz	Siderite	Quartz - sulphide etape		Rejuvenization	
				1. - 2.			
Quartz		—1—2—			C		
Siderite	—				A		
Ankerite				S			
Turmaline				H			
Sericite			V	E	A		
Pyrite		—1—	E		C		
Pyrrhotine			I	A		L	
Arsenopyrite			N	R		A	
Tetrahedrite			I	I		S	
Chalcopyrite			N	N		I	
Kobellite		V	G	G		S	
Ullmannite							
Bismuthinite							
Native Bi							
Sphalerite				C			
Galena			S	A		R	
Magnetite			H	T		E	
Jamesonite			E	A		A	
Boulangerite			A	C		C	
Gold			R	L		T	
Gersdorffite			I	A		I	
Pb-Sb-Bi-Cu			N	S		V	
Stibnite			G	S		A	
Marcasite						T	
Bornite						I	
Covellite						O	
Hematite						N	
Dolomite							
Barite							
Calcite							
						REMOBILIZATION	

Polyfázový proces formovania epigenetickej hydrotermálnej mineralizácie Striebornej žily generálne reprezentovali postupné mineralizačné udalosti, ktoré sú členené do hlavných etáp a sub-etáp:

- Kremenná I a II,
- Sideritová,
- Kremeňovo-sulfidická,
- kremeňovo-pyritová,

- kremeňovo-sulfidická 1 a 2,
- Sideritovo-kremeňová,
- Supergénne procesy.

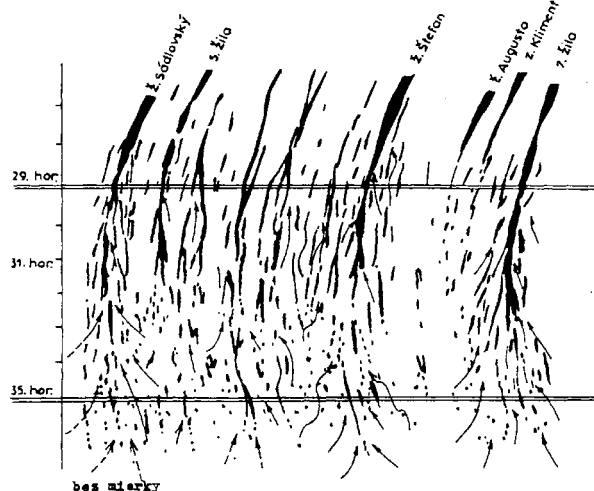
Z komplexného zhodnotenia paragenetických asociácií, mikroštruktúrnych vzťahov minerálnych fáz a štruktúrnej analýzy mineralizovaných štruktúr vyplýva postupnosť precipitácie minerálov počas spätých mineralizačných a tektonicko-deformačných udalostí, ktoré demonštruje sumárna schéma sukcesie formovania mineralizácie Striebornej žily (tab.19).

Model genézy žilnej epigenetickej hydrotermálnej mineralizácie

Prehľad názorov na genézu zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí od Schafarzika (1905) až po Žáka et al., (1991) uviedol Bartalský (1991). Evolúciu schém a modelov genézy stratiformnej a žilnej epigenetickej mineralizácie do 60. rokov silno determinovali empirie, neskôr aj údaje exaktných metód. Napriek tomu, od 60. rokov sa vytvorili v podstate dve skupiny, ktoré generálne preferovali silne kontraverzné názory na genézu mineralizácie. A to nielen z hľadiska časových relácií, ale aj z aspektu litologického zdroja-pozície-priestoru.

Alpínsky vek a granitoidný zdroj žilnej mineralizácie preferovali napr. Varček (1962, 1985), Rozložník (1965, 1985). Naproti tomu Ilavský et al., (1979) a Ilavský (1986) akceptovali variský vek, zdroj a genézu žilnej epigenetickej hydrotermálnej mineralizácie spájali s granitoidným plutonizmom orogénneho štádia. Ďalší autori, napr. Ilavský a Satran (1976), preferovali bázičný vulkanizmus ako zdroj sideritovej stratiformnej mineralizácie, resp. Ivan a Hovorka (1980) ultrabázičný zdroj pre žilné hydrotermálne zrudnenie.

Grecula (1982) prezentoval metamorfny model genézy žilnej hydrotermálnej mineralizácie v gemeriku, pričom generovanie kremeňovo-sideritovej, kremeňovo-sideritovo-sulfidickej, kremeňovo-sulfidickej a antimonitovej \pm Au mineralizácie spája s variskou metamorfózou. Zdroj a generovanie hydrotermálnych fluidov podľa Greculu (1982) determinovali litologické sekvencie s termodynamickými podmienkami blízkymi amfibolitovej fácií. Z nich sa vyluhovali prvky, ktoré cirkulovali do prostredia s nižším stupňom metamorfózy - fácie zelených bridlíc. V zelených bridliciach cirkulujúce prvky precipitovali v systéme vrásovo-prešmykových štruktúr-zlomov. Súčasne s generovaním metamorfnych fluidov bolo významné aj konvenčné prúdenie fluidov. V dôsledku toho sa mineralizované fluídy vylučovali vo vrchnejšej a chladnejšej úrovni kôry s početnými fraktúrami a vytvárali mineralizované štruktúry - rudné žily. Konvenčná cirkulácia geohydroterm bola viacnásobná, trvala pomerne dlho, čiže proces bol polyfázový.



Obr.115. Schématické znázornenie vzniku rudných žíl v rudnom poli Rožňava baňa - Turecká (Grecula, 1987).

Fig.115. Schematic presentation of ore vein formation in the Rožňava ore-field (according to Grecula, 1987).

Pre rožňavskú rudnú oblasť, konkrétne pre rudné pole Rožňava baňa-Turecká, tento metamorfny model genézy žilnej hydrotermálnej mineralizácie autori (Grecula, 1982 a 1987; Radvanec, 1988 doplnil model údajmi, ktoré indikovali zdroj a mobilizáciu prvkov) demonštrovali nasledovne: v úrovni 35. obzoru už nie je možné zdokumentovať hĺbkové pokračovanie rudných žíl. Vyskytuje sa tu väčšie množstvo rozptýlených šošoviek a tenkých žiliek (rádovo mm a cm rozmerov) s kremennou a karbonátovou (\pm sulfidy) výplňou. Vo vyšších úrovniach

sa táto „rozptýlená“ mineralizácia koncentrovala do hrubších žiliek a zhlukov a postupne sa vytvárali súvislé mineralizované štruktúry - rudné žily (obr.115; Grecula, 1987).

Na metamorfny model genézy mineralizácie žilných štruktúr v gemeriku (Grecula, 1982,1987) nadviazali a v posledných rokoch ho doplnili Bartalský (1991), Žák et al., (1991), Bartalský a Radvanec (1993), Grecula et al., (1994). Na základe údajov z exaktných metód autori zostavili nový metamorfny model vzniku žilnej hydrotermálnej mineralizácie v gemeriku. Tento je doposiaľ aktuálny pre určitú časť slovenskej geologickej verejnosti, ktorá ho akceptuje aj pre interpretáciu vzniku a evolúcie zrudnenia v rožňavskej rudnej oblasti.

Najnovšie výsledky komplexných výskumov geologicko-ložiskových pomerov, štruktúrnej analýzy mineralizovaných systémov a mineralizácie vo viacerých ložiskových oblastiach gemerika, vrátane rožňavského rudného poľa, silno indikujú, resp. podporujú hypotézu o alpínskom veku žilného hydrotermálneho zrudnenia.

Výsledky hodnotenia štruktúrne – mineralizačných väzieb

Vývoj štruktúrne – tektonických udalostí rožňavského rudného poľa možno konfrontovať s modelom štruktúrne – tektonického vývoja zo severnej a severovýchodnej časti Spišsko – gemer-ského rudohoria, spracovaného v črnel'skom, gelnicko – slovinskom a rudnianskom rudnom poli (Sasvári, 1993), ako aj v nižnoslanskom rudnom poli (Sasvári et al., 1996). Štruktúrne – tektonický vývoj Spišsko – gemerského rudohoria zahŕňa deformačné štádiá VD_1 hercýnskeho a $AD_1 - AD_3$ (AD_4) alpínskeho orogénu.

Deformačné štádium VD_1 v oblasti žily Strieborná, bane Mária, je reprezentované miestami zachovanými modifikovanými foliačnými plochami VS_1 (obr.8) metamorfnej kryštalizácie VS_0 , ktoré predstavujú spodno-karbónskou metamorfózou zmenené plochy primárnej vrstvovitosti VSS. Aj pre rožňavské rudné pole platí $VSS \equiv VS_0 \equiv VS_1$.

Štruktúrne – tektonická analýza foliácií vrstvovej bridličnatosti VS_1 , ktoré boli zistené v drnavskom súvrství oblasti bane Mária na povrchu, 8., 10. a 13. obzore, ukazuje výraznú tauto-zonálnosť s relatívne úzkou disperziou pólov plôch VS_1 . Pól - π tautozonálnej plochy π , určuje regionálnu VB_1^{mega} -os ($96/50^\circ$) s úklonom k východu (obr.10). Konštrukčne zistené osovité roviny VOR_1 , megavrás VF_1^{mega} , majú smer SSV-JJZ, s úklonom 65° k JJV (obr.11).

Deformačné štádium AD_1 má charakter duktilnokrehkého deformačného štádia. Túto charakteristiku podporujú vyvinuté vrásové štruktúry AF_1 . Transpresný režim vývoja príkrovej stavby smeru S-J, v záverečnom období deformačného štádia AD_1 , v štádiu krehkej deformácie pri medzi súdržnosti horninových komplexov, podmienil tvorbu riedlových strihov R. Tvorbu riedlových plôch R_2 považujeme za základ tvorby priečnej bridličnatosti k plochám AS_1 , ktorá je Rozložníkom (1990) označovaná ako plocha S_2 . Nami je, neskôr modifikovaná plocha priečnej bridličnatosti, označená ako plocha AS_2 , mladšieho deformačného štádia AD_2 . V štruktúrno-tektonických blokoch rožňavského rudného poľa sú miestami pozorované plochy vrstvovej bridličnatosti AS_1 , ktoré ostali v reliktoch zachované aj po variskej tektonometamorfóze a majú smer V-Z. Odvodená megavrásová os AB_1 , je uklonená 40° k JJZ.

Deformačné štádium AD_2 zaraďujeme do ponásunovej periódy paleoalpínskeho orogénu. Sprievodným javom regionálnej vrásoprešmykovej stavby smeru SV-JZ a SZ-JV, sú vrásové štruktúry AF_2 centimetrového, decimetrového a metrového rádu (obr.16, 17). Tieto vrásy sa viažu na prevládajúcu kliváž AS_2 , s mierne uklonenými až subhorizontálnymi vrásovými osami AB_2 . Foliačné plochy AS_2 sú výraznými strižnými plochami, spôsobujúcimi premiestňovanie – posúvanie mikro-litónov, najmä severným smerom. Často sú nositeľmi metamorfných minerálov, ako sericitu, chloritu i grafitu, ktoré sú zavlečené do plôch AS_2 z plôch VS_0 , prípadne AS_1 . Rožňavské rudné pole je charakterizované foliačnými, klivážovými plochami AS_2 . V západnej časti rožňavského rudného poľa prevládajú smery kliváže AS_2 SZ-JV, v strednej a východnej časti rudného poľa je kliváž AS_2 orientovaná najmä do smeru SV-JZ, so strmými úklonmi $80-90^\circ$. Ukazuje sa, že v priestore žily Strieborná boli do štruktúr intraklivážových plôch AS_2 vtiahnuté transpozíciou aj restity karbonátových polôh, pôvodnej vrstevnatosti VSS gelnickej skupiny, ktoré sú dnes reprezentované šošovkovitým vývojom metasomatického sideritu.

Deformačné štádium AD_3 zahŕňa transverzálne deformácie. Tlakový gradient umožnil tvorbu otvorených vrás AF_3 decimetrového, metrového a vyššieho rádu s osou Ab_3 , smeru SSZ-JJV až S-J a so subhorizontálnym až miernym sklonom na V a na Z. Vrásky VF_3 sú otvorené, asymetrické, majú veľké vrásové rozpätie W a malú amplitúdu A. Vplyv transverzálnej deformácie v rožňavskom rudnom poli možno pozorovať pri skúmaní regionálnych vrásových štruktúr foliačných plôch AS_2 v tekto-nogramoch (obr.20). Posun transverzálneho poľa napätia spôsobuje reorientáciu megavrásových štruktúr, a tým aj vznik osi vrás Ab_3 , uklonenej k juhu.

Vývoj mineralizovaných štruktúr v Spišsko-gemerskom rudohorí je úzko spätý so špecifickými vývojovými podmienkami variského a alpínskych deformačných štádií. Prepracovanosť ložiskových štruktúr je viacnásobná, čo umožňuje predpokladať postupné obnovovanie mineralizačných pulzov, ktoré sa striedali s významnými štruktúrne-tektonickými udalosťami vo vývoji deformačných štádií. Väčšina pravých žíl svedčí o tom, že ich morfogénéza bola spätá s trochu odlišným kinematicko-dynamickým režimom, ako panoval v predchádzajúcich etapách deformačných štádií AD_1-AD_3 . Predpokladáme, že nesúlad v úklone kliváže a mineralizovaných ložiskových štruktúr sa vyvinul v dôsledku vývoja štruktúr v transpresnom režime. Obdobie mineralizácie, vzniknuté v jednotlivých deformačných fázach alpínskeho orogénu, označujeme súhrne symbolom AD_{min} , ktorý vyjadruje komplexný proces tektonickej prípravy ložiskových štruktúr, s následnou typovou sukcesnou mineralizáciou. Opakovaná modifikácia ložiskových štruktúr ukazuje pravdepodobnosť úzkej väzby mineralizačných etáp a periód na alpínske deformačné štádiá AD_{1-3} , prípadne deformačné štádiá mladšie.

Obdobie vývoja mineralizovaných štruktúr D_{min} na žile Strieborná reprezentuje niekoľko navzájom spätých tektonických substádií a mineralizačných periód: D_{min}^1 - metasomatický siderit; D_{min}^2 - žilné štruktúry vyplnené kremeňom I. (Q_1); D_{min}^3 - budinovanie a intrafoliačné vrásnenie štruktúr s kremeňom II. (Q_2);

D_{\min}^4 - formovanie hydrotermálneho žilného sideritu I; D_{\min}^5 - budívanie sideritových žíl a intrafoliačné vrásnenie tenších sideritových žíliet; D_{\min}^6 - vznik rebríkovitých žíl vyplnených kremeňom III. (Q_3) v siderite I. a budívanie sideritovo - kremeňových žíl; D_{\min}^7 - tektonická reaktivizácia hlavnej žily a vylúčovanie kremeňa IV. (Q_4); D_{\min}^8 - budívanie hrubších štruktúr s kremeňovo - sideritovou výplňou; D_{\min}^9 - otváranie subvertikálnych štruktúr, na styku sideritu I. a kremeňa III.-IV. a ich mineralizácia tetraedritom, alterácia tektonicky prepracovaných zón; D_{\min}^{10} - reaktivizácia subvertikálnych štruktúr a ich mineralizácia mladším tetraedritom; D_{\min}^{11} - rejuvenilizácia štruktúr a hypergenna alterácia.

Výsledky štúdia štruktúrno - mineralizačných väzieb ložiskových štruktúr bane Mária v rožňavskom rudnom poli umožňujú na základe modelu ťahových duplexov odvodiť ukončenie morfoštruktúrneho výskového vývoja žily Strieborná v jej centrálnej časti, ktorá siaha po 7. obzor, prípadne smerom k JV najviac 20 m nad 7. obzor. Členenie žily do makrobudín s definovateľnými zónami nabohatenia úžitkových prvkov, viazaných na tetraedrit, ukazuje aj na možnosť projektovania selektívnej ťažby. Z trendov vývoja distribúcie Ag a Cu zložky, ale aj mocností v ploche žily Strieborná vyplývajú možnosti overenia ďalších, priemyselne využiteľných zásob. Z aplikácie teórie strižných zón vyplýva predpoklad ďalších mineralizovaných štruktúr, podobných žile Strieborná.

Príspevok bol spracovaný v rámci riešenia grantovej úlohy komisie VEGA, Ministerstva školstva SR a SAV, č. 1/5277/98, „Sasvári a Maťo: Štruktúrnotektonické a mineralizačné väzby rožňavského a nižnoslanského rudného poľa v Spišsko-gemerskom rudohorí. Sideritová, polysulfidická a drahokovová mineralizácia“.

Literatúra

- Abonyi, A. et al.: ZS - VZ, Rožňava - Mária, PP. MS - GP, 1977.
- Beňka, J.: Niekoľko poznámok k mineralogickým a paragenetickým pomerom na Sb ložiskách Betliar-Čučma. In: Ilavský, J.: *Antimónové rudy Československa*, 1980, s. 127-132.
- Bartalský, B.: Výsledky štúdia žilnej mineralizácie v Rožňavskom rudnom poli - evidencie pre metamorfno-hydrotermálny model. *Kand. dizier. práca, MS - GP SNV*, 1991, 159 s.
- Bartalský, B. a Radvanec, M.: Relation between minerals of the Fe-Zn-As-S and Fe-Ti-Mn-O element association in conditions of regional metamorphism, Rožňava-Turecká ore field, Spiš-Gemere Ore Mts., Eastern Slovakia. *Mineralia Slovaca*, 25, 6, 1993, pp. 437-450.
- Bernard, J.H. 1963: Polyascendent regional zoning in the metallogenic region of the Spišsko-Gemerské rudohorie Mts., Czechoslovakia. In.: Symposium: Problems of postmagmatic ore deposition. 1. Praha, 149-153.
- Bernard, J.H.: Cosalit ze sideritové žily v Prakovcích ve Spišsko-gemerském rudohorí. *Geol. Práce., Zprávy*, 33, 1964, s 43-52.
- Bernard, J.H. a Hanuš, V.: O časovom vzťahu gemeridných granitů a turmalinizace k hydrotermálnému zrudnení ve Spišsko-gemerskem rudohorí. *Vest. Ústř. Ust. Geol., Praha*, 36, 5, 1961, 361-363.
- Bernard, J.H. et al.: Mineralogie Československa. 1. Vyd., Praha, Academia, 1969, 396 s.
- Bernard, J.H. et al.: Mineralogie Československa. 2. Vyd., Praha, Academia, 1981, 648 s.
- Beudant, F.S.: Voyage mineralogique et geologique en Hongrie (pendant l'anné 1818). Paris, Chez. Verdière Libraire. 3sv., 1822.
- Bouška, V.: Změna mřížkové konstanty Hg-tetraedritu vlivem různého chemického složení. *Rozpr. Čs. Acad. Věd., Z. mat. přír. Věd. Praha*, 66, seš. 13. 1956, s. 1-30.
- Eisele, G.: Gömör és Kishont törvényesen egyesült vármegyék bányászati monográfiája. *Selmezbánya*, 1907, 546 o.
- Fichtel, J.E.: Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen. Teil-II (Wien). J. Edlen v. Kenzbeck. 1791, 730 s.
- Furiel, T. a Kotras, J.: ZS-VZ ložisko Rákoš - Fe, stav k 1.4.1957. MS-GP, 1957.
- Fusan, O. et al.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, 1:200 000, Vysoké Tatry. Bratislava, Geofond, 1963, 215 s.
- Grecula, P.: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetydy. *Mineralia Slovaca. Monogr., Bratislava, Alfa*, 1982, 263 s.
- Grecula, P. et al.: Genetické modely žilného a stratiformného zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí. In.: Kříbek, B. (ed.): *Nové trendy a poznatky československé ložiskové geologie*. PFUK Praha, 1987, s. 87-94.
- Grecula, P., Bartalský, B., Radvanec, M.: Rožňava ore vein deposit. Vol. of abstract, Int. conf. Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. Stará Lesná 1994, pp. 93-98.

- Grečula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, L., Németh, Z., István, J. and Vrbatovič, P.: Shear zones and ore structures of Gemericum. The Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 22, Bratislava 1990, pp. 97-110.
- Grečula, P. et al.: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. *Zv. 1.*, 1995, 834 s.
- Gubač, J.: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, sér. Mineral., Petrogr., Geochém. Metalogen.*, 4, 1977, s. 9-279.
- Hauer, C. und Foetterle, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der Österreichischen Monarchie. *Wien, Kaiserlich-Königliche Hof und Staatsdruckerei, 1855, 222 s.*
- Herčko, I.: Antimónové rudné baníctvo na Slovensku v rokoch 1926-1945. *Rudy*, 19, 1971, s. 119-122.
- Hintze, C.: Handbuch der Mineralogie, 1. Bd. 1. Abt., Leipzig, Verlag von Veit u. Comp., 1904, 1208 s.
- Hintze, C.: Handbuch der Mineralogie, 1. Bd. 3. Abt., 1. H. Berlin u. Leipzig, Walter de Gruyter u. Comp., 1930, 3656.
- Hintze, C.: Handbuch der Mineralogie, 1. Bd. 4. Abt., 1. H. Berlin u. Leipzig, Walter de Gruyter u. Comp., 1933, 1454.
- Ilavský, J.: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 1957, 51-95.
- Ilavský, J.: Niektoré problémy metalogenézy v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol. 2*, 1959, s. 145-156.
- Ilavský, J.: Metalogenéza pyritových zrudnení diplogenetického typu v silúre okolo Smolníka. *Zprávy Geol. Výsk. v roku 1963, časť 2*, 1964, s. 34-37.
- Ilavský, J.: Czechoslovakia. In: Dunning, F.M. and Evans, A.M. (eds.): *Mineral deposits of Europe. V. 3. Central Europe. The Ins. of Mining and Metallurgy and the Mineralogical Society, London, 1986, s. 117-173.*
- Ilavský, J. a Sattran, V.: Náčrt metalogenézy Československa. *Mineralia Slovaca*, 8, 3, 1976, 193-288.
- Ilavský, J. et al.: Metallogenése de l' Europe alpine central et du sud-est. *GÚDŠ*, 1979, s. 281-300.
- Ivan, P. a Hovorka, D.: Co-Ni mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria, námety na vyhľadávanie. *Geol. průzkum*, 22, 8, 1980, s. 225-228.
- Jacko, S. and Sasvári, T.: Some remarks to an emplacement mechanism of the West Carpathian paleo-alpine Nappes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41,3, Bratislava 1990, pp. 179-197.
- Jonas, J.: Ungarns Mineralreich. Orycto-geognostisch und topog. dargestellt. *Budapest, 1820, 415 s.*
- Kamenický, J.: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 41, 1955, s. 5-55.
- Kašpar, P.: Beitrag zum Studium der Mikrohärtigkeit von Hg-Tetraedriten. *Neu.Jb.Mineral.,Mh*, 1, 1970, s. 29-33.
- Kertai, G.: Ércmikroszkópi és paragenetikai megfigyelések a Szepes-Gömöri Érchegységéből. *Ann. Mus. nat. Hung. (Budapest)*, 30, 1936, 25-52 o.
- Kodera, M. et al.: Topografická mineralógia Slovenska, *Zv. I. Veda, Bratislava, 1986.*
- Kodera, et al.: Topografická mineralógia Slovenska, *Zv. III. Veda, Bratislava, 1990.*
- Kondela, J.: Zhodnotenie výsledkov doterajšieho geochemického výskumu žily Strieborná v rožňavskom rudnom poli. *Manuskript - KGaM, F BERG TU, Košice 1996, 6 s.*
- Kupčík, V. et al.: Príspevok k problému štruktúry minerálu „liliani“. *Geol. Sbor. Akad. Vied*, 12, č.1, 1961, s. 103-111.
- Kupčík, V. et al.: Chemismus von einigen Bi-Sulfosalzen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge. *Neu.Jb.Mineral., Mh. (Stuttgart)*, 10, 1969, s. 445-454.
- Kvaček, M.: Selenium distribution in the minerals from some ore deposits of Slovakia. In: *Materialy XI. kongresa Karpato-Balkanskej geologičeskej asociácie, sek. Mineralogija i geochimija. Kyjev, Naukova Dumka, 1980, pp. 173-178.*
- Macek, L.: Rudní ložiská Spišsko-gemerského rudohorí. *Sbor. spoj. ban. Revíru. Podkarp. Rus.* 1, 1938, s. 31-55.
- Maderspach, L.: Magyarország vasércz-fekhelyei: *Budapest, 11, 1880.*
- Maklári, K.: Morfogenetikai vizsgálatok a Magyarországi baritokon. *Math. Természettudom. Ert. (Budapest)*, 59, 1940, 643-672 o.
- Máška, M.: Poznámky k predterciérni metalogenesi Západných Karpát, zvláště Spišsko-gemerského Rudohorí. *Geol. Práce, Zeš.*, 46, 1957, s. 96-106.
- Marko, F.: Dokumentácia a analýza štruktúrneho inventára v prekope (P-10) zo slednej chodby žily Mária na žilu Strieborná na úrovni 8. obzoru. (*Záverečná správa*). *Manuskript - Geoprieskum, Rožňava 1994, 33 s.*
- Maťo, L.: Mineralogy of the Strieborná vein, Mária mine, Rožňava. *Manuskript - SAMAX, London 1994, pp.56.*
- Maťo, L.: Mineralogy of the Strieborná vein, Mária mine, Rožňava. *MS - SAMAX, London 1994, 56.*
- Maťo, L.: Zhodnotenie mineralizácie Striebornej žily v úrovni 8. obzoru bane Mária, Rožňava. *Mineralogická správa z úlohy Rožňava - žila Strieborná II., VP. MS, Geoenvex, 1996, 55 s.*

- Maťo, L a Sasvári, T.: Zlatonosný tetraedrit zo Striebornej žily (baňa Mária), Rožňava. *Mineralia Slovaca*, 29, 1997, s. 237-239.
- Mauritz, B.: A visszatért felvidék természeti kincsei. *Természettud. Közl. (Budapest)*, 70, 1938, 721-727 o.
- Melcer, G.: Gömörmege ásványai. In.: *Eisele: Gömör és Borsod vármegyék bányászati és kohászati monográfiája. (Selmeczbánya)*, 1907, 521-546 o.
- Mesarčík, I.: Rožňava - stred, komplexné Cu-Fe rudy, VP. *MS – GP*, 1986.
- Mesarčík, I., Jeleň, M., Bachňák, M., Švantnerová, E., Zatroch, P., Leška, S., Hajčí, T., Palčo, A., Tuček, L., Košuth, M., Ujpál, Z., Marko, F. a Stupák, J.: Záverečná správa s výpočtom zásob Rožňava - Strieborná žila, VP. *Manuskript - Geol. prieskum, š.p., Spišská Nová Ves, Geologická oblasť Rožňava 1991*, 133 s.
- Mesarčík, I.: Čiastková správa s operatívnym výpočtom zásob. *Rožňava - Strieborná žila II. Manuskript - Geoenvex, s.r.o., Rožňava 1994*, 25 s.
- Nováček, R.: Několik poznámek o našich ortuťových rudách. *Veda přír. Praha*, 19, 5, 1938, s. 154-156.
- Nováček, R.: Slovenské ortuťnaté tetraedrity. *Správy ÚÚG*, 18, 2, 1943, s. 107-109.
- Novák, F.: Tetraedrit z ložiska Mária u Rožňavy. *Geol. Práce Zoš.* 56, 1959, s. 217-246.
- Novák, F.: Ullmannit ze Sadlovského žily u Rožňavy. *Vest. Ústr. Úst. geol. Praha*, 35, 1, 1960, s.77-79.
- Novák, F.: Kobellit ze žily Mária u Rožňavy. *Vest. Ústr. Úst. geol. Praha*, 36, 2, 1961, s. 97-107.
- Novák, F.: Výskyt jamesonitu a bournonitu na sideritových žilách u Rožňavy. *Čas. Mineral. Geol. Praha*, 7, 3, 1962, s. 273-281.
- Novák, F.: Studium hydromuskovitu z ložiska Mária u Rožňavy. *Acta Univ. Carol. (Praha)*, 1-2, 1963, s. 61-78.
- Novák, F.: Chemismus tetraedritu ze VII. až X. patra žily Mária u Rožňavy. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 12, 1, 1967, s. 49-57.
- Novák, F. a Trdlíčka, Z.: Die Verbreitung der Ni-Co-Vererzung in Spiš.-gemer. rudohorie. In: *Carpat-hian-Balcan Geological Association, 7th Congress Sofia, Reports, Part III*, 1965, s. 113-104.
- Paholič, L.: O hlbokom vývoji ložiska Mária v Rožňave. *Geol. Průz. Praha*, 11,3, 1969, s. 84-85.
- Papp, K.: A Magyar birodalom vasérc és kőszénkészlete. (Budapest), *Franklin-Társulat nyomdája*, 1915, 964 o.
- Papp, K.: Die Eisenerz - und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. *Budapest. Druck des Franklin Vereins*, 1919, 638 s.
- Pavlík, E.: Dvadsať rokov Železorudných baní, n.p., Spišská Nová Ves. *Zbor. Slov. ban. Múz. Banská Stiavnica*, 3, 1967, s. 103-115.
- Radvanec, M.: Mobilizácia prvkov v regionálnej metamorfoze staršieho paleozoika gemerika. *Kand. dizert. práca. MS, SNV*, 1988, 159 s.
- Reichert, R.: Über den Sphalerit von Sajóháza und Rozsnyó. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. A. (Stuttgart)*, 1932, s. 426-432.
- René, M.: Nerosty Slovenského Rudohorí. *Brož. Nár. Muz. (Praha)*, 3, 1972, 19 s.
- Rozložník, O.: Prehľad geologických a ložiskových pomerov okolia Rožňavy. In: *Zborník Banický Gemer, 70 rokov banického múzea v Rožňave. Martin*, 1973, s. 105-206.
- Rozložník, L.: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *Zbor. geol. vied., ZK*, 4, 1965, s. 29-94.
- Rozložník, L.: Vzťah metalogenézy sideritovej formácie k tektogenéze v Spišsko - gemerskom rudohorí a jej postavenie v rámci alpíd. *Dokt.diz.práca - archív KGaM, Fakulta BERG TU, Košice 1976*, 301 s.
- Rozložník, O.: Vertikálne zmeny mineralizácie a vývoj žily Mária pri Rožňave. In. *Hornická Příbram ve věde a technice (Příbram), sek. Mineralogie rudních ložisek*, 1977, s. 43-54.
- Rozložník, L.: Classification of the mineralized structures in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. Carpath. Bratislava*, 31, 4, 1980, pp. 421-439.
- Rozložník, L.: Problém vzniku a zdroja sideritovej formácie Západných Karpát. *Geol. průzkum*, 3, 1985, s. 67-72.
- Rozložník, O.: Mineralogická správa z ložiska Mária - Rožňava. *MS-GP*, 1981, 167 s.
- Rozložník, O.: Výskyt karbonátových konkrécií na ložisku Mária v Rožňave. *Mineralia slovaca.*, 14, 1982, s. 139-144.
- Sasvári, T.: Kinematika vývoja žilných štruktúr severovýchodnej časti Spišsko - gemerského rudohoria. *Mineralia slov.*, 22, Bratislava 1990, s. 131-138.
- Sasvári, T.: Štruktúrno - ložiskové väzby s. a sv. časti Spišsko - gemerského rudohoria. *Mineralia slov.*, 25, Bratislava 1993, s. 375-378.
- Sasvári, T.: Štruktúrno - ložiskové väzby s. a sv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slovaca*, 25, 1994, s. 375-378.
- Sasvári, T., Maťo, L. a Zacharov, M.: Štruktúrna, mineralogická a litostratigrafická charakteristika striebornej žily v rožňavskom rudnom poli. *Mineralia slov.*, 27, Bratislava 1995, s. 412-426.

- Schafarzik, F.: Daten zur Genauen Kenntnis des Szepes-Gömörer Erzegebirges. *Math. u. Naturwiss. Ber. aus Ungarn*, 23, 3, 1905, s. 225-264.
- Schifter, F.: Železorné baníctvo v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Sbor. Spoj.ban. Revíru Slov. Podkarpat. Rus I*, 1938, s. 56-167.
- Schönenberg, R.: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). (Ein Beitrag zur Altersfrage der Zipser Granite). *Z. Dtsch. geol. Gesell. (Berlin)*, 99, 1947, s. 175-189.
- Slavík, F.: Nerostopis Moravy, Slezska a Slovenska. *Za vzdelaním. Praha. nakladatel J.R. Vilímek*, 108, 1918, 48 s.
- Slavík, J. et al.: Nerastné suroviny Slovenska. *Bratislava, SVTL*, 1967, 510 s.
- Slavkovský, J.: Štruktúrna analýza rožňavského rudného rajónu. *Mineralia slov.*, 10, 1978, s. 505-526.
- Slavkovský, J.: Štruktúrny faktor ako rozhodujúci činiteľ pri určovaní prognóz hĺbkového riešenia žilných štruktúr v oblasti rožňavského rudného rajónu. In.: *Teoretické základy prognóz nerostných surovín v ČSSR. Katedra lož. geol. Prír. fak. Univ. Karlovy, Praha, 1978a*, 115-117.
- Slavkovský, J.: Tektonické postavenie žilových štruktúr v oblasti rožňavského rudného rajónu. *Zbor. Ved. Prác Vys. Sk. techn. (Košice)*, 1, 1978b, s. 207-217.
- Slavkovský, J.: Štruktúrna pozícia Sb-zrudnenia v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a jeho väzba na tektonický inventár. In.: *Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. GÚDŠ, Bratislava, 1982*, s. 141-150.
- Snopko, L.: Význam drobnotektonických prvkov pre riešenie otázok paleozoika gemeríd. *Zbor. geol. Vied, Záp. Karpaty*, 8, 1967, s. 7-50.
- Sylvester, A.G.: Strike - slip faults. *Geol.Soc.Am.Bull.*, V.100, 1988, pp. 1666-1703.
- Štelcl, J.: Aplitická žula od Čučmy u Rožňavy. *Prác. Brnen. Zák. Čs. Akad. Věd (Brno)*, 26, 7, 1954, 6.
- Tokody, L.: Adatok a Szepesgömöri Erchegység asványtani ismeretéhez. *Mat. természettudom. Ert (Budapest)*, 54, 1936, 650-672 o.
- Tóth, M.: Magyarország ásványai különös tekintettel termőhelyeik megállapítására. (Budapest), 1882, 509 o.
- Trdlička, Z.: Ke geochemii zlata na sideritových žilách Spišsko-gemerského rudohoria. *Vest. Ústr. Úst. geol.*, 38, 2, 1963, s. 129-131.
- Urlich, F.: Výskyt rutilu na sideritových žilách u Rožňavy na Slovensku a jeho postavení v žilné paragenési. *Rozpr. Čes. Akad. Věd. Umění (Praha), Tr. II*, 37, 8, 1928, 19 s.
- Urlich, F.: Zlaté a stříbrné doly na Slovensku. *Venkov (Praha)*, 1936, 8 s.
- Varček, C.: Predbežná správa o výskume metalogenetických pomerov okolia Rožňavy. *Geol. Práce, Zpr. I*, 1953, s. 71-74.
- Varček, C.: Predbežná správa o štúdiu sideritovej formácie pri Rožňave. *Geol. Práce, Zpr. I*, 1954, s. 74-76.
- Varček, C.: K otázke vzniku a rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. *Geol. Práce, Zpr. 4*, 1955, s. 86-92.
- Varček, C.: Príspevok k poznaniu metalogenetických pomerov v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 7,1-2*, 1956, s. 58-65.
- Varček, C.: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. *Geol. Práce, Zoš. 46*, 1957, s. 107-131.
- Varček, C.: Paragenetické pomery žily Mária v Rožňave. *Geol. Práce, Zoš. 55*, 1959, s. 181-213.
- Varček, C.: Paragenetické pomery žily Bernardi pri Rožňave. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geolog. 4*, 1960, s. 107-155.
- Varček, C.: Zonale Verteilung der hydrothermalen Vererzung im Zips-Gomorer und Einfluss des geologischen Milieu auf Charakter der Mineralisation. *Geol. Práce, Zoš. 60*, 1961, s. 281-301.
- Varček, C.: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. *Geol. Práce, Zoš. 61*, 1962, s. 101-112.
- Varček, C.: Vzťahy ložiskotvorných procesov v Západných Karpatoch k ich geologickému vývoju. *Acta. geolog. Univ. Comen. Geol. 8*, 1963, s. 7-37.
- Varček, C.: Príspevok k petrografii magmatických hornín okolia Rožňavy. *Sbor. Geol. Ved. Západ. Karpaty*, 3, 1965, s. 7-42.
- Varček, C. et al.: Vzťah medzi chemizmom, termálnosťou a fyzikálnymi vlastnosťami sfaleritov. *Acta. geol. geogr. Univ. Comen. Geol. 13*, 1968, s. 13-54.
- Varček, C.: Identifikácia niektorých sulfosolí Bi a Ni minerálov zo Spišsko-gemerského rudohoria pomocou mikrosondy. *Miner. Slov. 3, 11*, 1971, 262 s.
- Varček, C.: Potvrdenie identifikácie niektorých akcesorických Ni minerálov zo sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria pomocou elektrónovej mikrosondy. *Miner. Slov. 3, 11*, 1971, s. 231-236.
- Varček, C.: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. *Kap. III/c. In: Geologicko-ložisková štúdia SGR. MS*, 1973, 122 s.

- Varček, C.: Základné črty metalogenetického vývoja SGR. In.: *Zborník referátov z vedeckého seminára - Geológia, metalogenéza a prognoózy surovín SGR, 1976, s. 36-62.*
- Varček, C.: Charakteristika metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného poľa. In.: *Cambel, B. et al., (eds). Rudnianské rudné pole, Veda Bratislava, 1985, s. 61-67.*
- Woodcock, N.H. and Fischer, M.: Strike - slip duplexes. *J.Struct.Geol., V.8, 1986, pp. 725-735.*
- Zimányi, K.: Adatok Gömör és Abúj - Torna vármegyék ásványtani ismeretéhez. *Földt. Közl., 35, 1905, 491-495 o.*
- Zimányi, K.: Baryt orientált továbbnövésSEL Sajoházáról. *Földt. Közl., 39, 1-2, 1909, 12-15 o.*
- Zimányi, K.: Arsenopyrit und Bournonit von Rozsnyó. *Z. Kristallogr. Mineral. (Leipzig), 54, 4, 1914, 578-583 o.*
- Zimányi, K.: Ásványtani közlemények a Szepes-Gömöri Érczhegységéből és a délkeleti Felföldről. *Ann. hist. - natur. Mus. hung., 19, 1922, 85-102 o.*
- Zimányi, K.: Mineralogische Mitteilungen: 2 Millerit von Vashegy. 3. Eine Neuhullungspseudomorphose des Pyrits von Vashegy. *Zbl. Mineral. Geol. Paläontol., Abt. A (Stuttgart), 1932, 78-82 o.*
- Žák, K et al.: Izotopy S, C, O, Sr a metamorfno-hydrotermálny model žilnej mineralizácie gemerika. *Mineralia slovacica, 23, 1991, s. 95-108.*

Resume from Ending of Structural - Mineralization Couplings

Development of structural - tectonic events of the Rožňava ore-field can be confronted with the model of the structural - mineralization development from the northern and north-eastern part of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts., processed in Črnel, Gelnica-Slovinky and Rudňany ore-field (Sasvári et al., 1996). Structural - tectonic development of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. includes deformation stages VD_1 of the Hercynian and AD_1 - AD_3 (AD_4) Alpine orogene.

Deformation stage VD_1 in the area of the Strieborná vein, and the Mária mine is represented by locally preserved modified foliation planes VS_1 (fig.6) of metamorphic crystallization VS_0 , which represents the Lower Carbon metamorphosis altered areas of primary layering VSS. For the Rožňava ore-field it is also valid $VSS \equiv VS_0 \equiv VS_1$.

Structural - tectonic analysis of layer foliation VS_1 , which was detected in the Drnavské group of strata in the area of the Mária mine on the surface, 8th, 10th and 13th horizon, indicates a significant tautozoning with a relatively narrow dispersion of poles of VS_1 areas. The pole - π of the tautozonal area π , determines the regional VB_1 mega - axis ($96/50^\circ$) with a dip towards east, (fig.7). Constructionally determined axis planes VOR_1 , of megaslope VF_1 mega, have the NNE-SSW direction with a dip 65° towards SSE (fig.8).

Deformation stage AD_1 has character of the ductile breakable deformation stage. This characteristics is supported by developed slope structures AF_1 . The transparent mode of development of the sheet/overlying rock pattern of N-S direction, in the final period of the deformation stage AD_1 , in the stage of breakable deformation by the intercoherence of rock complexes, determined the origination of riedle cuttings R. We consider the origination of riedle planes R_2 to be the base of the origination of a diagonal lamination towards the AS_1 planes, marked as S_2 by Rozložník (1990). We have marked the later modified plane of diagonal lamination as the plane AS_2 of the younger deformation stage AD_2 . In structural-tectonic blocks of the Rožňava ore-field are locally observed planes of layer lamination AS_1 , which remained preserved in relics also after the Variscan tectonometamorphosis with the E-W direction. The derived megaslope axis AB_1 is dipping 40° towards SSW.

We include the deformation stage AD_2 into the post overthrust period of the Palealpine orogene. The accompanying event of regional slope-underthrust pattern of NE-SW and NW-SE direction are slope structures AF_2 of a centimeter, decimeter and meter place value (fig. 12, 13). These slopes intersect the prevailing AS_2 cleavage with slightly dipping to subhorizontal slope axes AB_2 . Foliation planes AS_2 are significant cutting planes, causing the movement - shifting of microlitones, particularly in the northern direction. They are often a medium of metamorphosed minerals, namely sericite, chlorite and graphite, which are transferred into AS_2 planes from VS_0 , event. AS_1 planes. The Rožňava ore-field is characterized by foliation, AS_2 cleavage planes. In the western part of the Rožňava ore-field prevail the AS_2 cleavage directions of NW-SE. In the central and eastern part of the ore field, the AS_2 cleavage is oriented mainly in the NE-SW direction, with steep dips $80-90^\circ$. It shows that in the area of the Strieborná vein were into the structures of intracleavage AS_2 planes shrank via transposition also restites of carbonate positions, of original layering VSS of the Gelnica group, which are presently represented by lens development of metasomatic siderite.

Deformation stage AD_3 includes cross deformations. The pressure gradient enabled the origination of open AF_3 slopes of a decimeter, meter and higher place value with the Ab_3 axis, with the NNW-SSE to the N-S direction and subhorizontal to a slight dip towards E and W. The VF_3 slopes are open, asymmetric, with a wide slope range W and a small amplitude A. The influence of a cross deformation in the Rožňava ore-field can be observed while exploring the regional slope structures of AS_2 foliation planes in tectonograms (fig.11). The

move of cross field the tension causes the reorientation of megaslope structures and thereby the origination of the slope axis Ab_3 , dipping towards the south.

The development of the mineralized structures in the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. is closely related to the specific conditions of development of the Variscan and Alpine deformation stages. The synchronization of depositional structures is multiplied, enabling an expedation of a sequential recovery of mineralization pulses which were altered with significant structural - tectonic events in the development of the deformation stages. The majority of the original veins indicates that their morphogenesis was related to a slightly different kinematic-dynamic mode than that occurring in the previous periods of the AD_1 – AD_3 deformation stages. We assume that the divergence between the dip of cleavage and mineralized depositional structures developed due to the development of structures in the transparent mode. The stage of the mineralization occurring in individual deformation stages of the Alpine orogene we mark as AD_{min} , what represents the complex process of tectonic preparation of depositional structures with a consecutive type succession mineralization. A repeated modification of depositional structures indicates the probability of the close coupling of mineralization stages and periods to the AD_1 - AD_3 Alpine deformation stages, event. younger deformation stages.

The stage of development of mineralized structures D_{min} on the Strieborná vein is represented by several interrelated tectonic substages and mineralization periods: D_{min1} metasomatic siderite; D_{min2} vein structures filled in with quartz I. (Q_1); D_{min3} boudinage and intrafoliation sloping of structures with quartz II. (Q_2); D_{min4} formation of hydrothermal vein siderite I; D_{min5} boudinage of the siderite veins and intrafoliation sloping of thinner siderite veinlets; D_{min6} origination of ladder veins filled in with quartz III. (Q_3) in siderite I. and boudinage of siderite-quartz veins; D_{min7} tectonic reactivation of the main vein and segregation of quartz IV. (Q_4); D_{min8} boudinage of thicker structures with a quartz-siderite filling; D_{min9} opening of subvertical structures on intersection of the siderite I. and quartz III.-IV. and their mineralization by tetrahedrite, alteration of tectonically synchronized zones; D_{min10} reactivation of subvertical structures and their mineralization by younger tetrahedrite; D_{min11} rejuvenilization of structures and hypogene alteration.

Based on the model of the stroke duplexes, *results of the study of structural - mineralization coupling* of depositional structures of the Mária mine in the Rožňava ore-field enable to, , derive the completion of the morpho-structural elevation development of the Strieborná vein in its central part, which most likely reaches 20 meters above the 7th horizon. The division of the vein into macro-boudinages with definable zones of enrichment of utility elements fixed on tetrahedrite indicate the future orientation of the exploitation, which, with regard to the economical situation, will have a selecting character. From the trends of the development of distribution of Ag and Cu component but also from the thickness in the area of the Strieborná vein, the possibilities of confirmation of additional, industrially available resources result. From the application of the theory of cutting zones, the assumption of additional mineralized structures similar to the Strieborná vein results.

The Rožňava ore district has undergone a polyphase deformation and metamorphism under greenschist facies conditions. It is known by the numerous siderite \pm sulphide epigenetic veins and also by sporadic metasomatic siderite bodies occurring in the upper part of greenschist facies. A recent model of the epigenetic vein mineralization suggests a genetic relationship between the metamorphic-hydrothermal processes and prefers a mobilization of ore-forming hydrothermal fluids from country rocks under metamorphic conditions of the amphibole facies (Grecula et al., 1994).

During the last investigations in the vicinity of the Mária baňa ore field - Strieborná vein, five deformation events have been recognized. The classic sequence began with the slow crystallization of sulphide-free quartz (Q_1), followed by a co-deposition of microcrystalline quartz (Q_2), and later by coarse-grained hydrothermal siderite. The sulphide stage of mineralization was introduced during the brittle-ductile phase of the shear zone evolution. It is concluded that the successive ore-forming process during D_5 stage immediately related to polyphase tectonic events, and the precipitation of sulphides was predominantly restricted to reactivated subvertical fault zones within quartz-siderite infilling. It is postulated that a later focussed fluid flow in these fault zones had significant effect on the strain of the earlier sulphides and emplacement of high ore accumulations.

Recent paragenetic studies of the Strieborná vein provided compositional variations and indicate the successive mineralizing stages in close relation to the polyphase tectonic events. The assemblages identified in ores (e.g. Strieborná vein) consist of absolutely dominant tetrahedrite I-II which lower amounts of pyrite I to III, arsenopyrite I-II, chalcopyrite I-II are associated with. Minor kobellite, magnetite and pyrrotine are disseminated or occur in the veinlets and microaggregates. Ullmannite, bismuthinite, native bismuth, gersdorffite I to III, jamesonite, bournonite, gold and other, exactly not yet identified Pb-Sb-Cu-Bi sulphosalts, occur in trace quantities. Locally, in some of parts of the vein structure there are also higher amounts of marcasite, bornite, covellite and hematite.

Tetrahedrite represents the economically most significant ore mineral, and its concentration varies within the quartz-siderite-polysulphide vein. The compositional variations of tetrahedrites (from 8th to 13th

horizon) of the Strieborná vein are not evident. Both generations of tetrahedrite totally represent an Fe-Sb type and this compositional trend is equal within the strike length and vertical range of the vein. Partly distinct contents of several elements - As, Zn, Ag and Hg in the vertical and horizontal range of the vein are unsystematic.

Gold particles of micrometer size (from 1 to 10 μm - gold, and 10 to 20 μm - Au-Hg-Ag alloy) were found in Ag-tetrahedrite from the Strieborná vein. Two compositional types of gold particles are present - gold of high fineness in tetrahedrite I, and younger Au-Hg-Ag alloy in tetrahedrite II.

The analyses of ore occurrences and concentration types generally document a slight trend of decreasing Ag and Hg contents and increasing Cu, As and Bi contents in the deeper parts (below 10th horizon) of the vein. Generally, the distribution trends of Ag, Cu, and Sb, Au, Bi, Hg respectively, and thickness in course of the Strieborná vein proved a new economically significant ore reserves.

The mentioned minerals form interstitial, subhedral to euhedral grains on a microns-to-centimetre scale or fill fractures within carbonates and quartz. Intimate intergrowths of mineral phases, the replacement of the earlier assemblages and simultaneous superimpositions of later generations are widespread within ores. Gangue minerals comprise dominant, medium to coarse-grained siderite and minor quartz, and also albite (within other veins, e.g. Bernardi), both of several generations. Coarse-grained calcite, ankerite and muscovite are in lesser amounts.

A wide variety of textures (mostly within the reactivated subvertical fault zones) are preserved in massive sulphide concentrations, which can therefore provide a valuable evidence concerning the brittle-ductile deformations and recrystallization episodes by which the final textural configuration of sulphides has been reached. The variation in the distribution and abundance of ore minerals within the strike length of the Strieborná vein was observed. Locally evident differences occur from the central to the thinning parts of asymmetric boudins. These variations are less evident in the vertical range of the vein.

The number of distinct ore structures, including dominant massive, netted, laddered, asymmetrically banded, and brecciated structures, and the occurrence and concentration types of sulphides were recognized within the quartz-siderite infilling. Five significant occurrences and concentration types of sulphides are within the Strieborná vein. The different mineral composition within a single occurrence and concentration types of ores on all horizons were established. These have mostly caused the distinct abundance of later sulphide generations. The mentioned differences are partly related to the total geometry of the Strieborná vein (e.g. lenticular unequal pattern with ore columns), composition of the vein infilling, as well as to a decreasing quantity of quartz in deeper parts of the vein are evident.

Mesosopic analysis and the structural relationships document that high-grade ore concentrations - Ag-tetrahedrite (4th - on the contact and within „micro“-asymmetric siderite boudins that form lenses within boudinage vein, and 5th occurrences types - along reactivated subvertical fault zones) are dominant in the central part of „mega“-asymmetric boudins of the quartz -siderite-polysulphide vein. The abundance of single occurrence and concentration types of ores is different and they are irregularly distributed. A relatively greater number of the „mega“-asymmetric boudins with high-grade ore concentrations occur within the strike length of the vein. In the vertical range of the vein these formed ore columns of a variable dimension. An intense supergene alteration is located along late vertical fault zones in the whole range of the Strieborná vein. Great amounts of Fe-Cu \pm Ni-Co secondary sulphides and Mn-Fe oxides form coatings on the surface or along microfractures of tetrahedrite.

Complex results have been processed also with the support of the grant of Ministry of Education of Slovak Republic – No: 1/5277/98, „Sasvári a Maťo: Links between structural – tectonical characteristics of deposits in the Rožňava and Nižná Slaná ore field, Spišsko-gemer Ore Mts. Siderite, polysulphidic and precious-metal mineralisation“.