

Štruktúrne a mineralogické zhodnotenie severnej časti rudného poľa Nižná Slaná - poznatky k indíciám výskytu telies sideritu v hlbších úrovniach vyťažených ložísk Ignác a Gampel'

Tibor Sasvári¹, Ľuboslav Maťo² a Ján Mihók³

Structural and mineralogical evaluation of the northern part of the Nižná Slaná ore field, the knowledges to inditions on deep-seated continuation of siderite bodies of the exploited deposits Ignác and Gampel'

In 1996, during research project, the structural and mineralogical research was realized in the exploited Ignac, Gampel and Mano deposits localized in the northern part of the Nižna Slana ore field. On the basis of the structural analysis, evaluation of mineralogical and lithological relations could be verified inditions on the deep-seated continuation of bodies of the siderite mineralization below the exploited Ignac and Gampel deposits. The knowledge obtained was compared with structural-tectonical data found in the Mano deposit. The experssion to optimum location of the drill hole (with project length 450 m and dip 45°) that could verify the inditions of occurrence and extent of the perspective structures with siderite ore in the investigated part of the deposits, is the integral part of this project.

Key words: Gemericum, Nižna Slana, Gampel', siderite, sulphides, mineralization, structural analysis.

Úvod

V roku 1996 sa v rámci nového projektu uskutočnil štruktúrny a mineralogický výskum v severnej časti nižnoslanského rudného poľa, v oblasti v minulosti ťažených ložísk Ignác a Gampel' a časti ložiska Manó. Na základe štruktúrnej analýzy, zhodnotenia mineralogických a litologických pomerov, sa mal overiť predpoklad pokračovania telies sideritového zrudnenia v hlbších úrovniach pod vyťaženými ložiskami Ignác a Gampel'. Získané poznatky boli konfrontované so štruktúrno-tektonickými parametrami zodpovedajúcimi ložisku Manó. Súčasťou tohoto projektu bolo tiež vyjadrenie sa k optimálnemu situovaniu prieskumného vrtu, ktorým by sa mal overiť predpokladaný výskyt a rozsah perspektívnych štruktúr so sideritovou mineralizáciou v skúmanej časti ložiskovej oblasti. Projektovaná dĺžka vrtu je 450 m, s úklonom 45° od horizontály.

Základná charakteristika nižnoslanského rudného poľa s vybranými ložiskami Manó, Ignác a Gampel'

Nižnoslanské rudné pole bolo v minulosti významnou oblasťou ťažby viacerých typov zrudnenia. Koncom 19. stor. sa ťažila žilnikovo - impregnačná ruda s výskytom Cu-Hg zrudnenia. V súčasnosti sa ťaží len metasomatický siderit. Nižnoslanský bansko-ťažobný závod reprezentuje t.č. jediného producenta sideritu na Slovensku.

Nižnoslanské rudné pole je lokalizované v pásme Hanková - Volovec - Holec (obr.1). V oblasti vystupujú staropaleozoické horniny humelského príkrovu. Základnou litostratigrafickou jednotkou je volovecká skupina (Grecula, 1982). Reprezentuje vrchnosilúrsko-devónsky sedimentárnovulkanický komplex, ktorý je regionálne metamorfovaný vo fácií zelených bridlíc. Metamorfóza miestami dosiahla úroveň fácie granátických amfibolitov (Dianiška et al., 1979; Hovorka et al., 1979), alebo biotitovej až kumingtonitovej zóny (Radvanec, 1992 a 1994).

¹ Katedra geológie a mineralógie F BERG Technickej univerzity, Park Komenského 15, 043 84 Košice

² Geologický ústav SAV, pracovisko Banská Bystrica, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

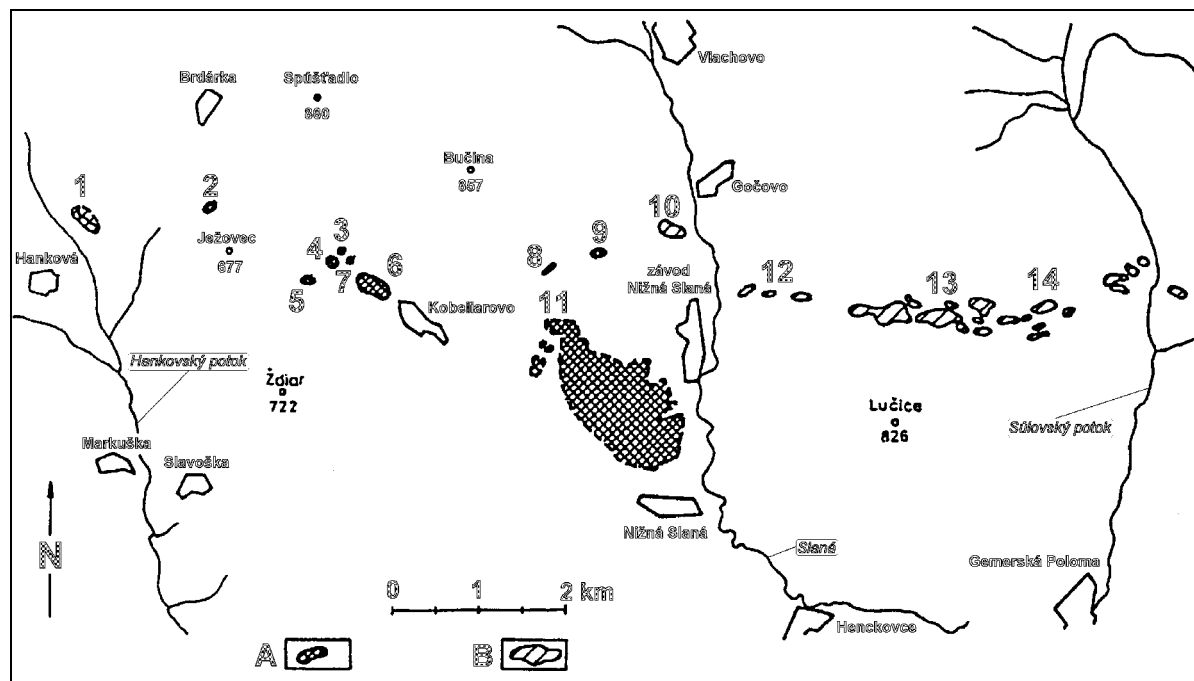
³ ŽELBA š.p., odštepny závod 04 SIDERIT, 049 23 Nižná Slaná

(Recenzovali: Ing. Zoltán Németh, CSc. a Ing. Jozef Slavkovský, CSc. Revidovaná verzia doručená 27.3.1997)

Volovecká skupina sa člení do troch superponovaných jednotiek nižšieho rádu. Najstaršie je súvrstvie betliarské, na ktorom sú vyvinuté súvrstvia smolnícke a hnilecké. Spodná časť betliarskeho súvrstvia je zastúpená detritickým súborom čiernych laminovaných pelitickosiltovcových fylitov.

Vo vrchnej časti tohoto súvrstvia v holeckých vrstvách sú vyvinuté pelitické fylity s charakteristickými litotypmi lydítov a karbonátov. Karbonátový obzor je zvyčajne v nadloží lydítového obzoru. V karbonátoch sú aj najväčšie stratiformné sideritové ložiská v oblasti Nižnej Slanej a Kobeliarova.

Prevažná časť výskytov karbonátov je silne rekryštalizovaná, ankeritizovaná a zmenená až na siderit, resp. lokálne iba dolomitizovaná (Grecula et al., 1993). Telesá Fe-karbonátov sú prevažne situované v okrajových častiach karbonátových horizontov.



Obr.1. Prehľadná mapa ložísk a výskytov sideritu v okolí Nižnej Slanej. A - rudné telesá metasomatického sideritu (s poradovým číslom ložiska alebo výskytu), B - telesá ankeritu.

Lokality: Hanková - Brdárka, **ankerit**, 2 - štôlna 9. Mája (Álmos), **siderit**, 3 - Baňa Jarok, **ankerit**, 4 - Vybraná (Michaeli), **siderit**, 5 - Amália I-II, **ankerit**, 6 - Kobeliarovo, **siderit**, 7 - Kobeliarovo, **ankerit**, 8 - Ignác, **siderit**, 9 - Gampel, **siderit**, 10 - Gočovo, **ankerit**, 11 - Nižná Slaná-Mano, **siderit**, 12-14 - Zoltán, Attila, Koloman, Viktor, Leontína, Peter, Bonaventúra, **ankerit** (Mihók in Grecula et al., 1995).

Všeobecne sa akceptuje názor (Chmelík, 1962; Snopko, 1968; Popreňák et al., 1984; Grecula et al., 1995), že geologicko - štruktúrne pomery nižnoslanského rudného poľa dotvárali procesy hercýnskeho a alpínskeho orogénu. Intenzívne vrásnenie počas hercýnskych fáz doprevádzal vznik vrstvej kryštalizačnej bridličnatosti. Alpínsky orogén tektonicky prepracoval staropaleozoický fundament a dotvoril tektonický charakter územia.

V nižnoslanskom rudnom poli je základnou tektonickou štruktúrou varískeho veku hnilecká antiklinála (Snopko, 1957). Má smer V-Z, je asymetrická so strmými sklonmi najmä severného krídla.

Produktívne súvrstvie - holecké vrstvy s telesami metasomaticky zmenených karbonátov tvoria sivé a čierne fylity a čierne fylity s polohami lydítov. Prevažnú časť súvrstvia reprezentujú karbonáty (kryštalický vápenec, dolomit, ankerit a siderit), ktoré sú biogénneho, sčasti chemogénneho pôvodu, obsahujú vložky klastických a vulkanických hornín. Polohy vápenca, ankeritu a sideritu sa vo vertikálnom rozsahu viackrát opakujú a majú stratiformný charakter (Grecula et al., 1995). Mladšia žilná kremeňovo-sideritovo-polysulfidická mineralizácia vyplňa alpínsky systém zlomov a reprezentuje produkt remobilizácie (Ilavský, 1974; Turan a Turanová, 1989).

Ložisko Manó sa nachádza v pásme sedimentárnych hornín medzi vulkanitmi a má oblúkovitý priebeh. Mocnosť produktívneho súvrstvia je až 450 m a obsahuje karbonátový a lydítový obzor

s karbonátmi metasomaticky zmenenými na ankerit a siderit. Ložisko má smernú dĺžku 2 300 m, po úklone meria 1 200 m s generálnym úklonom 30° k J a JZ.

Najväčšiu mocnosť má siderit v centrálnej časti ložiska v smernej dĺžke cca 800 m a v úklonnej dĺžke 350 m. V ložiskovom pruhu tvorí siderit niekoľko polôh oddelených od seba rôznymi medzivrstvami (čierne fylity, vápence, ankerity). Pravá hrúbka jednotlivých polôh je premenlivá a výnimočne dosahuje 50 m.

Hlavnú masu ložiska tvorí metasomatický ankerit a siderit. Tieto sú nositeľmi podstatnej časti železa, kým ostatné minerály sú z ložiskového hľadiska bezvýznamné, dokresľujú iba celkový obraz

a charakterizujú typ ložiska. Nižnoslanské rudné pole obsahuje hydrotermálne metasomatický, ale aj žilný siderit. Hlavnú ložiskovú masu tvorí metasomatický siderit, ktorý je jemnozrný a má tmavosivú farbu. Nižnoslanský siderit je vysokoželeznatý a má aj zvýšený obsah Mn, pričom so zvyšovaním obsahu Fe a Mn klesá obsah Mg. Priemerný obsah Fe v rastlej rude je 33,5 %

a Mn 2,18 %. Mangán je viazaný izomorfne v mriežke sideritu. Medzi nežiadúce prímеси na ložisku patria predovšetkým arzén, síra, olovo a zinok, ktoré vystupujú vo forme kysličníkov, sírníkov, síranov a sulfosolí. Veľký dôraz z pohľadu nežiadúcich prímесí v ťaženej rude sa venuje predovšetkým arzénu, ktorý je viazaný hlavne v arzenopyrite a je vyvinutý v niektorých úsekoch na kontakte sideritovej polohy s nadložnými čiernymi fylitmi a lyditi. Priemerný obsah As v ťaženej rude sa pohybuje v rozsahu 0,01 - 0,1 %. Samotné sideritové polohy v značnej miere obsahujú vápence a ankerity, ktorých ohraničenie a zamedzenie vstupu do ťažby je náplňou ťažobného prieskumu.

Ložisko Manó je otvorené jamou Gabriela (n.v. ústia 394,8 m n.m.) po úroveň XII.obzoru. Toto ložisko je prakticky vydobyté po XI.obzor. Jama Gabriela je zároveň hlavným odťažbovým bankým dielom. Ložiskové polohy vyклиňujú cca. 65 m pod XII.obzorom a do hĺbky ponárajúce sa produktívne súvrstvie je vyvinuté už len vo forme nebilančných karbonátov - vápencov a ankeritov. V najväčších rudných súblokoch je kumulovaná zásoba sideritu v kategórii Z_2 cca 40 000 kt.

Vyťažené ložiská Ignác a Gampel' sa nachádzajú severne od ložiska Manó (na ložisku Ignác sa ťažba skončila v 1961 a na ložisku Gampel' v roku 1958). Archivné údaje a mapová dokumentácia

z týchto telies sú čiastkové. V súčasnosti sa konštatuje, že ankeritovo-sideritové teleso ložiska Ignác malo tvar elipsoidu s poloosami 80 až 100 m a vyše 100 m hrubá šošovka so strmým sklonom (80°) k SV sa nachádzala v sivých sericitickografických až čiernych grafických fylitoch.

Šošovkovité teleso ložiska Gampel' malo ploché ukončenie a pozostávalo z jemnozrného ankeritu a z nepravidelných polôh sideritu. Smerná dĺžka šošovky bola 80 m, úklonná hĺbka 40 m, sklon telesa 80° k S, mocnosť cca 50 m. Produktívne fylitické súvrstvie v oblasti Gampel'a bolo silne tektonický porušené a redukované.

V 60. rokoch, v rámci narastajúcej intenzity prieskumu a vyhľadávania nových Fe-karbonátových telies v nižnoslanskom rudnom poli a okolí sa postupne odvíjal väčší počet hlbokých, stredne hlbokých a uklonených vrto. Niektoré z nich (vrt G-36, GS-11/68, GVL-3, B-1 až 3) mali objasniť predpoklad západného pokračovania karbonátových telies (teda či v pásme Gampel'-Manó a Kobeliarovo-Ignác možno očakávať výskyt ďalších ekonomicky významných Fe-karbonátových telies). Vrtom GS-36 sa upresnila litostratigrafická stavba ložiska Gampel' a zistili sa dve slabšie metasomatizované telesá karbonátov (Chmelík, 1962).

Hlboký vrt GVL-3 bol situovaný v pásme maximálneho zrudnenia (a predĺženia karbonátových šošoviek v smere SZ-JV) medzi ložiskami Manó a Ignác-Gampel' (JV od výchozu sideritovej šošovky v doline Gampel'ského potoka). Okrem hlbokého pokračovania betliarských vrstiev a ich litofaciálneho zloženia sa mal vrtom overiť výskyt Fe-karbonátových telies. V skutočnosti sa vrtom ozrejml iba litologický sled do hĺbky 1200 m, nezistil sa produktívny karbonátový horizont a konštatoval sa úklon súvrstvia k J. Na vysledovanie severného okraja rudonosného pruhu Nižná Slaná - Gampel' - Volovec (zistenie styku fylitov s porfyroidom) sa severne od Gampel'a odvíjali aj plytké vrty B-1, 2 a 3, ktoré tiež indikovali úklon celého súvrstvia 70° k J (Snopko, 1968).

Štruktúrnotektonické a mineralogické zhodnotenie rudného poľa

Geologická stavba a tektonické pomery časti rudného poľa Manó - Ignác - Gampel' sú charakterizované vývojom počas variského a alpínskeho orogénu.

Štruktúry variské

Deformačné štádium VD_1

Hnilecká antiklinála (Snopko, 1957) je tektonickou štruktúrou variského orogénu, ktorá prechádza svojou apikálnou časťou v oblasti predmetného rudného poľa. Antiklinála je asymetrická so strmšími úklonmi severného (Kobeliarovo) a miernymi úklonmi južného vrásového ramena (Nižná Slaná - Manó). Na základe vrtu GVL - 3 (Snopko, 1968) sa zistilo, že jadro antiklinály v priestore medzi ložiskami Manó a Ignác - Gampel je budované nepravidelným striedaním porfyroidu a tufoporfyroidu do hĺbky najmenej 1 200 m.

Fáza A (VD_{1A}) - modifikácia alochtónnych štruktúrnych celkov

Charakter štruktúrnej stavby rudného poľa potvrdzuje vplyv predvrchnokarbónskych tektonometamorfných 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.

Grecula (1982) vyčlenil v Spišskogemerskom rudohorí príkrovy variskej orogénnej epochy. Nesúlad litostratigrafických sekvencií produktívneho súvrstvia ložiska Manó, vzhľadom na charakteristiku a superpozíciu súvrstvia staršieho paleozoika v Spišskogemerskom rudohorí (obr.2b), ukazuje na existenciu variskej izoklinálnej stavby, ktorá bola modifikovaná prešmykmi na osových rovinách týchto vrás.

Zostavenie litostratigrafickotektonickej schémy z oblasti nižnoslanského rudného poľa - ložiska Manó pomocou údajov z vrtných prác (Varga, 1970) a priebežných bansko-geologických prác (Mihók, 1994), ukazuje na veľmi zložitú štruktúrnotektonickú udalosť variskeho orogénu. Charakterizácia jednotlivých litostratigrafických sekvencií bola spriemerovaná, lebo ich laterálny a vertikálny vývoj je premenlivý (obr. 2a). Vývoj a priestorové uloženie týchto sekvencií sa porovnal s charakteristikou a superpozíciou súvrstvia (obr. 2b) regionálne platných pre Spišskogemerské rudohorie (Grecula et al., 1992).

Analýza vyššie uvedených popresúvaných litostratigrafických sekvencií ukazuje:

- ⇒ variský orogén je charakteristický modifikáciou mobilných alochtónnych štruktúrnych celkov, ktoré na menšom priestore podmienili vznik prešmykových štruktúr; charakteristické sú aj pre nižnoslanské rudné pole;
- ⇒ litostratigrafický vývoj je vo viacerých sekvenciách obrátený;
- ⇒ litostratigrafický vývoj je obrátený aj v prípade tzv. komplexu podložného porfyroidu. (Vrt GVL-3 ukázal, že najmenej do hĺbky 1 200 m sa striedajú v nepravidelných intervaloch a hrúbkach tufoporfyroidy a porfyroid. Táto skutočnosť ukazuje na existenciu mohutnej variskej izoklinálnej megavrásovej štruktúry);
- ⇒ predpokladáme, že v dôsledku mladšej modifikácie tejto štruktúry, došlo k subparalelným prešmykom v zóne osovej roviny (Táto tektonická etapa mohla podmieniť mechanizmus medzivrstevných sklzov na vrásových ramenách megaantiklinály v závislosti od rozdielnej kompetencie vrstvových sledov. V rudnom poli sa takto zachovali len reliktové betliarskeho a hnileckého súvrstvia, zatiaľ čo smolnícke súvrstvie je pravdepodobne úplne redukované);
- ⇒ varisky modifikovaná megaantiklinálna štruktúra neumožňuje zachovať v jej jadre ďalšie polohy produktívneho súvrstvia betliarskych vrstiev {Mladšia naložená hnilecká antiklinála (fáza B) totiž fixuje staršie mohutné prešmyky, subparalelné s osovou rovinou megavrásovej štruktúry. Znamená to, že ak aj existuje ďalšia šupina produktívneho súvrstvia, vzniknutá v dôsledku modifikácie megaantiklinálnej štruktúry (staršej ako hnilecká antiklinála), potom v dnešnej pozícii musí byť relatívne hlboko a južnejšie od Nižnej Slanej};
- ⇒ morfológia karbonátových telies bola modifikovaná v deformačných oblastiach regionálnych prešmykov {Dokumentuje to sigmoidálny priebeh foliácie rôznych typov fylitov, porfyroidu a tufoporfyroidov produktívnej zóny. Súvislé polohy karbonátov boli v deformačných oblastiach v narastajúcom strižnom režime extenziou diagonálne frakturované a tým následne budované. Pri vysokých hodnotách strižného napätia a vzniku duktilných podmienok boli budiny karbonátov separované a ich externé časti (rohy) vyťahané, pričom došlo k formovaniu asymetrických budín. Rovnaký štýl asymetrických budín na ložisku majú vápence, ankerity aj siderity (obr.3)}.

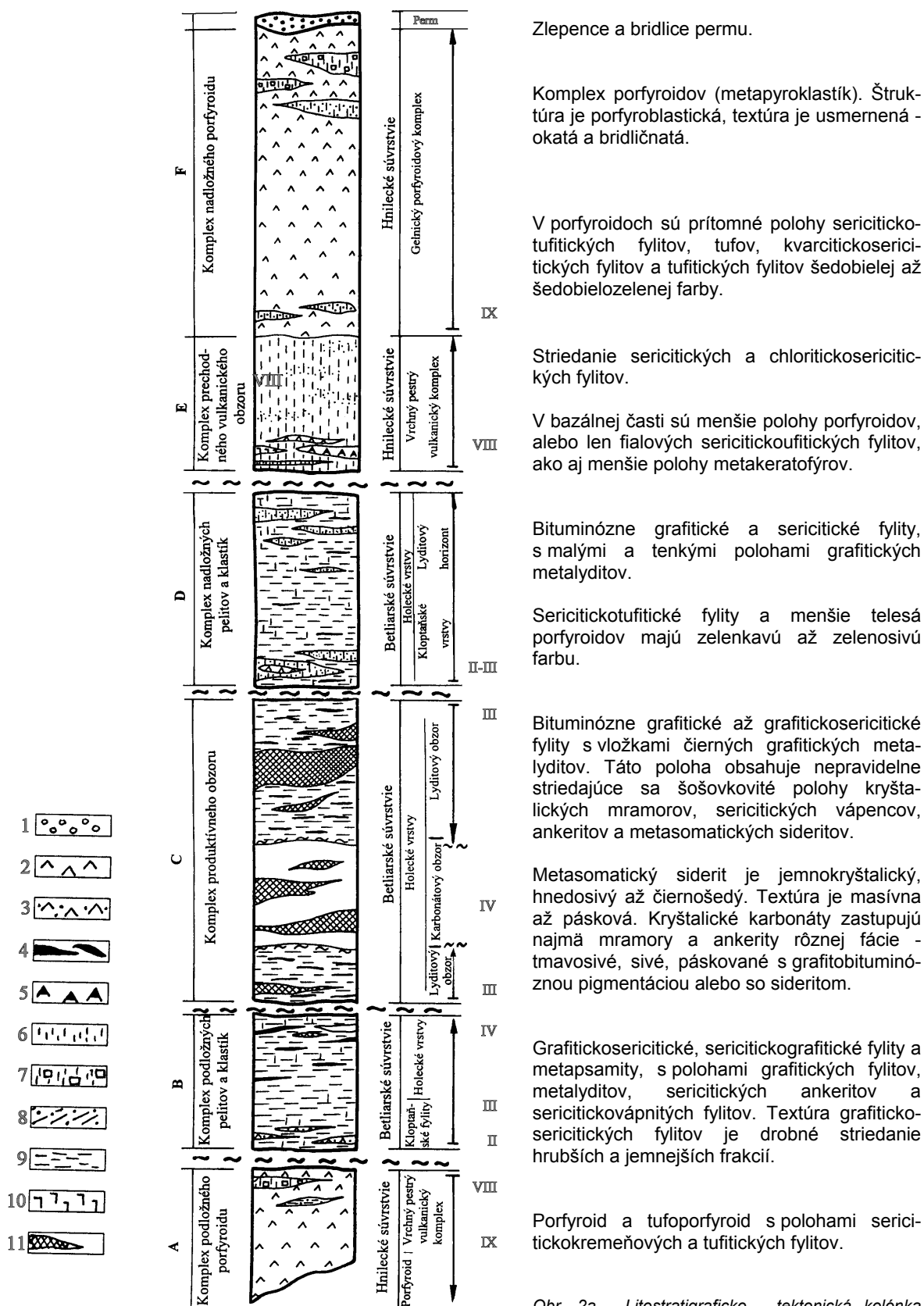
Faciálny prechod zo sideritu do ankeritu a vápencov je pozvoľný (Ilavský, 1974). Fyzikálnomechanické vlastnosti charakterizované pevnosťou v jednoduchom tlaku a priečnom ťahu pre karbonáty v Nižnej Slanej sú rozdielne. Najvyššie hodnoty dosahuje ankerit, nižšie vápence a najnižšie siderit (Hatala a Trančík, 1983).

Vyššie uvedené údaje svedčia v prospech rozdielneho stupňa deformácie jednotlivých typov karbonátov v rovnakom poli napätia. Keďže tektonická porušenosť vápencov, sideritu a ankeritu je zhruba na rovnakej úrovni (Turan a Turanová, 1993) predpokladáme, že krehkodužné deformácie

karbonátových polôh prebehli ešte pred metasomatickým štádiom kryštalizácie Ca, Mg a Fe ankeritu, sideroplezitu a sideritu definovaného Radvancom et al. (1994).

Prejavy mineralizácie v podloží produktívneho obzoru ložiska Manó

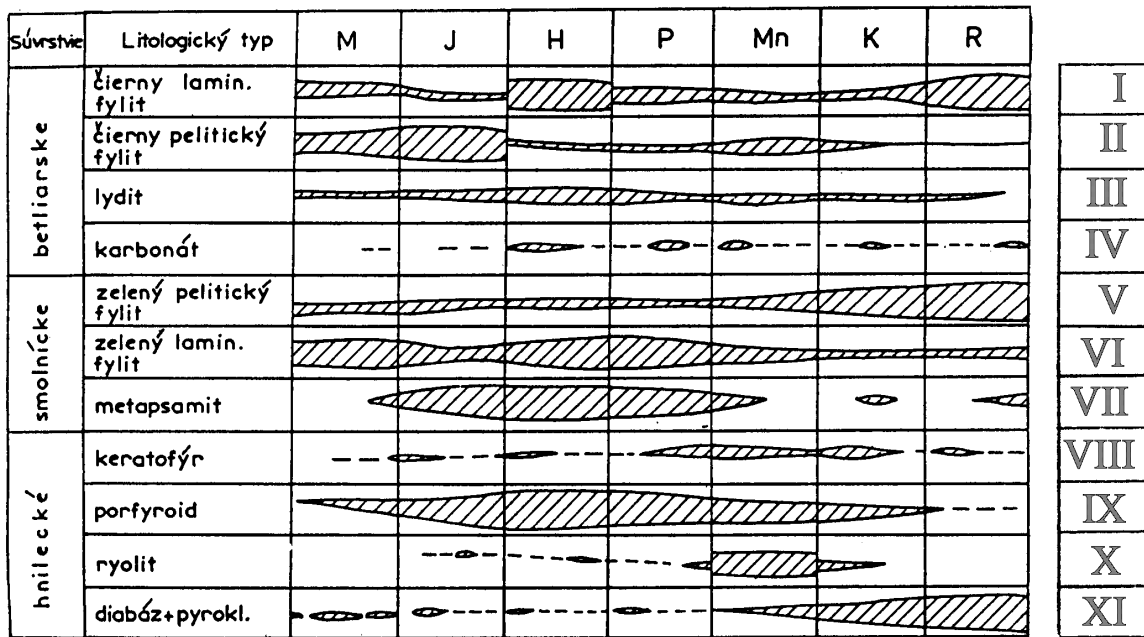
Produktom varískych tektonometamorfných procesov bol vznik dvoch generácií kremeňa - Q₁ a Q₂. Najstarší kremeň Q₁ sa často vyskytuje vo forme porfyroblastov, resp. lokálne je v mikroskopických až maximálne 1 mm hrubých žilkách. Tieto sú nerovnomerne vyvinuté v kremitejšej



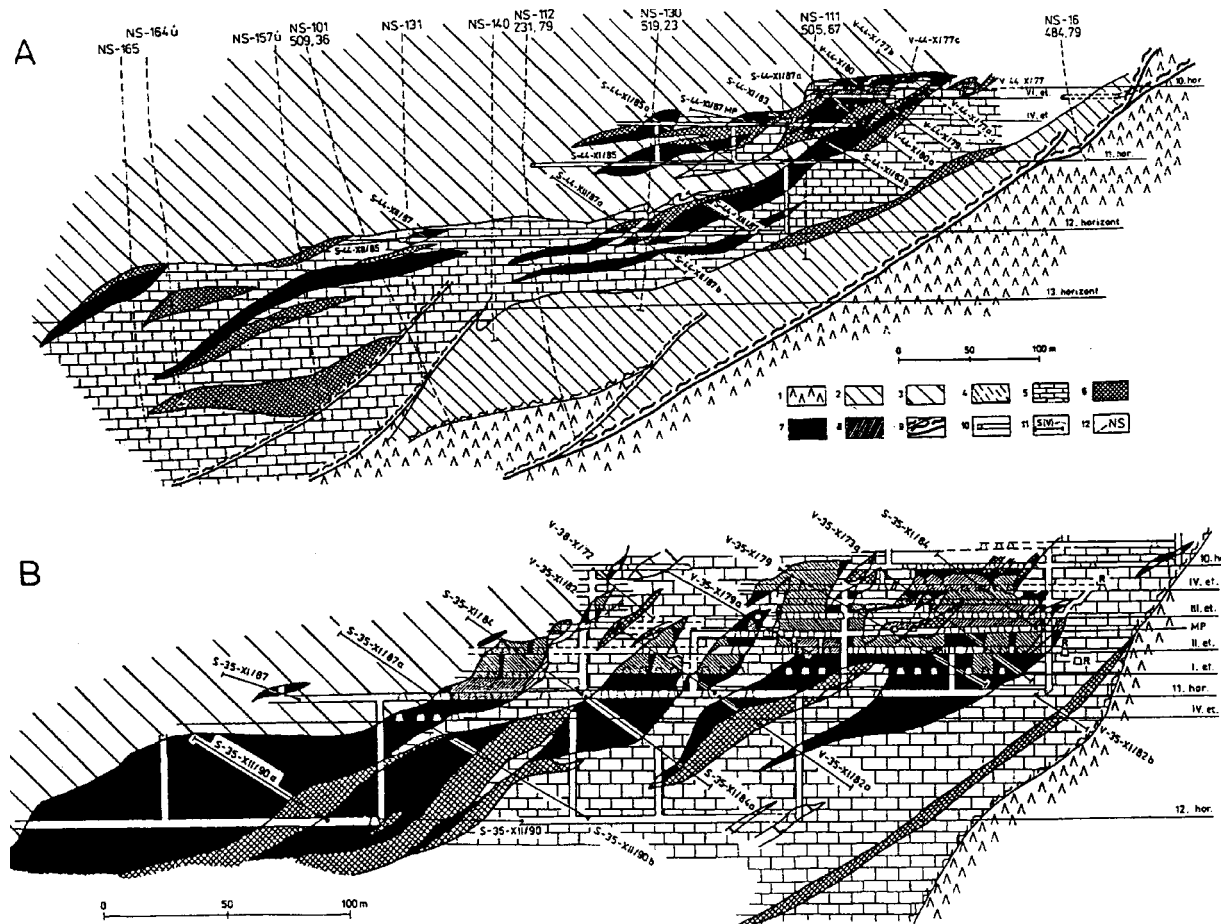
komplexov A-F vyčlenených Vargom (1970),

a litostratigrafie súvrstvi humelského príkrovu označené I-XI, podľa obr. 2b (Grecula et al., 1992). Kolónka je doplnená stručnou charakteristikou komplexov, resp. súvrstvi v južnom ramene hnileckej antiklinály v oblasti ložiska Manó. 1-zlepence a bridlice permu, 2-porfýroid, 3-tufoporfýroidy, 4-metalydity, 5-metakeratofýry, 6-sericiticko-chloritické a chloriticko-sericitické fyllity. 7-

sericiticko-kremeňové fylity, 8-tufitické fylity, 9-tmavé bituminózne a grafitické fylity, 10-fialové sericiticko-tufitické fylity, 11-kryštalické karbonáty (mramory, vápence) s polohami ankeritu a sideritu.



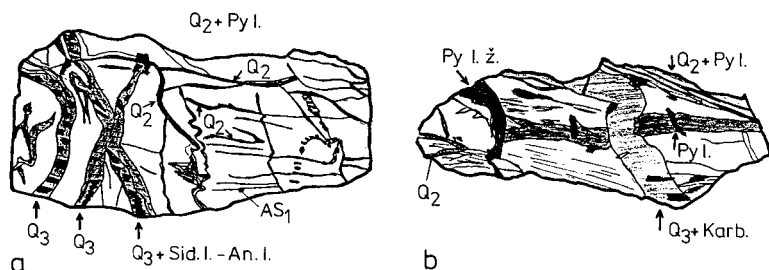
Obr. 2b. Pomerné objemové zastúpenie hlavných litostratigrafických typov staršieho paleozoika. Príkrovy: M-medzevský, J-jedlovecký, H-humelský, P-prakovecký, Mn-mníšanský, K-kojšovský, R-rakovecký (Grecula et al., 1992). Číslovanie I-XI je použité pre zrovnávanie súvrství v obr. 2a.



Obr.3. Geologický profil ložiskom metasomatického sideritu Nižná Slaná - časť Manó (Mihók, 1994). A- východný úsek, B-centrálnozápadný úsek. 1-porfyroid, 2-podložný čierny fylit, 3-čierny fylit s lyditmi, 4-kremitý sivozelený fylit, 5-vápenec, 6-ankerit, 7-siderit, 8-vyťažená časť ložiska, 9-násunová línia, 10-banské dielo, 11-podzerný vrt, 12-povrchový vrt.

variete porfyroidu a majú konformný priebeh s bridličnatosťou VS₁. Vo výplni týchto nepravých žiliek sú často po okrajoch prítomné aj karbonáty, ktoré kremeň miestami intenzívne zatláčajú. Tieto žilky sú modifikované, zvrásnené a miestami budinované. Vytvárajú 3-5 mm hrubé šošovky s rekrystalizovaným kmeňom Q₂.

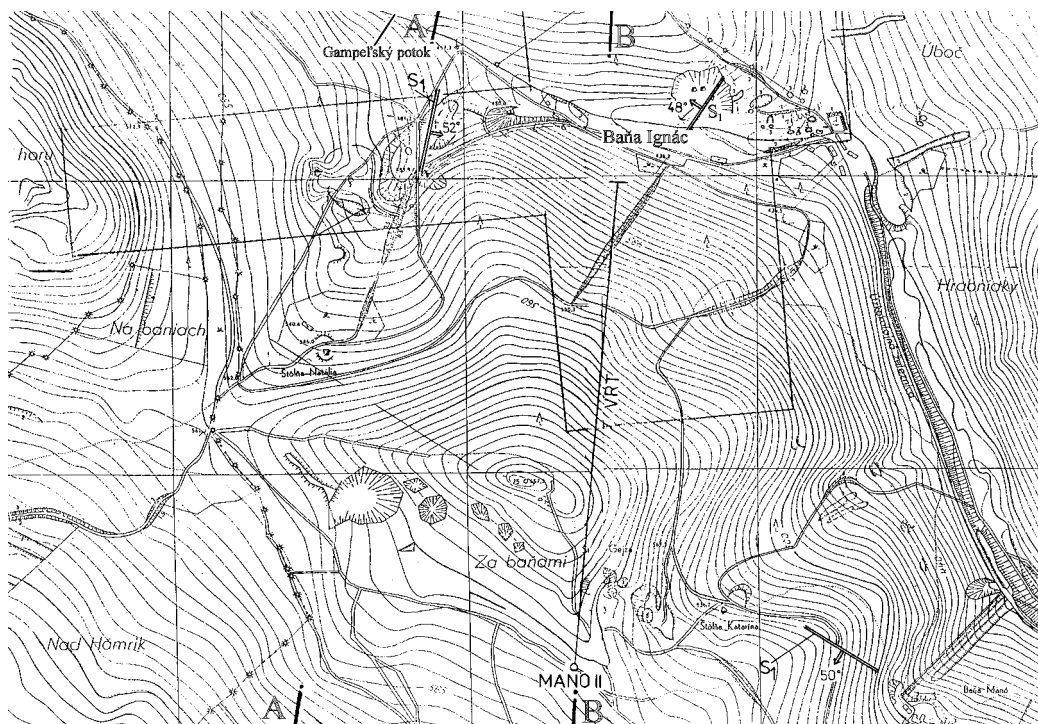
Stredneznitý až kryštalický biely a priehľadný kremeň Q₂ je produktom dynamickej rekrystalizácie kremeňa Q₁. Podobne ako kremeň Q₁ aj tento sa vyskytuje v nízkom podiele. Tvorí výplň 2-3 mm hrubých žiliek v tenznych systémoch, subparalelných s foliáciou VS₁. Žilky reprezentujú lokálne otvorenia so syntaxiálnou výplňou a tiež sú intenzívne zvrásnené a budinované. Kremeň v 3-5 mm hrubých šošovkách je rekrystalizovaný a kataklázovaný. Kremeňové šošovky pretínajú 1 mm hrubé strižné trhlinky s fylsilikátmi alebo karbonátmi (± ankerit I). Kremeň Q₂ je v žilkách často s pyritom I - arzenopyritom I (obr. 4).



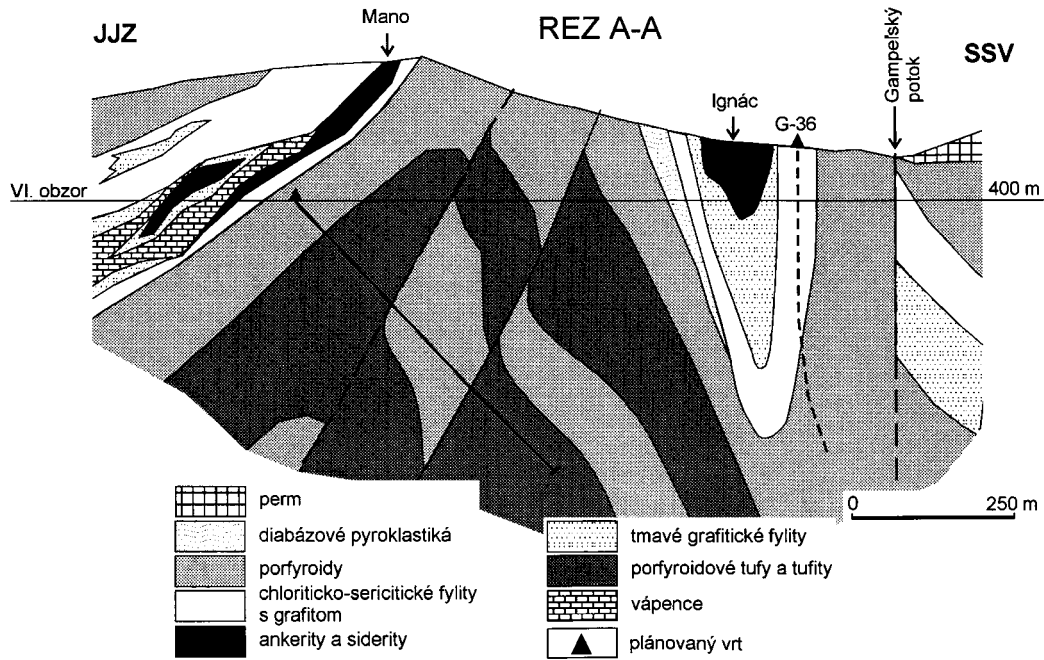
Obr. 4. Relatívny vzťah kremeňa Q₂ a Q₃ v chloritickosericitickom fylite (a), resp. sericitickografitickom fylite (b).

Fáza B (VD_{1B}) - vznik hnileckej antiklinály

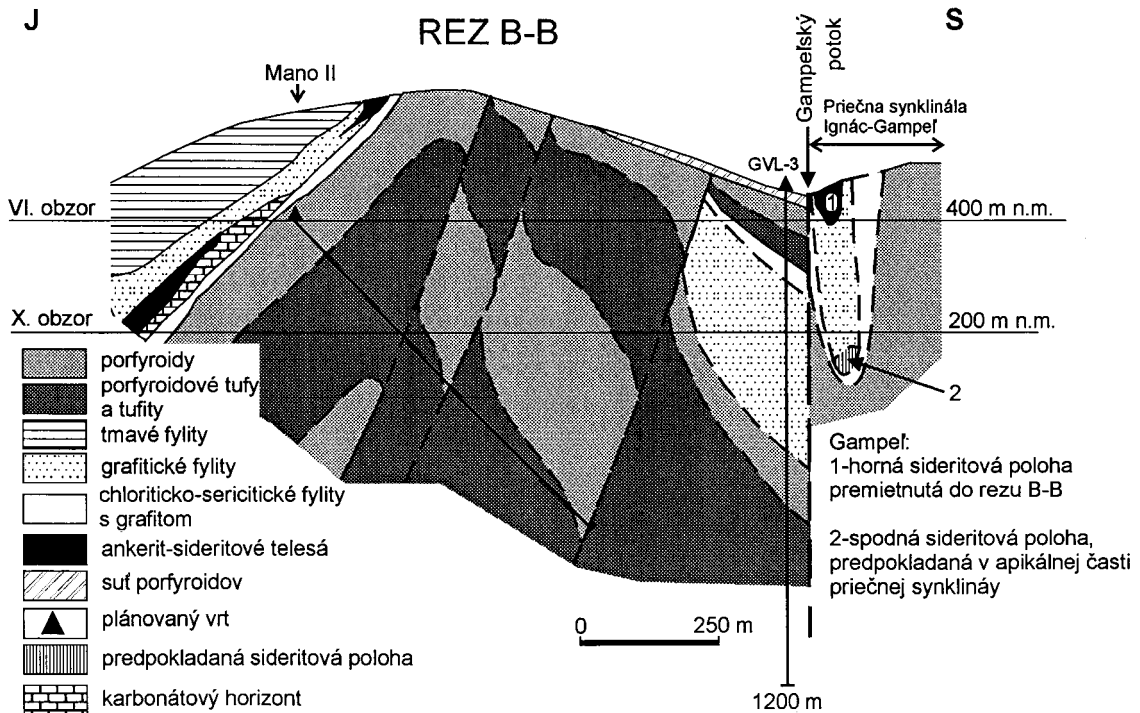
Morfogenetický vývoj nižnoslanskej časti hnileckej antiklinály dokumentuje záverečnú etapu predvrchnokarbónskeho štruktúrnotektonického vývoja. Preukázateľné to je na základe vystupovania podobného produktívneho súvrstvia v oboch ramenách hnileckej antiklinály. Morfoštruktúra hnileckej antiklinály v oblasti ložísk Manó, Kobeliarovo a Ignác - Gampel je však zložitejšia. Kým medzi Nižnou Slanou a Kobeliarovom je vyvinutá asymetrická antiklinálna štruktúra, potom severné vrásové rameno antiklinály medzi ložiskami Gampel-Ignác predstavuje naloženú štruktúru, priečne prehnutú do lokálnej synklinálnej stavby (obr. 5a-c).



Obr. 5a. Topografická mapa rudného poľa Nižná Slaná s vyznačením rezov A-A, B-B, projektovaného vrtu a generálnych štruktúrnotektonických údajov ložiska Manó, Ignác a Gampel.



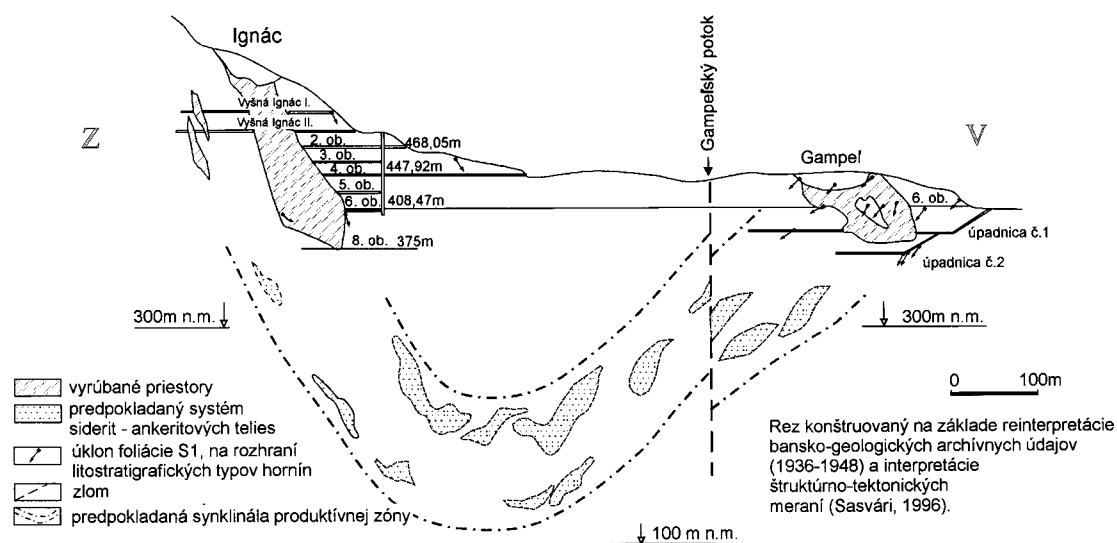
Obr. 5 b. Geologický rez ložiskom Manó, Ignác a Gampel, zostrojený na základe interpretácie najnovších štruktúrnotektonických meraní a litostratigrafie.



Obr. 5 c. Geologický rez ložiskom Manó, Ignác a Gampel, zostrojený na základe interpretácie najnovších štruktúrno-tektonických meraní a litostratigrafie.

Fáza C (VD_{1C}) - naložené priečne vrásové štruktúry, vznik synklinály „Ignác - Gampel“

Predpokladaná synklinálna štruktúra „Ignác - Gampel“ (obr.6) bola sformovaná počas tektono-metamorfných procesov medzi vrchným a spodným karbónom, buď súčasne s tvorbou hnileckej antiklinály, alebo po nej. Potvrdzujú to súvrstvia mladšieho paleozoika a mezozoika. Tieto sú vyvinuté v severojužnej synklinálnej štruktúre, ktoré sa tiahnu od Dobšinej cez Stožok, smerom na ložiská Gampel a Ignác. Perm je zastúpený rožňavským súvrstvom gočaltovskej skupiny (Bajaník et al., 1983) a je reprezentovaný drobno až strednozrnitými metazlepenkami, ktoré sú výrazne plošne paralelne usmernené. Na západnom pokračovaní ložiska Gampel je mezozoikum zastúpené výskytom verfénskych zelených a červenkastých slienitých bridlíc, ktoré sú hlboko zaklesnuté (Chmelík, 1962). Vrtom G-36 boli zistené dve polohy vápencov, ktoré sú slabšie metasomatizované.



Obr. 6. Rez synklinálou „Ignác - Gampel“, zhotovený na základe interpretácie najnovších štruktúrnotektonických meraní a excerpovaných archívnych údajov.

V Spišskogemerskom rudohorí je pre deformačné štádium VD₁ charakteristické vrásnenie pôvodných plôch sedimentácie VSS, vznik zatvorených až izoklinálnych vrás, s následnou modifikáciou do strižných a príkrovových štruktúr (Sasvári, 1993). V dôsledku vrásnivo-metamorfných procesov boli foliačné plochy, vznikajúce subparalelne s litostratigrafickým rozhraním, postihnuté metamorfnou kryštalizáciou a zmenené na plochy VS₀. Následnými tektonickými pohybmi sa časť týchto plôch opäť porušila a boli prepracované na plochy metamorfnej bridličnatosti VS₁.

Vrásky VF₁ varískeho orogénu (Jacko et al., 1995) sú zachované v Spišsko - gemerskom rudohorí v rôznych reliktoch (napr. v ruloamfibolitovom komplexe rudnianskeho alebo v metaryolitoch slovinského rudného poľa). Sú to prevažne vrásky cm-m rádu, ojedinele aj desiatok metrov, ktoré majú zistené osovú roviny smeru V-Z so sklonom k J. Plochy metamorfnej bridličnatosti VS₁ tvoria kliváž osovej roviny vrás VF₁. Predpokladáme prepracovanie foliácie VS₁ následnými alpínskymi deformačnými štádiami.

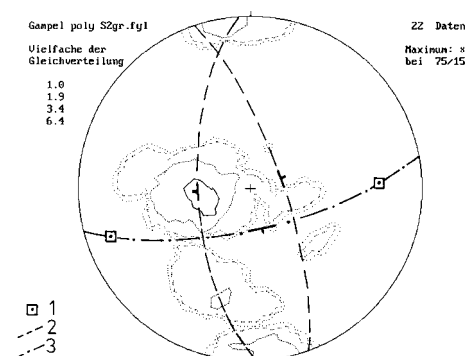
Štruktúry alpínske

Deformačné štádium AD₁

Toto štádium sa prejavuje vrásnením foliácie VS₁ počas paleoalpínskej etapy presunu gemerickej jednotky. Smer V-Z paleoalpínskych štruktúr interpretujeme ako štruktúrne relikty paleoalpínskeho skrátenia alpsko - karpatskej časti Tethys, čo zároveň odráža hlbokú úroveň paleoalpínskeho prepracovania kôry (Jacko a Sasvári, 1990).

Z celogemeridného pohľadu spoločným znakom vrás AF_1 , najmä SV zóny gemerika sú megavrásové štruktúry vyššieho rádu (m - 100 m) s mierne uloženými Ab_2 - osami smeru V-Z a strmšími osovými rovinami.

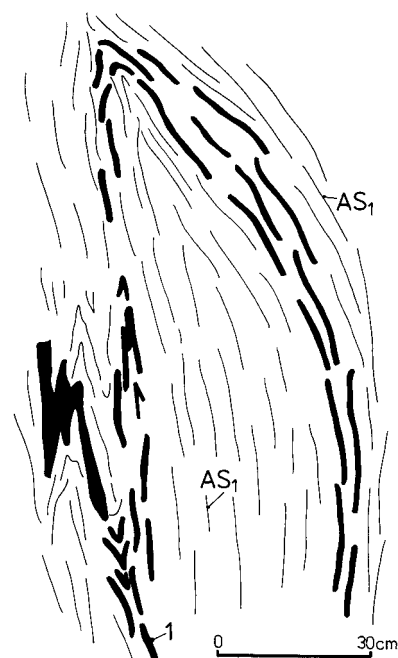
Štruktúry analogické so štruktúrami z deformačného štádia AD_1 sa zistili aj v ložisku Gampel'.



Obr.7. Kontúrový pólový tektonogram zvrásnenej foliacie VS_1 a prepracovanej do foliacie AS_1 z nadložnej časti produktívneho súvrstvia ložiska Gampel'. 1- π -póly tautozonálnosti foliačných plôch $S_2 = s$ konštrukčnými osami AD_1^{D1} , 2- π -oblúk tautozonálnosti, 3-osová rovina V-Z megavrásových štruktúr $AOR_1^{D1} = 166/72^\circ$.

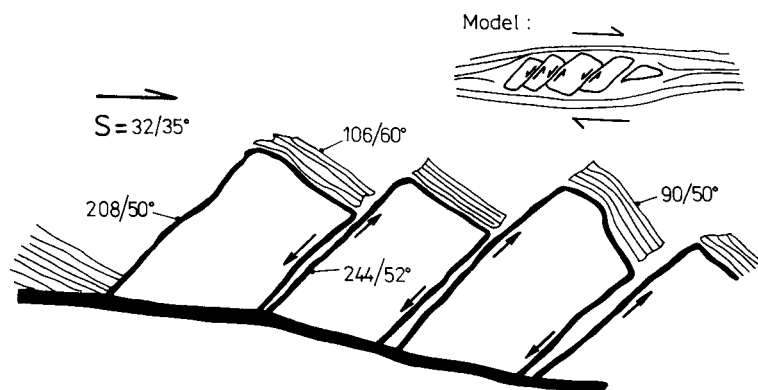
Ložisko Gampel' je súčasťou predpokladanej východnej časti synklinály Ignác - Gampel'. Táto SV-JZ synklinála je naložene prevrásnená veľmi zložitou V-Z megavrásovou štruktúrou s osami AB_1 na východ a na západ so sklonom od 20 do 30° (obr. 7).

Naložené časti produktívneho súvrstvia ložiska Gampel' pozostávajú z nekompetentných grafitických fylitov s polohami frakturovaných kompetentných metakeraťfýrov a svetlých fylitov. Tento komplex je charakteristický intenzívnym prevrásnením, strmými a miernejšími polohami vrásových ramien V-Z megavrásovej štruktúry. Zvrásnené sú aj rôzne hrubé štruktúry vyplnené kremeňom, pyritom a arzenopyritom (obr.8). V mnohých prípadoch sú budinované a vytvárajú asymetrické tvary.



Obr.8. Izoklinálne prevrásnené foliačné plochy AS_1 grafitických fylitov (tenké čiary) spoločne s prekremenelými pyritovoarzenopyritovými polohami (hrubšie čiary). Polohy grafitických fylitov sú v nadloží ankeritovosideritového zrudnenia v povrchovej časti v minulosti dobývaného priestoru ložiska Gampel'.

Počas záveru deformačného štádia AD_1 sa miestami tvorili výraznejšie strižné pohyby, ktoré porušili kompetentné polohy metakeraťfýrov v nekompetentnom matrice grafitických fylitov (obr.9).



Obr.9. „Knihovníčkový sklz“ (bookshelf sliding) v rozlamaných a premiestnených blokoch metakeraťfýrov v duktilnom matrice grafitických fylitov. Súvrstvie sa nachádza v nadložnej časti produktívnej zóny na ložisku Gampel'.

Mineralizácia v deformačnom štádiu AD_1

Paleoalpínske skrátenie fundamentu vyvolalo tvorbu príkrovovej stavby Spišskogemerského rudohoria. Nastalo významné tektonické prepracovanie klastík rôznych facií mladopaleozoických a mezozoických sedimentačných bazénov s vývojom oblátneho a ojedinele prolátneho typu deformácie (Németh, 1994). Zároveň sa reaktivizovali aj pôvodné foliačné plochy metamorfnej bridličnatosti VS_1 .

Predpokladáme, že v závere deformačného štádia AD_1 došlo v nižnoslanskom rudnom poli na kompresne reaktivizovaných foliačných plochách AS_1 miestami k formovaniu veľmi nepravidelnej intrafoliačnej hydrotermálnej mineralizácie Q_3 . V súčasnosti je ich morfológia tektonicky prepracovaná, modifikovaná a pôvodná kremeňová mineralizácia je dynamicky rekryštalizovaná počas mladšieho deformačného štádia AD_2 .

Deformačné štádium AD_2

Mezoalpínske deformačné štádium AD_2 zaraďujeme do ponásunovej periódy paleoalpínskeho orogénu. Štruktúrnotektonické prvky sú cm-dm-km rádu. Výsledným produktom tohoto deformačného štádia je najmä tektonická, ale aj metamorfna homogenizácia. Predpokladáme, že komprimácia smeru S-J kolízneho priestoru postupne pokračovala a pod ňou sa dotváral aj volovský paleooblúk (Maheľ, 1990). Regionálnu vrásovoprešmykovú stavbu západokarpatských interníd smeru SV-JZ a SZ-JV podmienilo 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).

Pokračovanie ponásunovej komprimácie kolízneho priestoru penetratívne modifikovalo SZ-JV a SV-JZ vrásky, pričom došlo k rozstrihu týchto vrásových štruktúr klivážou a dislokáciami osovej roviny. 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), ktoré vznikli v závere deformačného štádia AD_1 . Maximálne napätie σ_1 vo vývoji štruktúrnotektonického plánu formovalo vrásovú štruktúru AF_2 do kliváže osových rovín AS_2 . V nekompetentnom prostredí vytváralo izoklinálne vrásky AF_2 s často amputovanými vrásovými ramenami po plochách osových rovín AOR_2^{D2} (obr. 10).



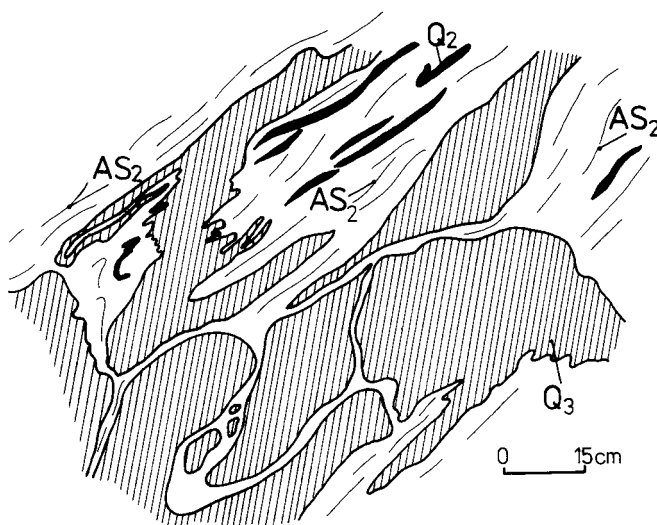
Obr. 10. Modifikácia vrás AF_2 sekrečného kremeňa a kremeňa Q_3 , rozstrih zámkov vrás, tvorba klivážových vrás na ramenách vrás AF_2 a vznik foliačných plôch AS_2 , identických s osovými rovinami AOR_2^{D2} .

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) natiahnu, pričom sa vytvoria asymetrické formy (obr.11).

Obr.11. Skica kremeňovej mineralizácie Q_3 . Viditeľné sú intrafoliačné kremeňové vrásky AF_2 (šrafované), amputované časti vrásových ramien po foliácii AS_2 a asymetricka budináž.

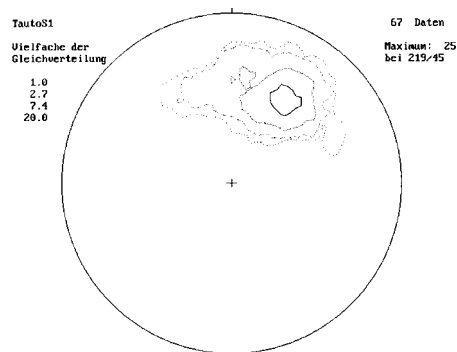
Maximálne strižné napätie σ_1 po foliácii S_3 vytvorilo v asymetrických budinách kremeňa Q_3 extenzné subvertikálne pukliny mm-cm rádu, ktoré sú v rudnom poli vyhojené mladšou kalcitovou mineralizáciou.

Stredne až hrubozrnný mliečnobiely kremeň Q_3 je v študovanej časti najrozšírenejší typ a vyskytuje sa v početných niekoľko cm až dm hrubých štruktúrach, ktoré sú vyvinuté v intrafoliačných plochách AS_2 . Tieto sú modifikované, v dôsledku čoho sú žilné štruktúry intenzívne zvrásnené a budinované. Kremeň Q_3 je dynamicky rekryštalizovaný. Jednotlivé zrná sú na okrajoch atakované - majú zúbkovaný okraj. V interstíciách zrn je často novotvorený jemnozrnný kremeň. Kremeň v štruktúrach je kataklázovaný a pretína ho hustá sieť



1-2 mm hrubých puklín. Tieto sú vyplnené mladším kremeňom, sporadicky aj sideritom a hlavne kalcitom.

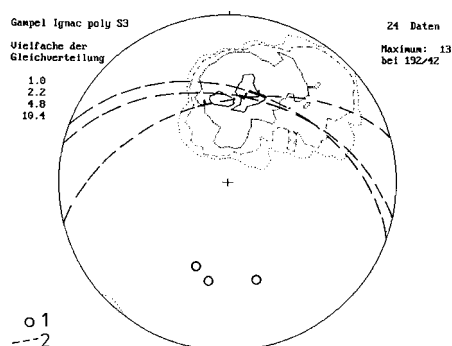
Smerová orientácia foliačných plôch AS_2 (obr.12) v podložnej časti ložiska Manó na 6. obzore, severne od jamy Manó II má smer sklonu $219/45^\circ$.



Obr.12. Kontúrový pólový tektonogram foliácie AS_2 , 6. obzor, št. Jozef, prekop pre sklad výbušnín, severne od jamy Manó II.

Vývoj foliácie AS_2 je možné pozorovať v ložisku Gampel, ktoré je vyvinuté v priečnej synklinálnej štruktúre Ignác - Gampel. Tektonogram (obr.13) ukazuje maximum rozloženia foliácie AS_2 so smerom sklonu $192/42^\circ$. Disperzia meraných hodnôt je väčšia. Smer foliácie AS_2 je VJV-ZSZ.

Tautozonálnosť kliváže AS_2 v ložisku Gampel dokumentuje obr. 13. π -póly $\equiv AB_2^{S2 \text{ Gampel}}$ sú uklonené k J pod uhlom 45° . Znamená to, že mladšia deformačná fáza AD_3 ovplyvnila regionálny smer kliváže AS_2 , pričom došlo k jej disperzii.



Obr.13. Pólový kontúrový tektonogram kliváže AS_2 v ložisku Gampel. 1- π -póly $\equiv AB_2^{S2 \text{ Gampel}}$, 2- π -oblúk tautozonálnosti.

Vznik mineralizácie v deformačnom štádiu AD_2

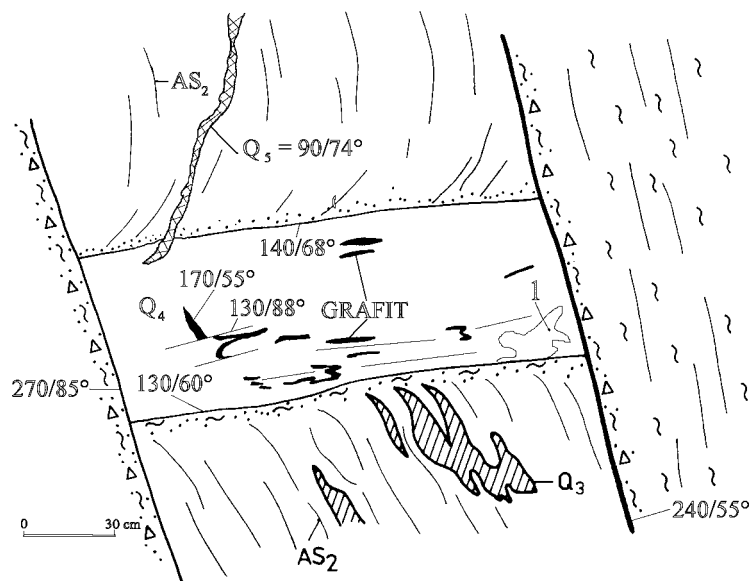
Počas deformačného štádia AD_2 vznikla kliváž AS_2 a následné SV-JZ a SZ-JV tektonické štruktúry, ktoré boli vyplnené mineralizáciou. Vyvinuli sa penetratívne, s premenlivou hrúbkou od centimetrových do metrových rozmerov.

Tektonické štruktúry SV-JZ a SZ-JZ (prípadne SSZ-JJV) smeru boli vyplnené kremeňom Q_4 , ktorý bol neskôr modifikovaný. Mladšia sideritová (II) mineralizácia obsadila SSZ-JJV štruktúry so stredným (35°) severovergentným a miernym (15°) juhovergentným sklonom.

Po sideritovo - kremeňovej mineralizačnej fáze sa SV-JZ žily s kremeňom Q_4 tektonicky dezintegrovali. Tektonická brekcia s fragmentami kremeňa Q_4 bola stmelená mladším kalcitom II.

Kremeň Q_4 je biely až priehľadný, jemne zrnitý, s nižším podielom kalcitu. Miestami tvorí bohatšie akumulácie, ktoré sú intenzívnejšie postihnuté mladšími tektonickodeformačnými udalosťami. Lokálne je kremeň Q_4 intenzívne dynamicky rekryštalizovaný. Kremeň Q_4 je pretínaný systémom mladších kalcitových žiliek.

Obr. 14. Kontakt kremeňa s kremeňom Q_3 pri dokumentačnom bode č. 39 v podloží ložiska Manó. Primárne grafitové žilky 0,5 cm hrubé majú smer sklonu $170/55^\circ$. Sú prerušené a vytiahnuté do priečnej kliváže $130/88^\circ$. 1 - je 2-5 mm hrubá žilka kremeňovo (Q_5) - sulfidickej mineralizácie ktorá má smer sklonu $138/48^\circ$.

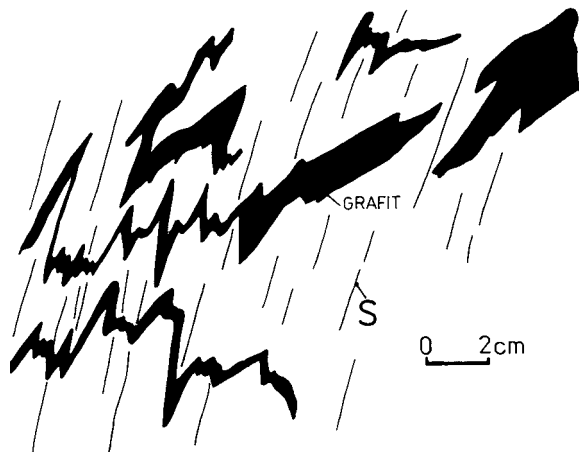


V kremeňi Q_4 pozorovať jednak ojedinele subhorizontálne mikroskopické pukliny vyplnené grafitom, ako aj sub-vertikálne pukliny, do ktorých vnikol mladší kremeň Q_5 - Q_6 so sulfidmi. V počte doku-

mentačného bodu č. 39 sa objavuje tektonicky ohraničená kremeňová (Q_4) žila, obsahujúca mm-cm relikty grafitu. Kontakt kremeňa Q_4 a Q_3 využil mladší kalcit, v ktorom sú drobné fragmenty kremeňa Q_4 .

Kremeň Q_4 je porušený mladšími diskontinuitami ($240/55^\circ$ a $270/85^\circ$), ktoré sú súčasťou širšej poruchovej zóny metrového rádu. Kremeňová (Q_4) žila (obr. 14) je 30-40 cm hrubá a jej dĺžka je 110 cm. Hodnoty smeru sklonu $135/64^\circ$ sú podobné kremeňovokarbonátovým (kalcit) žilkám, ktoré sa vyskytujú aj ako samostatný žilný systém, s priemernou hodnotou $132/72^\circ$.

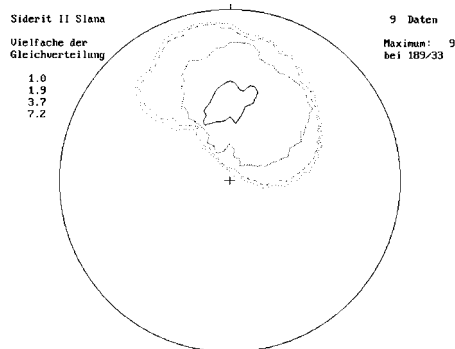
Žilnú výplň reprezentuje čiastočne dynamicky rekryštalizovaný kremeň Q_4 . V tomto je vyvinutý systém klivážových puklín, ktoré sú vyplnené mm-cm hrubými relikťami grafitu. V kolmom reze na plochy kliváže pozorovať asymetrické klivážové vrásky (obr. 15) s vtiahnutým grafitom.



Predpokladáme, že grafit pôvodne tvoril tenké šupinky v porfyróide. V iniciálnom štádiu formovania kremeňovej mineralizácie (Q_4) bol vtiahnutý do tejto štruktúry. Je to ojedinelý výskyt grafitu v kremeňi Q_4 , ktorý sa pozoroval v predmetnej podložnej časti ložíška Manó. Po rekryštalizácii kremeňovej žily s grafitom, v dôsledku jej bočného tlačenia, vznikla subparalelná kliváž.

Obr. 15. Žila rekryštalizovaného kremeňa Q_4 s klivážou osových rovín „S“ a klivážovými vrásami s vtiahnutým grafitom. Detailná šķica z dokumentačného bodu č. 39.

V prvom štádiu bočného skrátenia žily napätie generovalo deformáciu ohybom. Je tu viditeľné aj počiatočné formovanie vrásovej štruktúry. Následne vznikla kliváž osovej roviny, do ktorej sa prednostne transformoval nekompetentný materiál - grafit. Tento sa čiastočne mohol formovať aj plastickým tokom.



Obr. 16. Sumárny pólový kontúrový tektonogram žiliek sideritu II.

Sideritovo - kremeňové žilky

Sideritovokremeňové žilky sa vyskytujú na rozhraní dvoch litologických typov, a to chloritickosericitických fylitov a porfyróidov. Sideritovokremeňové žilky hrubé do 5 cm majú smer V- Z až VVJ - ZZS (obr.16), ktorý je približne zhodný s klivážou AS_2 , resp. ich lokálne pod malým uhlom pretínajú.

Údaje drobnoštruktúrnej analýzy indikujú vznik sideritu II, po kremeňi Q_4 .

Následne do mineralizácie sideritu II prenikol mladší kremeň Q_5 a Q_6 , v ktorom sú vtrúsené mladšie sulfidy. Sideritovokremeňovosulfidická výplň bola tektonicky prepracovaná do budinovaných štruktúr.

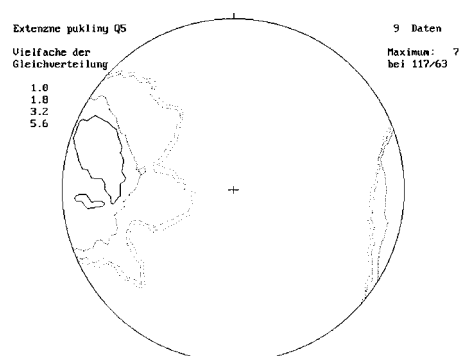
Smerovo analogické, ale s opačným sklonom ($356/15^\circ$) sú cca do jedného centimetra hrubé žilky s vyšším obsahom sulfidov (pyrit, arzenopyrit), s nižším podielom sideritu II a kremeňa Q_5 .

Mineralizácia kalcitu II

Záver deformačného štádia AD_2 reprezentovala reaktivizácia (max. do 0,5 m hrubých) SV-JZ štruktúr - pôvodne vyplnených kremeňom Q_4 a následné prenikanie kalcitu II.

Deformačné štádium AD_3

Deformačné štádium AD₃ charakterizuje extenzná zložka σ_3 smeru V-Z. Vznikli systémy extenzných puklín (obr.16), ktoré sú často na koncoch sigmoidálne zakrivené. Vyplnené sú kremeňovou mineralizáciou Q₅ s typicky vláknitou kryštálovou štruktúrou.



Obr.16. Pólový kontúrový tektonogram extenzných tektonických štruktúr z predmetného rudného poľa v úrovni 6. obzoru.

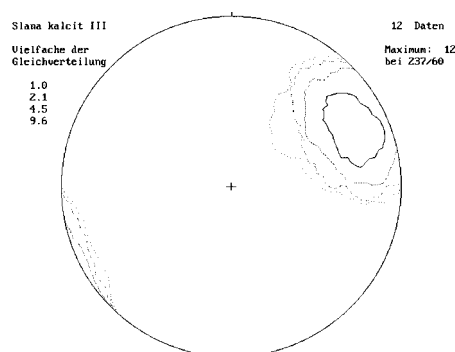
Kremeň Q₅ a Q₆

Kremeň Q₅ je biely, stredne zrnitý až kryštalický. Lokálne tvorí bohatšiu výplň až niekoľko cm hrubých štruktúr so sigmoidálnym ohybom koncov.

Kremeň Q₅ s nižším podielom kalcitu IV vyplňa aj niekoľko mm hrubé žilky, v ktorých je vtrúsená sulfidická mineralizácia (pyrit, arzenopyrit, sfalerit, chalkopyrit, galenit a tetraedrit). Asociácia sulfidických minerálov pravdepodobne kryštalizovala v závere vylučovania kremeňa Q₅. Mikroskopicky je kremeň Q₅ intenzívne kataklázovaný a pozorovala sa v ňom sieť mikrofraktúr, ktoré sú vyplnené pravdepodobne najmladšou generáciou kremeňa Q₆ a kalcitu V (?). Hlavne v kremeň Q₆, ktorý prenikol do mikrofraktúr, sú miestami vtrúsené v relatívne vyššej koncentrácii ihličky jamesonitu, boulangeritu, akcesorický ullmannit, mladší chalkopyrit a markazit.

Mineralizáciu extenzných štruktúr smeru S-J nasledovala reaktivizácia starších tektonických štruktúr smeru SZ-JV a SV-JZ.

Najprv sa reaktivizovali štruktúry smeru SSZ-JJV, ktoré boli mineralizované kalcitovou (III) výplňou (obr.17).



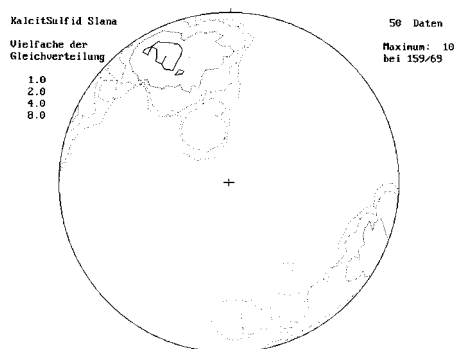
Obr.17. Pólový tektonogram kalcitom (III) mineralizovaných puklín.

Kalcit III

Kalcit III vo výplni niekoľko mm-2 cm hrubých žilkách sa vyskytuje zriedkavejšie, obsahuje relatívne vyšší podiel horninových mikrolitov a pravdepodobne aj ilových minerálov. Nepozorovala sa v ňom prítomnosť rudných minerálov.

Mliečnobiely až cukrový jemnozrnitý kremeň Q₆ v dokumentovanej časti ložiska Manó vytvára tiež výplň samostatných, niekoľko mm hrubých žiliek. Tieto reprezentujú výplň najmladších reaktivizovaných štruktúr smeru SV-JZ, so sklonom k JV a SZ, ktoré charakterizuje široký interval hodnôt smeru a sklonu (obr.18). Skôr lokálne sa v kremeňových žilkách (Q₆) vyskytuje najmladšia asociácia sulfidickej mineralizácie (pyrit, jamesonit, boulangerit, ullmannit, chalkopyrit II). S týmito kremeňovými žilkami často smerovo koincidujú aj tenučké žilky vyplnené najmladšou generáciou kalcitu V, v ktorých sa len ojedinele pozoroval aj akcesorický obsah sulfidov (jamesonitu a chalkozínu).

Záver mineralizačných udalostí reprezentovala výplň reaktivizovaných východozápadných tektonických štruktúr s markazitom a práškovou rumelkou. Na ložisku Gampeľ sa takáto mineralizácia vyskytuje ojedinele.



Obr.18. Pólový tectonogram kremeňovej (Q_6) a sulfidickej mineralizácie.

Polysulfidická mineralizácia

V študovanej časti ložiska Ignác - Gampel a Manó sa popri početných štruktúrach s karbonátovokremeňovou výplňou a ojedinelých výskytoch impregnácií sulfidov (hlavne v sericiticko-grafitických a grafitických fylitoch, menej v chloritickosericitických fylitoch a porfyróide), identifikovali zriedkavé a len niekoľko mm hrubé systémy žiliek (kremeňovosideritové, kremeňové a kalcitové) s mladšou hydrotermálnou polysulfidickou mineralizáciou.

Polysulfidická mineralizácia je prítomná v nízkom obsahu a len lokálne v časti ložiska Manó je v žilách prítomná vo vyššom obsahu. V ložisku Gampel sú zriedkavé 1 mm hrubé žilky s pyritom a arzenopyritom, ktoré pretínajú metasomatický ankerit. V tektonickej brekcii z ložiska Ignác je vysoká koncentrácia pyritu a markazitu, ktorý vytvára masívne zhluky medzi fragmentami sideritu, ankeritu a kremeňa, alebo v nich tvorí impregnácie.

V litologických komplexoch je mineralizácia v nízkom obsahu. Vytvára impregnácie mikroskopických a ojedinele aj makroskopicky veľkých zŕn pyritu, arzenopyritu a markazitu, ďalej agregáty, zriedkavo aj masívne akumulácie v tenkých zvrásnených pruhoch v sericitickografitických a grafitických fylitoch a metakeratofýre, alebo tiež v 1 mm hrubé žilky, ktoré sú konformné s bridličnatosťou, resp. túto pretínajú.

Prítomné sú viaceré generácie rudných minerálov, ktoré indikujú postupnosť formovania polysulfidickej mineralizácie. V kremeňovosideritových, kremeňových a menej kalcitových žilkách sa identifikovali tieto rudné minerály: pyrit I-III, arzenopyrit I-II, pyrotín, markazit I-III, sfalerit, chalkopyrit I-II, galenit, tetraedrit, ullmannit, jamesonit, boulangerit, magnetit, hematit, chalkozín a limonit. Tieto sa odlišujú obsahom, distribúciou, formou výskytu a vytvárajú impregnácie, nepravidelné agregáty a zriedkavo akumulácie s rozmermi niekoľko desiatok mm.

Rudné minerály sú v asociácii vo forme: - (poly) monominerálnych agregátov zrastajúcich zŕn s rozmermi od 0,0X do X0,0 mm, samostatných xenomorfných až idiomorfných zŕn s rozmermi od 0.0X mm do X0.0 mm, výplne (mono) -polyminerálnych žiliek hrubých maximálne do 2 mm, mikroinklúzií v zrnitých agregátoch. Jednotlivé minerály sa v zhlukoch agregátov intímne zrastajú, mladšie generácie sulfidov zatláčajú staršie, vyplňajú fraktúry v kataklázovaných zrnách (chalkopyrit a galenit v pyrite), alebo sú v interstíciách zŕn v agregátoch.

Xenomorfne a idiomorfne zrná staršej generácie pyritu I-II a arzenopyritu I-II dokumentujú pôsobenie viacerých faktorov, vrátane primárnych - kryštalizačných i postkryštalizačných - tektonodeformačných, ktoré zvyčajne ovplyvnili len ich morfológiu. Hlavne v pyrite I-II a arzenopyrite I-II sa pozorovali viaceré deformačné štruktúry ako: katakláza, dopraskanie, rozpukanie, zaoblenie okrajov zŕn, rozdrobovanie alebo nakopenie zhlukov zŕn, zmena orientácie tvaru zŕn, sférické a guľovité jadrá, štruktúry tlakového rozpúšťania zúbkovanie zŕn, vznik viacuhlových zŕn a odmiešaviny.

Paragenetické asociácie v kremeňovosideritových, kremeňových a kalcitových žilkách vznikli počas viacerých mineralizačných a tektonických udalostí. Rozdielna distribúcia, ako aj obsah zrudnenia sú viacmenej podmienené postupným formovaním mineralizácie. Hydrotermálny proces formovania žilnej polysulfidickej mineralizácie prebiehal v dvoch etapách: (1) sideritovej a (2) kremeňovej.

Interval vzniku žilnej hydrotermálnej polysulfidickej mineralizácie korešpondoval s deformačným štádiom AD₃, ktoré reprezentovalo vylučovanie karbonátov (sideritu a kalcitu) a mladšej generácie kremeňa (Q_5) v reaktivizovaných (extenzných) štruktúrach smeru SSZ-JJV. Kryštalický kremeň tvorí výplň až niekoľko cm hrubých štruktúr, ktoré obsahujú vtrúsený pyrit, arzenopyrit, sfalerit, chalkopyrit, ± galenit a tetraedrit. V kremeňi Q_6 , ktorý reprezentuje výplň najmladších reaktivizovaných štruktúr smeru SV-JZ je vtrúsený jamesonit, boulangerit, akcesorický ullmannit, mladší chalkopyrit a markazit. S kremeňovými žilkami často smerovo koincidujú aj tenké kalcitové žilky, v ktorých je chalkozín a ojedinele aj prášková rumelka.

Tektonické štruktúry disjunktívneho charakteru

Nížnoslanské rudné pole v oblasti ložiska Ignác, Gampel a Manó je charakterizované viacerými typmi zlomových štruktúr. Vývoj týchto štruktúr je polyaktový. V niektorých odkryvoch a dokumentačných bodoch je možné sledovať aj sukcesný vývoj štruktúr. Zlomy sledujú s istou smerovou a sklonovou distribúciou smery alpínskych štruktúr, ktoré vznikli počas deformačných fáz AD₁-AD₃. Najlepšie je to vidieť v tých zlomových štruktúrach, ktoré obsahujú tektonicky dezintegrovanú minerálnu výplň, viazanú na niektorú etapu deformačnej fázy. Mineralizácia tvorí tektonické brekcie, ktoré sú často obalované mylonitom alebo tektonickým ílom.

Zistili sa aj zlomové štruktúry, ktoré obsahujú len tektonické brekcie a tektonický íl. Tieto nie sú vyplnené žilami s mineralizáciou, resp. neobsahujú ani fragmenty kremeňa a kalcitu. Táto skutočnosť podporuje predpoklad o reorientácii regionálneho poľa napätia, ktorého produktom sú extenzné (ťahové) zlomy a zlomy transpresné s prítomnosťou horizontálnej zložky pohybu. Nemusia sa kryť so štruktúrnym plánom mineralizovaných fáz.

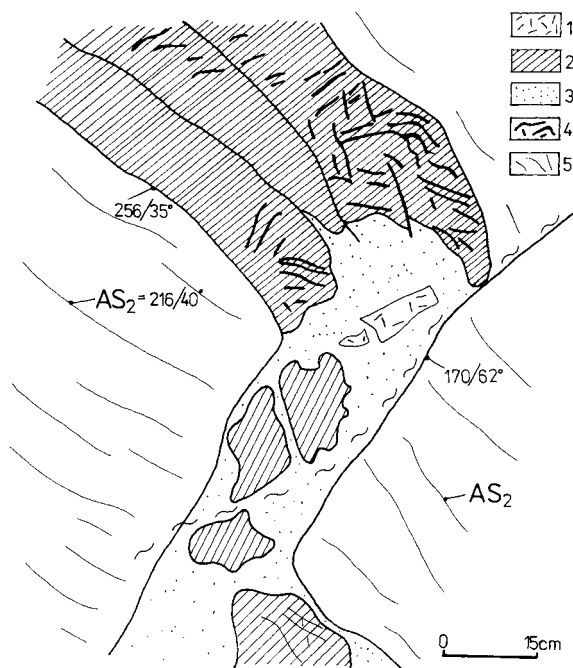
V schéme sukcesného vývoja sú najstaršími pominalizačnými štruktúrami pukliny smeru SSZ-JJV, s priemerným sklonom 39° k SVV. Sú to otvorené extenzné pukliny s hrúbkou 1-2 cm. Vznikli pravdepodobne v pokračujúcom extenznom poli napätia VZ smeru počas deformačného štádia AD₃.

V dôsledku zväčšovania maximálneho napätia SJ smeru v predmetnej oblasti vznikli diagonálne štruktúry strihu so smerom na SV-JZ a SZ-JV. V prvej etape zvyšovania SJ kompresie sa aktivizovali už mineralizované štruktúry SZ-JV smeru, alebo vznikli nové, ktoré ich preťali (obr. 19). Tieto zlomové štruktúry obsahujú mylonit.

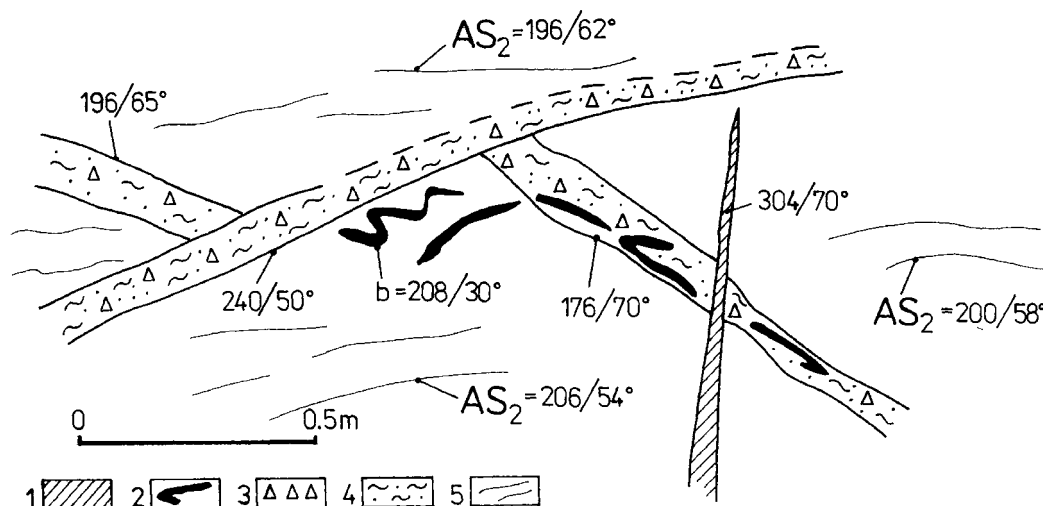
Zlomové štruktúry, ktoré obsahujú reliktu kremeňovej a karbonátovej výplne, ako aj nemineralizované a silne mylonitizované zlomové štruktúry majú smer SVV-JZZ a sklon k JJV.

Pohyb blokov po zlomoch vo smere SV-JZ sa identifikoval na tektonických zrkadlách s karbonátovou výplňou striáciami subhorizontálneho smeru so sklonom 5-30°.

Strižné štruktúry smeru SV-JZ postupne nahradili dominantné strižné štruktúry smeru SZ-JV. Ukazuje to obr. 20, na ktorom vidieť mohutnú mylonitizovanú SZ-JV zlomovú štruktúru. Tu je možné pozorovať aj 0,5 metrový posun SV-JZ tektonickej štruktúry po SZ-JV tektonickej štruktúre, ktorý je navyše dokumentovaný aj s prevrásnenou staršou kremeňovou žilou ($b = 208/30^\circ$).



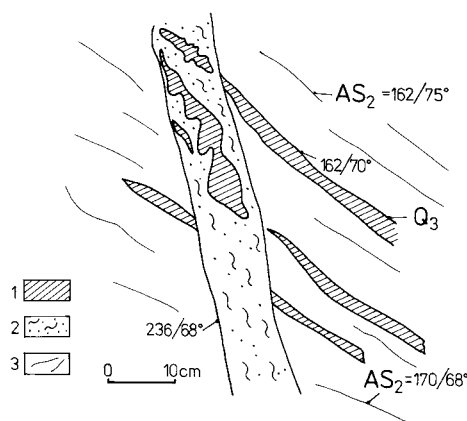
Obr. 19. Skica poklesovej zlomovej štruktúry, ktorá frakturuje kremeňovú žilu. Dokumentačný bod č. 35. 1-úlomok horniny, 2-kremeň Q₃, 3-ílová výplň, 4-modifikované 1-3 mm hrubé kalcitové žilky, 5-foliácia AS₂ v okolitej hornine, ktorá predstavuje porfyroid a porfyroidové tufy.



Obr.20. Vzájomný, relatívny vzťah SV-JZ a SZ-JV strižných zlomových štruktúr. 1-kremeň Q_4 , 2-Kremeň Q_3 , 3-tektonické brekcie, 4-mylonit s ílovými minerálmi, 5-kliváž AS_2 , ktorá je vyvinutá v porfyroide a porfyroidových tufoch.

Zlomové štruktúry smeru SZ-JV až SSZ-JJV so sklonom k JZZ majú rôznu hrúbku, a to v rozsahu od 5 do 20 cm. Obsahujú mylonitovú výplň, v ktorej je často zatiahnutý modifikovaný kremeň Q_3 (obr. 21). Blokové posuny sú preukázané subhorizontálnou striáciou s úklonom 5-10° k SZ.

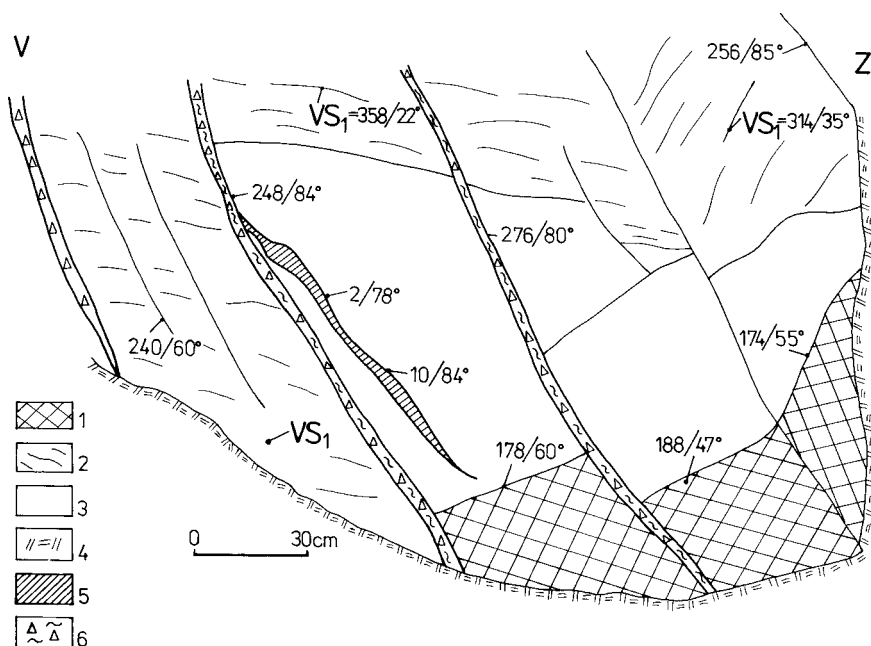
V predmetnom území sú prítomné aj systémy puklín, ktorých vzťah a postupnosť vývoja je ťažko dešifrovateľný. Majú rôzne smery, s veľkou disperziou od západu po severný smer, so strmým sklonom. Tento puklinový systém v závislosti od kompetentnosti hornín pravdepodobne dokumentuje začiatok nového cyklu S-J kompresie v oblasti. Vznikli opäť extenzné pukliny a následne reaktivizované diagonálne SV-JZ a SZ-JV zlomy strižného charakteru. Pravdepodobne k nim patria aj pukliny, ktoré vznikli v deformačnej zóne diagonálnych strižných štruktúr.



Obr.21. Zlomová štruktúra, ktorá obsahuje modifikovanú kremeňovú mineralizáciu Q_3 . Dokumentačný bod č. 76 v podloží ložiska Manó. 1-kremeň Q_3 , 2-tektonický il, 3-foliácia AS_2 .

Zvyšovanie S-J kompresie umožnilo prechod puklín do modifikovaného systému lavicovej porušnosti a následne do SV-JZ zlomového systému so sklonom k SZ. Výplň zlomov je ílovitá a brekciovitá.

V nižnoslanskom rudnom poli sa zistili zlomové štruktúry, ktoré reprezentujú extenzné zlomy s kataklazitmi. Spôsobujú zvyčajne blokové poklesy (obr.22). Najmarkantnejšie to pozorovať v ložisku Gampel, ale aj na ložisku Manó. Tieto zlomy patria medzi najmladšie. Determinujú subhorizontálne S-J blokové posuny zistené na základe striácií na najmladších tektonických zrkadlách.



Obr. 22. Skica odkryvu z povrchovej jamy ložiska Gampel. Štruktúry poklesových zlomov rozblokávajú ankerit-sideritové ložisko. 1-ankerit a siderit, 2-foliácie metamorfnej bridličnatosti VS₁, 3-prekremenelé svetlé chloriticko-sericitické fylity, 4-úroveň terénu, 5-žilka hrubá 1-5 cm mineralizovaná pyritom, arzenopyritom a povlakmi práškovej rumelky, 6-extenzné, poklesové zlomy vyplnené kataklazitmi.

V ložisku Manó, ale aj Gampel sa miestami vyskytujú zlomové štruktúry metrového rádu, ktoré sú vyplnené mylonitom, ílom a brekciou. Majú smer SVV-JZZ a strmý sklon 66° k JJV. V menšom počte sa nachádzajú takéto mohutnejšie zlomy aj vo smere SSZ-JJV so strmým sklonom 60° k JZZ. Tieto zlomy aj keď nemajú vysokú hustotu predsa sú štruktúrne významné, pretože segmentujú ložisko do väčších vzájomne rotovaných blokov. Blokový posun môže byť subhorizontálny aj subvertikálny.

Analýza zistených poznatkov a ich overenie projektovaným vrtom

Doposiaľ sa akceptuje názor (Snopko 1957), že predmetná oblasť nižnoslanského rudného poľa reprezentuje apikálnu časť hnileckej antiklinály, ktorá predstavuje tektonickú štruktúru, sformovanú počas varískeho orogénu. Jadro asymetrickej antiklinály so strmšími úklonmi severného (Kobeliarovo) a miernejšími úklonmi južného vrásového ramena (Nižná Slaná-Manó) v oblasti medzi ložiskami Manó a Ignác-Gampel, budujú (do hĺbky viac ako 1200 m, vrt GVL-3, Snopko 1968) v nepravidelných intervaloch a hrúbkach striedajúce sa tufoporfyroidy a porfyroid. Na základe týchto poznatkov sa v roku 1996 naprojektoval inklinovaný cca 450 m dlhý prieskumný vrt, ktorým by sa mal z úrovne 6. obzoru (396.9 m n.m.) štôlne Jozef overiť predpokladaný (Grecula et. al. 1995) výskyt a rozsah štruktúr so sideritovou mineralizáciou v hlbšej úrovni medzi ložiskom Ignác-Gampel a Manó.

Zhodnotenie nových výsledkov štruktúrnej analýzy z ložiskovej oblasti Ignác-Gampel-Manó II však dokumentuje podstatne zložitejšiu morfoštruktúrnú stavbu hnileckej antiklinály v tejto časti nižnoslanského rudného poľa. Charakterizoval ju zložitý vývoj počas varískeho a alpínskeho orogénu. Popresúvané litologické sekvencie sa počas kolízneho štádia varískeho orogénu sformovali do modifikovaného systému mobilných alochtónnych štruktúrnych celkov. Vytvorila sa varíska izoklinálna megavrásová štruktúra, ktorá bola neskôr modifikovaná prešmykmi v zóne osovej roviny.

To znamená, že:

- táto tektonická etapa mohla podmieniť mechanizmus medzivrstevných sklzov na vrásových ramenách megaantiklinály v závislosti od rozdielnej kompetencie vrstevných sledov. V rudnom poli sa takto zachovali len reliktly betliarskeho a hnileckého súvrstvia, zatiaľ čo smolnícke súvrstvie je pravdepodobne úplne redukované
- mladšia naložená hnilecká antiklinála fixovala staršie mohutné prešmyky subparalelné s osovou rovinou,
- pravdepodobný výskyt ďalšej šupiny produktívneho súvrstvia, ktorá vznikla v dôsledku modifikácie megaantiklinálnej štruktúry by mala byť relatívne hlbšie a južnejšie od Nižnej Slanej,
- morfológia karbonátových telies bola modifikovaná v deformačných oblastiach regionálnych prešmykov a polohy karbonátov boli v narastajúcom strižnom režime extenziou diagonálne fraktúrované, následne budinované, separované a vytiahnuté.

Na rozdiel od južného vrásového ramena s vyvinutou asymetrickou antiklinálnou stavbou medzi Nižnou Slanou a Kobeliarovom, severné vrásové rameno antiklinály medzi ložiskami Ignác

a Gampel, predstavuje naloženú štruktúru, priečne prehnutú do lokálnej synklinálnej stavby. Zistenú skutočnosť dobre demonštruje obrázok 6. Synklinálna štruktúra Ignác-Gampel smeru SV-JZ je naložená prevrásnená zložitou megavrásovou štruktúrou smeru V-Z, s osami AB₁ na V a Z, sklonom od 20 do 30°. Ložisko Gampel je súčasťou východnej časti synklinály a naložené časti produktívneho súvrstvia reprezentujú nekompetentné litotypy (grafitické fylity) s polohami fraktúrovaných kompetentných metakeratofýrov, metalyditov a svetlých fylitov. Tento komplex charakterizuje intenzívne prevrásnenie, strmý až miernejší úklon vrásových ramien megavrásovej štruktúry smeru V-Z.

Geologické rezy A-A a B-B ložiskom Manó-Ignác-Gampel (obr. 5b,c) a rez synklinálou Ignác-Gampel (obr.6), ktoré sú zhotovené na základe reinterpretácie bansko-geologických archívnych údajov a interpretácie nových štruktúrotektonických meraní, dokumentujú pravdepodobné litologické a štruktúrne pomery v predmetnej časti nižnoslanského rudného poľa. Na základe vyššie uvedených zistení a poznatkov konštatujeme, že projektovaný prieskumný vrt z úrovne 6. obzoru ložiska Manó II (štôlne Jozef, 396,9 m n.m.) *pravdepodobne v celej dĺžke prenikne len tufoporfyróidmi a "podložným" porfyróidom.*

Nedá sa však celkom vylúčiť, že projektovaný vrt prenikne do betliarskeho súvrstvia inej tektonickej (varískej) jednotky - jedloveckého príkrovu s karbonátmi (Grecula et al., 1989, 1992, 1995).

Záver

Textúry výplne mineralizovaných žilných štruktúr dokumentujú postupné uplatnenie mineralizačných a deformačných udalostí. Žilnú výplň tvoria v prevažnej miere nerudné minerály, v podstatne nižšom podiele sú vtrúsené rudné minerály a fragmenty okolitých hornín. V mineralizovaných štruktúrnych systémoch je najčastejšie vyvinutá hrubo až jemnozrnná textúra žilnej výplne.

Nerudnú minerálnu výplň žilných systémov reprezentuje dominantný kremeň, v nižšom podiele sú karbonáty, ďalej sporadicky živec a ílové minerály. Ich obsah sa vo všetkých systémoch žíl len nepatrne mení a je predovšetkým determinovaný rozsahom zlomových systémov. Vzájomné mikroštruktúrne vzťahy jednotlivých typov - generácií kremeňa, karbonátov a do určitej miery aj ostatných nerudných minerálov, indikujú viacnásobné formovanie žilnej výplne.

Karbonáty - ankerit-dolomit (?), siderit a kalcit sú druhou podstatnou nerudnou zložkou výplne žilných štruktúr. Podobne ako najmladšie generácie kremeňa, aj karbonáty tvoria predovšetkým monominerálnu výplň systému tenkých puklín (nepozorovalo sa metasomatické zatláčanie okolia). Najčastejšie sa vyskytuje siderit a kalcit. Ankerit a dolomit sa vo výplni žiliek identifikoval len analyticky. Siderit je v štruktúrach prítomný v 2 generáciách, resp. kalcit v piatich, pritom sa nezistili variácie v ich zložení. Staršie generácie sideritu I, ankeritu a zrejme aj kalcitu I, sú jemnozrnné a vyskytujú sa v tenkých puklinách, ktoré prenikajú cez asymetrické kremeňové budiny, resp. siderit I a kalcit I je v tenkých žilkách, kde sa prerastá s kremeňom, alebo tento v nižšej intenzite zatláčajú.

Vylučovanie mladšej generácie hrubozrnejšieho sideritu II a kalcitu IV súviselo s formovaním žilnej hydrotermálnej polysulfidickej mineralizácie. V interstíciách klencov sideritu II a kalcitu IV sú mikroskopické agregáty najmladšej generácie sulfidov a sulfosolí. Kryštalizácia kalcitu IV koinciduje s najmladšími tektonickými udalosťami.

Tektonické pomery rudného poľa Manó - Ignác - Gampel sú charakterizované vývojom počas varískeho (VD₁) a alpínskeho orogénu (AD₁ - AD₃).

Deformačné štádium VD₁ varískeho orogénu sa formovalo v troch subfázach VD_{1A,B,C}. Charakter štruktúrnej stavby rudného poľa (VD_{1A}) potvrdzuje predvrchnokarbónske tektonometamorfné procesy kolízneho štádia varískeho orogénu, počas ktorého sa formovali staropaleozoické sekvencie do modifikovaného systému mobilných alochtónnych celkov. Jedným z produktov v nižnoslanskom rudnom poli bol vznik dvoch generácií kremeňa Q₁ a Q₂. Morfogenetický vývoj nižnoslanskej časti hnileckej antiklinály (VD_{1B}) dokumentuje záverečnú etapu predvrchnokarbónskeho štruktúrotektonického vývoja. Preukázateľné to je na základe vystupovania podobného produktívneho súvrstvia v oboch ramenách hnileckej antiklinály. Vrt GVL-3 ukázal, že najmenej do hĺbky 1200 m sa striedajú v nepravidelných intervaloch a hrúbkach tufoporfyróidy a porfyróid. Táto skutočnosť ukazuje na existenciu mohutnej varískej izoklinálnej megavrásovej štruktúry (hnilecká antiklinála), ktorej jadro dnes obsahuje reliktly betliarskeho (produktívneho) súvrstvia. Kým medzi Nižnou Slanou a Kobeliarovom je vyvinutá asymetrická antiklinálna štruktúra, potom severné vrásové rameno antiklinály medzi ložiskami Gampel a Ignác predstavuje naloženú štruktúru priečne prehnutú do lokálnej synklinálnej stavby. Synklinálna štruktúra Ignác - Gampel mohla byť sformovaná počas tektonometamorfných procesov (VD_{1C}) medzi vrchným a spodným karbónom, buď súčasne s tvorbou hnileckej antiklinály alebo po nej. Potvrdzujú to súvrstvia mladšieho paleozoika a mezozoika.

V dôsledku paleoalpínskej príkrovovej stavby Spišsko-gemerského rudohoria došlo k významnému tektonickému prepracovaniu klastík rôznych facií mladopaleozoických a mezozoických sedimentačných bazénov. Zároveň sa reaktivizovali aj pôvodné foliačné plochy metamorfnej bridličnatosti VS₁. Predpokladáme, že v závere deformačného štádia AD₁ došlo v nižnoslanskom rudnom poli na kompresne reaktivizovaných foliačných plochách AS₁ miestami k formovaniu veľmi nepravidelnej intrafoliačnej hydrotermálnej mineralizácie Q₃. Vytvorili sa plochy cm-dm a ojedinele metrovej hrúbky, šírky a dĺžky. V súčasnosti je ich morfológia tektonicky prepracovaná, modifikovaná a pôvodná kremeňová mineralizácia je dynamicky rekrystalizovaná počas mladšieho deformačného štádia AD₂.

Pokračovanie alpínskej ponásunovej komprimácie kolízneho priestoru (AD₂) penetratívne modifikovalo SZ-JV a SV-JZ vrásy, pričom došlo k rozstrihu týchto vrásových štruktúr klivážou a dislokáciami osovej roviny. Mechanicky oslabené plochy strižných zón podmienili vznik horizontálnych posunov. Štruktúry modifikované do kliváže osových rovín a vznik kliváže - foliácie AS₂, sú presvedčivo fixované v hydrotermálnych intrafoliačných žilách kremeňovej mineralizácie (Q₃), ktoré vznikli v závere deformačného štádia AD₁. Tektonické štruktúry SSZ-JJV a SV-JZ smeru boli vyplnené kremeňom Q₄, ktorý bol neskôr modifikovaný. Mladšia sideritová (II) mineralizácia obsadila SSZ-JJV štruktúry so stredným (35°) severovergentným a miernym (15°) juhovergentným sklonom.

Po sideritovokremeňovej mineralizačnej fáze sa SV-JZ žily s kremeňom Q₄ tektonicky dezintegrovali. Zbrekčovaná kremeňová (Q₄) žila bola stmelena mladším kalcitom II.

Deformačné štádium AD₃ charakterizuje extenzná zložka σ_3 smeru V-Z. Vznikli systémy extenzných puklín, ktoré sú často na koncoch sigmoidálne zakrivené a mineralizované kremeňom Q₅. Mineralizáciu extenzných štruktúr smeru S-J nasledovala reaktivizácia starších tektonických štruktúr smeru SZ-JV a SV-JZ. Najprv sa reaktivizovali štruktúry smeru SSZ-JJV, ktoré boli mineralizované kalcitovou (III) výplňou. Výplň najmladších reaktivizovaných štruktúr smeru SV-JZ so sklonom k JV a SZ tvorí kremeň Q₆. Skôr lokálne sa v kremeňových žilkách (Q₆) vyskytuje najmladšia asociácia sulfidickej mineralizácie (pyrit, jamesonit, boulangerit, ullmannit, chalkopyrit II). S týmito kremeňovými žilkami často smerovo koincidujú aj tenké žilky vyplnené najmladšou generáciou kalcitu V, v ktorých sa len ojedinele pozoroval aj akcesorický obsah sulfidov (jamesonitu a chalkozínu). Záver mineralizovaných udalostí reprezentovala výplň reaktivizovaných východozápadných tektonických štruktúr s markazitom a práškovou rumelkou.

Literatúra

- Bajaník,Š., Hanzel,V., Ivanička,J., Mello,J., Pristaš,J., Reichwalder,P., Snopko,L., Vozár,J. a Vozárová,A.: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria - východná časť, M = 1: 50 000, GÚDŠ Bratislava, 1983, 223 s.
- Dianiška,I a Grecula,P.: Amfibolitovo - rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia Slovaca*, 11, Bratislava, 1979, s. 405-425.
- Grecula,P.: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slovaca. Monografia, Alfa Bratislava*, 1982, 1-263 s.
- Grecula,P. a Kucharič,L.: ČZS SGR - geofyzika, komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia západnej časti SGR. *Manuskript - archív, Geol. p. Spišská Nová Ves*, 1989.
- Grecula,P., Bartalský,B., Daniel,S., Gazdačko,L., Hojnoš,M., Kandrík,M., Kucharič,L., Návesňák,D., Németh,Z., Radvanec,M., Šteiner,A. a Syčev,V.: SGR - geofyzika VP rudy a nerudy. [Záverečná správa], *Manuskript - Geofond Bratislava*, 1992.
- Grecula,P., Harcek,S., Orlický,O., Pagáč,P. & Túnyi,I.: The rock magnetic properties and magnetic mineralogy of selected paleozoic formations of Slovakia. In: *Zbor. Referátov Intern. Meeting, Košice*, 1993, s.23-24.
- Grecula,P. et al.: Ložiská nerastných surovín - Zväzok 1. Slovenského rudohoria. *Geokomplex Bratislava*, 1995, 831 s.
- Hatala,J. a Trančík,P.: Výskum technických charakteristík hornín Západných Karpát. *Manuskript - archív VŠT BF Košice*, 1976.
- Hovorka,D., Mihalov,J. a Ondrejko, K.: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnianska. *Mineralia Slovaca Bratislava*, 11, 1979, s. 481-504.
- Chmelík,J.: Vyhodnotenie vrtoz z listu Dobšiná. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava*, 1962.
- Ilavský,J.: Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemeríd na základe rozšírenia stratiformných zrudnení. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr.*, 1, 1974, s. 51-98.
- Jacko,S. & Sasvári,T.: Some remarks to an emplacement mechanism of the West Carpathian Paleo - Alpine nappes. *Geologický zborník - Geologica Carpathica*, 41, 3, Bratislava, 1990, p.179-197.

- Jacko,S., Sasvári,T, Zacharov,M. a Putiš,M.: Variscan pre granitoid fold paragenesis of the Western Carpathians. *Krystalinikum*, 22, Brno, 1995, p. 55-71.
- Maheľ,M.: Strižné zóny, ich prejavy (oblúky a niektoré priečne prelomy) v Západných Karpatoch. *Mineralia Slovaca*, 22, 1990, s.41-46.
- Mihók,J.: Preklasifikácia zásob sideritového zrudnenia ložiska Manó k 1.1.1994 [Výpočet zásob]. *Manuskript - archív ŽELBA, závod Siderit Nižná Slaná, 1994.*
- Németh,Z.: Alpínska tektonika v nižnoslanskej depresii. *Mineralia Slovaca Bratislava*, 26, 1994, s.399-410.
- Popreňák,J. a Suchár,A.: Štúdiá geologicko-ložiskových problémov v rudnom poli Nižná Slaná. *Manuskript - archív, Železorné bane, n.p., Spišská Nová Ves, 1984, 9 s.*
- Radvanec,M.: Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo - amfibolitovom komplexe gemerika. *Mineralia Slovaca Bratislava*, 24, 1992, s.175-196.
- Radvanec,M.: Petrológia rulovo - amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. I. Časť: P-T-x podmienky a zóny metamorfózy. *Mineralia Slovaca Bratislava*, 26, 1994, s.223-238.
- Radvanec,M. a Iró,S.: Distribúcia a spôsob kryštalizácie Fe karbonátov s ohľadom na výskyt sírníkov a zistenie zdroja SO₂ v dobývacom priestore ložiska Manó v Nižnej Slanej. *Manuskript - Záv. Správa, archív Geológia s.r.o. Spišská Nová Ves, 1994, 34 s.*
- Sasvári,T.: Štruktúrne - ložiskové väzby severnej a severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slovaca*, 25, 1993, s. 375-378.
- Snopko,L.: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. *Geol.Práce, Zpr.*, 11, 1957, s. 29-37.
- Snopko,L.: Štruktúrny a stratigrafický výskum paleozoika SPGR. *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava, Čiastková záv. spr. zo štruktúrneho vrtu GVL-3, 1968.*
- Turan,J. a Turanová,L.: Charakteristika uhličitanových polôh v Nižnej Slanej (zloženie ich foriem výskytu a zloženia). In: *Geochemia geol. procesov a životné prostredie. GÚDŠ Bratislava, 1989, s.163-166.*
- Turan,J. a Turanová,L.: Uhličitanová mineralizácia ložiska Nižná Slaná. *Záp. Karpaty, sér. Miner. Petrog., GCH, metal.* 16, GÚDŠ Bratislava, 1993, s.147-167.
- Varga,I.: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geologického prostredia metasomatických karbonátových ložísk v SGR. *Mineralia Slovaca*, 2, 1970, s. 85-92.