

O zrudnení typu mednatých pieskocov v perme melafýrovej série na severovýchodných svahoch Nízkyh Tatier

E. DRNZÍK

Schéma stratigrafického a litofaciálneho členenia melafýrovej série

Približne 1500 m mocné súvrstvie pestrofarebných viac-menej rytmicky striedajúcich sa psefiticko-psamitických sedimentov s prevládajúcimi hnedo-červeno-fialovými odtieňami a prejavmi bázičského vulkanizmu, nachádzajúceho sa na severovýchodných svahoch Nízkyh Tatier, bolo donedávna zaužívané označovať ako „verfén s melafýrami“ chočského prikrovu (Kettner 1927, Andrusov 1936 a 1959).

Začlenenie celého súvrstvia do verfénu opieralo sa o nájdenie kampilskej fauny v jeho najvrchnejších častiach (Róth 1938), presnejšie v nadloží rozsiahleho melafýrového výlevu a v podloží strednotriasového vápencovo-dolomitického komplexu.

Do verfénu začleňovalo sa i súvrstvie červenohnedých sedimentov pod hlavnou masou melafýrov, ktoré sú predstavované striedajúcimi sa súvrstvami i polohami pozostávajúcimi hlavne zo strednozrnných pieskocov, piesčitých bridlic až ilovcov a polohami drobnovalúnkovitých zlepcov. Paleontologický materiál z tohoto súvrstvia nebol do roku 1956 známy.

V posledných rokoch bol v tomto súvrstvi zistený výrazný horizont s pozostatkami zreteľných zuhoľnatých rastlinných zvyškov v priestore Vikartovského chrbta, zachovalosť ktorých nedovoľuje zatiaľ ich presne identifikovať. Podľa niektorých znakov dá sa súdiť, že ide o vrchnopaleozoické druhy rastlínstva. (A. M. Afanasiev – E. Drzník 1967).

Najspodnejšiu časť súvrstvia „verfénu s melafýrami“ začlenil Andrusov (1936), neskôr Biely (1956) do karbónu na základe podobného litofaciálneho vývinu karbónu z iných území.

Tento stav stratigrafického členenia „verfénu s melafýrami“ trval od roku 1962, kedy Biely podal novú stratigrafickú schému tohoto súvrstvia. V roku 1965 túto schému upresnil, opierajúc sa pritom o poznatky z iných území s vývinom melafýrových sérií (Biely 1965).

Do vrchného kampilu zaradil cca 100 m mocné súvrstvie pestrofarebných slienitých i ílovitých jemno-sľednatých bridlic s vložkami vápencov, vek ktorých je určený faunisticky (Róth 1938).

Mohutný melafýrový výlev by podľa tohoto autora vekove odpovedal asi vrchnému permu.

Časť z približne 500 m mocného súvrstvia pieskocov, arkóz a zlepcov so slabými polohami bázičských vulkanitov nachádzajúcich sa pod hlavnou masou bázičského telesa by podľa neho patrila spodnému permu.

Do vrchného karbónu zaradil... „súvrstvie sivých ílovitých bridlic pieskocov, arkóz a zlepcov s vulkanickými bázičskými telesami, ktoré prechádzajú do permu bez uhlovej diskordancie“. Karbónsky vek tohoto súvrstvia bol dokázaný palinologicky Ilavskou (1963 a 1964).

Podľa M. Mahela (1967) vzniklo toto súvrstvie v geotektonickej zóne s austroalpiským typom fácií a označuje ho ako melafýrová séria.

Súhrnné spracovanie výsledkov geologicko-prieskumných metód z posledných rokov potvrdzuje stratigrafickú schému Bieleho, spresňuje ju a obohacuje o nové poznatky, najmä čo sa týka podrobnejšieho litofaciálneho členenia karbónu, permu a sú predmetom tejto kapitoly.

Predpokladaná schéma litofaciálneho a stratigrafického členenia melafýrovej série na severovýchodných svahoch Nízkyh Tatier (príloha č. 1) bola zostavená na základe geologického profilu dolinou Ipolitce podopreného profilami vrto (príloha č. II).

Okrem toho opiera sa o vrtné profily v dolinách Benkovského potoka, Nízkeho a Vyšného Chmelence, ďalej v doline Svarinky a Chorupnianskeho potoka i vrto v priestore Vyšnej Boce.

Nemalou mierou pre jej zostavenie poslužili výsledky regionálneho geologického mapovania (Badar J., Reimont V., Novotný L., Šváb E. – 1965, 1966).

Do stratigrafickej schémy pojalo sa chemogénne súvrstvie v karbonatickom vývoji v podloží palinologicky dokázaného karbónu i keď jeho vek je problematický.

Na základe analýzy vrtných profilov, výsledkov geologického mapovania, opierajúc sa pritom o výsledky stratigrafického štúdia starších autorov, najmä Bieleho (1962 a 1965) a respektovaním výsledkov palinologického štúdia Ilavskej (1963–1964) a údajov Rótha (1938) ako aj novozískaných poznatkov (A. M. Afanasiev – E. Drzník 1967) je možné začleniť karbónske, permské a triasové sedimenty melafýrovej série na niekoľko dielčích litofaciálnych súvrstvi, odpovedajúcich jednotlivým štádiám vývoja cyklickej sedimentácie.

Keďže melafýrová séria je predstavovaná nepretržitým sledom sedimentov bez uhlovej diskordancie a sedimentácia prebiehala bez výrazných zmien, ktoré by boli zapríčinené mohutnými tektonickými pohybmi, hranice medzi jednotlivými dielčmi súvrstviami sú pozvoľné, tak ako

sa to obyčajne pozoruje pri pokojnej mentácii sa sedimentačných cykloch (transgresia – pokojná plytkovodná sedimentácia – regresia).

Vekové zaradenie jednotlivých súvrství v rámci sedimentačných cyklov, v ktorých chýba paleontologický materiál je podmienené, hoci sa opiera o logické úvahy, rešpektujúc doterajšie poznatky o geotektonickom vývoji Karpát v období karbón – spodný trias.

Karbón pozostáva z troch dielčích súvrství a to:

Psefiticko-psamitického (A), v ktorom prevládajú stredno až hrubozrnné pieskovce s vložkami zlepcov a piesčito fľovitých bridlíc sivo-popolavých až nazelenalých odtieňov. V spodných častiach je sedimentácia chaotická s prevahou hruboklastických sedimentov, vo vrchnej sú náznaky dielčej rytmickej sedimentácie. Sedimenty majú spočiatku povahu príbrežno-morských facií. Odpovedajú transgresívnemu štádiu vývoja karbónu. V podloží tohoto súvrstvia je súvrstvie, v ktorom sa striedajú tmavosivé fylity s vložkami sivých vápencov intenzívne dynamometamorfovaných. Sedimenty sú detailne zvrásnené a popretkávané sekrečnými karbonátovými žilkami.

Pelitického (B), v ktorom prevládajú tmavosivé a popolavosivé fľovité až piesčito-fľovité sedimenty plytkovodnomorskej faciie. Odpovedajú obdobiu relatívne kľudnej sedimentácie. V týchto sedimentoch boli zistené Ilavskou (1956) spóry, podľa ktorých vek hornín je karbónsky.

Psamitického (C), v ktorom prevládajú typy klastických sedimentov príbrežno-morských facií, odpovedajúcich počiatkom regresívneho štádia vývoja karbónskej sedimentácie. V nadloží sa zvyšuje postupne podiel červeno sfarbených sedimentov na úkor sivonazelenalých.

Súdiac podľa sfarbenia hornín a obsahu grafitickej substancie, akumulácia a sedimentácia karbónskych sedimentov uskutočňovala sa v podmienkach humídnej klímy v redukčnom prostredí. V najvrchnejších častiach, t. j. v psamitickom súvrství pozoruje sa postupná zmena redukčného prostredia v prospech oxidačného. Sedimentácia sprevádzala sa základným vulkanizmom.

Spodný perm (?) reprezentuje:

Prechodné súvrstvie (D) medzi palinologicky dokázaným karbónom a sedimentami typickými pre perm. Nachádzajú sa v ňom veľmi nepravidelne striedajúce sa klastické sedimenty hrubšieho zrna s prevahou zelených odtieňov v spodnej časti. Obsahujú taktiež vložky zelených drobno úlomkovitých zlepcov. Podľa typu sedimentácie odpovedajú zrejme obdobiu zavŕšenia regresívneho štádia z obdobia uloženia karbónskych sedimentov. Ukončil sa tým samostatný sedimentačný cyklus začínajúci konsolidáciou variskeho horstva.

Na sedimentoch tohto súvrstvia výrazne sa odrazili zmeny podnebia a prostredia v porovnaní s podložnými i nadložnými súvrstviami. Semiariidné klíma zatlačuje humídne a redukčné prostredie ustupuje oxidačnému.

Vrchný perm (?). Sedimenty vrchného permu bolo možné, na základe prevládajúcich petrografických typov, rozdeliť do niekoľkých súvrství a tieto na základe ich litofaciálnej charakteristiky zatriediť do dvoch samostatných cyklov.

Prvý vrchnopermský cyklus reprezentujú:

Bazálne vrchnopermské zlepenice (E). Sú to monomiktne, svetlonazelenalé, kompaktné, kremité zlepenice pozvoľne striedajúce sa s hrubozrnným kremitým pieskovcom. Odpovedajú transgresívnemu štádiu vrchno-

permskej sedimentácie. Predstavujú príbrežno-morské fácie s nástupom semiaridnej klímy.

Peliticko - psamitické (F), v ktorom sa striedajú červenohnedé pelitické i psamitické typy hornín v podobe lavíc mocnosťou od 0,5 do 10 m. Sedimenty predstavujú obdobie pomerne kľudnej plytkovodno-morskej kontinentálnej sedimentácie po završení transgresívneho štádia. Smerom do nadložia nadobúdajú prevahu pelitickejšie typy hornín. Semiaridné klíma a oxidačné prostredie dominuje.

Produktívne súvrstvie (G), je to súvrstvie s nepravidelným striadaním sa červeno-hnedých klastických sedimentov od pelitov až po hrubozrnné pieskovce. Predstavujú komplex facií príbrežno-kontinentálneho šelfu. Dominujú lagunárne, závilolagunárne, menej fácie riečnych výnosov. V najvrchnejších častiach nachádza sa poloha sádrovec-anhydritu. Klíma semiaridné až aridné, prostredie výrazne oxidačné, lokálne redukčné v súvislosti s prínosom organického materiálu do sedimentačného priestoru.

Druhý vrchnopermský cyklus: Sedimentácia tohoto cyklu bola vo vrchných častiach narušená mohutným bázičným vulkanizmom. Rozdeľuje sa na tieto dielčie súvrstvia:

Psefitické (H), v ktorom prevládajú červenohnedé drobnoulomkovité zlepenice s vložkami hrubo a strednozrnných pieskovcov. Odpovedajú transgresívnemu štádiu vývoja.

Psamitické (I), v ktorom prevládajú stredno menej hrubozrnné pieskovce, Do nadložia pribúdajú postupne vložky piesčito-ílovitých bridlíc. Jednotlivé horninové typy sa striedajú v podobe polôh premenlivej mocnosti.

Peliticko-psamitické (J), v ktorom dominujú červenohnedé piesčito-ílovité bridlice striedajúce sa s vložkami jemnozrnných pieskovcov. V najvrchnejších častiach, t. j. v bezprostrednom podloží výlevov melafýru nachádzajú sa polohy s tufitickým materiálom.

Vulkanogénne (K), ktoré tvorí hlavná masa výlevných melafýrov a ich povrchové ekvivalenty prerážajú v podobe ložných i pravých telies a apofýz podložné vrchnopermské súvrstvia.

Psamitické (L) — sú to červenohnedé jemnozrnné, kremité pieskovce s vložkami bridlíc, zlepenčov na báze s tufitami. Nachádzajú sa v bezprostrednom nadloží melafýrového vulkanického telesa a v bezprostrednom podloží kremencov.

T₁ — spodný trias: tvorí ho samostatný sedimentačný cyklus, ktorý začína okolo 150–200 m mocnou polohou kremencov, ružovkastej a sivobielej farby, ktoré sa v nadloží vystriedajú červenohnedými, ale hlavne zelenými piesčito-ílovitými tenkolavičkovitými bridlicami. Vyššie pribúdajú vložky piesčito-vápenatých jemnozrnných pieskovcov a vápencov s bohatou kampilskou faunou.

Ďalej do nadložia patrí stredotriasový vápencovo-dolomitický komplex, ktorého v bezprostrednom podloží sa nachádzajú intenzívne dynamometamorfované čierne bituminózne a vápnité bridlice.

Záverom treba zdôrazniť, že predložné stratigrafické a litofaciálne členenie melafýrovej série treba považovať za schématické, nehľadiac na to, že sa opiera o typický geologický profil overený vrtami najvýznamnejšou dolinou Ipoľtice. V tejto doline súvrstvia monoklinálne upadajú na sever bez výraznejších tektonických komplikácií regionálneho významu. Avšak vrtné strihy v susedných dolinách, ktoré majú kolmý, alebo skoro kolmý priebeh na jednotlivé dielčie

súvrstvia, neprevrťali všetky súvrstvia v horizontálnom smere rovnakým dielom. Preto môžu mať v tomto smere o niečo odlišnejší lito-petrografický obsah, rôzne mocnosti i podiel jednotlivých typov sedimentov čo do priemeru frakcie, v závislosti od špecifických podmienok sedimentácie. Veď cieľom vrtného prieskumu bolo predovšetkým overiť zrudnenia mednatých pieskovcov v priestore rudných výskytov a anomálií v produktívnom súvrství permu.

Zvláštnosti podmienok litofaciálneho vývinu melafýrovej série v závislosti od niektorých osobitostí geotektonického vývoja sedimentačného priestoru

O svojráznosti geotektonického vývoja priestoru sedimentácie melafýrovej série dá sa súdiť podľa toho, že na rozhraní hercínskej a alpskej éry sedimentuje nepretržitý rad karbónskych, permských a triasových sedimentov okolo 1500 m mocných bez diskordancie. Neskorohercínske alebo ranhoalpiské orogénne fázy, ktoré v iných miestach spôsobili diskordancie (severný okraj SGR), sa tu prejavili zmenou faciálnych podmienok sedimentácie a vznikom celého radu dielčích faciálnych vývinov organicky nadväzujúcich na seba a ktoré bolo možné zaradiť do niekoľkých sedimentačných, transgresívno-regresívnych cyklov vývoja. Začiatky sedimentácie týchto cyklov nesprevádza vo vertikálnom smere tak náhla a radikálna zmena sedimentácie — po prípade diskordantné uloženie bazálnych častí cyklov, aby sa dalo tvrdiť, že boli zapríčinené veľmi výraznou zmenou paleoreliéfu pod priamym vplyvom mohutnejších tektonických pohybov či orogénnych fáz.

Jednotlivé lito-faciálne súvrstvia v rámci cyklov odlišujú sa od seba predovšetkým litologickou povahou, t. j. prevládanim tých-ktorých typov sedimentov čo do veľkosti zrna, ich opracovanosti, triedenosti, ďalej prevládajúcim sfarbením sedimentov, typom vrstevnatosti a niektorými textúrnymi znakmi. Obyčajne do seba prechádzajú postupne prostredníctvom nepretržitého striedania sa prevládajúcich typov hornín v tom-ktorom súvrství. Ide teda v rámci jednotlivých cyklov o postupné zmeny kontinentálnych a prechodných typov sedimentačného prostredia, ktorým odpovedajú kontinentálne, príbrežno-kontinentálne, kontinentálno-plytkovodné, lagunárne a zálivolagunárne fácie, ktoré reprezentujú jednotlivé vývojové štádia transgresívno-regresívnych cyklov, t. j. transgresie, pokojnej sedimentácie vo vodnom prostredí a regresie. Nie je teda reč o monotónnej sérii akoby sa na prvý pohľad zdalo, alebo ako to bolo zaožívané označovať, ale o sedimentáciu cyklickú (rytmickú) alebo nedokonale cyklickú. Zo značných mocností sedimentov melafýrovej série je zrejme celková tendencia prehlbovania sa dna sedimentačného priestoru. V detailoch sa udiala stupňovité. Odražom toho sú zlepence transgresívnej povahy na báze každého cyklu. Špecifikum cykličnosti spočíva v tom, že regresívne štádium nie je obyčajne zakončené frontálnym ústupom vodných mäs pod vplyvom vynárania sa dna sedimentačného priestoru. Ide skôr o splytčovanie sedimentačnej panvy systematickým zanášaním klastickým materiálom bez súčinnosti poklesových tendencií ku koncu cyklov. Toto nepravidelné stupňovité prehlbovanie sedimentačného priestoru na začiatku každého cyklu zrejme súvisí s prejavom niektorých orogenetických fáz vývoja karpatskej sústavy na rozhraní hercínskej a alpskej epochy a to saalských (?) a pfalckých fáz vrásnenia.

V tomto zmysle — napriek tomu, že medzi palinologicky dokázaným karbónom a paleontologicky dokázaným triasom existuje v melafýrovej sérii na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier nepretržitý rad sedimentov a že nikde medzi nimi nebola presvedčivo dokázaná uhlová diskordancia alebo stratigrafický hiát — bolo by azda možné považovať alebo označovať jednotlivé cykly za megacykly.

Hoci vplyv geotektonických pomerov na litofaciálny vývoj sedimentov severogemeridného permo-karbónu sa prejavuje omnoho intenzívnejšie, melafýrová séria má s nim niektoré spoločné znaky, na základe ktorých sa dá usudzovať o paralelizácii niektorých súvrství (o čom bude reč neskôr).

Históriu vývoja terrigenných súvrství melafýrovej série je možné rozčleniť do nasledovných sedimentačných cyklov.

I. Vrchnokarbónsky cyklus:

Jeho zrod začína vznikom depresii v štádiu konsolidácie varískeho horstva. Podľa priloženej schémy odpovedajú mu vrchnokarbónske a spodnopermské (?) súvrstvia a to: peliticko-psamitické (A), pelitické (B), psamitické (C) a prechodné (D).

Vrchnokarbónsky cyklus začína transgresiou vo vrchnom karbone, predstaviteľom ktorého je psefiticko-psamitické súvrstvie. Transgresívne štádium je vystriedané plytkovodnou morskou sedimentáciou a usadením pelitického súvrstvia. Postupným splytčovaním priestoru za aktívnej účasti klimatických zmien dochádza ku vzniku psamitického súvrstvia, ktoré odpovedá začiatkom regresívneho štádia vrchnokarbónskej sedimentácie. Vrchnokarbónske psamitické súvrstvie vystriedalo sa postupne prechodným súvrstvím a posledné — v krátkom intervale — zlepenkami, ktoré sú označované v priloženej schéme za bázu vrchného permu.

II. Vrcholnopermské cykly (prvý a druhý):

V červeno sfarbených sedimentoch, t. j. v komplexe súvrství z podložia podstielajúcich sa prechodným súvrstvím — pravdepodobne spodnopermského veku — v nadloží prekrývajúcimi sa polohou kremencov, ktoré tvoria bázu spodného triasu, sú vyvinuté dve polohy zlepenčov. Prvá poloha zlepenčov, o ktorých už bola reč ako o bazálnych vrchnopermských, predstavuje nové dávky materiálu z kontinentu zrejme po saalskej (?) fáze hercínskeho orogénu a začína sa nimi samostatný sedimentačný cyklus, ktorý sa označuje v predkladanej schéme ako prvý vrchnopermský cyklus.

Reprezentujú ho tieto súvrstvia: psefitické (E), peliticko-psamitické (F), produktívne (G).

Tento cyklus nie je úplne ukončený regresívnym štádiom pre špecifické klimatické i paleogeografické podmienky sedimentácie. Transgresívne štádium predstavované zlepenkami bolo vystriedané plytkovodnomorským, ktoré reprezentuje peliticko-psamitické súvrstvie. Posledné bolo postupným splytčovaním sedimentačného priestoru nahradené kontinentálnymi faciami a je označované v predkladanej schéme ako produktívne súvrstvie. Podľa typov facií tohoto súvrstvia — najmä facií riečnych výnosov do zálivolagunárneho prostredia — dá sa usúdiť, že po predchádzajúcom systematickom, ale stupňovitom poklesávaní dna sedimentačného priestoru dochádza v strednej časti vrchnopermského obdobia k relatívnemu upokojeniu vertikálnych pohybov

a splytčovaní sedimentačného priestoru, čím vzniká zvláštny typ paleoreliéfu a zvláštny geochemický rajón. V podmienkach aridnej klímy, v ktorej prevláda vyparovanie vodných mäs nad zrážkami a dochádza k vzniku evaporitov, o čom svedčia navítané sádrovce v doline Nižného Chmelenca v najvrchnejších častiach produktívneho súvrstvia — teda v najvrchnejších častiach prvého vrchnopermského cyklu.

Druhý vrchnopermský sedimentačný cyklus začína taktiež zlepenkami transgresívneho pôvodu.

Zaraďujú sa do neho tieto súvrstvia: psefitické (H), psamitické (I), peliticko-psamitické (J), vulkanogenné (K) a psamitické (L). Jeho vznik je zrejme možné spájať s dozvukami saalských (?) pohybov.

Jeho zákonitá sedimentácia bola prerušená základným vulkanizmom melafýrov, prítomnosť ktorého taktiež zvýrazňuje zvláštnosti geotektonického vývoja sedimentačného priestoru melafýrovej série a to odlišným typom vulkanizmu v porovnaní s priestorom sedimentácie severogemeridného permu, kde sa prejavil kyslý subsekventný vulkanizmus. Posledný je v melafýrovej sérii zastúpený nepatrne a je zrejme starší ako masa výlevných melafýrov.

III. Triasový cyklus:

Tento sedimentačný cyklus začína sedimentami spodného triasu a to na báze kremencov, ktoré sú vystriedané slienitým súvrstvom s bohatou kampilskou faunou a ďalej chemogénnym vápencovodolomitickým komplexom hornín stredného triasu. V tomto sedimentačnom cykle postupne nadobúda prevahu chemogénna sedimentácia nad klastickou.

Z vyššie uvedených poznatkov vyplýva, že sedimentačným priestorom s austroalpským typom sedimentácie vyčlenených Mahelom (1967) je možno pripísať nasledovné typické znaky:

- a) Neskoro hercínske a ránoalpské tektonické pohyby sa v nich prejavili podružne, bez výrazných znakov diskordancie a boli pôvodcom cyklickej sedimentácie.
- b) Sedimenty, počnúc vrchným karbónom a končiac stredným triasom, tvoria nepretržitý sled a preto v tomto komplexe by logicky mali byť prítomné spodnopermské sedimenty. V opisovanom území by im podľa litofaciálnej povahy a následnosti sedimentácie odpovedalo prechodné súvrstvie (D).
- c) Prvý vrchnopermský cyklus má mnoho spoločných znakov so severogemeridným permom, ktorý je bežne označovaný za vrchný perm (P. ADAMEK — A. AFANASIEV — E. DRNÍK — F. ŽUKOV 1958—1963), zvlášť pokiaľ ide o typy a pozície zrudnenia.

Rekonštrukcia klimatických pomerov a ich vplyv na sedimentáciu permského súvrstvia a produktívneho súvrstvia zvlášť.

Jedným z hlavných faktorov vplývajúcich na sedimentáciu a určujúcich povahu sedimentov sú klimatické pomery. I keď sedimenty od svojho vzniku vplyvom diagenetických a neskorších metamorfnych procesov i iných faktorov stratili svoju pôvodnú tvárnosť, poznajúc povahu sedimentov, ich chemický obsah, petrografické substancie, príčiny sfarbenia, faciálne znaky, obsah alebo neprítomnosť typických chemogénných súvrství, je možno do určitej miery rekonštruovať vtedajšie klimatické pomery.

Z tohoto hľadiska je možno už na prvý pohľad v melafýrovej sérii vydeliť dve výrazne sa od seba odlišujúce skupiny sedimentov a to karbónskych

a permských, ktoré sú navzájom medzi sebou spojené prechodným súvrstvom. Posledné má znaky oboch vyššie spomínaných.

Litologickú povahu naslednosť a zmeny sedimentácie v súvislosti s klimatickými pomermi dokumentujú vrty, ktoré prevítali karbónske klastogénne i prechodné súvrstvie v priestore vyústenia doliny Dikule do doliny Ipolťice. (Príloha č. II.)

Z povahy týchto hornín je zrejmé, že karbónske sedimenty sú detritickej povahy, príbrežno-kontinentálnych a plytkovodnomorských facií a obsahujú značný podiel rozrušeného rastlinného detritu, ktorý neskôr, pod vplyvom metamorfozy, premenil sa na grafickú substanciu. Preto majú sedimenty sfarbenie sivých odtieňov, ktoré sú typické pre karbónske sedimenty vôbec. Chemo-génne vrstvy alebo súvrstvia, ktoré sú v iných oblastiach s vývinom karbónskych sedimentov známe, sú tu neprítomné, pravda ak podložnému chemo-génnemu súvrstviu nepripíše sa karbónsky vek.

Značný podiel grafického materiálu v týchto sedimentoch svedčí o tom, že klíma bolo humídne, počas ktorého sa na kontinente rozvíjalo bujné rastlinstvo a jeho odumreté zbytky znášali sa do sedimentačného priestoru. Sedimentačné prostredie bolo preto redukčné.

Permské sedimenty v porovnaní s karbónskymi sú predstavované viacmenej rytmicky striedajúcimi sa klastogénnymi sedimentami značnej mocnosti (okolo 500 m) a sú sfarbené v štádiu sedimentogenézy hydrokyslíkmi železa a hematitu do červeno-hneda. Prevláda v nich Fe^{+3} nad Fe^{+2} , organický materiál a sulfidná síra je v nich netypická, okrem polôh s Cu zrudnením, tzv. meďnatých pieskovcov.

Z uvedenej charakteristiky je zrejmé, že sú to horniny sedimentujúce v prostredí bohatom na kyslík, t. j. v prostredí výrazne oxidačnom, ktoré vzniká v podmienkach semiaridnej alebo aridnej klímy.

Vznik terigénnych červených formácií v podmienkach aridnej klímy zdôrazňuje rad autorov ako STRACHOV N. M. (1962), RUCHIN L. B. (1948, 1952, 1955 a 1959), POPOV V. I. (1954) a POPOV V. M. (1959), BELOUSOV V. V. (1954). Podmienky rozvoja rastlinstva na kontinente počas semiaridnej klímy sú vynikajúce, počas aridnej klímy sú sťažené o čom svedčí epizodický sa vyskytujúci rastlinný detritus v opísaných sedimentoch.

V súvrství, ktoré sprostredkuje postupný prechod od typických a palinologicky dokázaných karbónskych sedimentov do nadložných, červeno-hnede sfarbených sedimentov permského veku, pozorujú sa vo vertikálnom smere niektoré zmeny jeho litologického obsahu v úzkej súvislosti so sfarbením.

Prechodné súvrstvie medzi karbónom a permom i zmenu sedimentácie pri prechode tohoto súvrstvia do nadložného súvrstvia zlepcov považovaných za „bázu“ prvého vrchnopermského cyklu výstižne charakterizuje profil vrtu č. 291 lokalizovaný v doline Ipolťice.

Prechodné súvrstvie (D) v tomto vrte je predstavované veľmi nepravidelne striedajúcimi sa sivoštalovými stredno, menej hrubozrnnými pieskovecami s vložkami fialovo-červených ílovcov, sivozelených zlepcov i červenohnedou piesčito-ílovitou, kremitou bridlicou jemne sludnatou. Všeobecne prevládajú v ňom zelené farebné odtiene.

V najspodnejších častiach vrtu sú už v prechodnom súvrstvi prítomné vložky hornín, typické pre karbónske súvrstvie, t. j. sivé a tmavé ílovito-piesčité i piesčito-ílovité bridlice. Blíže k nadložíu naprosto prevládajú typické sedimenty pre permské súvrstvie, t. j. jemno-stredno a hrubozrnné pieskovce červeno-hnedej farby.

V strednej časti zhodné petrografické typy hornín majú raz zelené, niekedy červené odtiene bez akékoľvek zákonitosti.

Podložie prechodného súvrstvia charakterizujú vrchné časti vrtu 292, a to zlepcami na báze a s prevahou šedých ílovitých sedimentov nad červeno-hnedými psamitami.

Z vyššie uvedeného je zrejmé, že príčinou týchto rozdielov boli postupné zmeny klimatických pomerov, zapríčinené nástupom semiaridnej klímy od konca vrchného karbónu a kulmináciou v začiatkoch vrchného permu.

Petrograficko-litofaciálna povaha vrchnopermských sedimentov melafýrovej série taktiež poukazuje na niektoré zmeny klimatických pomerov v priebehu ich sedimentácie. Svedčí o tom tá skutočnosť, že spodné časti prvého vrchnopermského cyklu predstavujú klastické sedimenty bez chemogénnych typov hornín. Odpovedajú zrejme obdobiu semiaridnej klímy, v ktorej prevládajú zrážky nad vyparovaním a preto chemogénne sedimenty v nich nevznikajú. Avšak nie je ani vylúčené, že už nastúpilo aridné klíma, avšak v tomto období neboli ani paleogeografické ani litofaciálne podmienky pre vznik chemogénnych sedimentov.

Vo vrchných častiach prvého vrchnopermského cyklu, resp. v najvrchnejších častiach produktívneho súvrstvia, presnejšie v nadloží polôh s Cu zrudnením, zistila sa v priestore Nižného Chmelenca poloha sádrovec-anhydritu. Vo východnej časti melafýrovej série, v priestore Vikartovského chrbta, sa zase častejšie objavujú sedimenty s vápnitým tmelom. Tieto chemogénne sedimenty nasvedčujú, že ku koncu obdobia formovania sa produktívneho súvrstvia už bezpečne zavládlo aridné klíma, v ktorom prevláda vyparovanie nad zrážkami, čím vznikajú podmienky pre chemogénnu sedimentáciu.

- Reč teda je o zákonitom vývoji klimatických pomerov v paleozoiku s tendenciou postupného otepľovania ovzdušia podľa schémy: karbón — humídne, spodný perm — semiaridné, vrchný perm — aridné klíma.

O tom, že na vznik evaporitov malo vplyv nielen klíma, ale i paleogeografické a faciálne podmienky sedimentácie svedčí súvrstvie druhého vrchnopermského cyklu, v ktorom chemogénne sedimenty neboli zistené, hoci počas jeho sedimentácie dominuje aridné klíma. Zrejme ich vznik znemožnila vulkanická činnosť, produktom ktorej je hlavná masa melafýrov. Ak neuvažujeme polohy kremencov v nadloží bázik, obnovuje sa typická chemogénna sedimentácia až v paleontologicky dokázanom kampile, teda po značnom upokojení vertikálnych pohybov.

O semiaridnej klíme svedčí okrem vyššie uvedených dôkazov ten fakt, že v produktívnom súvrství permu sa nachádza mŕtvy rastlinný detrit, živé formy ktorého v semiaridnom prostredí majú výborné podmienky rozvoja.

I tak: Počas formovania sa permského súvrstvia dominovalo semiaridné, resp. aridné klíma s oxidačným prostredím, preto vznikla formácia červených terigénnych sedimentov.

V súvislosti s týmto záverom je potrebné zdôrazniť tú skutočnosť, že v prevládajúcej mase červeno-hnedo sfarbených sedimentov stretávajú sa taktiež vložky so sivo-zelenými, nazelenalými a zelenými odtieňami, prítomnosť ktorých akoby vylučovala vyššie vyslovený záver.

Tieto polohy či vložky sú v spodnej časti veľmi zriedkavé vo vrchných častiach častejšie a v priestore Vikartovského chrbta tvoria výrazne lito-faciálne súvrstvie.

Táto skutočnosť hovorí o tom, že na celkovom oxidačnom pozadí vzniká epizodicky a lokálne redukčné prostredie, zapríčinené občasným výnosom mŕtveho organického materiálu do sedimentačného priestoru. Ich sfarbenie je teda syngenetické a sú typické pre fácie riečnych výnosov, resp. im príbuzným fáciám. Dalej treba zdôrazniť ten fakt, že v mnohých prípadoch sa pozorovali

skvrnité prechody zelených a červených odtieňov v polohách, zvlášť v tých prípadoch, keď polohy s hrubšou granulometrickou frakciou podstielali sa ílovitými bridlicami, ako vodonepriepustným horizontom. Tieto farebné odtiene sú výsledkom epigenetických procesov. Vznikli vylúhovaním a vynesením Fe^{3+} cirkuláciou vôd vo vodonosnom horizonte. S týmito procesami je úzko geneticky spätý vznik mineralizácie mednatých pieskovcov.

Pozícia zrudnenia typu mednatých pieskovcov

Komplexom geologicko prieskumných prác sa zistilo, že zrudnenie typu mednatých pieskovcov sa stratigraficky viaže na produktívne súvrstvie (G). Banskými dielami a vrtmi nadobudli sa predstavy o type zrudnenia a zákonitostiach jeho lokalizácie. Zistilo sa, že produktívne súvrstvie pozostáva predvažne z hnedočervených psamiticko-pelitických sedimentov, v ktorom sa nachádzajú sporadicky dve výraznejšie nepravidelne vyvinuté polohy sivonazelenalých pieskovcov, v ktorých sa lokalizujú šošovkovité telesá zrudnené typom mednatých pieskovcov. Mocnosť produktívneho súvrstvia sa lokálne mení v rozmedzí od 100 do 150 m. Tvoria ho sedimenty kontinentálnych facií. Mocnosť spomínaných polôh sa mení v rozmedzí prvej desiatky metrov. Na povrchu sa zrudnenie prejavuje hlavne mechanickými aureolami v sutine, úlomkami v alúviu potokov, zriedka prirodzenými odkryvmi.

Lito-faciálne zvláštnosti vzniku produktívneho súvrstvia a ich vplyv na zonálnosť zrudnenia

Podľa litofaciálneho vývinu sedimentov prvého vrchnopermského cyklu sa dá súdiť, že po počiatočnom transgresívnom štádiu vývoja zavládla v jeho strednej časti pomerne kľudná, plytkomorská sedimentácia, s pomerne rovným prínosom detritického materiálu z hercínskeho kontinentu.

Lito-faciálna a petrografická povaha sedimentov najvrchnejších častí prvého vrchnopermského cyklu svedčí o tom, že v perme (tak napr. i v severogemericidnom perme – porovnaj DRNZÍK E. 1963) dochádza k relatívnemu ukladaniu vertikálnych tektonických pohybov, ktoré sa predtým podieľali na poklesávaní dna sedimentačného priestoru.

Sedimentačný priestor sa však i naďalej postupne zaplňa klastickým materiálom z kontinentu, až sa premení na širokú medzihorskú depresiu s množstvom nepravidelných, miestami izolovaných lagún, záliv a depresii.

Vo vertikálnom smere sa teda kontinentálno-plytkomorské faciie vystriedali typickými kontinentálnymi a vzniká nové súvrstvie, označované ako produktívne. Toto súvrstvie je reprezentované lagunárnymi, zálivo-lagunárnymi, príbrežno-deltovými, miestami aluviálnymi faciami a faciami riečnych výnosov. Kontinentálny faciálny vývoj potvrdzujú stopy po dažďových kvapkách a pukliny schnutia na plochách vrstevnatosti sedimentov produktívneho súvrstvia, ďalej kosá vrstevnatosť, stopy po zmutňovaní vôd a nakoniec výskyt polohy sádrovec-anhydritu v jeho najvrchnejších častiach.

Rozhodujúcim momentom vzniku produktívneho súvrstvia bolo ukľudnenie vertikálnych pohybov spôsobujúcich opúšťanie sedimentačného priestoru a ne-

pretržitý prínos klastického materiálu z kontinentu, na ktorom pokračovali denudačné procesy. Súdiac podľa petrografickej povahy permských sedimentov a zvlášť produktívneho súvrstvia, rozrušuje sa jeho jadro, budované komplexom granitoidných a katazonálne metamorfovaných kryštalických typov hornín.

Nemalý podiel pri vzniku produktívneho súvrstvia malo semiaridné, ale hlavne aridné klíma, vďaka ktorému sa značné množstvá vody mohli vyparovať. Tento úsudok potvrdzuje prítomnosť polôh sádrovec-anhydritu v jeho najvrchnejších častiach.

Litofaciálny vývoj produktívneho súvrstvia v horizontálnom smere nasvedčuje, že nie všade boli rovnaké podmienky sedimentácie, čo je zapríčinené zrejme paleografickými zvláštnosťami.

V tých miestach, kde sedimentácia prebiehala vo väčšej vzdialenosti od oblasti zanášania, teda v centrálnych častiach depresie, vyznačuje sa pomerne spokojným uložením klastického materiálu, ktorá bola občas narušená väčšími alebo menšími prívalmi vody z kontinentu s množstvom klastického materiálu s rozrušeným rastlinným detritom.

Diferenciácia sedimentov vo vertikálnom smere je výraznejšia, triedenie klastického materiálu dokonalejšie. Prechod plytkovodno-morských facií do kontinentálnych je pomalý a postupný. Takými charakteristickými vlastnosťami vyznačuje sa produktívne súvrstvie v západnej časti. S podložnými sedimentami tvorí nepretržitý sled. Hranica medzi nimi je konvencionálna. Vo sfarbení sedimentov prevládajú červenohnedé odtiene, a len miestami sú v nich pozorovateľné zeleno sfarbené polohy hrubozernejšieho materiálu a malej smernej dĺžky (maximálne 100–120 m). Usporiadané sú kulisovite.

Produktívne súvrstvie, ktoré sa farmovalo v sedimentačnom priestore bližšie k oblasti zanášania, teda v priokrajových častiach medzihorskej depresie hraničiacou hádam s aluviálnou rovinou, vyznačuje sa nepravidelnejšou sedimentáciou, počas ktorej sa obdobia pomerne kľudnej sedimentácie striedali s náhlým prínosom klastického materiálu z kontinentu. Materiál je miestami veľmi zle triedený a zle opracovaný.

Ohraničenie produktívneho súvrstvia voči podložiu je pomerne výrazné. Prevládajú v ňom sedimenty stredno i hrubozerčné, sfarbené do zelena.

V týchto podmienkach rastlinné zbytky sa zhromažďujú, buď v drobných depresiách v priokrajových častiach aluviálnej roviny, ktoré sa neskôr zanášajú novými porciami klastického materiálu, alebo sa splavujú do sedimentačného priestoru aluviálnymi vodami, o čom svedčí kosá vrstevnatosť v sedimentoch. Vo väčšine prípadov sa však rovnomerne ukladajú spolu s detrickým materiálom a vytvárajú tak vrstevnaté rudné telesá s jemne vrstvičkovitou textúrou. Súdiac podľa zachovalosti rastlinných zbytkov ich transport sa nedial na väčšie vzdialenosti. Vrstevnaté textúry a výraznejšia vrstevnatosť podložných a nadložných sedimentov svedčí o vzdialenejšej sedimentácii od pobrežnej línie. Organický materiál na plochách vrstevnatosti opakujúci sa po 2–3 mm súvisí zrejme so striedaním sa ročných období.

Tieto odlišnosti faciálneho vývoja produktívneho súvrstvia sú pôvodcom horizontálnej zónalnosti tohoto typu zrudnenia, t. j. dvoch rôznych typov, ktoré sa od seba odlišujú celým radom typických príznakov.

V prvom prípade vznikajú obyčajne šošovkovité tvary v arkózových pieskovcoch s veľmi nerovnomerným a nepatrným podielom organiky, makrosko-

picky ťažko určiteľnej, v druhom prípade vznikajú vrstevnaté nazhromaždenia organického materiálu.

V produktívnom súvrství zistili sa dva výraznejšie horizonty, v ktorých sa lokalizuje zrudnenie typu mednatých pieskovcov regionálneho smerného rozsahu. Odpovedajú zrejme dvom obdobiam intenzívneho odumierania rastlínstva, alebo deštrukcie kontinentu s rastlinstvom. Nie je vylúčené, že odpovedajú dvom obdobiam výraznejších paleogeografických pomerov v súvislosti s tektono-vulkanickou činnosťou v priľahlých oblastiach, napr. v severogemerídnej synklinále.

Litológia produktívneho súvrstvia

Prieskumnými vrtmi zistili sa v produktívnom súvrství ílovce, piesčité bridlice a pieskovce s premenlivou granulometrickou frakciou od jemnozrnej do hrubozrnej.

Tieto typy sedimentov sa vo vertikálnom smere veľmi často striedajú v intervaloch od 0,5 do 10 – zriedka i viac metrov, bez akejkolvek zákonitosti, či rytmičnosti.

Prechody z jedného typu do druhého sú veľmi pozvoľné v tých prípadoch, keď hrúbkou klastického materiálu sú si blízke. V opačnom prípade sú hranice medzi nimi pomerne výrazne, zvlášť vtedy, keď sa odlišujú sfarbením.

V horizontálnom smere sú nestabilné, majú premenlivú mocnosť, postupne vyклиňujú a nahrádzajú sa inými typmi.

Základné minerálne zloženie sedimentov produktívneho súvrstvia predstavuje: kremeň, plagioklasy, K-živcov, sfuda (muskovit-sericit), ílovité minerály a akcesórie ako turmalín, rutil, zirkón, zriedka apatit.

Podľa pomeru živcov a kremeňa, zvlášť v stredno a hrubozrnných pieskovcoch vyčleňujú sa kremeň-živcové rôznorodosti ako arkózy.

Stupeň opracovanosti kremenných zŕn je pomerne nízky, triedenie klastického materiálu nie je vždy rovnomerné.

Hrubozrnejšie typy hornín majú kremito-ílovitý, alebo ílovito-kremitý tmel, v hnedočervených polohách je limonitizovaný a hematitizovaný.

Podľa veľkosti zrna a podielu piesčitej, či ílovitej zložky odpovedajú sedimenty produktívneho súvrstvia týmto hlavným litologickým typom:

1. ílovitá až ílovito-kremitá bridlica (ílovec),
2. piesčito-ílovitá bridlica,
3. jemnozrnný pieskovec,
4. strednozrnný pieskovec (arkózový),
5. hrubozrnný kremitý pieskovec (arkózový),
6. kremitý pieskovec so zastretou zrnitou štruktúrou (kremencu podobný pieskovec),
7. sádrovec-anhydritová poloha.

Vyššie uvedené typy sú prerážané medzivrstevnatými apofýzami bázičného vulkanizmu.

Typy facií produktívneho súvrstvia

Porovnávaním textúr sedimentov produktívneho súvrstvia v prirodzených odkryvoch, banských dielach a vo vrtnom jadre, zistili sa v nich dva základné typy facií a to:

1. zálivo-lagúnne,
2. fácie riečnych výnosov do zálivno-lagúnneho sedimentačného priestoru.

K faciám zálivno-lagunným zaraďuje sa naprostá väčšina sedimentov produktívneho súvrstvia.

Fácie riečnych výnosov sú zastúpené epizodicky na pozadí zálivno-lagúnnych.

Pomer spomínaných typov dokumentuje vrt GP-31/18 odvrátný kolmo na časť vrstiev produktívneho súvrstvia dĺžkou 85 m (príloha č. III).

1. Zálivno-lagúnne fácie

Podľa typu vrstevnatosti a zrnitosti rozdeľujú sa na dva podtypy:

- a) Fácie centrálnych častí plytkovodných zálivov alebo lagún s pokojnou sedimentáciou (tab. č. I. foto č. 1, 3, 4).
- b) Fácie priokrajových, alebo príbrežných častí s nekludnou sedimentáciou (tab. č. I. foto č. 2, tab. č. II. foto č. 5, 6, 7, 8).

Prvé reprezentujú polohy stredno a jemnozrnného pieskovca, piesčitej bridlice a ílovca červenohnedých farieb. Striedajú sa pozvoľne, v celku nepravidelne a miestami do seba postupne prechádzajú. V jemnozrnných pieskovcoch pozoruje sa veľmi jemné a intímne striedanie vrstvičiek s pelitickejšou frakciou s výraznou horizontálnou vrstevnatosťou. Niekedy vrstevnatú textúru zvýrazňujú vrstvičky karbonátov mocnosťou do 2–3 mm.

Lagúnne fácie najpresvedčivejšie dokumentuje poloha sádrovec-anhydritu v piesčito-lovitých bridliciach až ílovcach v najvrchnejších častiach produktívneho súvrstvia.

Fácie druhého podtypu prezrádzajú sa menej triedeným materiálom, výraznou vlnitou vrstevnatosťou, komplikovanou textúrou zmutňovania (tab. č. II, foto č. 6, 7). Karbonáty vytvárajú nepravidelné konkrécie (tab. č. I, foto č. 2).

2. Fácie riečnych výnosov.

Podľa vplyvu na lokalizáciu zrudnenia typu mednatých pieskovcov rozdeľujú sa na:

- a) lokálneho významu,
- b) regionálneho významu.

V prvom prípade prinesený materiál sa jemne premiešava s piesčito-ílovitými bridlicami a jemnozrnnými pieskovcami príbrežno-zálivných, resp. zálivno-lagúnnych facií. Hruboznejší materiál vytvára horizontálne-nepravidelné textúry (tab. č. II, foto č. 5). Niekedy je orientovaný koso na jemnozrnejší materiál lagunárnych facií. Farebné odtiene splývajú s podložnými a nadložnými sedimentami zálivno-lagúnnych facií a ako pravidlo, neprináša sa spolu s nim detritický rastlinný materiál. V opačnom prípade majú zelenú, alebo nezeleňalú farbu, polohy však majú malú mocnosť a behom niekoľkých metrov vyклиňujú. Vo vertikálnych profiloch sú to lokálne vložky kulisovite usporiadané medzi dvoma výraznejšími polohami zelených stredno až hrubozrnných arkózových pieskovcov, o ktorých bude reč nižšie, ako o polohách regionálneho významu.

Postihujú ich z povrchu oxidačné a epigenetické procesy, avšak koncentrá-

TYPY FÁCIÍ PRODUKTÍVNEHO SÚVRSTVIA V PRIESTORE NIŽNÉHO CHMELENCU NA PÍKLADE VRTU GP - 18/31

E. DRNÍK 1966

	Petrografická charakteristika	Typ vrstvenatosti	Typ fácií	Príh.
5	stredozrnný červenohedý pieskovec	Laticovitá vrstvenatosť	Fácie plytkových zálivov alebo veľkého bazínu, resp. ich priľahlých častí	
10	stredne až hrubozrnný pieskovec sado-fialovo-hnedý farby			
15	červenohedý piesčito-lievitá bridica, jemne slednatá, nepravidelne strieďajúca sa s voľkami jemnozrnných, jemne slednatých pieskovcov červenohedej farby.	Piesčité vrstvy majú horizontálnu jemnú vlnitú, nepravidelnú vrstvenatosť. Poslednú tvoria jemné vrstvy ilovcov v horizontálnom smere veľmi neskýlých mienosťou do 1mm.	Fácie má významných a lokálnych výncov do plytkovodného zálivu alebo bazínu	foto 5
20	jemnozrnný červenohedý pieskovec	Nepravidelná, imavšie šírky toho istého materiálu		
25	červenohedý piesčito-lievitá bridica jemne slednatá s prechodmi do ilovcov	Jemne horizontálna, veľmi nepravidelná a výrazná vrstvenatosť, komplikovaná textúrami zmieňovania	Fácie priokrajných častí plytkovodných zálivov alebo lagún	foto 6
30	stredozrnný červenohedý pieskovec	Masivná textúra, postupný prechod do nádstia a podlaže		foto 8
35	piesčito-lievitá bridica červenohedej farby	Kontakt s nádstnými pieskovcami jemne vrstvenatý		
40	sedozrnný stredozrnný pieskovec piesčito-lievitá bridica červenohedej farby stredozrnný červenohedý pieskovec	Kosá vrstvenatosť Masivná textúra	Fácie riečnych výncov	
45	jemnozrnný pieskovec červenohedej farby, jemne slednatý	Intímne sriedenie sa jemnozrnných a pelitovej frácie sedimentov	Fácie lagún	
50	stredozrnný pieskovec červenohedej farby	Jemné sriedenie vrstvičiek jemnozrnných pieskovcov s ilovcami s ojedinelými karbonátovými vrstvičkami. Horizontálna vrstvenatosť výrazná	Fácie lagún	foto 4
55	jemnozrnný pieskovec s veľmi nepravidelou vlnitou až chvostikou vrstvenatosťou, kombinovanou s textúrami zmieňovania	Červenohedý jemnozrnný pieskovec s vrstvičkami ilovcov intenzívne deformovaný	Fácie priľahlých častí plytkovodných zálivov	foto 7
60	jemnozrnný pieskovec, jemne slednatý červenohedej farby	Červenohedý jemnozrnný pieskovec s voľkami do 2cm ilovcov i piesčitých bridíc, s výraznou horizontálnou vrstvenatosťou	Fácie lagún	foto 3
65				
70		Pieskovec jemnozrnný, nie triedený, s veľmi nepravidelou vlnitou vrstvenatosťou s kónkréscami i nepravidelnými tvormi karbonátov	Fácie priokrajných častí lagún	foto 1 foto 2
75	Sedozrnný porfyriz	Medzivrstvená intrúzia	Intrúzna fácia	
80	stredozrnný červenofialový pieskovec	Zrnitá textúra, miestami s nádstnými vrstvenatosťami	Fácie priľahlých častí plytkovodných lagún alebo zálivov	

cie Cu zrudnenia väčšieho významu sa v nich nelokalizujú. Vo väčších hĺbkach pod povrchom sú, ako pravidlo, bezrudné. Vyznačujú sa o niečo zvýšenými obsahmi medi voči klarkovým obsahom, a taktiež zvýšeným podielom iných sprievodných prvkov ľahkomigrujúcich, ktoré sa v nich začínajú koncentrovať, zrejme už v štádiu sedimentogenézy.

Fácie riečnych výnosov regionálneho významu reprezentujú jemno-stredno až hrubozrnné arkózové pieskovce svetlej alebo nazelenalej farby, v ktorých sa lokalizujú opisované výskyty Cu zrudnenia. Majú väčšie mocnosti (do 10 m) a dlhšie smerné pokračovania (do 100 m) a taktiež do strán postupne zanikajú. Na ich vzniku sa podieľali prívalové vody z kontinentu, ktoré pokiaľ hľadáme hrubozrnejšieho klastického materiálu prinášali do sedimentačného priestoru i rastlinný detritus.

Prívaly vôd regionálneho významu nastali počas tvorby produktívneho súvrstvia dvakrát a odpovedajú im dve viac-menej výrazné plochy označované ako rudné. Mohli ich vyvolať buď tektonické pohyby spojené s vulkanickou činnosťou a deštrukciou povrchu s rastlinstvom, alebo iné faktory ovplyvňujúce zvýšenú zrážkovú činnosť.

Svedčia o tom nasledovné fakty:

- a) nepredstavujú súvislé a v zmysle petrografickom, vedúce polohy, vznik ktorých by sa dal objasniť sedimentáciou v plytkovodno-morskom bazéne. Flyšoidná sedimentácia je pre produktívne súvrstvie atypická.
- b) Vo vertikálnych profiloch produktívneho súvrstvia, nedominoje rytmická sedimentácia, ktorej by arkózové pieskovce boli organickou súčasťou.
- c) V smere kolmom na vrstevnatosť produktívneho súvrstvia sú tieto polohy usporiadané akoby do dvoch horizontov odpovedajúcich dvom časovo odlišným obdobiam mohutnej hydroklimatickej činnosti, súvisiacej zrejme s vulkanickou činnosťou v perme priľahlých oblasti, napr. v severogemerídnom perme.
- d) Do podložia a nadložia polôh arkózových pieskovcov nepozoruje sa postupný prechod granulometrickej frakcie. Voči podložným a nadložným piesčito-ílovitým sedimentom javia sa skôr ako cudzorodé sedimenty.
- e) Textúra arkózových pieskovcov nie je výrazne vrstevnatá, ako sa to pozoruje na nadložných a podložných sedimentoch, zvlášť u jemnozrnejších typov. Naopak, miestami sa pozoruje kosá vrstevnatosť, pokiaľ nebola neskoršími epigenetickými procesami zastretá.
- f) Rozloženie klastického materiálu je miestami neusporiadané, šupinaté minerály nemajú strohé usporiadanie v jednom smere.
- g) Sulfidná mineralizácia koncentruje sa v zelených, obyčajne stredozrnných pieskovcoch len v tých miestach, kde sú prítomné zvyšky rastlinstva, ktoré boli prinesené do sedimentačného priestoru prívalovými vodami spolu s klastickým materiálom.

Rozmiestnenie mŕtveho organického detritu je krajne nerovnomerné, to potvrdzuje začlenenie arkózových pieskovcov k fáciám riečnych výnosov, resp. k im blízkym fáciám.

Treba zdôrazniť, že neskoršie katagenetické a epigenetické procesy zastreli ich pôvodné a typické faciálne znaky, ktorými sa odlišovali od ostatných sedimentov.

Podľa toho, ako sa jednotlivé typy facií vo vertikálnych profiloch striedajú,

dá sa usudzovať o migrácii príbrežnej línie zálivov, alebo lagún, v horizontálnom smere.

Petrografická charakteristika rudolokalizujúcich polôh a rudných šošoviek

Pod týmto pojmom označujú sa polohy šedonazelenaých jemno-stredno i hrubozrnných arkózových pieskovcov.

Ich petrografický obsah je uvedený v tabuľke na str. 20.

Štruktúra arkózových pieskovcov je rovnomerne i nerovnomerne zrnitá, blastopsamitová alebo psamitová, tmel bazický, alebo dotykový s mikrolepidoblastovou štruktúrou. Organický materiál je mikroskopicky nerozoznateľný, avšak chemická analýza vykázala 0,2 % C org.

Z výsledkov petrografického štúdia, rudolokalizujúcich polôh a rudných šošoviek je zrejmy zhodný petrografický obsah. Základné komponenty klastickej časti sú: kremeň, plagioklasy, K-živce, sporadické — sericit, muskovit a akcesórie, hlavne turmalín, rutil a zirkón.

Súdiac podľa tejto minerálnej asociácie a hlavne akcesórií, zdrojom klastického materiálu museli byť granitoidné horniny hercinského horstva. Klastický materiál, hlavne kremeň, je nedostatočne opracovaný a neprekonal dlhší transport.

Podložné a nadložné sedimenty v porovnaní s rudolokalizujúcimi arkózovými pieskovecami, odlišujú sa od nich lepšou opracovanosťou a triedenosťou materiálu. Základné rozdiely však spočívajú v charakteristike tmelu.

V podložných a nadložných hnedo-červeno sfarbených horninách tmel obsahuje hydrokysličníky Fe^{+3} a mangánu, ktoré vznikli v sedimentogénnom a diagenetickom štádiu vytvárania sa sedimentu.

V zeleno-sivých arkórových „bezrudných“ pieskovcoch takýto tmel je netypický, hoci sa pod mikroskopom vyskytujú hydrokysličníky železa v podobe drobných, nepriehľadných zhlukov. Častejší je v nich chlorit.

V rudných polohách, alebo šošovkách kremito-sericitický tmel nielen že vyplňa voľné priestory medzi klastickou zložkou pieskovcov, ale navyše ich koroduje a zabíja do nich po kataklastických puklinách a plochách štiepnosti. Je teda korózneho typu. Okrem toho je čiastočne rekryštalizovaný, čo sa prejavuje vznikom novotvarov sericitu a kalcitu. Najviac je tmel karbonatizovaný a v zrudnených častiach intenzívne sekundárne hematizovaný.

Korozívne účinky tmelu, jeho rekryštalizačné znaky, karbonatizácia, sekundárna hematizácia a viazanosť rudnej mineralizácie na tmel pieskovcov nasvedčuje, že v postdiagenetickom štádiu boli arkóзовé pieskovce postihnuté epigenetickými procesami.

Litológia bezprostredného podložia a nadložia rudolokalizujúcich polôh i rudných šošoviek

Litológia bezprostredného podložia a nadložia rudolokalizujúcich polôh, na základe ktorej sa dá usudzovať či zrudnenie sa koncentrovalo v štádiu sedimentogenézy, diagenézy alebo je výsledkom epigenetických procesov. Študovala sa v mnohopočetných priesečníkoch a to v rýhach, banských dielach i vo vrtných profiloch.

Vo všetkých prípadoch pozorovalo sa, že zrudnenie typu mednatých pieskovcov v západnej časti melafýrovej série lokalizuje sa v polohách zelených arkózových pieskovcov obyčajne hrubšieho zrna, premenlivej mocnosti, nestá-

Petrografický obsah rudolokalizujúcich polôh a šošoviek

sivonazelenalý, stredno-hrubozrnný arkózový pieskovec bezrudný				karmínovo-červený stredne až hrubozrnný arkózový pieskovec rudný		
	minerál	Ø zrn v mm	% obsah	minerál	Ø zrn v mm	% obsah
Hlavné	kremeň plagioklasy K-živec	0,3-1,5 0,3-0,5 0,1-0,7	50-65 10-15 10-15	kremeň plagioklasy K-živec	0,3-1,5 0,3-0,5 0,1-0,7	60-65 5-10 5-10
Vedľajšie	muskovit sericit	0,1-0,7 0,1-0,05	3-5 2-3	muskovit sericit	0,1-0,7 0,1-0,05	2-3 1-2
	biotit chlorit	0,1-0,3 0,1-0,3	0,5			
	zirkón apatit turmalín titanit anfibol	0,2-0,3 0,1-0,2 0,2-0,3 0,2-0,3 0,1-0,2	1 %	zirkón apatit turmalín titanit	0,2-0,3 0,1-0,2 0,2-0,3 0,2-0,3	cca 1 %
Rudné	pyrit	0,2		viď str. č. 32		0,5-1,0
Tmel	ílovito-sericit.- kremito-sericitický, čiastočne karbona- tizovaný ílovité minerály karbonát sericit chlorit	0,01-0,05 0,2 -0,3 0,01-0,02 0,02-0,03	10-15 60-70 30-40 10 2	kremito- sericitický, hematitizovaný a karbona- tizovaný, korózneho typu ílovité minerály karbonáty sericit	 0,01-0,05 0,2 -0,3 0,01-0,02	10-15 50-60 30-40 5

Percentuálny podiel jednotlivých minerálov je určený odhadom.

bilných v horizontálnom smere, ktoré sú ohraničené z podložia a nadložia červenohnedými ílovitými alebo ílovitejšími sedimentami zálivlagunných facií.

Bezprostredné podložie a nadložie rudolokalizujúcich polôh uložených v rôznych stratigrafických výškach (avšak v rozmedzí produktívneho súvrstvia) nevyznačuje sa jednotnosťou a stabilitou litologických typov čo sa týka hrúbky granulometrickej frakcie a taktiež stabilitou ich mocností. Určité náznaky analógie podložia a nadložia dajú sa miestami pozorovať v priesečníkoch jednej a tej istej polohy.

Čo sa týka koncentrácie úžitkovej zložky a to v prípade malých mocností, je rudolokalizujúca poloha impregnovaná na celú mocnosť a zrudnenie pôsobí dojomom vrstevnatého morfológického tvaru.

V prípade väčších mocností koncentruje sa zrudnenie zvyčajne v jej spodných častiach. Sledovaním smerného rozsahu zrudnenia sa zistilo, že má tvar premenlivých šošoviek v rozmedzí tejto polohy a šošovky sú rozmiestnené nezávisle od podložia a nadložia.

Kvalita zrudnenia, mocnosti rudných šošoviek a ich vertikálna pozícia v rozmedzí jednej a tej istej rudolokalizujúcej polohy, nie je taktiež výlučne závislá od podložných alebo nadložných sedimentov i keď miestami, najmä v prípade ílovitejších sedimentov, ich priaznivo ovplyvňuje.

Z uvedených faktorov je zrejmé, že lokalizácia Cu mineralizácie nepodriaďuje sa kritériam syngenetickej koncentrácie.

Litológia, petrografia, resp. epigenetické premeny tak bezprostredného podložia ako aj zrudnených častí rudolokalizujúcich polôh sa študovala v rážke R-1/32 (príloha č. IV. a V.).

Vrstevný sled z podložia do nadložia je sledovaný: cca 1 m mocná lavica ružovofialového hrubozrnného pieskovca smerom do nadložia plynule stráca na hrúbke zrna a v rozmedzí 0,5 m prostredníctvom najprv stredne, neskôr jemnozrnného pieskovca sa postupne vystrieda 0,40 m mocnou polohou červenofialovej jemne piesčitej ílovitej bridlice. Vyššie v nadloží nasleduje 0,8 m mocná lavica sivozeleného hrubozrnného pieskovca, miestami s naružovelým odtieňom, ktorý do nadložia taktiež postupne prechádza do zeleného jemnozrnného pieskovca. Táto lavica sa vyznačuje zvýšeným obsahom minerálov meďi. Ďalej v nadloží je vyvinutá 25–30 cm vrstva zelenobelasej piesčito-ílovitej bridlice, ktorú do nadložia vystrieda strednozrnný arkózový pieskovec s najbohatším zrudnením.

Už na prvý pohľad je zrejmé:

- a) lavicová vrstevnatosť,
- b) postupná zmena granulometrickej frakcie do nadložia s tendenciou jej zjemňovania v niektorých polohách,
- c) dve 30–40 cm mocné polohy piesčito-ílovitej bridlice v bezprostrednom podloží zrudnených polôh,
- d) lokalizácia zrudnenia typu mednatých pieskovcov v dvoch polohách zelených arkózových pieskovcov v bezprostrednom nadloží dvoch spomínaných polôh piesčito-ílovitej bridlice až ílovca.

Podložie vrstvy č. 3 s náznakmi zrudnenia tvorí vrstva č. 2, ktorá sa skladá z dvoch častí. Podložnú časť reprezentuje piesčito ílovitá bridlica jemne slednatá červenofialovej farby. Prevláda v nej (vz. č. H-ia) ílovitý materiál so šupinkami sericitu, ktoré sú viac-menej usmernené. Zrníčka kremeňa a živcov sú sporadické. Textúru má rovnomerne bridličnatú, štruktúru aleuro-pelitovú, tmel intenzívne hematitizovaný. Ide o bežnú, piesčito-ílovitú bridlicu.

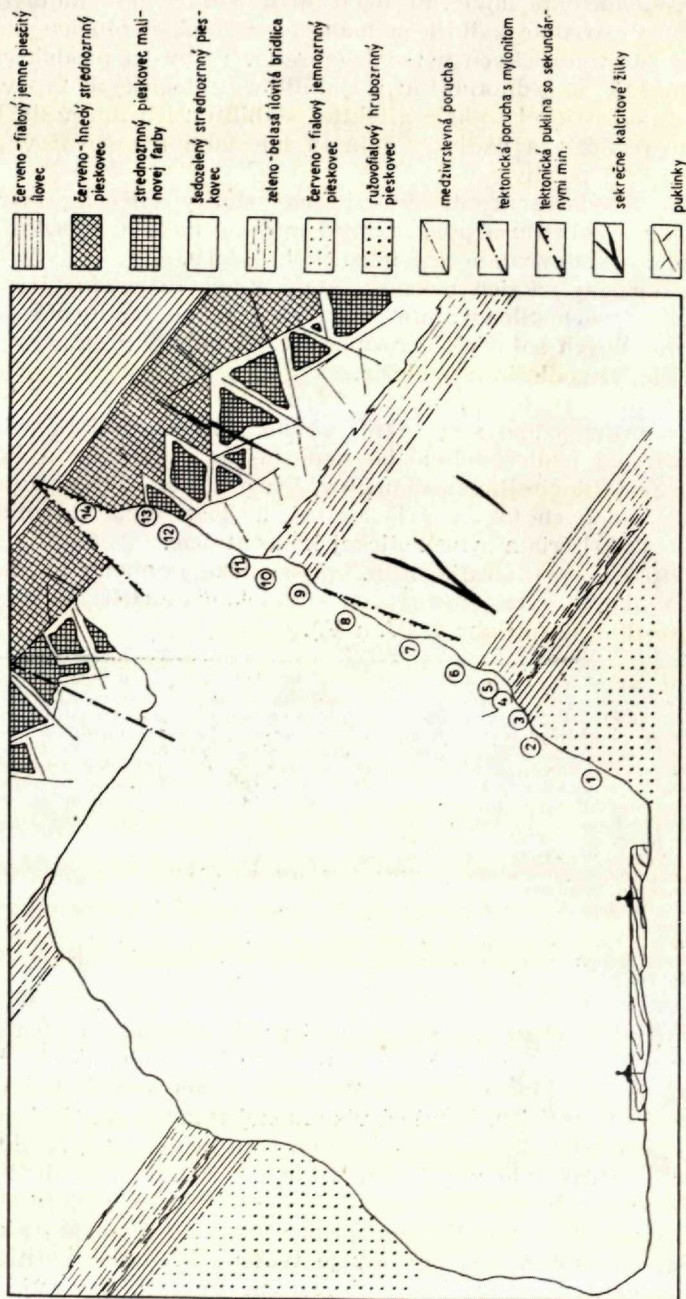
Do nadložia postupne prechádza do ílovitej (chloritickej) bridlice zelenobelasej farby (vz. č. R-1/4). Štruktúrou a textúrou je podobná vyššie opísanej, avšak podstatná časť horniny je tvorená kremito-chloriticko-sericitickým materiálom s nepatrne hematitizovaným tmelom. Pozoruje sa v ňom zvýšený podiel chloritu.

Porovnávajúc obe časti, je zrejmé, že i v druhom prípade ide o pôvodnú

PRIKLAD EPIGENETICKEJ KONCENTRÁCIE CU V TAKZV. MEDNATÝCH PIESKOVCOCH

PROFIL ROZRAŽKY R 1/32 v 7 m.

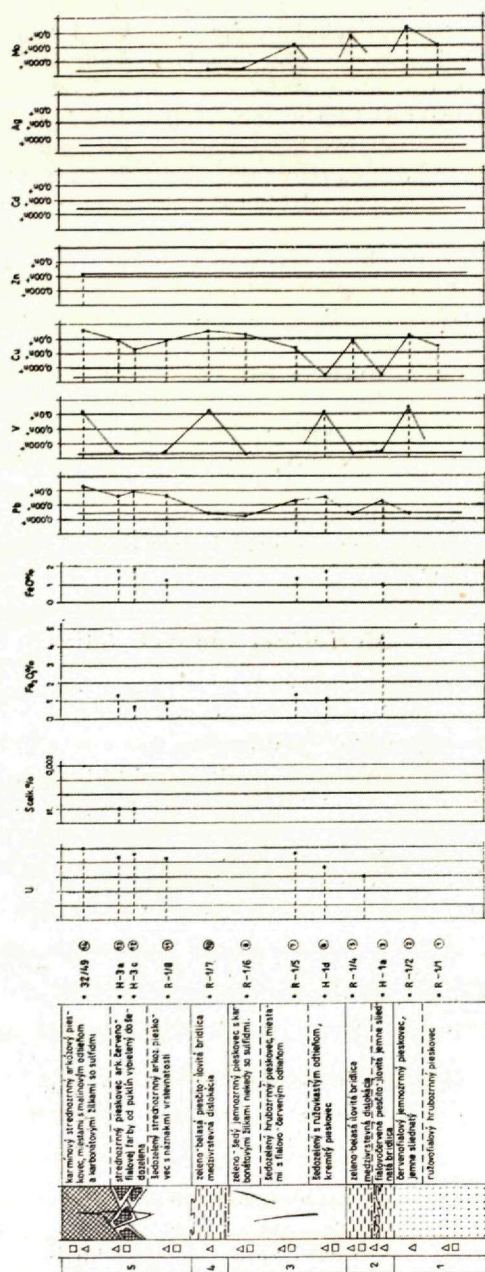
Drnžík E. 1966.



Kresila: Huňová

DRNZÍK E. 1956

V ROZRAŽKE R-1 v 7m.



121

výboru

nóberus

R-1/5 označenie podľa prílohy

① označenie vzoriek

[illegible]

Kreslila: Huňová

červeno-fialovú bridlicu, v ktorej vo vrchnej časti nastalo vyluhovanie hematitu a vznik chloritu.

Obdobné premeny zaznamenala i piesčito-ílovitá bridlica zeleno-belasej farby (vrstva č. 4) v bezprostrednom podloží zrudnenia lokalizujúceho sa vo vrstve č. 5. V tomto prípade je tmel oveľa viac karbonatizovaný.

Petrografická charakteristika zrudnených polôh bola podaná vyššie. Tmel je korózneho typu, v nezrudnených partiách je ochudobnený o hematit, je čiastočne chloritizovaný, karbonatizovaný a silifikovaný. V zrudnených častiach sa pozoruje zasa intenzívna druhotná hematitizácia, karbonatizácia i prekremenenie.

Sumarizujúc vyššie uvedené je zrejmé, že ide o proces sekundárnych epigenetických premien, označovaných v literatúre ako oglejenie (PERELMAN A. I. 1959, BATULIN S. G. 1963, ZELENKOVA O. I. 1963, PERELMAN A. I.—BORISENKO E. N. 1962), ktoré je výsledkom cirkulácie vôd vo vodopriepustných horizontoch a to zvlášť v tých prípadoch, keď sa tieto podstielaajú horizontom vrstiev vodonepriepustných.

V našich prípadoch sú vodopriepustné polohy arkózových pieskovcov stredného až hrubého zrna a vodonepriepustné sú polohy ílovitých až piesčito-ílovitých bridlíc.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že i petrografia hornín a ich sekundárne premeny svedčia v prospech epigenetických procesov, ktoré sa podieľali na vzniku tohoto typu zrudnenia.

Morfológia rudných telies

Opisovaný typ zrudnenia sledoval sa v dvoch rudulokalizujúcich polohách oddelených od seba vertikálne približne 150 m mocným súvrstvom červeno-hnedých, psamiticko-pelitických sedimentov so sporadickými vložkami nazeľnalých, ale bezrudných pieskovcov rýchlo vykliňujúcich.

Poznatzky o morfológii rudných telies je možné zhrnúť do nasledovných bodov:

1. Zrudnenie typu mednatých pieskovcov je v tejto časti melafýrovej série predstavené výlučne nepravidelnými šošovkami, ktoré šírkou a dĺžkou obyčajne nepresahujú prvú desiatku metrov. Ich mocnosti sa pohybujú v rozmedzí od 0,5 do 1,0 m.
2. Šošovky nevychádzajú za hranice polôh sivo-zelených, stredne až hrubo-zrnných arkózových pieskovcov.
3. Zrudnenie sa obyčajne zvýrazňuje na povrchu nazelenalými hydrokysličníkmi medi, na čerstvých lomových plochách načervenalými, popolavosivými a malinovými farebnými odtieňami na sivo-zelenom podklade. Hranice s rudulokalizujúcimi pieskovecami sú pozvoľné a nepravidelné.
4. Rozmiestnenie zrudnenia je obyčajne koncentricko-šošovkovité alebo lalokovité.
5. Mŕtvy organický materiál sa makroskopicky nepozoruje. Chemickou analýzou na C org. jeho prítomnosť bola dokázaná.
6. Zvýšená koncentrácia úžitkovej zložky v šošovkách je v tých miestach, kde je komplikovaná puklinami, po ktorých presakuje povrchová voda zvlášť blízko k povrchu (sekundárne obohatenie).
7. Rozmiestnenie šošoviek v ploche nie je pravidelné.

8. Na povrchu sú jednotlivé šošovky vzdialené od seba 30,50 až 100 m, ba i viac.

9. Morfológia rudných šošoviek, ich početnosť a rozmiestnenie v ploche polôh ako aj rozmiestnenie úžitkových komponentov svedčia v prospech epigenetických procesov.

Vo východnejších častiach melafýrovej série ovplyvňuje morfológickú tvárnosť rudných prejavov mŕtvy organický materiál rastlinného pôvodu. Zrudnenie je v horizontálnom smere stabilnejšie a morfológicky reprezentované vrstevnatými tvarmi, menej šošovkovitými.

Minerálny obsah zrudnenia typu meďnatých pieskovcov

Detailné mineralogické a geochemické zhodnotenie rudných vzoriek z rýh, vrtného jadra, ale hlavne z rudných šošoviek overených banskými dielami potvrdilo, že tento typ zrudnenia pripomína zrudnenie typu tzv. meďnatých pieskovcov, známych zo severogemeridného permu i iných oblastí s vývinom permu. Tento typ zrudnenia sa všeobecne vyznačuje veľmi jednoduchým minerálnym i geochemickým obsahom. Rudné komponenty sú tu predstavené hlavne sulfidmi Cu v tmeliacej hmote arkózových pieskovcov.

Uránové minerály reprezentuje nasturán (uránová smolka, smolinec) a černe.

Nasturán je pozorovateľný v rudnom materiáli už makroskopicky v podobe okrúhlych agregátov rozmerom do niekoľkých milimetrov a kolomorfnou štruktúrou. Prezrádza sa typickým smolným leskom. Zvlášť presvedčivý je na puklinách pieskovcov, kde spolu s uránovými čerňami a kryštálkami kalcitu vytvára amorfné agregáty. Mikroskopickým štúdiom sa zistilo niekoľko generácií nasturánu.

Nasturán I nachádza sa prevažne v asociácii s pyritom II. Táto asociácia vystupuje v podobe globulárnych kolomorfných alebo sferoidálnych tvarov. Sústreďuje sa buď v ich centrálnych častiach, alebo sa vzájomne strieda so zónami pyritu. Veľmi často sa pozoruje tiež v okrajových častiach globúl (tab. č. III, foto č. 9).

Niekedy sa pozoruje ako nasturán I v pyritovej zóne vytvára drobné sféry a hroznovité prerastania. V ojedinelých prípadoch sa nasturán I pozoroval v podobe sferolitov mikroskopických veľkostí v tmele pieskovcov. Sú buď samostatné, alebo sa zoskupujú do hroznovitých tvarov. Majú koncentricko-zonálnu štruktúru. Priemer sferolitov od 0,01 do 0,1 milimetra.

V sferolitoch nepozorujú sa puklinky sinerézy.

Sulfidy Cu v globulárnych formách obrastajú a zatláčajú nasturán-pyrovitú asociáciu. Okolie globúl nesprevádza sa hematitizáciou.

Nasturán II vytvára nepravidelné tvary v tmele pieskovcov kolomorfnou zonálnou štruktúrou. Zonálnosť je zvýraznená striedaním sa zón s odlišnou mohutnosťou. Pozoruje sa tu totiž bežný zjav premenlivej odrazovej schopnosti nasturánu od 11,6 do 16,8 %, čo je zapríčinené stupňom oksyločovania nasturánu (tab. č. III, foto č. 10).

Nasturán II nachádza sa v tesnej asociácii so sulfidmi medi, hlavne druhej generácie. Obaluje sa, alebo sa obrastá agregátmi chalkopyritu II a bornitu II i tetraeditom, ktoré ho po okrajoch zatlačujú. Posledné sú zatlačované kovelínom a chalkozínom.

Nasturán II vytvára taktiež okrajové lemy medzi tmelom s obsahom uránových čerňí a klastickými zrnami kremeňa a živcov. Niekedy úplne obrastá

klastické zrná kremeňa a vyplňuje jeho pukliny. Do šupinatých minerálov preniká po plochách štiepnosti (tab. č. IV, foto č. 11).

Nífovidné žilôčky nasturánu II pozorujú sa (pravda veľmi ojedinele) taktiež v tmele pieskovcov. V jednom prípade pozoroval sa v interstíciách medzi zrnami kremeňa.

Podľa jeho štrukturálnych tvarov v tmele, ďalej jeho pozície, v klastickom materiáli, ako aj jeho vzťahov so sulfidmi medi je zrejmé, že nasturán II je mladší ako sulfidy I. generácie, ale o niečo starší ako sulfidy II. generácie.

Tmel v priestore vývinu nasturánu II. generácie je intenzívne hematitizovaný jemne disperzným hematitom.

Nasturán III koncentruje sa pozdĺž nífovidných žíliet vyplnených karbonátom alebo pukliniek i žíliet mocnosťou do 0,7 cm v asociácii so sulfidmi tretej generácie a regenerovanými uránovými čerňami.

Uránové černe sú zastúpené dvomi rôznorodosťami, a to:

- a) zbytkovými čerňami,
- b) regenerovanými čerňami.

Zbytkové černe nachádzajú sa v úzkej genetickej i priestorovej závislosti s nasturánom I. a II.

Prejavujú sa tým, že jednotlivé časti nasturánových zŕn majú zníženú odrazovú mohutnosť až o 5–10 %. V štruktúrnom slova zmysle vytvárajú analogické tvary ako nasturán, keďže sú produktom jeho rozpadu.

Zbytkové černe, tak isto ako nasturán obrastajú sa sulfidmi medi. Niekedy sa vzájomne prerastajú, avšak o ich vzájomných vzťahoch sa dá súdiť len nepriamo podľa vzťahov nasturánu a sulfidov. Ich okolie intenzívne presvitá krvavočervenými reflexami, čo je spôsobené silnou hematitizáciou tmelu.

Regenerované černe sa nachádzajú v puklinách pieskovcov, kde sú zreteľné už makroskopicky v asociácii s nasturánom III. s popraškami pyritmarkazitu. Koncentrujú sa taktiež pozdĺž okrajov sekrečných kremeň-karbonátových žíliet so sulfidmi.

Identifikáciu uránových čerň značne sťažovali (okrem ich veľmi blízkych optických vlastností s nasturánom) deštruktívne účinky pri leštení nábrusov.

Primárne sulfidy medi sú zastúpené chalkopyritom, bornitom i kovelínom.

Chalkopyrit reprezentuje niekoľko generácií.

Chalkopyrit I vystupuje v podobe drobných izolovaných zŕn, alebo agregátov xenomorfných tvarov v tmele pieskovcov (tab. č. IV, foto č. 12). Má alotriomorfnú štruktúru. Rozmer zŕn sa pohybuje od mikroskopických do dvoch milimetrov.

Niekedy sa v ňom nachádza bornit I., s ktorým vytvára štruktúry vzájomných hraníc, ale prevažne ho zatlačuje.

Chalkopyrit II vytvára nepravidelné zhluky a agregáty v tmele pieskovcov, vyplňa interstície medzi klastickými zrnami a vyplňuje v nich klastické pukliny, hlavne v kremeni. Okrem toho zachádza do kremeňa jazykovými tvarmi. Vystupuje vždy v tesnej asociácii s bornitom II a tetraedritom. Vzájomné vzťahy sú medzi týmito tromi minerálmi veľmi zložité. Z jednej strany vytvárajú štruktúry vzájomných hraníc, z druhej strany štruktúry okrajových lemov a zatlačovania.

Na základe vzájomných vzťahov týchto troch minerálov je možné súdiť, že vznikali súčasne. Chalkopyrit II dosť často zastupuje bornit I. po štruktúrach

jeho vnútornej stavby. Jeho vzájomné vzťahy s uránovými čerňami sú také, že sa navzájom obrastajú.

Chalkopyrit III sa vyskytuje v sekrečných kremeň-karbonátových žilkách spoločne s bornitom III a tetraedritom. Posledné ho obyčajne zatlačujú. Priemery zŕn v agregátoch dosahujú 3 až 5 milimetrov.

Bornit je zastúpený v rudnej výplni podradnejšie v porovnaní s chalkopyritom.

Bornit I vytvára buď samostatné zrníčka v tmele pieskovcov, alebo sa nachádza v tesnom prerastaní s chalkopyritom I., ktorý s ním vytvára štruktúry vzájomných hraníc, alebo ho zatlačuje.

Bornit II sa obyčajne pozoruje v tesnej asociácii s chalkopyritom II a tetraedritom. Jeho vzájomné vzťahy s týmito minerálmi sú opísané pri chalkopyrite II. Bornit II koroduje pyrit I. a obrastá nasturán II. sledujúc jeho kolomorfnú stavbu.

Vychádzajúc zo vzájomných vzťahov bornitu II s ostatnými sulfidmi medi je zrejmé, že hoci sa nachádza s nimi v tesnej asociácii, predsa musel kryštalizovať o niečo skôr, ako chalkopyrit II a tetraedrit. Vo väčšine prípadov je nimi zaliaty.

Bornit III je súčasťou minerálnej výplne sekrečných karbonátových žiľiek. S tetraedritom vytvára mirmekitové prerastania a štruktúry okrajových lemov. Miestami sa úplne obrastá tetraedritom a chalkopyritom III.

Tetraedrit vyskytuje sa veľmi sporadicky a preto jeho vzťahy voči iným Cu-minerálom v rudnej výplni nie je možné hodnoverne určiť.

Za Tetraedrit I je možné považovať také vydelenia, v ktorých sa tetraedrit lemuje chalkopyritom II. Vo väčšine prípadov prerastá sa so sulfidmi medi a vytvára s nimi štruktúry vzájomných hraníc (porovnaj chalkopyrit II). Koroduje pyrit I a II a kobaltín. Spolu s chalkopyritom II je buď zaliaty v kolomorfnom nasturáne II, alebo ho spolu s ním a bornitom II obrastá.

Za Tetraedrit II považuje sa také vydelenie, ktoré obyčajne zalievajú chalkopyrit II i bornit II. Avšak ich vzťahy sú natoľko zložité, že je ťažko hovoriť o druhej generácii tetraedritu. Skôr treba pripustiť myšlienku o súčasnej kryštalizácii tetraedritu, chalkopyritu II a bornitu II. Nie je vylúčené, že vznikol na úkor chalkopyritu II.

Tetraedrit III je súčasťou kremeň-karbonátových žiľiek sekrečného pôvodu, kde tvorí prevažnú časť sulfidickej výplne. Vytvára mirmekitové štruktúry s bornitom III, ďalej štruktúry okrajových lemov a zatlačovania s chalkopyritom III, bornitom III a x-minerálom, pravdepodobne bizmutinóm.

Pyrit I nachádza sa v podobe idiomorfných, čiastočne kataklazových zŕn, buď ojedinelých, alebo jemných vstrúsením. Má kubické, alebo pentagonálne ohraničenie. Rozmer zŕn sa pohybuje v rozmedzí od 0,05–0,08 mm. Zastupuje sa sulfidami medzi, t. j. chalkopyritom II, tetraedritom II a bornitom II.

Pyrit II vyskytuje sa v podobe sferolitov pripomínajúcich svojou štruktúrou globule tab. č. III, foto č. 9). Má koncentricko-zonálnu štruktúru, stred ktorej tvorí nerozkryštalizovaný gel, zložitého obsahu (pravdepodobne kremito-uránový so zbytkami organiky). Zóny striedajú sa v poradí zo stredu do strán: SiO_2 s organikou a nasturánom – pyrit – SiO_2 – koefinit (?) – pyrit – nasturán I.

V porovnaní s pyritom I je o mnoho rozšírenejší. Vznikal pravdepodobne z gelov zložitého chemizmu už v štádiu sedimentogenézy. Rozmery zŕn sfero-

idálneho pyritu sú rôznej veľkosti a pohybujú sa od mikroskopických do makroskopických. Zastupujú ho sulfidy meďi.

Pyrit III vzniká na úkor globulárneho pyritu II v procese prekryštalizácie a premiestňovania rudných komponentov v štádiu diagenézy, resp. epigenézy.

Vytvára široké lemy dookola globulárneho pyritu II. Mikroskopicky sa prejavuje zmenou farebných odtieňov. V centrálnych častiach je žltkastý na okrajoch ružovkastý. V týchto prípadoch dochádza k vzniku markazitu.

Markazit sa vyskytuje spoločne s pyritom III v podobe kopcovitých kryštálikov v jeho okrajových častiach.

Kobaltín I sa nachádza v tmeli pieskovcov veľmi ojedinele. Určil sa na základe jeho typických optických vlastností a tvarov zŕn. O jeho vzájomných vzťahoch s ostatnými minerálmi je ťažko súdiť. Veľmi ojedinele sa pozoruje ako ho z okrajov zatlačuje chalkopyrit II a tetraedrit. V asociácii s uránovými minerálmi nebol zistený.

Rýdze zlato (?) zistilo sa v dvoch prípadoch pri zväčšení 950 a 1425 X. Bolo identifikované na základe jeho typickej žltej farby s vysokým odrazom. Neistota v jeho identifikácii a nevyjasnené jeho vzájomné vzťahy voči iným minerálom sú zapríčinené veľmi malými rozmermi zŕn a zle vyleštenou plochou nábrusu. Ide pravdepodobne o drobné vstrúseniny zlata v klastickom kremeň.

Rýdzi bizmut (?). Určil sa na základe optických vlastností (vysoká odrazová mohutnosť, krémové odtiene, nízka tvrdosť). Vyskytuje sa obyčajne v asociácii s tetraedritom v týchto zrnách, kde má reliktovú povahu.

Obyčajne sa koncentruje spolu s tetraedritom dookola nasturánu II. Pravdepodobne vzniká buď na úkor tetraedritu, alebo zmenených bizmutových minerálov, prítomnosť ktorých sa zistila v sekrečných žilkách.

Hematit: Makroskopickým porovnávaním vyleštených plôch nábrusov a rádiografickými negatívami zistila sa priama závislosť koncentrácie uránovej mineralizácie na intenzite hematitizácie.

Táto zákonitosť, t. j. tesná viazanosť uránovej mineralizácie s hematitom potvrdzuje sa i mikroskopicky. Skoro vždy (okrem globulárneho, alebo sferoidálneho pyritu s nasturánom I) pozoruje sa jemne disperzná impregnácia v okolí uránových vydelení, postupne miznúca do strán. Bohaté impregnácie nasturánu II. Spreádzajú sa veľmi intenzívnou a úplnou hematitizáciou tmelu.

Hematit reprezentujú dve generácie:

Hematit I. reprezentujú disprzné impregnácie v tmeli pieskovcov, o ktorých už bola reč.

Hematit II je predstavený tenkými tabuľkami, hlavne v blízkosti uránových minerálov.

Minerálny obsah sekrečných žiliek je nasledovný:

- a) žilné – ružový kalcit, kremeň,
- b) sulfidné – chalkopyrit III, bornit III, tetraedrit III, Bi-minerál, pyrhotín a kobaltín.

Najstarším sulfidným minerálom je kobaltín II. Nachádza sa v podobe idiomorfných a izolovaných zrníček intenzívne korodovaným tetraedritom.

Najstarším minerálom zo sulfidov meďi je bornit III. O niečo mladší je chalkopyrit III. Oba sa zatlačujú tetraedritom III.

Pyrhotín sa nachádza v podobe alotriomorfne obmedzených zŕn v tetraedrite

III. V tetraedrite III sa tiež pozoruje Bi-minerál v podobe izometrických zín. Miestami sa obrastá chalkopyritom III.

Sekundárne minerály:

Sekundárne uranové minerály reprezentujú otenit, thorbernit a regenerované černe (viď opísanie černí). Nachádzajú sa na puklinách a plochách drobných tektonických pohybů v rudonosných pieskovcoch.

Torbernit sa prezrádza svojou typicky sýtozelenou farbou v tvare šupinkatých agregátov.

Otenit sa pozoruje, jednak vo forme kanárikovožltých sliednatých agregátov v dutinách sekrečných žíl i vo voľných priestoroch pozdĺž pukliniek v pieskovcoch v asociácii so sekundárnymi minerálmi medi.

Sekundárne minerály uránu sa okrem toho vyskytujú hojne v podobe špinavožltých, amorfných zátek v dutinách, pozdĺž puklín.

Sekundárne minerály medi reprezentujú chalkopyrit, kovelín, chalkozín, malachyt. Sú to typické hypergénne minerály, ktoré obyčajne zastupujú z okrajov chalkopyrit, bornit a tetraedrit všetkých generácií.

Malachyt a azurit pozorujú sa v podobe náletov v puklinách pieskovcov. Malachyt je bežný, hlavne v rudných telesách. Azurit je však na povrchu veľmi vzácny. Oba sa prezrádzajú svojim typickým sfarbením.

Limonit sa obyčajne pozoruje už makroskopicky v puklinách pieskovcov v povrchových partiách rudných šošoviek, Prehľad minerálov rudnej výplne je v tabuľke na str.

Podľa spôsobu vzniku, vzájomných vzťahů a časovej postupnosti kryštalizácie, rozdeľujú sa rudné minerály vyššie uvedenej asociácie na tri skupiny a to:

- a) klastogenné,
- b) primárne,
- c) sekundárne.

Minerály prvej skupiny uložili sa v sedimentogénnom štádiu vývoja sedimentu a spolu s ostatnými nerudnými, klastogénnymi minerálmi majú povahu horninotvorných minerálov. Sú to titanit, titanoilmenit, rutil, zirkón, apatit a turmalín. Zistili sa petrografickým štúdiom. Majú povahu akcesórií. Postihli ich účinky neskorších horninotvorných procesů. Pozorujú sa v nich kataklasické pukliny. Voči chemogénym procesom sú inertné.

Do druhej skupiny zaraďujú sa všetky rudné minerály, epigenetických a metamorfogenných procesů. Tvorja jemné impregnácie v tmele pieskovcov a ich koncentrácie sú usporiadané do šošovkovitých tvarů v arkózových pieskovcoch.

Tretiu skupinu tvoria minerály, ktoré sú produktom oxidačných procesů v hypergénnej zóne.

Minerály druhej skupiny reprezentuje niekoľko generácií, ktoré odpovedajú jednotlivým procesom podieľajúcich sa na vzniku urán-sulfidnej asociácii. Sú to:

- I. syngeneticko-diagenetická generácia,
- II. epigenetická generácia,
- III. regionálne metamorfogénna.

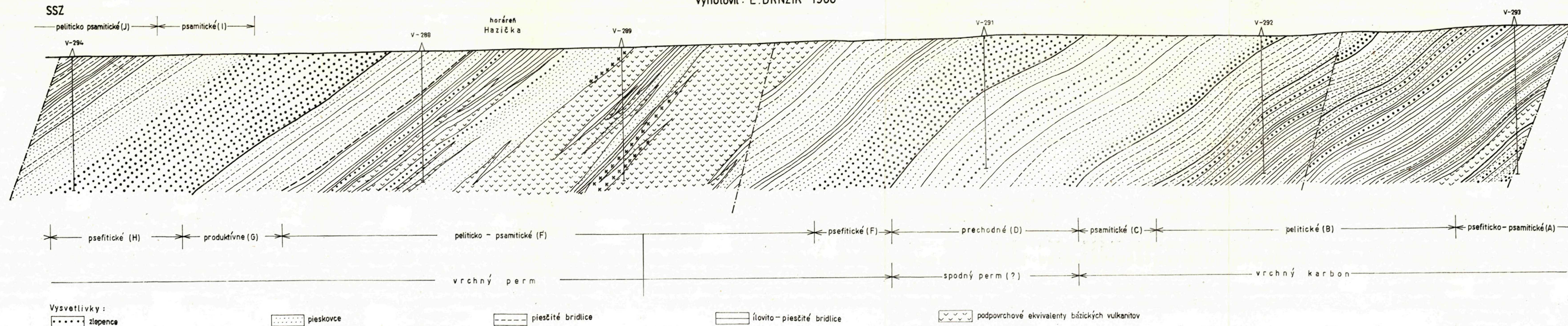
Minerálny obsah rudnej výpne

Sedimentárno-diagenetického pôvodu		Epigenetického pôvodu	Metamorfogenného pôvodu	Sekundárne
	rudné			
kremeň	Nasturán I.			Uránové černe (zbytkové a regeneračné)
Plagioklasy	Pyrit I. Pyrit II. Chalkopyrit I.			Minerály skupiny limonitu Minerály skupiny limonitu Chalkozín Kovelín
Živce				Minerály skupiny limonitu
Muskovit	Bornit I.			Malachit Chalkopyrit Chalkozín + kovelín Minerály skupiny limonitu
Titano-ilmenit				
Sfén				
Zirkón				
Apatit				
Turmalín				
Čiastočná silifikácia, karbonatizácia a hemenitizácia		Nasturán II. Chalkopyrit II. Bornit II. Tetraedrit I.-II. Pyrit III. Kobaltín Hematit I.-II. Kovelín Bi Markazit		Uránové černe (zbytkové a regeneračné) Otenit Thorbernit Chalkopyrit + kovelín Malachit + azurit Minerály skupiny limonitu Minerály skupiny limonitu
			Kobaltín, bornit III. Chalkopyrit III. Tetraedrit III. Pyrrhotín Kalcit Kremeň	Chalkopyrit Chalkozín + kovelín Chalkozín + kovelín Minerály skupiny limonitu

SCHEMATICKÝ GEOLOGICKÝ PROFIL DOLINOU IPOLTICE

Vyhotovil: E. DRNŽÍK 1966

JJV



1:5000

Vymenované generácie minerálov poukazujú na zložitosť a dlhodobosť rudných procesov i na špecifiku tohto typu zrudnenia, ktorá spočíva v tom, že v rudnej výplni jeden a ten istý minerál vystupuje vo viacerých generáciách. Odlišuje sa tvarmi, vzájomnými vzťahmi voči iným minerálom a nakoniec i pozíciou.

Dokazuje to, že zrudňovací proces nebol jednorazovou akciou, ale že prebiehal etapovite.

Paragenetické minerálne asociácie v tzv. mednatých pieskovcoch v západnej časti melafýrovej série odpovedajú nasledovným etapám:

- I. etapa — sedimentogenéza a diagenéza,
- II. etapa — epigenéza (katagenéza),
- III. etapa — regionálny metamorfizmus,
- IV. etapa — zvetrávanie (oxidácia).

Prvej etape odpovedá klastogénna minerálna asociácia predstavená hlavne kremeňom, živcami, šupinatými minerálmi, akcesóriami a rastlinným ešte nezuhoľnatým detritom. Diagenetické štádium spevňovania sedimentu sprevádza zuhoľnatenie rastlinných zbytkov a vznik pyritu II, nasturán I z gelov zložitého chemizmu, ako i pevné uran-organické zlúčeniny. Z komplexných sulfatových solí vznikali chalkopyrit I, bornit I, tetraedrit I a disulfid železa-pyrit I.

Asociácia minerálov odpovedajúca druhej etape, t. j. etape katagenetických premien sedimentu a epigenetickým zrudňovacím procesom, je reprezentovaná chalkopyritom II, bornitom II, tetraedritom II, pyritom III, kobaltinom I, nasturánom II, zbytkovými čerňami II a hematitom I, II. Je to asociácia, ktorá má v západnej časti melafýrovej série najväčší význam z hľadiska intenzity zrudňovacích procesov.

Asociáciu minerálov tretej etapy, t. j. tých, ktoré vznikli účinkami regionálnej metamorfózy reprezentujú sulfidy v karbonát-kremenných, sekrečných žilkách. Treba zdôrazniť, že sulfidy medi ako chalkopyrit III, bornit III, tetraedrit III nachádzajú sa v žilkách len v tom prípade, keď sú vyvinuté v priestore šošovky tzv. mednatých pieskovcov. V nadloží a podloží sú bezrudné. To znamená, že zdrojom rudných komponentov sú okolité horniny a nie hydrotermálne roztoky. Je ich preto možné považovať i označovať ako za pseudo-hydrotermálne prejavy regionálnej epimetamorfózy, geneticky späté s okolitými horninami.

V banských dielach pozorovali sa karbonátové žilky v exokontakte medzi vrstevných intrúzií dioritového porfyritu v bezrudných sedimentoch. Tieto žilky sú vyplnené bielym karbonátom o sú bez sulfidnej mineralizácie, čo potvrdzuje vyššie vyslovený názov.

Asociácia minerálov odpovedajúca procesom zvetrávania, okysličovania a pohybu rudných komponentov je predstavená sekundárnymi minerálmi uránu (otenit, thorbernit a špinavožlté náteky na puklinách), ďalej sekundármi sulfidov (malachit a azurit) i minerálmi skupiny limonitu.

Textúry a štruktúry rúd

Rudné komponenty sú roztrúsené buď v podobe drobných izolovaných zrníček viac-menej rovnomerne, alebo tvoria miestami veľmi nerovnomerné impregnácie až šmuhovité zhluky zŕn v tmele pieskovcov.

Podľa stupňa rovnomernosti rozmiestnenia rudných komponentov charakterizujú sa rudy nasledovnými textúrami:

- a) rovnomerno-vtrúsenou textúrou,
- b) nerovnomerno-vtrúsenou textúrou,
- c) flakovito-šmuhovitou textúrou bez akéhokoľvek zákonitého usporiadania,
- d) pruhovanou textúrou, v ktorej rudné minerály sú usporiadané do málo výrazných pruhov, akoby nasledovali vrstevnatosť pieskovcov,
- e) žilkatou textúrou, ktorá sa vyznačuje prítomnosťou sekrečných karbonat-sulfidných žíliiek presakávajúcich tzv. „meďnaté pieskovce“.

Mineralogickým štúdiom zistili sa nasledovné štruktúry rúd:

- a) cementačná štruktúra je typická pre sulfidy i uranové minerály v týchto prípadoch, keď je nimi tmel úplne zastúpený,
- b) intersticiálna štruktúra pozoruje sa hlavne pri chalkopyrite, menej pri nasturáne a bornite vtedy, keď tieto vyplňujú voľné priestory medzi klastickými zrnami,
- c) štruktúru vzájomných hraníc vytvára nasturán medzi dvoma zrnami kremeňa a sulfidami medi.
- d) alotriomorfno-zrnitá štruktúra je typická pre agregáty sulfidov, prevažne chalkopyritu a bornitu v tmele pieskovcov, ale hlavne v sekrečných-karbonát-sulfidných žilkách,
- e) hypidiomorfno-zrnitá štruktúra je typická pre zrná pyritu a kobaltínu v priestore sulfidných minerálov,
- f) grafická (mirmekitová) štruktúra zrastania sa prejavuje pri zrašťaní a pre-rastaní chalkopyritu, bornitu a tetraedritu.

V mineráloch sa pozorovali nasledovné štruktúry:

- a) kolomorfno-zonálna, je typická pre nasturán I. a II. generácie,
- b) sferoidálna je predstavená sferoidami nasturánu I i pyritu II.

Genéza zrudnenia

Na genéze tohoto typu zrudnenia podieľajú sa faktory, ktoré je možné rozdeliť do dvoch skupín.

K nepriamym faktorom zaraďujú sa tie, ktoré sa podieľali na sedimentogénnej permského súvrstvia ako celku. Sú to špecifické paleogeografické, geotektonické, litofaciálne a klimatické faktory, ktorých súčinnosť bola pri vzniku zrudnenia typu meďnatých pieskovcov obzvlášť priaznivá počas formovania sa produktívneho súvrstvia.

Priamu a rozhodujúcu úlohu zohrali geochemické procesy a mŕtvy organický materiál rastlinného pôvodu. Zuhoľnatelý rastlinný detritus vytvára v sedimentoch redukčné bariéry, v ktorých sa zachytávajú ľahko migrujúce prvky

počnúc štádiom sedimentácie, diagenetických premien sedimentu, ale hlavne v procese epigenézy, resp. metamorfných premien.

Počas sedimentácie permského súvrstvia za súčinnosti semiaridnej klímy vytvorili sa veľmi dobré podmienky pre vyluhovanie, migráciu a koncentráciu ľahko migrujúcich prvkov ako je V, Cu, Mo, Ni a niektoré iné. Napomáhalo tomu vlažné podnebie s dostatočným množstvom vodných zrážok, ovzdušie bohaté na kyslík, povrchové vody obohatené vhodnými migratmi napomáhajúcimi prenos týchto elementov a vôbec dominujúce oxidačné prostredie, v ktorom je zaručená ich vysoká migračná schopnosť vo vodnom prostredí.

V týchto podmienkach zdrojom nielen klastického materiálu, ale i zdrojom prvkov mohli byť tak granitoidné intruzíva a ich deriváty, ako aj kryštallické bridlice obnažené na kontinente. Je reč o prevažnej väčšine granitoidov a ich diferenciátov v tatroveporidách.

Tento predpoklad o počiatočnom zdroji prvkov tohto typu zrudnenia je možné vysloviť z toho dôvodu, že červenohnedé sedimenty melafýrovej série permského veku majú zvýšený obsah týchto chemických elementov.

Urán v granitoidách je viazaný v niekoľkých formách. Obsahujú ho predovšetkým akcesórie ako zirkón, sfen, ortit alebo izomorfne zastupuje niektoré prvky v horninotvorných mineráloch. Okrem toho vchádza do kryštallickej mriežky niektorých minerálov vo forme kationov, je rozpustený v medzizrnovom roztoku, nachádza sa v dutinách minerálov a nakoniec i v ich puklinách.

Za vhodných podmienok môže sa urán z povrchových častí masívov vyluhovať a migrovať na väčšie vzdialenosti, zvlášť v týchto prípadoch. Keď zvetrávaním Na-živcov vznikajú hydrokarbonát-nátriové roztoky.

Preto sa dá predpokladať, že urán migroval v povrchových vodách v podobe uranil-karbonátových zlúčenín, pokiaľ sa nedostal do vód sedimentačného priestoru.

V zmysle geochemickej klasifikácie migračných schopností jednotlivých prvkov Perelmana (1961) môžu spolu s uránom migrovať také prvky ako je V, Mo a Se a taktiež Cu, nikel, Pb, Zn a Cd, hoci posledná skupina prvkov v neutrálnych a zásaditých vodách v oxidačnom prostredí má menšiu migračnú schopnosť.

Za podmienok opísaných vyššie obohacovali sa vody sedimentačného priestoru ľahko migrujúcimi elementami. Ich koncentrácia nastávala cestou sorbcie ilovitým materiálom v ešte nestmelenom sedimente. Za týchto podmienok nemohli však nastať väčšie koncentrácie. Toto potvrdzujú nakoniec ich veľmi napatrné obsahy. Zvýšenie koncentrácie týchto prvkov na vodnom báze a teda i v sedimentoch mohlo nastať v období zásuch a to vyparovaním vôd. Ani tieto však nemajú praktický význam.

Rozhodujúci vplyv na vznik pozoruhodnejších koncentrácií prvkov malo bezpochyby lokálne nazhromaždenie mŕtveho organického materiálu, ktoré svojim rozkladom začína vytvárať redukčné prostredie. V týchto podmienkach nastávajú chemické i biochemické reakcie, U^{6+} redukuje sa na U^{+4} a sorbuje sa organickým materiálom už v štádiu sedimentogenézy.

Pre rozklad organického materiálu vzniká biogenné S^{2-} , Fe^{3+} sa redukuje, čím vzniká pyrit a z karbonátov medi vznikajú sulfidy medi ako chalkopyrit I. a bornit I.

Mikroskopickým štúdiom rudného materiálu pozorovali sa sferoidálne a globulárne tvary pyritu s nasturánom (tab. č. III., foto č. 9). Zistilo sa, že globule majú výraznú koncentricko-zonálnu stavbu, v ktorej sa striedajú zóny pyritu, nasturánu a kremeňa. Pozorovali sa taktiež globule pyritu v strede vyplnené bližšie neurčenou masou. V niektorých prípadoch globule pozostávajú len z nasturánu.

Globulárne tvary s koncentricko-zonálnou stavbou, predstavenou striedaním sa

zón jednotlivých minerálov s kolomorfnou štruktúrou svedčia o tom, že vznikali z koloidov zložitého chemizmu, pre ktoré sú takéto kryštalizačné tvary typické. Koloidný pôvod tejto minerálnej asociácie taktiež potvrdzujú sferolity nasturánu a pyritu, stred ktorých je vyplnený nevykryštalizovanou (skryto-kryštalickou) masou. Ide pravdepodobne o zmes Si, Al, U, S a organiky.

Minerálne zloženie globúl je závislé od chemizmu a od stupňa rozkryštalizácie a diferenciácie jednotlivých rudných a nerudných zložiek. K oddeleniu rudnej zložky od nerudnej z koloidov zložitého chemizmu dochádza už v počiatočnom štádiu kryštalizačného procesu. Prítomnosť koncentrických zón rôzneho chemizmu svedčí v prospech diferenciácie vo viskóznom stave, t. j. do rozkryštalizácie koloidu. Inými slovami: diferenciácia U zložky a Fe zložky od kremito-hlinito-organickej zložky musela nastať v štádiu, keď sediment nebol spevnený, t. j. v štádiu sedimentárnom a rozkryštalizácie gelov zložitého chemizmu v procese diagenézy, t. j. v štádiu spevňovania sedimentu. Koncentricko-zonálna stavba sferoidálnych tvarov je závislá od schopnosti a rýchlosti kryštalizácie tých-ktorých komponentov z koloidov. V našom prípade kryštalizoval najprv pyrit a neskôr nasturán.

Podľa ich vzájomných vzťahov, typu kryštalických tvarov a chemizmu je to generácia minerálov odpovedajúca sedimentárno-diagenetickej etape zrudňovacieho procesu. K tejto generácii sa radí pyrit I., chalkopyrit I. a bornit I. Ich vzájomné vzťahy, kryštalizačné tvary a spôsob vystupovania sú opísané v kapitole o mineralogickom štúdiu.

Zuhoľnatené rastlinné zbytky teda zohrávajú úlohu koncentrátorov uránu, už v štádiu sedimentogenézy.

Omnoho dôležitejším obdobím koncentrácie prvkov je obdobie diagenetických premien sedimentu. Organický materiál sa zanáša, zuhoľnatieva, čím vzniká mnoho výraznejšie redukčné prostredie. Nastáva rozvoj oxidačno-redukčných reakcií.

Proces diagenetického spevňovania sedimentu sprevádza sa znovupremiestnením rudných komponentov, ich prekryštalizáciou a sorbčnou kryštalizáciou. Tento proces dokumentuje navyše vznik novotvarov pyritu III. idiomorfného tvaru v sferoidálnom pyrite II., zistených mikroskopickým štúdiom. Novotvary pyritu III. koncentrujú sa v podobe agregátneho lemu dookola sferoidálneho pyritu. Majú o niečo svetlejší odtieň v porovnaní so sferoidálnym pyritom II. Z povahy rudolokalizujúcich arkózových pieskovcov, ich sekundárnych premien (karbonatizácia, silifikácia, hematitizácia a rekryštalizácia tmelu), z morfológických tvarov rudných šošoviek a ich rozmiestnenia, ďalej povahy štruktúr a textúr rúd, ako aj z povahy ich bezprostredného podložia a nadložia je zrejmé, že proces koncentrácie rudných komponentov diagenetickým štádiom vývoja sedimentu neprestal, ale naopak, že v postdiagenetickom štádiu dochádza k ich pohybu následnými epigenetickými procesami. Potvrdzuje to mineralogickým štúdiom zistená III. generácia minerálov a nakoniec i ten fakt, že hoci sa pozorujú dva výraznejšie horizonty intenzívnejšieho zrudnenia, do ktorých sa akoby ukladajú šošovkovité telesá, zrudnenie nemá prísnu stratigrafickú kontrolu a to ani v samotnom produktívnom súvrství. Najvýraznejšie rozmiestnenie rudných komponentov do súčasných morfológických tvarov boli teda vyvolané inými faktormi ako sú tie, ktoré určovali sedimentogenézu pôvodných sedimentov a pôvodných koncentrácií. Súdiac podľa toho, že petrografickým štúdiom rudolokalizujúcich hornín ne-

bola pozorovaná regenerácia zŕn kremeňa a živcov v podobe vrstevnatých a mozaikových regeneračných štruktúr, nevyznačujú sa epigenetické, geochemické procesy veľkou intenzitou, hoci sú pôvodcom najznačnejších koncentrácií prvkov.

Podľa doterajších poznatkov nie je možné presne vyčleniť o aké geochemické typy epigenetických procesov ide. Niektoré pozorovania nasvedčujú, že ide o rudné koncentrácie vzniklé geochemickými procesami, ktoré prebiehali vo vodonosných horizontoch a ktoré sú v červenofarbených terigenných sedimentoch veľmi časté a typické (porovnaj S. G. BATULIN 1963, O. J. ZELENVOVÁ 1963, A. J. PERELMAN 1959 a 1961 a E. N. BORISENKO 1962). Sú to v zmysle A. J. Pereľmana a kol (1965) procesy redukčného, tzv. glejového radu, čiže karbonátového oglejenia spôsobené slabokyslými, neutrálnymi alebo slabozásaditými vodami, neobsahujúcimi voľný kyslík a sirovodík a ak, tak len v nepatrných množstvách. Tieto indicie je teda možné zaradiť do skupiny oxidačných indicií v červených terigenných súvrstviach.

Geologický prieskum n. p. Spišská Nová Ves

Lektoroval: dr. Fusán, Ing. Kravjanský.

Literatúra:

- Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. Carpatica, Praha.
 Andrusov D., 1958-1959: Geológia československých Karpát I-II Bratislava.
 Afanasiev A. M. - Drnzik E., 1967: Nové poznatky o faciálnom vývoji permu čiernovážskej série: Nizkých Tatier. GP Správy 43. Bratislava.
 Badár J. - Peimont V. - Novotný L. - Šváb E., 1965-66: Správa o geologickom mapovaní medzi Liptovskou Teplickou a Vyšnou Boca. Rukopis. Archív GPUP.
 Batulin S. G. - Golovin E. A. a iní, 1965: Ekzogennie epigenetické miestoroždenia urana. Uslovja obrazovania. Moskva. Atomizdat.
 Belousov V. V., 1962: Osnovnie voprosy geotektoniky. Gosgeoltechizdat Moskva.
 Biely A., 1956: Správa o výskumoch na úkole XIV/35 - severné svahy Nizkých Tatier. Rukopis. Archív GÚDS. Bratislava.
 Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nizkých Tatier a Tribča. GP, zošit 62. Bratislava.
 Biely A., 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. GP. Správy 34. Bratislava.
 Dančev V. O., 1963: Ob uslovjach obrazovania i klasifikácii ekzogennych mestoroždenij urana. Atomnaja energija 14, vyp. 3.
 Drnzik E. - Hudáček J., 1963: Niekoľko poznámek k členeniu permu a werfenu a kladenie hranic medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. GP, Správy 30. Bratislava.
 Drnzik E., 1965: K vzájomným vzťahom osobitných typov zrudnení v perme severnej časti gemerid. GP, Správy 35. Bratislava.
 Heindrich E., 1962: Mineralogia i geológia radioaktivno mineralno syria. Izd. inostr. literatury. Moskva.
 Ilavská Z., 1963: Predbežná správa o pelinologických štúdiach v melafýrovej sérii severného svahu Nizkých Tatier. Správy o geolog. výskumoch v r. 1963. ÚUG. Bratislava.
 Ilavská Z., 1964: Sporen und Hystichosphaeritiden aus dem Karbon der Nideren Tatra. Geo. sbor. 15. Bratislava.
 Kettner R., 1927: Předběžná správa o dosávacích geologických výzkumech v N. Tatrách. Rozpr. II. tr. České akademie XXXVI. Praha.
 Maheľ M., 1967: Západné Karpaty I. II. Praha.
 Pereľman A. I., 1959: Katagenez. Izv. ANSSSR, ser. geol. No 8 1961: Geochimija landsafta. Moskva. Geografizd.
 Pereľman A. I. - Borisenko E. N., 1962: Očerki geochimiji medi v zone gipergeneza. Trudy instituta geol. rudn. miestorožd. vyp. 7.
 Popov V. I., 1954: Litologia kajnozojskich molas Strednej Azii. Taškent. Izd. ANU ZSSR.
 Popov V. M., 1959: Geologičeskije zakonornosti razmeščeniija medistych pieščanikov na territorii Centralnogo Kazachstana i Severnogo Tiaň-Saňa. V knihe: Zakonomiornosti rozmeščeniija poleznych iskopaemych. T-2, Moskva, Izd. ANSSSR.
 Roth Z., 1938: Geologické pomery okolí Lucivná pod Vysokými Tatrami: Rozpravy CSAV Praha.
 Ruchin L. B., 1948: Problema proischoždenia krasnocvietnyh toľšč. Vest. Leningrad. instituta. Ser. geol. i geogr. No 7.
 Ruchin L. B., 1952: Tektoničeskije typy osadočnyh parod. V knihe: Doklady na vsesojuznorn sovesčanii po osadočnyh parodam. Vyp. 1. Moskva, Izdatelstvo AN SSSR.

- Ruchin L. B., 1965: Perechodnyje formaci. V knihe: Materialy Novosibirskoj konferencii po izučenii o geologičeskych formacijach T-1, Novosibirsk. Izd. AN SSSR.
 Ruchin L. B., 1959: Osnovy obščej paleogeografii. Leningrad. Geotekhnizdat.
 Strachov N. M., 1962: Osnovy teorii litogeneza T-3, Moskva, Izd. AN SSSR.
 Zelenova O. I., 1963: Epigenetičeskoe pererazpredelenie železa v krasnocvietnyh parodach Kyldzuktan. Tr. Instituta geol. rudn. miest... vyp. 99 AN SSSR.

R é s u m é.

E. DRNZÍK

Ore Mineralization of Copper Bearing Permian Sandstones type of Melaphyre Series on the North-eastern Slopes of the Nizke Tatry (Low Tatras).

1. Ore mineralization of copper bearing sandstones type occurs in the continental clastic sediments of permian metaphyre series.
2. Its origin is closely connected with the history of the geotectonic development of the areas, with the specific conditions of sedimentation, the climatic conditions, lithic facial characteristics of the producing series of strata occurrence, the chemical activity in the sediments and their petrographic nature.
3. As source of elements may be considered to be the granitoid intrusive rocks and their crystalline derivatives from the tatroveporid-hercynian orogene.
4. Their origin was decisively influenced by the migratory characteristics of uranium, copper, molybdenum, zinc, cobalt, nickel and other elements.
5. The migratory elements were localised on the carbonised detritus of plant origin which formed a local reduction environment on the general oxidising background during the sedimentation process as well as during the diagenetic transformation of the sediments.
6. Epigenetic processes had a decisive influence on the origin of larger concentration of the elements. In the genetic sense of the word it is therefore a polygenetic concentration.
7. In the space of the melaphyre series no magmatic or hydrothermal manifestations are known that could genetically account for the genesis of this type of ore mineralization. The very geochemical nature of basic volcanism excludes such a possibility. Hydrothermal manifestations represented by barite bearing veins do not exhibit either genetic or spatial relation to the described type of ore mineralization.
8. By the lithofacial nature of the producing series of strata of the type of ore body mineralization and morphology it is possible to classify this type of mineralization in the western part of the melaphyre series, according to Heindrich's system of ore deposits classification (1962), among that of the „epigenetic lense-shaped stratified deposits“ (in our case indices) of ores intruded in the continental clastic sediments.