

GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ A RUDNÉ POMERY V SEVERNEJ ČASTI SPIŠSKO - GEMERSKÉHO RUDOHORIA MEDZI KLUKNAVOU A ŽAKAROVcami

(Tab. XXVII—XXXIV, ruské a nemecké resumé)

Túto prácu, ktorá je výslednicou terénnych a laboratórnych štúdií v rokoch 1951 a 1952, predkladám ako príspevok k poznaniu takej složitej oblasti ako je Spišsko-gemerské rudohorie, v ktorom geologicko-tektonické, petrografické a metalogenetické problémy sú predmetom neustálej diskusie a ktorých správne rozriešenie bude mať pri výstavbe našej krajiny ďalekosiahly národohospodársky význam.

Orientačné štúdie severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria som začal v r. 1949 v pohorí Galmus. Pracoval som v kolektíve D. Andrusova — M. Mahel'a. Táto výsledná práca priniesla nové poznatky pre objasnenie stratigrafie druhohornej prikrývky, ako aj pre faciálne odlíšenie permského útvaru od verfénskeho (M. Mahel', 1950).

Vlastné gró tejto práce bolo však čerpané z územia východnejšie od Galmusu, a to v oblasti katastrálnej obci Krompachy, Kluknava, Richnava a Žakarovce.

I. STRUČNÝ PREHLAD STARŠEJ LITERATÚRY

Severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria venovali svoju pozornosť už starší autori. Je to práca Dionýza Štúra (1869), ktorá prináša prvé správne stratigrafické rozdelenie tohto územia. Za najstarší útvar počíta tzv. zelené bridlice ním označované ako eozoikum Voloveckého masívu, na ktorom transgresívne leží kameňouholná formácia v konglomerátovej fácií a jemných bridlíc. Za vyššiu stratigrafickú jednotku považuje tzv. červenú sériu s maskovými bridlicami (dnešné porfyroidy), ktorým prísudzuje permský vek. Verfénske súvrstvie, hoci mu nebolo známe do takých podrobností a rozsahu ako dnes, charakterizuje ako útvar transgresívny, ktorého pokračovanie sedimentácie sa prejavilo v sedimentácii strednotriasových vápencov a dolomitov.

Dalším autorom, ktorý sa bezprostredne zaoberá študovaným územím, je T. P o s e w i t z (1908). Správnejšie nahl'ady na stavbu severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria však neprináša.

V r. 1927 geologický výskum tejto oblasti vykonal v spolupráci s A. M a t ě j k o m L. Z e l e n k a, pričom zostavil geologickú mapu, ktorej časť tiež uverejnil.

Táto mapa nie je detailne dosť podrobná, čo sa odrazilo pri riešení niektorých otázok. Hlavné je jeho zaraďovanie permských konglomerátov do karbónu, ako aj nedostatočné odlišenie permských klastických sedimentov od verfénu. L. Z e l e n k a však správne stanovil, že Š t ú r o m (1869) označované maskové bridlice sú v skutočnosti porfyroidmi, ktoré náležia permu, a nie ako T. P o s e w i t z uvádza, spodnému triasu.

V oblasti Sloviniek a Helcmanoviec sa J. K a m e n i c k ý (1947) zaoberal geologickým výskumom paleozoických sérií a druhohorných jednotiek. V r. 1950 ten istý autor pokračoval v oblasti Jakloviec vo výskume triasových hornín sedimentárnych a ultrabázických hornín spodného triasu.

Územiu na rozhraní medzi pásmom gemeríd a pásmom jadrového pohoria sa venoval F. R ö s i n g (1947), pričom sa zamerával z väčšej časti na riešenie stratigrafie a tektoniky pásma Braniska a Čiernej hory.

II. STRATIGRAFICKÁ ČASŤ

T a t r i d y

Kryštalínikum pásma Braniska a Čiernej hory

V študovanom území (severne od Štefanskej Huty) bezprostredne pod paleogénom kluknavskej panvy vystupuje komplex kryštalických bridlíc, zastúpených v južnej časti skupinou granatických svorov, severnejšie skupinou pararúl.

Pomer tohto pásma ku gemeridám nemohol byť v tejto práci jednoznačne riešený, pretože paleogén tu zastiera styk gemeríd s kryštalínikom pásma Braniska a Čiernej hory.

G e m e r i d y

Fylit-diabázová séria

Fylit-diabázová séria je tvorená metamorfovanými diabázmi, ich tufmi a klastickým materiálom. V hlavných masách je vyvinutá len v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a tiahne sa od veporíd v oblasti Dobšinej až po Košice.

Pretože tektonické porušenie a metamorfóza tejto oblasti dosahuje značný stupeň, pôvodný ráz hornín fylit-diabázovej série bol sotretý, v dôsledku čoho pri nedostatku faktických dôkazov bola otázka veku a povahy pôvodných hornín tejto série hodne prediskutovaná.

K e t t n e r (1921) vznik diabázov a intrúzie gabier kladie do jedného a toho istého stratigrafického obdobia a poukazuje na ich genetickú súvislosť s dobšinským gabrom. Diabázy považuje za hypoabysálne formy gabier-lakolity. Popiera W o l d ř i c h o v e (1912) tvrdenie o diabázových tufoch, ktorý na základe výskytov týchto tufov správne predpokladal efuzívny charakter diabázov. Efuzívny charakter diabázov bol však znovu preukázaný novšími prácami. F u s á n (1951) uvádza vložky diabázových tufov z karbónskych vápencov od Roštáru.

S t e j s k a l — V a c h t l (1936) opisujú od Dobšinej v diabázoch mandlovcovitú štruktúru charakteristickú pre efuzívne typy.

V študovanom území fylit-diabázová séria je vyvinutá na juh od verukána. Charakter týchto hornín je veľmi nestály a mení sa od miesta k miestu. V severnej časti prevládajú pôvodne celistvé diabázy, väčšinou premenené v aktinolit-epidot-chloritické bridlice. Smerom na juh k horninám vulkanického pôvodu sa pričleňujú horniny s prevahou klastických komponentov.

Striedanie sa pruhov hornín čiste sedimentárnych a hornín, ktoré vznikly premenou diabázov, ako aj nálezy psefitických komponentov v horninách vulkanického pôvodu, svedčia o tom, že vulkanická činnosť sa odohrávala v dobe sedimentácie klastických hornín, a to vo viacerých fázach — čiže vulkanické horniny študovaného územia majú efuzívny submarínny a nie hypoabysálny charakter.

Tufový charakter hornín po takej značnej regionálnej dynamickej metamorfóze nemôže byť na tomto území dnes stanovený s istotou. Je však pravdepodobné, že valúniky klastického pôvodu sa striedaly práve s pyroklastickým materiálom.

Metamorfóza opísaných hornín nezodpovedá tiež rovnakému stupňu. Horniny fylit-diabázovej série prekonalý na študovanom území skoro najintenzívnejšie dynamické zmeny, čo prisudzujem účinku dvoch hlavných nimi prekonaných orogenetických pochodov. Najviac postihnuté sú horniny v južnejšom pruhu, v ktorom prevládajú fylity, pričom severnejší pruh, kde sa jedná väčšinou o premenené formy diabázov, vykazuje menšie dynamické premeny, čo je v súlade s petrografickými a mechanickými vlastnosťami pôvodných hornín.

V dôsledku intenzívnych účinkov dynamometamorfózy fylit-diabázovej série neboly v nej doteraz nájdené žiadne fosílie. Pri geologickom mapo-

vaní v r. 1951 v oblasti severne od Žakaroviec som našiel síce zjavy pripomínajúce skameneliny, avšak neurčiteľnej povahy.

Zatiaľ otázka stanovenia presného veku fylit-diabázovej série po stránke paleontologickej ostáva otvorená.

Na základe geologickej pozície a analógie so sudetským devónom H a u e r (1869), B a r t e l s (1910), A h l b u r g (1912) a iní autori dnešnú fylit-diabázovú sériu pričleňovali devónu. K e t t n e r (1921) na základe pozície diabázov medzi W o l d ř i c h o v ý m i (1912) devónskymi slepencami a fylitmi spodného karbónu vznik diabázov kladie do najspodnejšieho karbónu. Novšie nálezy F u s á n a o diabázových tufoch v karbónskych kryštallických vápencoch od Roštáru potvrdzujú K e t t n e r o v názor v tom smysle, že časť obdobia vulkanickej činnosti skutočne pokračuje až do stredného karbónu.

Permské súvrstvie s efuzívnymi kremíťmi porfýrmi

Diskordantne na fylit-diabázovej sérii leží súvrstvie detritických hornín charakterizujúce fáciu verukána. Je to fácia kontinentálno-limnická, ktorá vznikla ako odraz hercýnskych fáz na permskú sedimentáciu. V dôsledku týchto orogénnych pochodov bol zanášaný materiál z vyzdvihnutých častí do vnútrohorských depresíí. Červené sfarbenie permských klastických sedimentov hovorí tiež o intenzívnom kontinentálnom vetraní femických súčiastok hornín.

Na základe podrobného geologického mapovania podarilo sa mi v permskom útvare po stránke faciálnej odlíšiť tri horizonty:

1. spodný horizont slepencový,
2. stredný horizont pelitický,
3. vrchný horizont slepencový.

Spodný slepencový horizont, diskordantne uložený na fylit-diabázovej sérii, bol L. Z e l e n k o m (1927) ako stratigrafický ekvivalent bindt-koterbašských slepencov priradovaný ku karbónu. Stratigraficky ho kládol medzi dve hlavné série (medzi fylit-diabázovou sériou a sériou červených bridlíc).

V porovnaní s bindt-koterbašskými slepencami, ktorých vestfalský vek bol paleontologicky dokázaný, tieto slepence majú menší stupeň premeny a odlišné petrografické slozenie (pozri petrografickú časť). Preto Z e l e n k o v názor nepovažujem za opodstatnený a tento konglomerátový vývin kladím do permu.

Vyšší člen permskej sedimentácie je zastúpený červenými, inokedy fialovými bridlicami, striedajúcimi sa so slabšími polohami slepencov. Ako

už Zelenka poukázal, tieto polohy slepencov majú kratší priebeh a prechádzajú miestami až do drôb. Vo vrchnej časti pelitického faciálneho vývinu verukána sedimentácia nadobudla pokojnejší charakter, čo sa prejavilo v usadzovaní jemných bridlíc už bez psefitických a psamitických komponentov.

Najvrchnejší horizont opätovne konglomerátový má čiastočne od spodného konglomerátového horizontu odlišný vývin, hoci petrografické složené oboch je z väčšej časti v podstate shodné (pozri petrografickú časť).

Za sedimentácie permu došlo k výlevom kremitých porfýrov. Táto vulkanická činnosť v období permu sa prejavila vo viacerých eruptívnych fázach. Prvé výlevy kremitých porfýrov spadajú časovo do sedimentácie spodného konglomerátového horizontu Zelenkového „karbónu“, na čo poukazuje vystupovanie mocnej polohy kremitých porfýrov v týchto slepencoch, za predpokladu, že sú tieto skutočne efuzívneho charakteru. Druhé obdobie výlevov kremitých porfýrov spadá do doby sedimentácie stredného pelitického horizontu. Nasvedčujú tomu polohy červených bridlíc a slepencov, ktoré sa striedajú s porfyroidmi vzniknutými dynamometamorfózou kremitých porfýrov. Druhé obdobie vulkanickej činnosti, ktoré prebiehalo vo viacerých fázach, na rozdiel od prvého sa vyznačuje bohatým vystupovaním tufov a tufitov, ktoré dostatočne preukazujú ich efuzívny charakter.

Účinky dynamometamorfózy sa prejavili u starších a mladších kremitých porfýrov rozdielne. Kým staršie kremité porfýry boli len nepatrne dynamicky pozmenené a zachovaly si makroskopický a mikroskopický ráz pôvodných kremitých porfýrov, mladšie kremité porfýry boli zmenené na typické porfyroidy.

Táto príčina viedla Zelenku (1927) k názoru, že nepatrne pozmenené kremité porfýry majú intruzívny charakter.

Keby sme tento Zelenkov názor pripustili, bolo by nevysvetliteľné, prečo intrudujúca magma, ktorá svojou aktívnosťou bola schopná si vytvoriť konkordantné teleso na niekoľko desiatok km rozlohy, nie na rozhraní dvoch hornín (v mieste najmenšieho odporu) ale v samotných konglomerátoch, by nebola schopná preraziť ešte snád' nedokonale spevneným nadloží permských sedimentov a tak by nedala vznik efuzívnym horninám. Ďalej v spodnom konglomerátovom horizonte podarilo sa mi nájsť nedokonale opracované valúniky kremitých porfýrov. Tieto valúniky sú po petrografickej stránke (štruktúrne aj mineralogicky) s kremitými porfýrmi nachádzajúcimi sa v spodných permských konglomerátoch úplne identické, z čoho je zrejmé, že ako spomínané kremité porfýry, tak aj valúniky geneticky patria k sebe. Pretože kremité porfýry z centrálnej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré sú podľa Fusána (1950), Kamenického (1950), Kuthana (1950) staropaleozoického veku,

nemajú s permskými kremitými porfýrmi shodný ráz (boly by tiež posledné postihnuté dynamometamorfózou hercýnskych fáz), nepovažujem, že by valúniky kremitých porfýrov nájdene v permských konglomerátoch odpovedaly staropaleozoickým kremitým porfýrom.

Na základe uvedeného aj dynamometamorfózou nepostihnuté kremité porfýry považujem za efuzívne.

Príčina nerovnomerného účinku dynamometamorfózy na jednotlivé permské efuzívne kremité porfýry musí byť hľadaná inde. Jednu z týchto príčin vidím v tom, že prvé (staršie) kremité porfýry sú uložené v slepencoch — v materiáli po mechanickej stránke vzdornejšom, kým druhé (mladšie) kremité porfýry — dynamicky zmenené v porfyroidy sa striedajú a sú uložené v permských jemnozrnných bridliciach, ktoré po mechanickej stránke sú nepomerne „plastickejšie“. Druhú príčinu vidím v samotnom složení jednotlivých hornín. U relatívne mladších kremitých porfýrov totiž výlevy boli sprevádzané značným množstvom tufitického materiálu, ktorý po mechanickej stránke tiež menej vzdoruje dynamickému tlaku ako samotné kremité porfýry. Za tretie nemožno vylúčiť tiež do značnej miery nerovnomerné rozmiestenie pôsobenia tlaku (tlakové tieňe a maximá) pozorované už Z o u b k o m (1936).

Trias

Vývin triasu pozorovaný na študovanom území porovnaním s vývinom triasu jadrových pohorí má trochu odlišný ráz.

Na báze verfénu neležia kremence ale spodný verfén je tu vyvinutý v podobe pestrých bridlíc. Špecifický ráz verfénu je tu daný tým, že spodno-verfénska sedimentácia bola vlastne ovplyvnená vrchnopermskými sedimentačnými podmienkami. Podobný vývin uvádza S c h m i d e g g (1941) z Galmuského pohoria.

Pretože som medzi verfénom a permom nepozoroval žiadnu diskordanciu, neprikláňam sa k M a h e l' o v m u názoru (1949), že permské súvrstvie je intenzívnejšie zvrásnené ako verfénske. Predpokladám, že na tomto území severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria sa falcká fáza neprejavila.

Verfén je vyvinutý v podobe sľudnatých, ílovitých a miestami slienitých pestrých bridlíc sivej, inokedy červenej farby, so striedajúcimi sa polohami drôb.

Otázka odlišovania verfénu od permu v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria bola až donedávna (M a h e l' 1949) otvorenou otázkou. M a h e l' o v i sa podarilo v oblasti Galmusu priniesť rad kritérií pre odlišenie oboch týchto jednotiek.

Verfén študovanej oblasti podobne galmuskému je bez konglomerátov. Jeho vrchný oddiel prechádza zo sedimentácie ílovitej do sedimentácie čiastočne karbonátovej (slienité bridlice s vložkami slienitých vápencov). Ďalším pozorovacím znakom bola klastická slúda (muskovit), ktorou je verfén na rozdiel od permu hodne zastúpený. Proti jemnej ílovitej sedimentácii vrchnej časti permu (bridlice s hodvábnym leskom) verfén je charakterizovaný hrubšou detritickou složkou. (Polohy pieskovcov a drôb.)

Správnosť stanovenia verfénu bola potvrdená verfénskymi skamenelinami, ktoré som našiel v oblasti Štôl-vrchu a Uhliska.

Na prvej lokalite sa jedná o druh *Pseudomonotis (Claraia) clari* — E m m r, význačný pre spodný verfén — seiský stupeň. V oblasti Uhliska boli nájdené tieto druhy: *Pecten discides microtis* (B i t t.) — seiský stupeň a *Myophoria laevigata* A l b e r t i — kampil. Nález týchto fosílií, ako aj bezprostredná nadložná pozícia verfénskych klastických sedimentov oproti vrchným verukánskym slepencom svedčí o tom, že počas spodného a vrchného verfénu k sedimentácii kremencov na tomto území nedošlo. Obdobný vývin verfénu je aj v oblasti Galmuského pohoria (A n d r u s o v—M a h e ľ, 1949).

Z e l e n k a (1927) na študovanom území verfén od permu neodlíšil a celý komplex týchto hornín zaradil pod tzv. červenú sériu.

V nadloží bridličnatého vývinu verfénu ležia svetlé kremence, ktoré voči komplexu vettersteinských vápencov zaujímajú podložnú pozíciu. Pravdepodobne najvyššie vyvinutým členom stredného triasu sú svetlé dolomity. Ich presné postavenie oproti uvedeným triasovým členom je problematické, pretože na tomto území majú dolomity šošovkovitý vývin, oddelený od ostatných triasových členov. Na ich nadložnú polohu oproti vettersteinským vápencom môžem usudzovať len z analógie stratigrafických pomerov Galmuského pohoria, kde ich stratigrafické postavenie bolo vyriešené (A n d r u s o v—M a h e ľ, 1949).

Všetky tieto vyššie členy triasu sú hlboko zavrásnené do podložia (bridličnatý vývin verfénu).

Oproti Galmuskému pohoriu stredný trias študovaného územia sa líši nedostatkom spodných tmavých dolomitov a rohovcovitých vápencov.

Paleogén

V severnej časti mapovaného územia na kryštaliniku pásma Braniska, Čiernej hory a permu gemeríd leží v angulárnej diskordancii paleogén, tzv. Kluknavskej panvy.

Transgresia začína eocénnymi konglomerátmi, ktorá smerom do nadložia prechádza v sedimentáciu flyšového charakteru. Podradne sa

v tomto komplexe hornín objavuje vložka lignitového uhlia bez praktického významu, v blízkosti ktorej v pieskovcovej fácií môžeme nájsť zvyšky treťohorných rastlín.

Rössing (1947) z kameňolomu od Kluknavy v paleogéne okrem niektorej neurčiteľnej flóry opisuje tieto fosílie: *Pholadomya Puschi* Goldf, ďalej úlomky *Macra* sp.; *Venus* sp.; *Cardium* sp.(?); *Lucina* (?); *Glycimeris* (?) a *Pectunculus* (?). Na základe týchto fosílií transgresiu v paleogéne pre toto územie kladie medzi spodný a vrchný lutét.

III. INTRUZÍVNE HORNINY SPODNÉHO TRIASU

V posledných rokoch vyšly práce (Kamenický, 1950—1951), ktoré sa zaoberajú otázkou genetickej príslušnosti báziických a ultrabáziických hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí. Proti starším názorom (Woldřich 1912; Rozložník 1935 a iní) Kamenický týmto horninám prisudzuje magmatickú samostatnosť a ich vek vzniku kladie do spodného triasu. Tým popiera ich genetickú súvislosť s dobšinskými paleozoickými gabrodioritmi, od ktorých ich starší autori odvodzovali ako ich diferenciáty.

Východne od Krompách (lom) zpod permských porfyroidov vystupujú horniny celistvého vzhľadu a sivozeleného zafarbenia. Makroskopicky pripomínajú jemnozrnný diabáz. Petrograficky mu však nezodpovedajú. Štruktúra týchto hornín nie je typicky porfyrická, pretože minerálov, ktoré vznikly v intratelurickej fáze, je pomerne málo. Textúra je fluidálna (pozri tab. XXVI, obr. 1).

Jedná sa o anchimonominerálne horniny, ktorých hlavnou a skoro jedinou horninotvornou súčiastkou sú plagioklasy, svojou bázcitou zodpovedajúce andenzínu. Ako bolo Fedorovou metódou zistené, tieto plagioklasy obsahujú väčšinou 35 % anortitovej složky a srastajú podľa albitového a Manebašského zákona dvojčatne.

$2V = 87-89^\circ$. Charakter minerálu je pozitívny.

Tieto plagioklasy sú do väčšej miery zachované a len miestami možno pozorovať určitý stupeň ich epidotizácie.

Z ďalších minerálov tejto horniny je pomerne hojne zastúpený titanomagnetit, po okrajoch často zmenený v leukoxén. V blízkosti tohto rudného minerálu sú vyvinuté minerály skupiny chloritu. Z akcesórií je zastúpený apatit a turmalín. Tmavé minerály a kremeň, ktoré by patrily ku kryštalizačným minerálom pôvodnej magmy, neboli pozorované. Na základe uvedeného petrografického rozboru tieto horniny zodpovedajú porfyrítom.

Okrem minerálov magmatického pôvodu v týchto horninách miestami sú zastúpené minerály hydrotermálno-pneumatolitického pôvodu, a to uhličitany (kalcit, siderit), kremeň a turmalín. Sú to minerály viazané na rudné žily prerážajúce porfyrity.

Pozorovaním karbonatizácie smerom z rudných žíl do hornín dá sa zistiť, že difúzia karbonátovej složky do horniny nebola značná a obmedzila sa väčšinou na bezprostredné okolie. Difúzia boroalumosilikátov zo žíl do porfyrítov sa prejavila zčasti vo väčšej miere, avšak nedosiahla tiež značnejšie rozšírenie. Anomálne obohatenie turmalínom pozorovať zase v bezprostrednej blízkosti rudných žíl. Smerom do horniny množstvo turmalínu sa znižuje a približne vo vzdialenosti 1 m od rudnej žily pripomína pôvodnú akcesorickú súčiastku okolnej horniny. Do akej miery táto turmalinizácia preniká do okolitej horniny, záleží však na kvantitatívnom podieli pneumatolitickej složky za hydrotermálneho procesu.

Mladší pôvod týchto minerálov potvrdzuje zatlačanie primárnych horninotvorných minerálov (plagioklasov).

Predmetné porfyrity sú hypoabysálneho charakteru a intrudovaly do permských porfýrov (neskoršie) zmenených v porfýroidy, s ktorými na styku sa vytvoril kontaktný dvor.

Kontaktné pásmo dosahuje 10—15 m. Bezprostredne na kontakte sú horniny zrnitého charakteru, svetlej farby, pripomínajúce prepálené horniny. Ich ráz sa mení pozvoľnými prechodmi až k pôvodným materským horninám.

Mikroskopicky sa dá pozorovať, že počas intrúzie dochádzalo k asimilácii materiálu kremitých porfýrov intrudujúcim magmatom (jednotlivé výrastlice kremeňa a základná hmota kremitých porfýrov sú uzatvorené v okrajových partiách porfyrítov) čo sa po chemickej stránke prejavilo obohatením okrajových partií porfyrítu na alkálie, najmä draslíkom, ktorý je viazaný najmä na sericit (tento minerál je zastúpený v kontaktnom pásme vo zvýšenej miere).

Iné minerály charakteristické pre kontaktný dvor neboly pozorované, čo pripisujem pomerne príbuznému chemizmu intrudujúcej, ako aj intrudovanej hornine.

Vek intrúzie tejto porfyrítovej magmy na študovanom území spadá do mladšieho obdobia ako efúzie mladších permských porfýrov a na druhej strane do obdobia staršieho ako zrudnenie a dynamometamorfóza severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (stredná — vrchná krieda — pozri rudná časť).

Kamenický (1950) udáva od Jakloviec kontakt diabáz-porfyrítov s verfenskými bridlicami. Vznik týchto diabáz-porfyrítov, ako aj horniny peridotitovej magmy kladie, ako bolo uvedené, do spodného triasu. Toto

jeho tvrdenie najmä pre vrchnú hranicu pre bližší faktický materiál študovaného územia nemôže byť bližšie overené, som však toho názoru, že porfyrity od Krompách a diabáz-porfyrity od Jakloviec patria tej istej eruptívnej fáze.

Aby sme príslušné horniny mohli prediskutovať aj s hľadiska petrochemického a zaradiť ich podľa ich chemického zloženia do systematiky, predkladám silikátovú analýzu porfyrítov (odkryv od Krompách).

Z grafu môžeme ľahko vyčítať, že sa jedná o horninu s malým obsahom tmavých súčiastok (hodnota *b* pomerne nízka), s dostatkom SiO_2 a prebytkom Al_2O_3 oproti alkáliám a vápníku. Z alkálií má absolútnu prevahu nad draslíkom sodík.

Kvantitatívne zastúpenie kyslíčnikov		Molekulové kvocienty
SiO_2	54,26	904
FeO	7,80	93
Fe_2O_3	2,17	13
Al_2O_3	16,36	160
MnO	0,14	2
TiO_2	2,10	26
CaO	4,92	71
P_2O_5	0,65	4
MgO	3,94	97
K_2O	0,58	6
Na_2O	3,48	56
$+\text{H}_2\text{O}$	0,08	
$-\text{H}_2\text{O}$	3,63	
	100,11	

Analýzu vykonal V. Dvonč (1953).

Pri prepočítavaní analýz sa pridržiam racionálneho systému Zavarického (1950).

Po prepočítaní jednotlivých kyslíčnikov na molekulárne kvocienty a odpočítaním z celkového chemického zloženia príslušného ekvivalentného množstva viazaného na mikroskopicky zistenú čiastku CaCO_3 a FeCO_3 (ich pôvod je postmagmatický), molekulárne kvocienty nadobúdajú tieto hodnoty (pozri 2. stĺpec za chemickou analýzou).

Druhou úlohou je príslušné molekulárne kvocienty prepočítať na hodnoty A, C, B, S, ktoré nám slúžia ako hlavné charakteristiky chemického zloženia horniny (pri grafickom znázornení určujú počiatočný bod vektora).

Koeficient A nám v našom prípade udáva množstvo alkálií viazané na alumosilikáty = 124.

Koeficient C nám v našom prípade udáva množstvo CaO viazané na alumosilikáty, je rovný 71.

Koeficient B nám v našom prípade udáva množstvo $(\text{FeO})'$, $[(\text{FeO}) = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}]$ plus množstvo MgO a prebytok Al_2O_3 , čiže množstvo všetkých ostatných kationov okrem Si a Ti , ktoré sa viažu na prosté silikáty. Hodnota pre koeficient $B = 272$.

Koeficient S nám zobrazuje množstvo $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 = 930$.

Prepočítaním jednotlivých kvocientov na percentuálne složené dostaneme tento výsledok:

$$\begin{array}{r} a = 8,9 \\ c = 5,1 \\ b = 19,4 \\ s = 66,6 \\ \hline 100,00 \% \end{array}$$

Ďalšie doplnujúce koeficienty v našom prípade f' ; m ; a' dostaneme z pomeru:

$$f' = \frac{(\text{FeO})' \times 100}{B} = 44,4$$

$$m = \frac{\text{MgO} \times 100}{B} = 35,6$$

$$a' = \frac{2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \times 100}{B} = 20,0$$

Pre pomer $\text{Na} : (\text{Na} + \text{K})$ vychádza hodnota 90,3.

Na základe vyhodnotenia chemickej analýzy na jednotlivé hodnoty zistíme, že uvedená hornina je presýtená Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$) a zčásti voľným SiO_2 , ($Q = s - (3a + 2c + b)$) (=kladná hodnota).

Podľa klasifikácie vyvrelých hornín na magmatické typy, uvedené podľa Zavarického, študované horniny patria typu Mont-Peleé a Lassel-Pick a svojím chemizmom zodpovedajú andezitickým erup-tívam, čo je v úplnej shode so zaradením študovaných hornín podľa petrografického složenía medzi porfyryty.

V tejto kapitole bolo uvedené, že porfyryty z lomu od Krompách geneticky patria k tej istej erup-tívnej fáze ako Kamenickým uvádzané diabáz-porfyryty od Jakloviec.

Mnou vysbieraný študijný materiál z tejto lokality petrograficky zodpovedá diabázom. Uvádžam jeho chemickú analýzu:

Pre znázornenie vzťahov týchto siedmich najhlavnejších katiónov (Si, Al, K, Na, Ca, Fe, Mg) jedným bodom by sme potrebovali šesťrozmerný priestor ktorý však v geometrickom vyjadrení je veľmi ťažko predstaviiteľný. Preto Zavarickij prevzal Lodočnikom zavedené vyjadrovanie sedem-komponentných systémov pomocou vektorov.

Pomocou týchto vektorov vyjadrenie šiestich vzťahov sedem-komponentných systémov v trojrozmernom priestore nerobí ťažkosti a stačia 2 na seba kolmé projekcie uvedeného vektora, aby sme dostali v dvojrozmernom priestranstve o hodnotách príslušných komponentov jasný obraz.

Pre grafické znázorňovanie chemických analýz Zavarickij používa pravouhlý tetraéder.

Uvedené hodnoty našich prepočtov, chemickej analýzy porfyritov, zanešané do diagramu, majú toto zobrazenie (pozri graf).

(P'_1 , P_2 = projekčné počiatkové body vektorov porfyritu od Krompách na príslušné projekčné roviny).

(P'_1 , P'_2 = projekčné počiatkové body vektorov diabázu od Jakloviec na príslušné projekčné roviny).

Grafické znázornenie vektorov porfyritu od Krompách a diabázu od Jakloviec na projekčných rovinách CSB a ASB pravouhlého tetraédra je na str. 721, obr. 7.

Meradlo: u hodnôt a, c, b, s, 1 % = 2 mm.

u hodnôt $a'(c)$, f' , m 1 % = 0,2 mm.

Kvantitatívne zastúpenie kyslíčnikov		Molekulové kvocienty
SiO ₂	44,56	742
FeO	6,83	95
Fe ₂ O ₃	3,49	22
Al ₂ O ₃	17,42	171
MnO	0,20	1
CaO	13,10	234
P ₂ O ₅	0,00	0
MgO	6,06	164
TiO ₂	1,67	20
K ₂ O	0,31	3
Na ₂ O	1,96	32
+H ₂ O	0,19	
-H ₂ O	4,73	
	100,52	

Analyzoval V. D v o n ě (1953).

Prepočítaním na hodnoty A; C; B; S vychádza:

S = 762	z toho	s = 55,6
A = 70	z toho	a = 5,2
C = 136	z toho	c = 9,9
B = 402	z toho	b = 29,3

Pre doplňujúce charakteristiky vychádzajú hodnoty:

$f = 34,8$
 $m = 40,9$
 $c' = 24,3$
 $a = 0$

Pomer Na k alkáliám je vyjadrený
hodnotou 91,4.

Zanesené hodnoty jednotlivých koeficientov tejto horniny a ich znázornenie v podobe vektora pozri v grafe pre porfyrity (počiatočné body vektora sú označené na jednotlivých projekčných rovinách P'_1 ; P'_2).

Z celkového prepočtu vyplýva, že študovaná hornina je presýtená vápnikom a má slabý nedostatok SiO_2 .

Porovnaním jednotlivých komponentov u obidvoch petrograficky odlišných hornín (porfyrity; diabázy) z chemických analýz vidíme dosť značnú odlišnosť, čo sa prirodzene odrazilo aj v mineralogickom složení, najmä prítomnosťou pyroxénov, bázeckejších plagioklasov a olivínu v diabázoch od Jakloviec. Prepočítaním a porovnaním jednotlivých koeficientov s koeficientami uvádzanými Z a v a r i c k ý m pre jednotlivé magmatické typy, nám vychádza, že predmetné diabázy zodpovedajú správne aj chemicky čadičovým horninám.

Obidva typy hornín (porfyrity od Krompách a diabázy od Jakloviec) patria k tomu istému magmatickému typu, v našom prípade typu (podľa Z a v a r i c k é h o) Mont-Pelée a Lassel-Pick.

Na zanesenej krivke v grafe pre horniny, zodpovedajúce najčastejšie tomuto typu, vidíme, že obidva projekčné počiatočné body vektorov, patriace porfyritom a diabázom, ležia skoro úplne na krivke zodpovedajúcej uvedenému typu.

Na základe toho môžeme súdiť, že magmatická súvislosť obidvoch opísaných hornín je v skutočnosti opodstatnená a preto môžeme s najväčšou pravdepodobnosťou vysloviť názor, že sa jedná o diferenciačné produkty tej istej magmy.

Petrografia svorov pásma Braniska a Čiernej hory

V severovýchodnej časti študovaného územia vystupujú horniny svetlohnedej, inokedy sivej farby s prevahou sludnatých minerálov a s výraznou paralelnou textúrou.

Jednotlivé lupienky slúd (muskovit, v menšej miere biotit) obtekajú porfyroblasty kremeňa, živcov a ojedinele granátov. Týmto vzájomným usporiadaním horninotvorných minerálov je daný základ porfyroblastickéj štruktúry.

Kremeň tvorí podstatnú súčiastku horniny. Je vyvinutý vždy xenoblasticky.

Zo živcov je zastúpený albit a ortoklas (tiež oba xenomorfne).

Z akcesorických minerálov je zastúpený granát a magnetit.

Po svojom vzniku tieto horniny boli postihnuté postkryštalinnou deformáciou, čo sa odrazilo jednak na kremeňoch, ktoré nadobudli výrazné undulózne zhášania a oproti susedným individuám kremeňa zubovité obmedzenie. Ďalej bolo pozorované zohýbanie slúd, a rozdrvenie granátov, čo tiež svedčí o tom, že kryštalizácia bola prekinematická.

Na základe petrografického pozorovania tieto horniny označujem ako granatické svory.

Petrografia hornín fylit-diabázovej série

Fylit-diabázová séria zahrňuje jednak horniny magmatického pôvodu, jednak horniny sedimentárneho pôvodu, v dôsledku čoho horniny tejto série v celom svojom rozsahu javia čo do petrografického složenia značnú variabilnosť.

Na severnom okraji fylit-diabázovej série prevládajú metamorfované formy efuzívnych diabázov. Sú zelenosivej farby a môžeme u nich pozorovať striedanie sa svetlejších a tmavších partií. Tento zjav je zapríčinený miestnym väčším nahromadením chloritu.

Pretože intenzita dynamometamorfózy nebola všade rovnaká, aj na týchto efuzívnych horninách fylit-diabázovej série pozorujeme, že sú ňou v južnejšom pruhu intenzívnejšie postihnuté ako v severnej časti, v súvislosti s čím sekundárne zbridlčnenie tejto južnej časti je znateľnejšie oproti len málo zbridlčneným horninám severného pruhu.

Tieto horniny predstavujú pokročilé štádium premeny diabázov.

Relikty štruktúry, ako aj minerálneho složenía pôvodných hornín, sú len zriedkavým zjavom.

V dôsledku prevládania šupinkovitých a vláknitých minerálov, najmä chloritu, sericitu a aktinolitu, metamorfované diabázy nadobúdajú lepidoblastické štruktúru, ktorá miestami pre submikroskopický vývin minerálov sa stáva nevýraznou.

Podstatnou složkou diabázov je chlorit, sericit a aktinolit. V menšej miere sú zastúpené epidot a jemne roztrúsený kremeň. Akcesorickým súčiastkam patrí rutil a magnetit. Okrem týchto minerálov prístupujú relikty pôvodných živcov, ktoré zodpovedajú labradoritu.

Chlorit tvorí podstatnú časť horniny. Opticky zodpovedá penninu. Je vyvinutý v podobe jemne lupenitých, zelenkavých a slabo pleochroických shlukov v asociácii aktinolitu, niekedy magnetitu (pravdepodobne sa jedná o sekundárny produkt rozkladu tmavých súčiastok pôvodných hornín — relikty týchto tmavých súčiastok neboli pozorované), ďalej je zastúpený v podobe jemne roztrúsených oddelených lupienkov v asociácii epidotu, sericitu a sekundárneho kremeňa.

Sericit je vyvinutý v podobe jemne šupinkovitých minerálov, roztrúsených najmä na miestach rozložených pôvodných plagioklasov, niekedy na samotnom relikte (uvoľnený draslík, ktorý býva v plagioklasoch do určitého percenta primiešaný, tvoril podklad pre vytvorenie sericitu).

Aktinolit sa vyskytuje v hornine v miestach s väčším obsahom chloritu. Vykazuje vlastnosti obvykle aktinolitu: pretiahly vývin podľa osi c, slabý pleochroizmus; zhášanie k osi c $13\text{--}15^\circ$; charakter minerálu, negatívny charakter zóny, pozitívny vyššie interferenčné farby. Na rezoch paralelných s osou c je vyvinutá dobrá štiepatelnosť.

Epidot je zriedkavým minerálom týchto hornín. Obmedzuje sa len na jednotlivé zrná, v miestach rozložených plagioklasov.

Kremeň je vyvinutý len vo forme jemne rozptýlených zrn, ktoré svojou veľkosťou sú skoro na hranici rozlíšiteľnosti. Jedná sa o pravdepodobný produkt rozkladu živcov.

Rutil býva vyvinutý v podobe ihličkovitých minerálov s charakteristickými kolienkovitými srastami. V dôsledku jeho väčšej kryštalizačnej sily je jediným minerálom tejto horniny idiomorfného obmedzenia.

Magnetit tvorí nepravidelné opaktné, asi 0,1 mm veľké zrná, ktoré sú zčasti už limonitizované.

Svojím složením v klasifikácii Eskolu študované horniny patria fácii zelených bridlic a muskovit-chloritovej subfácii. Sú to horniny, ktoré vznikly za metamorfných podmienok Grubenmannovej epizódy a zodpovedajú aktinolit-epidot-chloritickým bridliciam.

Aktinolit-epidot-chloritické bridlice sú často prestúpené systémom žiliek s obsahom hematitu (spekularitu), siderit-ankeritu, kremeňa a albitu a v blízkosti zrudnených pásem vystupujú niekedy aj v hornine pravidelné klence sideritu.

Spomínané žilky, ako aj romboédre sideritu, vykazujú neporušenosť svojej štruktúry, preto predpokladám, že ich vznik je z väčšej časti post-tektonický a spadá do obdobia až po posledných väčších metamorfných pochodoch. Jedná sa pravdepodobne o produkty hydrotermálnych roztokov.

Pre posúdenie pôvodnej materskej horniny po stránke chemickej uvádzam túto chemickú analýzu hornín zo severného pruhu fylit-diabázovej série a jej prepočet na Z a v a r i c k é h o hodnoty:

	kvant. zast.	molekul kv.				
SiO ₂	44,17	735	+ 18	753	S	
FeO	5,42	75	} × 2 120	} 172	} 285	B
Fe ₂ O ₃	3,26	21				
MnO	0,24	3				
Al ₂ O ₃	25,11	246	— 42 = 204 — 152 = 52	113		
MgO	4,56	113				
CaO	8,55	152				C
K ₂ O	0,20	2	} . . 42 × 2	} 84	} 84	A
Na ₂ O	2,47	40				
P ₂ O ₅	0,00	0				
TiO ₂	1,37	18				
+ H ₂ O	0,18					
— H ₂ O	4,47					

Analyzoval V. D v o n ě (1953).

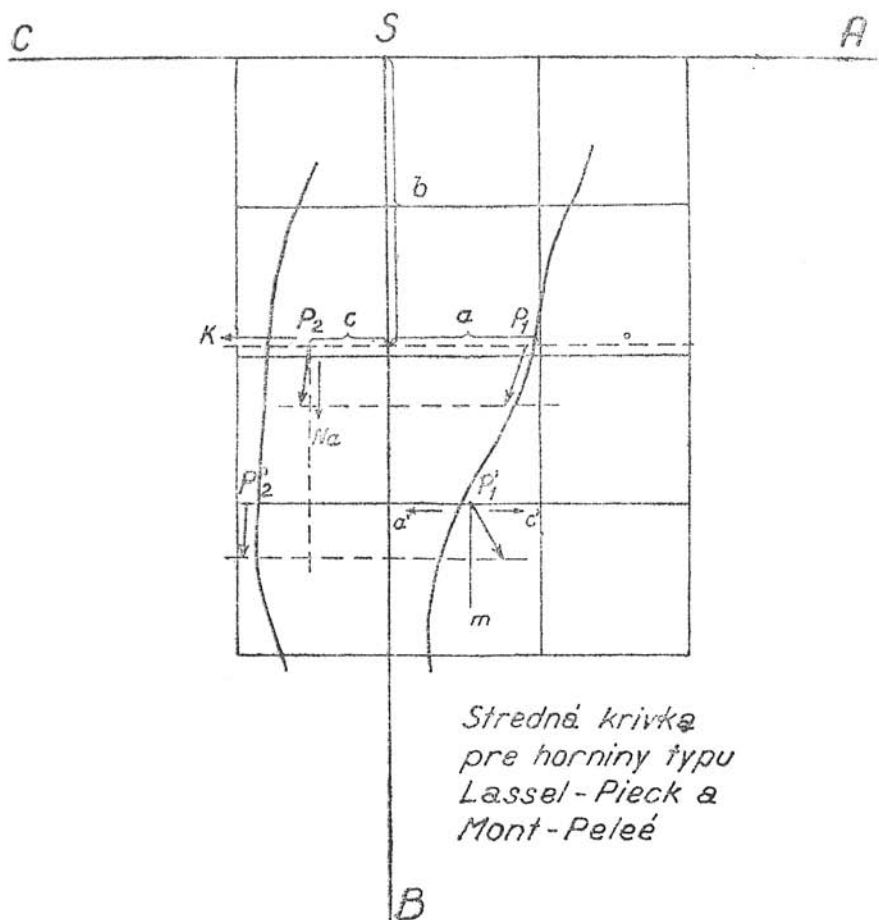
A = 84	z toho	a = 6,5
C = 152	z toho	c = 11,8
B = 285	z toho	b = 22,4
S = 753	z toho	s = 59,3

Pre dopĺňujúce koeficienty vychádzajú hodnoty

a' = 18,3	c' = 0
f = 42,1	m' = 39,6.

Zaradením príslušného chemizmu tejto horniny do systematiky vychádza, že pôvodná materská hornina zodpovedala bazaltovej magme,

ktorá bola presýtená Al_2O_3 a mala nedostatok SiO_2 . Vyššie množstvo CaO a pomerne malé percento $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ hovorí o prevládání anortitovej složky v plagioklasoch. Hodnota B (285) naznačuje, že tmavé súčiastky boli jednou z podstatných složiek pôvodnej horniny.



Obr. 7.

Porovnávajúc tieto horniny so systematikou prírodných asociácií hornín podľa ich chemizmu dospejeme k tomu, že najbližšie vzťahy majú k horninám typu ostrova Martinika, a to k ich čadičovým ekvivalentom.

Smerom na juh od vyššie spomínaných premenených diabázov horniny získavajú odlišný petrografický ráz. Klastický materiál sa stáva častou složkou horniny až miestami úplne prevláda. Už makroskopicky sú často viditeľné jednotlivé stlačené valúniky kremeňov.

Dôsledkom ich inhomogenity a pôsobenia intenzívneho usmerneného

tlaku tieto horniny nadobudly výraznú paralelnú textúru s výraznou foliáciou. Ich petrografické složenie sa od predošlých aktinolit-epidot-chloritických bridlíc líši najmä nedostatkom aktinolitu a epidotu.

Prevládajúcimi horninotvornými minerálmi sú chlorit a sericit, obidva vyvinuté v podobe jemne lupenitých minerálov, ktoré vlastne dali základ výraznej lepidoblastickej štruktúre. K týmto minerálom sa ďalej pridružuje kremeň a to dvojakého pôvodu.

Do prvej skupiny patria kremene klastického pôvodu. Tieto tvoria zrnité agregáty pripomínajúce valúniky. Vplyvom dynamometamorfózy však nadobudly šošovkovitý vývin. Jednotlivé zrná týchto kremeňov vykazujú silné undulózne zhášanie, niekde bývajú kataklázované a zpravidla zubovite do seba zapadajú. Okolo nich lupenité minerály (sericit, chlorit) buď tvoria aureoly, pripomínajúce kelyfitické obruby, od ktorých sú však geneticky odlišné, alebo sú okolo jednotlivých kremenných minerálov fluidálne usporiadané.

Do druhej skupiny patria kremene vzniknuté rekryštalizáciou a rozpadom pôvodných minerálov horniny. Sú zpravidla malé, netvoria veľké agregáty a niekedy môžu byť vyvinuté v podobe slepých žiliek s krátkym priebehom. Undulózne zhášanie je zpravidla slabé, prípadne celkom chýba. Záleží na tom, či deformácia bola len parakryštalinná alebo tiež čiastočne postkryštalinná. Spomínané aureoly u druhej skupiny kremeňa, ako aj zubovité zapadanie jednotlivých zŕn a katakláza, neboli pozorované.

Ďalším minerálom týchto hornín je magnetit, ktorý je vo veľkom množstve drobne roztrúsený po celej hornine. Jeho pôvod je z väčšej časti spätý s pôvodnými Fe-komponentmi v sedimentoch a s ich rekryštalizáciou za dynamometamorfózy.

Z akcesorických minerálov je hojne prítomný rutil, zriedkavejšie apatit.

Na základe petrografického rozboru tieto horniny označujeme ako sericiticko-chloritické bridlice. Patria podobne ako predošlé horniny fylit-diabázovej série do fácie zelených bridlíc (podľa Eskolu).

Na pôvodnú horninu pri takej značnej dynamometamorfóze ťažko usudzovať, no je pravdepodobné, že to bol zčasti práve pyroklastický materiál, ktorý spolu s klastickým materiálom dal základ vzniku týchto hornín.

Záverom k horninám fylit-diabázovej série treba podotknúť, že hranice medzi premenenými diabázmi (aktinolit-epidot-chloritické bridlice) a sericiticko-chloritickými bridlicami sú na niektorých miestach dosť konvenčionálne, pretože sa miestami jedná o pozvoľný prechod oboch hornín (južne od hrebeňa Ropostein—Pohübl).

K petrografii permských porfýrov a k ich premene v porfyroidy

Otázka porfyroidov a ich genetickej súvislosti s kremíťmi porfýrmi bola diskutovaná dlho. Až do prác Rosenbuschových (1898) horninám dnes označovaným ako porfyroidy sa prisudzoval sedimentárny pôvod. Tieto horniny boli označované ako maskové bridlice, sericitické ruly, sericitické bridlice ap. Rosenbusch (1898) medzi prvými poukázal na možnosť vzniku týchto hornín aj cestou dynamometamorfózy z efuzívnych hornín. Odlišoval jednak klastoporfyroidy (horniny vzniknuté metamorfózou sedimentárnych hornín), jednak tufporfyroidy (horniny vzniknuté cestou premeny efuzívnych hornín).

V neskoršej dobe okrem iných podal výstižnú petrografiю týchto hornín Schafarzík (1906), ktorý potvrdil správnosť genetickej súvislosti porfyroidov s kremíťmi porfýrmi a poukázal na dôležitú úlohu usmerneného tlaku (stressu) pri ich vzniku.

Dnes pod pojem porfyroidy zahrňujeme horniny, ktoré vznikly za epizodálnych podmienok metamorfózy a spoluúčinku usmerneného tlaku z kyslých efuzívnych a intruzívnych hornín.

V študovanej oblasti sa vyskytujú na jednej strane kremité porfýry dynamicky len nepatrne pozmenené, na druhej strane silne zbridličnatené porfyroidy.

Kremité porfýry južného pruhu sú celistvého charakteru, zpravidla sivo-fialovej farby, s makroskopicky pozorovateľnými porfyrickými výrastlicami kremeňa. Mikroskopicky zistíme, že porfyrické výrastlice sú tvorené najmä kremeňom, ktorý býva magmaticky korodovaný, často vykazuje kataklastické štruktúry (avšak málokedy býva undulózny. Tab. XXVI, obr. 2).

Vedľa kremeňa v intratelurickej fáze vystupuje draselný živec, ktorý však do väčšej miery je už úplne sericitizovaný. Sericit tak tvorí akési „pseudomorfózy“ po draselnom živci, ktoré zachovávajú úplne jeho morfológické obmedzenie (tab. XXVI, obr. 2). Spolu so sericitom sa vyskytuje niekedy amorfná forma SiO_2 . Bližšia identifikácia draselného živca pre pokročilú premenu nie je už možná. Konečne porfyrickou výrastlicou býva biotit, ktorý už podľa hol zčasti baueritizácii, zčasti premene v chlorit, magnetit a sericit. Tieto sekundárne produkty rozkladu biotitu práve tak zachovávajú morfológické obmedzenie pôvodných biotitov (tab. XXVII, obr. 1). Premena biotitov však nedosahuje vždy taký stupeň, takže miestami sú zachované aj pôvodné minerály s výrazným charakteristickým pleochroizmom.

Základná hmota kremitých porfýrov je felzitická. Podstatnými minerálmi felzitickej hmoty sú jednak hore uvedené minerály patriace k intratelurickej fáze + kyslý plagioklas, ktorý ako sa podľa nezakalených reliktovej dalo zistiť, patrí oligoklasu. Kyslý plagioklas a kremeň tvoria hlavné minerálne súčiastky mezostázy. Biotit a draselný živce sú zastúpené podradnejšie.

Z akcesorických minerálov v hornine je hojný turmalín, menej apatit a ojedinele titanit (posledný uzatvorený v porfyrických výrastliciach kremeňa).

Opísané kremité porfýry boli postihnuté len minimálne dynamometamorfózou.

Horniny severného pruhu, u ktorých už dynamické pôsobenie tlaku sa prejavilo vo väčšej intenzite, boli premenené na porfyroidy.

Pretože však intenzita tlaku nebola u nich všade rovnaká, mikroskopickým pozorovaním v hrubých rysoch môžeme vymedziť dva typy prechodných štádií porfyroidov.

K prvému typu patria horniny, u ktorých usmernený tlak (stress) pôsobil podstatne slabšie. Makroskopicky na horninách tohto typu vidíme, že oproti opísaným kremitým porfýrom nadobúdajú paralelnú textúru. Bývajú svetlosivej farby a majú zachované len porfyrické výrastlice kremeňa. Mikroskopicky môžeme pozorovať, že sa jedná o ďalší metamorfný stupeň kremitých porfýrov. Štruktúra sa stáva lepidoblastickou. Jednotlivé „pseudomorfózy“ sericitu po porfyrických výrastliciach draselného živca nadobudly šošovkovitý tvar, tvoriac takto shluky na pôvodnom mieste výrastlice. V pokročilejších štádiách premeny jednotlivé minerály sericitu sú vyvinuté v podobe pruhov, ktoré však nemajú ešte medzi sebou paralelný priebeh. Zriedkavo už pozorovať premenené biotity na smes chloritu, magnetitu a sericitu — väčšinou sú vyvinuté už len jednotlivé nepravidelné shluky tvorené najmä magnetitom. Mezostázis opisovaná u jednotlivých porfýrov nie je už zachovaná a je premenená na sericit, v menšej miere skoro na submikroskopický kremeň a chlorit, ktoré sú rozptýlené po celej hornine. Sekundárny kremeň býva niekedy vylúčený v podobe laterálne sekrecionálnych žiliiek, ktoré prerážajú horninou (tab. XXVII, obr. 2). Jedinou minerálnou súčiastkou, ktorá nejaví väčšie zmeny, sú porfyrické výrastlice kremeňa, často ešte so zachovanou magmatickou koróziou. Okolo jednotlivých výrastlíc sekundárne lupenité minerály sa fluidálne usporadúvajú a v ich bezprostrednom okraji vytvárajú aureoly (tvorené sericitom). Tieto lištovité minerály sericitu sa niekedy stavajú kolmo na povrch porfyrickej výrastlice, zubovite zapadajú do nej, inokedy sú vyvinuté len na stranách, ktoré boli kolmo orientované na výsledný vektor pôsobenia tlaku (bližšie pozri petrografické závery). Z akcesorických mi-

nerálov je hojný turmalín, menej často rutil. Tieto horniny môžeme v pravom slova smysle označiť ako porfyroidy.

Druhému typu premeny kremitých porfýrov v porfyroidy patria horniny, u ktorých usmernený tlak dosiahol už značný stupeň. Horniny vzniknuté za týchto podmienok nadobudli už typickú paralelnú textúru s výrazne vyvinutou sekundárnou foliáciou. Bývajú svetlosivej farby.

Mikroskopicky dá sa sledovať, že sa nezachovali už skoro žiadne porfyrické výrastlice. Len jednotlivé silne rozvalcované zvyšky kremenných zŕn hovoria o posledných reliktoch porfyrickej štruktúry. Podstatným minerálom tejto horniny je sericit, podradnejšie sú zastúpené drobné zrnká SiO_2 a chlorit. Všetky sú usporiadané paralelne s foliáciou (tab. XXVIII, obr. 1), čím je vytvorená jasná lepidoblastická štruktúra. Z akcesórií je tu hojne zastúpený turmalín, ojedinele apatit.

Prikladom týchto hornín môžu byť „sericitické bridlice“, ktoré sa nachádzajú juhozápadne od Richnavy.

Na záver tejto state chcem zdôrazniť, že uvedené metamorfné typy hornín mali po petrografickej stránke rovnaký počiatočný materiál. Ich petrografická pestrosť je druhotným zjavom vyvolaným účinkami dynamometamorfózy.

Petrografia tufov a tufitov kremitých porfýrov

Tufy a tufity sú späté s relatívne mladšou fázou výlevov kremitých porfýrov.

Sú to horniny škvrnitého charakteru, u ktorých jednotlivé pyroklastické častice kolíšu medzi veľkosťou $\frac{1}{2}$ —2 cm (lapily).

Po petrografickej stránke tieto horniny oproti porfyroidom nejavia nápadnejšie rozdiely. Táto shoda sa prejavuje najmä u hornín, u ktorých stress pôsobil značnou intenzitou. Horniny tohto typu sa potom podobajú až „sericitickým bridliciam“. Inokedy, keď pravdepodobne ich počiatočný materiál nebol homogénny, vznikaly horniny, ktoré môžeme nazvať fluidálnymi porfýrovými tufitmi — s páskovanou textúrou (tab. XXVIII, obr. 2). Striedanie sa svetlejších a tmavších pruhov u týchto hornín bolo zapríčinené, ako som mohol mikroskopicky pozorovať, zvýšeným obsahom Fe-substancií, najmä magnetitom a Fe-rudným pigmentom. Mineralogicky sú ináč totožné so „sericitickými bridlicami“.

Okrem týchto hornín silne postihnutých dynamometamorfózou sú zachované horniny, kde pozorujeme ešte jednotlivé lapilové častice s pôvodnými porfyrickými výrastlicami, niekedy aj so zachovanou základnou hmotou kremitých porfýrov.

Okolo týchto reliktov, okolná sericitická hmota vytvára spomínané už aureoly.

Prechody medzi obidvoma typmi porfýrových tufov (tufitov) sú pozvoľné.

Pretože k pyroklastickému materiálu sa pridružujú aj klastické komponenty, prípadne celé vložky (permské bridlice a konglomeráty), je opodstatnenejšie týmto pyroklastikám prisudzovať skôr tufitický charakter.

Petrografický rozbor permských klastických sedimentov

Permský útvar ako kontinentálna fácia je charakterizovaný petrograficky značne variabilným súvrstvom.

Základný petrografický rozbor permských klastík podáva už Z e l e n k a (1927). V oblasti Rudňan a Bindtu V a c h t l (1938) spracoval po petrografickej stránke tamojšie karbónske slepence a v súvislosti s nimi dotýka sa tiež permských konglomerátov, vyvinutých severne od karbónu.

Ako bolo v stratigrafickej časti uvedené, v perme som odlišil tri horizonty.

K najstaršiemu členu permu treba počítať spodný konglomerátový horizont. Sú to polymiktné slepence, väčšinou červenej, v menšej miere sivej farby. Jednotlivé valúny dosahujú priemerne veľkosť 2—10 cm. Tmel majú pórovitý. Stupeň opracovanosti valúnov je celkove malý, čo hovorí o ich kratšom transporte.

Z petrografického rozboru týchto slepencov vyplýva, že hlavná časť ich valúnov patrí žilnému kremeňu a horninám fylit-diabázovej série. Podradnejšie sa vyskytujú kremence (ťažko zistiteľnej príslušnosti) a čierne grafitické fylity (snáď karbónske?). Na báze tohto horizontu boli zistené valúniky kryštalických bridlíc. Vo vrchnejších partiách sa nachádzajú už ojedinelé valúniky kremitých porfýrov. Stupeň sericitizácie porfýrických výrastlíc draselných živcov, magmaticky korodovaný kremeň, premena biotitu, ako aj základnej hmoty s akcesóriami týchto valúnikov kremitých porfýrov dosahuje ten istý efekt ako u kremitých porfýrov staršej vulkanickej permskej fázy.

Z e l e n k o m (1927) spomínané valúniky porfyroidov som nepozoroval. Práve tak ani valúniky žúl a rudnej žiloviny, ktoré by mohli svedčiť o prípadnom predpermskom zrudnení, som nezistil.

Priestor medzi jednotlivými valúnikmi je vyplnený tmelom, ktorý sa skladá zo sericitu, Fe-pigmentu, magnetitu, chloritu a jemne roztrúsených

kremenných zŕn. Pôvodný tmel bol pravdepodobne železito-ílovitý. Okolo jednotlivých valúnov sericit tvorí spomínané aureoly.

Celkovým rozborom týchto konglomerátov zistíme, že všetky valúniky javia známky metamorfnej premeny. Najmenej boli postihnuté valúniky kremitých porfýrov. Nadobudnutá druhotne paralelná textúra (vynímajúc kremité porfýry) u jednotlivých valúnov nie je totožná, čo sa prejavuje mikroskopicky nerovnakým smerom textúry a intenzitou metamorfózy jednotlivých psefitických komponentov.

Z toho vyplýva, že väčšina hornín spodného konglomerátového horizontu (okrem kremitých porfýrov) prvú metamorfózu prekonala už pred ich sedimentáciou.

Shodné metamorfné účinky pozorujeme len na tmele týchto konglomerátov.

Porovnávajúc tento spodný konglomerátový horizont — Z e l e n k o m (1927) pričleňovaný ku karbónu — s vývinom dokázaných karbónskych slepencov bindt-koterbašských (V a c h t l, 1938) vidíme dosť nápadné rozdielnosti. Jednak je to červená farba súvrstvia oproti intenzívnej zelenej u karbónskych slepencov (miesto chloritu), jednak je to po petrografickej stránke absolútny nedostatok amfibolitov, leukokrátnych žúl a exotických balvanov, ale najmä prítomnosť permských kremitých porfýrov, ktoré sa v karbónskych slepencoch nevyskytujú (V a c h t l, 1938). Po tretie je to nepomerne slabší účinok dynamometamorfózy u permských konglomerátov oproti intenzívne skoro až rozvalcovaním valúnov karbónskeho horizontu.

Vyšším členom permu sú pestré, zpravidla červenofialové bridlice s hodvábnym leskom. Sú to horniny veľkosti skeletových čiastočiek o 0,1—0,01 mm. Pelitické súčiastky sú tvorené väčšinou kremeňom. Tmel je železito-sericitický. Ostatné minerálne súčiastky sa nedajú pre drobnosť zrna rozoznať.

Najvyšším permským členom je vrchný konglomerátový horizont. Sú to práve tak polymiktné slepence s nedokonale oválanými valúnikmi hornín. Tmel majú na rozdiel od uvedeného spodného konglomerátového horizontu chudobnejší na Fe-substancie, v dôsledku čoho celá hornina nadobúda svetlejšiu farbu — zpravidla ružovú.

Petrografické složené slepencov až na niektoré komponenty je totožné so složením spodného konglomerátového horizontu. Najväčšia časť valúnov pripadá kremeňu a červenofialovým bridliciam. Ako už Z e l e n k a stanovil, tieto bridlice pochádzajú z najbližšieho okolia, a to z podloží permských bridlíc. Okrem uvedených hornín prichádzajú vo valúnoch a v slepencoch v menšom množstve tiež horniny fylit-diabázovej série, grafické bridlice a kremité porfýry (opäť shodného petrografického složenia

s opísanými permskými kemitými porfýrmi). Kremencové valúniky a valúniky kryštalicích bridlíc neboli pozorované. Taktiež valúniky žúl, porfyroidov, ako aj rudných minerálov, neboli zistené.

Petrografia druhohorných sedimentov

Verfénske súvrstvie v študovanom území je zastúpené v podobe piesčitých bridlíc, ktoré miestami prechádzajú až do pieskovcov. Sú sivé, inokedy červenkastej farby. Na rozdiel od permských bridlíc skeletové čiastočky sú hrubozrnnejšie a sú zastúpené najmä undulózne zhášajúcim kremeňom, klastickou sľudou, muskovitom a živcami zodpovedajúcimi andezínu. Tmel majú kremito-sericiticko-železitý. Z akcesórií je prítomný turmalín. Smerom do nadložia verfénske bridlice nadobúdajú slienitý charakter, miestami prechádzajú až do vápencov.

Triasové kremence, okrem silne undulózne zhášajúcich zŕn kremeňa (miestami so sericitom) a wettersteinské vápence okrem mramorizovania v dôsledku svojej petrografickej homogenity, nejavia nápadnejšie zmeny.

Petrografický rozbor eocénnych slepencov

Eocénne konglomeráty predstavujú bazálny člen paleogénnej transgresie.

Ich materiál je značne netriedený (valúniky rôznej veľkosti), čo hovorí o zanesení zerodovaného materiálu bez dlhšieho transportu. Železito-piesčitý tmel je príčinou červeného zafarbenia celého súvrstvia.

Petrografické složenie slepencov čo do percenta je kolísavé. Aritmetickým priemerom zo vzoriek braných na viacerých lokalitách (väčšinou z okolia huty Štefan) dospejeme ca k týmto výsledkom:

Podstatnou súčiastkou eocénnych slepencov sú ružovkasté a sivasté kremence (obidva zastúpené ca v 20 %). Okolo 15 % valúnikov patrí premeneným diabázom a porfýritom. Chloriticko-sericitické bridlice sú zastúpené asi v 10 %. Asi okolo 10 % valúnikov patrí bázičným horninám skupiny gabra. Ich petrografická povaha sa mení od olivinických gabier až ku gabrodioritom. Častým komponentom sú tiež ultrabázické horniny. Jedná sa najmä o čisté olivínovce. Tvoria asi 5 % valúnikov. Verukánske a verfénske bridlice sa vyskytujú ca v 3 %. Z menej hojných komponentov v eocénnych konglomerátoch sú zastúpené biotiticko-muskovitické červené žuly, kemité porfýry, porfyroidy, ich tufy, ďalej svetlé aj tmavé vápence, dolomity a valúniky pravdepodobne verukánskych slepencov. Okrem týchto

komponentov sa mi podarilo nájsť valún z ankerito-kremennej žiloviny. Ankerit je v ňom zatláčaný kremeňom. (Prítomnosť ankeritu bola overená jednak chemickými farebnými reakciami, jednak kvantitatívnou chemickou analýzou na Fe).

Z celkového petrografického rozboru eocénnych slepencov dospievame k tomu, že príslušný materiál bol väčšinou prinášaný z najbližšieho okolia.

V. PETROGRAFICKÉ ZÁVERY

Záverom k petrografickej časti naskytujú sa nám ešte dva zatiaľ nedotknuté problémy:

1. problém turmalinizácie,
2. problém vzniku aureolov.

Prvým problémom sa v Spišsko-gemerskom rudohorí zaoberal už rad autorov. Bola to práve tá okolnosť, že turmalín v horninách Spišsko-gemerského rudohoria má regionálne rozšírenie. Toto viedlo autorov k myšlienke, kde sa vzal zdroj pre vytvorenie tohto minerálneho komponenta.

Pretože turmalín v rudných žilách Spišsko-gemerského rudohoria je častou minerálnou súčiastkou, Ulrich (1928) tiež pre turmalín v horninách predpokladal juvenilný pôvod. Pričleňuje ho k rejuvenačnej fáze zrudnenia.

V neskoršej dobe Zoubek (1936) pod vplyvom Goldschmidtových a Petersenových prác, ktorými spomínaní autori dokázali dosť značné množstvo B_2O_3 v horninách sedimentárneho a erupzívneho pôvodu (priemerný obsah z 36 bridlíc $B_2O_3 = 0,1\%$; priemer zo 14 granitov $= 0,001\% B_2O_3$), poukázal na možnosť vzniku turmalínu tiež cestou mobilizácie bóru v pôvodnej hornine. Pripúšťa však vznik turmalínu aj cestou exhalácie pri dislokačnej metamorfóze.

V nedávnej dobe týmto problémom sa zaoberal Schönenberg (1947). Dokázal rad závislostí vzniku turmalínu od plutonizmu Spišsko-gemerského rudohoria.

Na predmetnom území turmalín je častou akcesorickou súčiastkou skoro všetkých hornín sedimentárnych, ako aj vyvretých.

V oblasti rudných žíl bolo pozorované prenikanie turmalinizácie do okolnej horniny (u rudných žíl prerážajúcich porfyrity; u rudných žíl prerážajúcich permskými spodnými konglomerátmi). Ako sa dalo zistiť, táto turmalinizácia sa vzťahuje však len na najbližšie okolie rudných žíl, takže regionálne rozmiestenie turmalínu v horninách nemôže byť vysvetľované touto cestou.

Som toho názoru, že pre regionálne rozšírenie turmalínu treba pre túto

oblasť pripustiť názor V. Z o u b k a (1936) o mobilizácii bóru obsaženého pôvodne už v materskej hornine. Nasvedčuje tomu pomerne nerovnomerné rozmiestenie turmalínu po celej hornine, jednak aureoly sericitu v niektorých horninách (porfyroidy) okolo jednotlivých turmalínov, ktoré hovoria o staršom veku turmalínu ako posledná dynamometamorfóza tohto územia.

Možnosť závislosti turmalínu v horninách na plutonizme Spišsko-gemerského rudohoria pre túto oblasť je menej pravdepodobná jednak pre vzdialenosť spišských granitov, jednak pre zjav aureolov, ktoré pri predpoklade alpínskeho veku turmalinizácie (S c h ö n e n b e r g 1947) by neboly pozorované a konečne preto, že predsa nie všetky horniny tohto územia obsahujú turmalín (horniny fylit-diabázovej série).

Druhý problém, ktorý sa nám z celkového petrografického pozorovania naskytá, je problém vzniku aureolov.

Tieto zjavy byly pozorované v sericiticko-chloritických bridliciach, porfyroidoch, v ich tufov, permských konglomerátoch, ako čiastočne aj vo verfenských pieskovcoch.

Aureoly sú vyvinuté vždy buď okolo jednotlivých porfyrických výrastlíc, zvyškov reliktov a zachovaných akcesórií, ako aj okolo jednotlivých valúnikov v horninách sedimentárneho pôvodu. Podmienkou pre ich vznik je, aby okolná, či už premenená základná hmota alebo tmel, malý lupenitý charakter minerálov. Aureoly sú zpravidla tvorené sericitom. Povrch porfyrických výrastlíc (valúnov...) býva čiastočne rozdrvený, účinok kinetickej složky tlaku, čím priestor medzi jednotlivými zrnami rozdrveného povrchu môže byť vyplnený minerálmi lupenitého charakteru, ktoré akoby zubovite zapadajú do porfyrickej výrastlice (valúnov...).

Tieto zjavy sa nevzťahujú len na horniny predmetného územia, ale ako som mal možnosť pozorovať, majú regionálnejšie rozšírenie.

Vznik aureol je závislý od intenzity dynamometamorfózy.

Pri malom pôsobení stresu aureoly sú vyvinuté len nepravidelne a v menšej miere. Predpokladám, že v dôsledku slabého pôsobenia tlaku povrch porfyrických výrastlíc (valúnov...) nemohol byť dostatočne narušený.

Pri intenzívnejšom pôsobení stresu sú aureoly okolo jednotlivých porfyrických výrastlíc (valúnov...) už dokonale vyvinuté (tab. XXIX, obr. 1). Jednotlivé lupienky sericitu sú buď radiálne usporiadané okolo porfyrických výrastlíc (valúnov...), takže často nadobúdajú slnečný vzhľad, alebo sericit je pôsobením tlaku čiastočne usmernený.

V treťom prípade pri značnej intenzite dynamometamorfózy sú aureoly pozorovateľné len na stranách orientovaných kolmo k výslednému vektoru pôsobenia usmerneného tlaku. V smere rovnobežnom so smerom tlaku

rozdrvené časti povrchu výrastlíc sú odstránené a môžeme ich pozorovať vo zvýšenej miere už len na stranách kolmo orientovaných k výslednému vektoru pôsobenia tlaku.

Uvedené zjavy čo do intenzity pôsobenia dynamometamorfózy sú v shode s ostatnými makroskopickými a mikroskopickými zjavmi, ktoré sú závislé od intenzity pôsobenia stresu.

Ku koncu petrografickej časti chcem zdôrazniť, že všetky horniny gemeríd študovaného územia vykazujú epizonálny charakter metamorfózy.

VI. TEKTONICKÉ A PALEOGEOGRAFICKÉ POMERY

Na predmetnom území môžeme odlíšiť tri tektonické pásma. Na severe je to kryštallické pásmo Čiernej hory; v strednej časti verukánsko-mezozoickej jednotky a na juhu pásma fylit-diabázovej série.

Tektonický vzťah medzi pásmom kryštallických bridlíc Čiernej hory a fylit-diabázovou sériou pre mladopaleozoicko-mezozoické jednotky a transgresívny paleogén nemohol byť dostatočne preštudovaný.

Tektonická stavba študovaného územia je výslednicou hercýnskych a alpínskych fáz vrásnenia. K hercýnskym orogénnym pochodom treba z tohto územia pripočítať metamorfózu a vyzdvihnutie fylit-diabázovej série (hojnosť už metamorfovaných valúnikov v permských konglomerátoch a výrazná diskordancia medzi verukánskymi klastickými sedimentami a fylit-diabázovou sériou).

Karbón je vyvinutý v západnejšej oblasti. Na študovanom území medzi fylit-diabázovou sériou a permom neni vyvinutý.

V dôsledku vyzdvihnutia fylit-diabázovej série perm má charakter sedimentácie — vnútrohorských depresí — čisto detritický. Suchozemská sedimentácia permu prechádza do morskej sedimentácie verfénu bez toho, že by sa na rozhraní týchto útvarov prejavil účinok falckej fázy vrásnenia. Koncom verfénu dochádza k prehĺbeniu mora (vápnitý vývin), ktoré po čiastočnej regresii (kremencový horizont) nadobúda opäť hlbokomorskejší charakter sedimentácie až do konca stredného triasu. Mladšie stratigrafické členy neboly pozorované.

Celkový konečný tektonický ráz tohto územia je však daný účinkom alpínskych orogénnych fáz.

Účinok laramickej orogenézy sa prejavil jednak na vyzdvihnutí severnej časti pásma Braniska a Čiernej hory, jednak na detailnom zvrásnení a dynamometamorfóze fylit-diabázovej série, ktorá bola tektonicky nasunutá na mladopaleozoicko-mezozoické jednotky (najmä vo východnej časti mnou zmapovaného územia). Detailné zvrásnenie fylit-diabázovej

série sa prejavilo najmä na plastickej složke — fylitoch — pričom v materiáli po mechanickej stránke vzdornejšom — vo vlastných diabázach — vzniká celý systém drobných puklín.

V dôsledku nasunutia južnej a vyzdvihnutia severnej časti priestor medzi nimi bol značne zúžený, čo sa prejavilo vznikom synklinálnej stavby mladopaleozoicko-mezozoických jednotiek, ktoré boli hlboko zavrásnené do podložia. Lokálne vo vlastných paleozoicko-mezozoických jednotkách dochádza k menším presunom (oblasť severovýchodne od Uhliska, pozri tab. XXXIII), ktoré tiež sú do svojho podložia silne zavrásnené. Jednotlivé členy presunutej časti boli pritom silne „laminované“.

Wettersteinské vápence, ktoré na inom mieste tohto územia majú celistvý charakter, v oblasti presunu nadobúdajú výraznú sekundárnu foliáciu. Tiež ďalšie členy presunutej časti verukánske slepence a verukánske a verfénske bridlice sú silne tlakom postihnuté, pričom u verukánskych slepencov jednotlivé valúny nadobúdajú až šošovkovitý tvar.

Synklinála tvorená mladopaleozoicko-mezozoickými jednotkami smerom na západ sa rozširuje, stáva sa miernejšou a postupne sa pripojuje k viacmenej plocho uloženým komplexom mezozoika Galmuského pohoria. Smerom na východ sa táto synklinála tektonicky zužuje, pričom jednotlivé stratigrafické členy nadobúdajú až šupinkovitý charakter.

Os synklinály má totožný smer s ostatnými tektonickými líniami tohto územia (ZSZ—VJV) a prechádza v západnej oblasti stredom verfénskeho súvrstvia, v oblasti východnej bližšie k jeho južnejšej hranici. Okrem pozdĺžnych tektonických línii vznikly južne od Petrovej hury priečne poruchy zlomového rázu, ktoré sú charakteristické tým, že tvoria približné rozhranie medzi intenzívne zavrásnenou východnou časťou a len menej tektonicky postihnutou západnou časťou.

Po alpinotypnej laramickej horotvornej fáze územie bolo postihnuté už len tektonikou germanotypného rázu, čo sa prejavilo na mladších paleogénnych súvrstviach (zvlnenie), ako aj na dislokáciách menšieho významu zistených pri banských prácach.

VII. RUDNÁ ČASŤ

O otázke rudných žíl v Spišsko-gemerskom rudohorí sa oddávna diskutovalo. Názory na paragenetické a genetické problémy zrudnenia neboli jednotné, ba aj dnes tieto problémy z mnohých stránok nie sú vyriešené.

Rudné žily Spišsko-gemerského rudohoria patria k epitermálnym sideritickým ložiskám, ktoré sú späté so sulfidicko-kremitou výplňou rejuvenačnej fázy. Tieto žily geneticky boli odvodzované od rôznych magiem.

Medzi staršími autormi prevláda názor, že rudné žily Spišsko-gemerského rudohoria geneticky patria bázičným magmám (Voit, 1901, Bartels, 1910, Woldřich, 1927, Ahlburg, 1913, Redlich a iní). Druhá skupina autorov zrudnenie odvodzovala od kremitých porfýrov (Schafarzík, 1906, Papp, 1919, a iní). Názor, že rudné ložiská Spišsko-gemerského rudohoria sú späté so žulovou magmou, je výsledkom len novších štúdií. Najmä sú to práce Schönenbergove (1948), Kordiučkove (1941) a iných. Avšak už aj medzi staršími autormi nachádzame zmienky o odvodzovaní zrudnenia od žulovej magmy (Böckh, 1905, Kettner, 1919, Hynie, 1921, a iní).

V súvislosti s takými rozličnými názormi na genézu zrudnenia bol vek zrudnenia tiež kladený do rôznych geologických období. Autori, ktorí zrudnenie odvodzovali od bázičných magiem, kládli ho do paleozoika. S kremitými porfýrmi bol kladený vek zrudnenia do permu.

Najviac sa však rozchádzaly názory na vek zrudnenia v súvislosti s odvodzovaním rudných žíl od žulovej magmy. Väčšinou zastávali názor, ktorý mnohí autori uznávajú aj dnes, že zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria je paleozoického veku (Šuf, 1936, Kettner, 1919, Hynie, 1921, Kamenický, 1950, Kantor, 1950, a iní). Na druhej strane sú to práce Schönenbergove (1948), Zoubkove (1937) a Kordiučkove (1941), ktoré hovoria o mladšej (postrednokriedovej) genéze zrudnenia.

Pretože prevažná väčšina rudných žíl Spišsko-gemerského rudohoria sa nachádza v paleozoických komplexoch hornín, ťažko zistiť priamou cestou vek rudných žíl a materských magiem tým viac, keď nadložné horniny podľa hly denudácii.

Preto treba hľadať územia, kde riešenie týchto problémov je ešte možné. Najnádejnejšími oblasťami sú jednak tie, ktoré v okolí rudných žíl majú zachované mladšie sedimentárne jednotky — sú to oblasti v okrajovej časti Spišsko-gemerského rudohoria a jednak tie oblasti, ktoré sa nachádzajú v bezprostrednej blízkosti spišských granitov.

Po druhé, cesta riešenia týchto problémov je nepriama. Je to štúdium tektoniky, petrografie okolných hornín, úložných a paragenetických pomerov samotných rudných žíl. Pritom treba prihliadať na všetky možnosti vzniku zrudnenia a okolnosti, ktoré mohli podmieniť a ovplyvniť charakter celého rudonosného procesu.

K správnym záverom môžeme dôjsť len komplexným štúdiom.

Úložné pomery

Rudné žily študovanej oblasti patria vonkajšiemu severnému metalogenetickému pásnu Spišsko-gemerského rudohoria. Majú tu prevažne dvojjaký smer. Prvý smer rudných žíl sa shoduje s tektonickými líniami tohto územia (ZSZ—VJV); druhý nadobúda zhruba SV—JZ smer a je viazaný na priečne tektonické poruchy.

Rudonosné horniny tohto územia sú po petrografickej a stratigrafickej stránke značne odlišné. Sledujúc povahu jednotlivých rudných žíl v najstarších horninách postupne k mladším horninám, dostaneme nasledujúci obraz:

V chloriticko-sericitických bridliciach fylit-diabázovej série pozorujeme žily pomerne o značnejších rozmeroch. Oproti premeneným diabázom (aktinolit-epidot-chloritické bridlice) badať u nich nedostatok drobných žiliek s minerálnou výplňou.

Rudné žily v premenených diabázoch zriedkavo dosahujú väčšiu mocnosť, zpravidla nadobúdajú žilníkovitý charakter (oblasť Zahury a inde).

Treťou rudonosnou horninou sú spodné permské konglomeráty. U nich minerálny obsah sa sústredil v ložiskách šošovkovitého charakteru, dosahujúc miestami značnejšie mocnosti. Okolie týchto žíl je prešľahané drobnými hydrotermálnymi žilkami, ktoré prerážajú naprieč jednotlivým valúnikom konglomerátu.

Žily zo spodných permských konglomerátov prenikajú aj do nadložných permských kremitých porfýrov.

Verukánske bridlice sú bez zrudnenia.

V porfyroidoch (mladšie permské efuzíva) zpravidla zrudnenie na tomto území nie je pozorovateľné. Výnimku tvoria len stopy zrudnenia, ktoré boli zistené v oblasti presunu (severovýchodne od Uhliska).

To isté ako u porfyroidov bolo pozorované aj u vrchných permských konglomerátov.

O verfénских bridliciach pre študovanú oblasť platí, že zrudnenie do nich prechádza len pri hranici so spodnými permskými konglomerátmi (južne od Banského). V ostatných miestach rozloženia verfénu zrudnenie nebolo pozorované.

Hypoabysálne porfyryty (spodný trias) východne od Krompách vykazujú tiež zrudnenie. Minerálny obsah sa u nich rozptýlil v podobe drobných žiliek.

Poslednou rudonosnou horninou sú svetlé dolomity stredotriasového veku (južne od Banského). Uvedené dolomity tu tvoria zavrásnenú šošovku do podložných verfénских bridlíc.

V ostatných horninách tohto územia — kremencoch, wettersteinských vápencoch, ako aj v paleogéne — zrudnenie nebolo pozorované.

Keď tieto zistené faktá pozorujeme spolu s tektonickými a petrografickými vlastnosťami jednotlivých stratigrafických jednotiek, dospejeme k tomu, že pri synklinálnom uložení mladopaleozoicko-mezozoických sérií pravdepodobne v severnej a strednej časti tejto synklinály hydrotermálne roztoky v dôsledku pôsobenia nepriepustnej clony boli utlmené a nedostali sa tým do nadložia.

Je uznávaný názor, že je to práve verfénske súvrstvie, ktoré pre hydrotermálne roztoky tvorilo takúto clonu (Z o u b e k, 1937).

Myslím však, že nie je správne uvažovať o útware ako o clone pre rudonosné roztoky bez toho, že by sme neprihliadali na mineralogické složenie príslušného útvaru a na celkovú tektonickú stavbu územia.

Takouto minerálnou složkou pôsobiacou v hornine (verfén) ako clona pre hydrotermálne roztoky môžu byť ílovité minerály. Tieto však vplyvom metamorfózy prekonávajú premenu z väčšej časti v sericit. Minerály sericitu, ako aj ílovité minerály štruktúrne patria tej istej skupine — skupine silikátov s vrstevnou stavbou tetraédrov. Pretože jednotlivé vrstvy medzi sebou sú viazané len slabými v a n d e r V a l s o v ý m i silami, po mechanickej stránke sa obidve skupiny minerálov oproti mechanickému namáhaniu v širšom slova smysle chovajú ako „plastický materiál“. Zo zákonov mechaniky ďalej vyplýva, že plastickejšie látky oproti účinku pôsobenia nie náhleho a slabšieho tlaku sa môžu vyrovnáť deformáciou (zvrásnenie, zohýbanie ap.), kým na látkach masívnych (menej plastických) účinok tlaku po prekročení hranice pevnosti sa prejaví rozrušením pôvodnej stavby.

Myslím, že tieto zákony v složitejšej forme sa uplatňujú aj pre horniny. Z toho môžeme usúdiť, že v „plastickejších“ horninách pri slabšom a nie náhlom pôsobení tlaku poruchy (cesty pre hydrotermálne roztoky) budú vznikať ťažšie ako v horninách po mechanickej stránke menej „plastických“.

Preto pri vytváraní tektonických porúch treba prihliadať jednak na materiál, v ktorom vzniká porucha, jednak na pravdepodobnú intenzitu a „spád“ pôsobenia tlaku (na základe tektonickej stavby) ako tiež na charakter vlastných porúch (poruchy vzniknuté ťahom; poruchy vzniknuté tlakom).

Na predmetnom území môžeme túto mechaniku tvorenia porúch pozorovať.

Na jednej strane v horninách masívnejších zisťujeme rozptýlenie minerálneho obsahu v podobe drobných žiliek a žilníkov (zmenené diabázy; porfyrity; v menšej miere verukánske spodné slepence), na druhej strane

v horninách „plastickejších“ vznikajú buď rudné žily celistvejšieho charakteru (chloriticko-sericitické bridlice — Klipperg), alebo v nich až na niektoré výnimky vôbec nevznikajú (porfyroidy; ich tufy; verukánske a verfénske súvrstvie).

K poslednému prípadu si pripomenieme, že práve tieto vyššie uvedené horniny tvoria vlastné gró spomenutej synklinálnej stavby. Z celkového rozloženia rudných žíl z tejto synklinály sa dá ľahko vidieť, že rudné výskyty sú v nej viazané buď na okrajové partie, v styku so staršími útvarmi (zrudnenie vo verféne južne od Banského) alebo na hlboko zavrásnené šošovkovité mladšie jednotky do staršieho podkladu (zrudnenie stredno-triasových dolomitov) alebo v poslednom prípade na oblasť presunu a zavrásnenia odtrhnutých členov mladopaleozoicko-mezozoických jednotiek (severovýchodne od Uhlika).

Vo všetkých troch prípadoch zrudnenia sa jedná o prenikanie rudonosných roztokov z blízkeho podložia. Ostatné časti synklinály sú bez zrudnenia.

Na základe uvedených faktov, ako aj na základe zrudnenia spodno-triasových porfyritov (ktoré prerážajú porfyroidmi), môžeme predpokladať, že zrudnenie sa neobmedzilo v študovanom území len na južnú oblasť, ale prechádza aj pod mladopaleozoicko-mezozoickými jednotkami aj v severnejšej oblasti.

Príčinu nedostatku zrudnenia v ostatnej časti synklinály vidím v tom, že za určitých petrografických a tektonických okolností nielen verfénske súvrstvie, ale tiež ako v našom prípade porfyroidy, ich tufy, ako aj čiastočne permské bridlice, pre rudonosné roztoky môžu tvoriť clonu.

Paragenetické pomery

Po stránke paragenetickej rudné žily predmetného územia sú veľmi rozmanité. Z hypogénnych minerálov môžeme pozorovať jednak minerály patriace sideritickej fáze vylučovania, jednak minerály patriace rejuvenačnej fáze sulfidickej. Okrem hypogénnych minerálov na rudných žilách sú zastúpené minerály supergénneho pôvodu.

Príslušný študijný materiál bol vysbieraný z väčšej časti povrchove a z hĺd a v menšej miere zo samotných rudných ložísk.

Čo do rozdielnosti mineralogického zloženia rudných žíl tohto územia môžeme odlišiť dve oblasti. Je to oblasť južná, ktorá zahrňuje žily žakovské, a oblasť severnejšieho pruhu (Lucia). Prvá oblasť je charakterizovaná podstatne vyšším zastúpením sulfidických minerálov v rudných žilách oproti oblasti severnejšieho pruhu.

Chalkografickým rozborom som stanovil tieto hypogénne minerály:

Siderit býva dvojakej fázy. Obidve fázy sideritu vykazujú rovnaké optické vlastnosti. Je hnedej farby. Vetrá do tmavohneda. Na dvojaké intervaly vylučovania sideritu dá sa usúdiť podľa jeho raz staršieho, raz mladšieho postavenia oproti barytu. Siderit je podstatným rudným minerálom rudných žíl tohto územia.

Baryt tvorí buď samostatnú žilovinu, ktorá býva zatláčaná sulfidickou rejuvenačnou fázou, alebo býva späť s sideritom. V tomto druhom prípade býva zriedkavejším minerálom v žilovine. Je bielej, inokedy sivej farby. Vo výbrusoch javí výraznú štiepnateľnosť podľa 001 a 100.

Ankerit tvorí menšie žilky prerážajúce sideritom. Býva žltohnedej farby. Na vzduchu vetrá do žltohneda. Jeho prítomnosť bola overená chemickými farebnými skúškami.

Hematit (spekularit) je vyvinutý v podobe hniezd alebo shlukov (tab. XXX, obr. 1). Jednotlivé líšty hematitu často prenikajú bez väčšej pravidelnosti sideritom.

Pyrit tvorí nepravidelné zrná menších aj väčších rozmerov (tab. XXX, obr. 2). Býva späť najmä s hematitom a minerálmi rejuvenačnej fázy.

Sulfidické minerály rejuvenačnej fázy. K minerálom rejuvenačnej fázy patria na študovanom území jednak už spomenutý pyrit, ďalej chalkopyrit, ktorý spolu s tetraedritom tvorí najčastejšie minerálnu súčiastku medzi sulfidmi. Arzenopyrit som zistil len ojedinele v asociácii minerálov pyritu a chalkopyritu. Spolu s tetraedritom a barytom býva viazaný bornit. Minerály tejto sulfidickej rejuvenačnej fázy bývajú zpravidla vyvinuté v podobe tenkých žíliet alebo nepravidelných shlukov v sideritickej žilovine, prípadne sú viazané na barytové žily (tetraedrit, bornit).

Kremeň je dvojakej generácie. Starší kremeň vystupuje spolu so sideritom a barytom, kým mladší kremeň sa vylučoval až ku koncu sukcesívneho radu. V obidvoch prípadoch býva hrubozrnný a bielej farby.

Turmalín je vyvinutý v podobe tenkých ihličiek často zarastených v mladšom kremeň.

Albit bol pozorovaný len na ojedinelom výskyte (zrudnenie v strednotriasových dolomitoch). Predpokladám, že vznikol ako dôsledok reakcie pôsobenia hydrotermálnych roztokov na okolnú horninu.

Sukcesia vylučovania počas hydrotermálneho procesu bola stanovená takto:

K najstarším minerálom patrí kremeň a siderit I. fázy. Kremeň býva jednak uzatvorený zčasti v siderite, najmä som ho však hojne pozoroval v podobe jednotlivých závalkov v baryte. Ďalším členom sukcesívneho radu je baryt. Čiastočne vniká podľa štiepných trhlín do sideritu, z čoho

môžeme usudzovať, že je mladšieho pôvodu. V druhých prípadoch baryt bol pozorovaný ako uzatvorenina v siderite (pôvod starší).

Pyrit ako štvrtý člen vylučovacieho radu má interval vylučovania značne dlhší ako ostatné minerály tohto sukcesívneho radu. Pre jeho starší pôvod ako chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit, kremeň (tieto buď vyplňujú pukliny v ňom, alebo ho uzatvárajú, (tab. XXX, obr. 2,) alebo prenikajú na hranici pyritu a starších minerálov) a pre jeho mladší pôvod ako siderit a čiastočne hematit (metasomaticky zatláča siderit a preniká medzi jednotlivé listy hematitu) a pri súčasnom a tiež čiastočne jeho staršom postavení od ankeritu, môžem usúdiť, že jeho vylučovací interval trval od mladšej časti sideritu až po chalkopyrit.

Postavenie hematitu oproti pyritu je jednak staršie, jednak súčasné a tiež mladšie. Na druhej strane podľa jednotlivých listů hematitu preniká už ankerit (tab. XXX, obr. 1), preto postavenie hematitu oproti ankeritu je staršie.

Pomer ankeritu bol stanovený len ku starším minerálom sukcesívneho radu. K mladším minerálom som mohol stanoviť len jeho staršie postavenie od kremeňa. Oproti sulfidickým minerálom jeho postavenie na študovaných vzorkách nebolo zistené, no je pravdepodobné, že je od nich starší.

U minerálov rejuvenačnej fázy najstarším minerálom bol pyrit, ktorý je preniknutý alebo obklopený mladším chalkopyritom (tab. XXX, obr. 2). Pomer arzenopyritu ku chalkopyritu bol zistený bezpečne mladší (arzenopyrit zatláča chalkopyrit a preniká po jednotlivých jeho puklinách). Jeho postavenie k relatívne mladším minerálom (okrem mladšieho pôvodu kremeňa) je neisté.

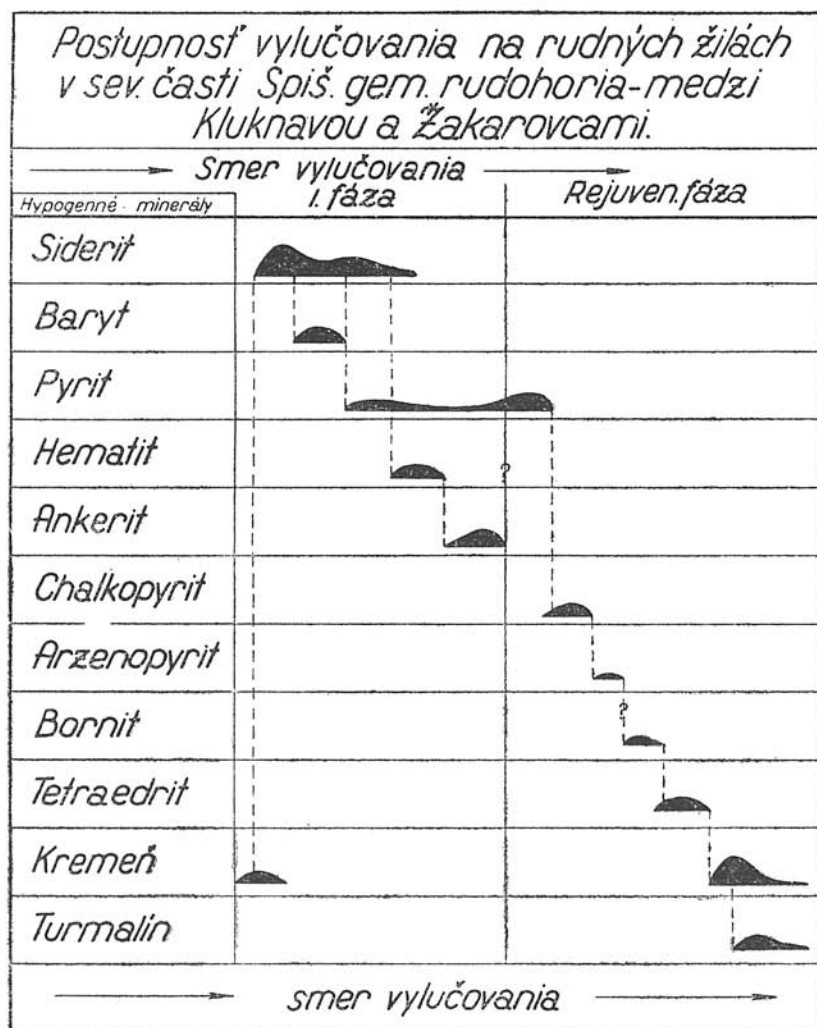
U bornitu jeho spodná hranica pre nedostatok príslušného študijného materiálu je práve tak neistá, kým jeho vrchná hranica oproti tetraedritu je už dokázaná (tetraedrit zatláča bornit, preniká po styku bornitu a barytu, tab. XXXI, obr. 1, ako aj uzatvára bornit).

Postavenie tetraedritu oproti uvedeným minerálom sukcesívneho radu je zaručene mladšie (preráža nimi po štiepných i neštiepných trhlinkách).

Kremeň je skoro najmladší minerál. Oniečo neskorší sa vylučujúci turmalín je buď súčasný s kremeňom alebo čiastočne mladší. Je to posledný člen sukcesívneho radu. Turmalín na druhých žilách býva dosť zriedkavý. Kremeň, ako som mohol pozorovať, je dvojakej generácie. Po mineralogickej stránke sú obidve generácie shodné.

Pre znázornenie postupnosti vylučovania na rudných žilách medzi Kluknavou a Žakarovcami som zostavil tabuľku sukcesie vylučovania, ktorú predkladám (hrúbka tvarov u jednotlivých minerálov nám zobrazuje relatívne množstvo vylúčeného príslušného minerálu, dĺžka — relatívnu dobu vylučovania) :

Za účelom zistenia geochemickej závislosti medzi mineralogickým složením členov sukcesívneho radu a ich kvalitatívnym chemickým složením som vypreparoval pod mikroskopom v čistom stave jednotlivé minerály tohto radu, z ktorých som nechal urobiť spektrálne kvalitatívne analýzy.



Sostavil: M. Ivanov - 1953.

Obr. 8.

Z výsledkov týchto analýz je zostavená táto tabuľka:

Z diagramu vidíme, že za celého hydrotermálneho procesu niektoré prvky javia konštantné zastúpenie. Je to predovšetkým Fe-katión, ktorého hlavné množstvo sa vylučovalo na začiatku hydrotermálneho procesu.

Výsledky spektrálních analýz jednotlivých rudných minerálů z rudných ložisk mezi Kluknavou a Žakarovicami

Spektro převídal: G. Kupčo - 1953.

Minerál:	Fe	Mg	Mn	Si	Al	Ca	Ba	Sr	Cu	Ni	Co	Cr	Pb	Zn	Sb	As	Hg	Ag	Au	Bi	V	Ti	Na	B	Sc	Ga	
Siderit	⊕	⊕	⊕	+	+	⊕			+	+																	
Baryt	⊕		+	⊕	+	⊕	⊕		+				+						+	+			+				
Pyrit	⊕	⊕	⊕	⊕	+		+		⊕	⊕	⊕	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+		+	
Hematit	⊕	+	+	+	⊕		+		+												+						
Ankerit	⊕	⊕	⊕	⊕	+	⊕		⊕	+	+	+	+	+				+					+					
Chalkopyrit	⊕	+	+	⊕	+		+		⊕				+		+	+						+					
Pre drobnosť minerálnych zŕn nemohol byť pre spektr. anal. vypreparovaný																											
Arsenopyrit	⊕			⊕	+	+	⊕		⊕		+	+				+	+	+	+	+							
Bornit	⊕			⊕	+	+	⊕		⊕			+				+	+	+	+	+							
Tetraedrit	⊕	+	⊕	⊕	+	+		⊕	⊕	+	+		+	⊕	⊕	⊕	+	+	+	+							
Kremeň	+		+	⊕					+													⊕	⊕	⊕		+	
Turmalín	⊕	⊕	+	⊕	⊕	⊕	+	+	+		+										⊕	⊕	⊕	⊕	+	+	

⊕ = podstatné množstvo (100-1%)

⊕ = podradnejšie množstvo (1%-0,01%)

+ stopové množstvo (0,01% - stopy)

Obr. 9.

Sostavil: M. Ivanov 1953.

Opačný charakter vykazuje Cu, ktorá, ako vyplýva z uvedenej tabuľky, viaže sa najmä na minerály rejuvenačnej fázy. Si a Al sú zastúpené bez väčších pravidielností skoro vo všetkých mineráloch sukcesívneho radu. Mg a Mn vystupujú ako izomorfné prímesi s Fe. Je zaujímavé, že u bornitu, u ktorého musíme predpokladať dosť značnú teplotu vylučovania, tieto izomorfne zastupujúce sa prvky s Fe neboli zistené. Prvky barytového radu (Ca, Ba, Sr) sa viažu väčšinou spoločne. Podobné zjavy spoločného vystupovania vykazujú prvky Bi, Sb, As. Sú viazané väčšinou na minerály rejuvenačnej fázy (sulfidy, sulfosoli). Z Ni a Co, ktoré sú parageneticky príbuzné, má kobalt na rudných žilách študovaného územia nad Ni prevahu.

Celkovým sledovaním stopových elementov jednotlivých minerálov sukcesívneho radu zistíme, že hlavná časť stopových prvkov je viazaná na minerály rejuvenačnej fázy, čo je tiež v súlade s ich vyššou teplotou kryštalizácie. Minerály prvej vylučovacej fázy sú na stopové elementy podstatne chudobnejšie.

Oxydačné zmeny na ložiskách predmetného územia nedosahujú značnejší efekt.

Gosany rudných žíl, ako sa dá zistiť na základe banských prác mineralogického rozboru rudných minerálov vyskytujúcich sa na povrchu, nedosahujú väčšie mocnosti. Jedna z príčin tohto zjavu je pravdepodobne závislá od značnej rýchlosti erózie s porovnaním rýchlosti oxydačných pochodov. Druhá príčina väzí v nedostatku sulfidných minerálov, rozkladom ktorých vzniknutá H_2SO_4 , prípadne ostatné rozpustné sekundárne sily, nemohly sa aktívne zúčastniť pri vzniku gosanu. Hlavná úloha pri oxydačných pochodoch pravdepodobne pripadla len na pôsobenie kyslíka, CO_2 a H_2O , ktorých účinok (S m i r n o v, 1950) nie je taký veľký ako za spoluúčinkovania vo väčšej miere $Fe_2(SO_4)_3$, $CuSO_4$ alebo kyseliny arzeničnej na hypogénne minerály.

Po mineralogickej stránke oxydačná zóna je v porovnaní s primárnou zónou menej bohatá.

Hlavným minerálom je limonit. Býva vyvinutý buď v podobe kolomorfných textúr s obličkovitým vývinom alebo v podobe práškovitej konzistencie. Po tretie býva vyvinutý v podobe špeciálnych textúr. Sú to podľa S m i r n o v a (1951) limonity „zastupovania“. Tieto vykazujú romboédrickú kosť po pôvodnej štiepatelnosti premenených sideritov (tab. XXIX, obr. 2). Podľa B l a n c h a r d a a B o s w e l l a (1929) táto kosť je tvorená celistvou formou limonitu a SiO_2 . Hrúbka stien týchto kostíer je zpravidla ca 0,2 mm — no bývajú aj hrubšie. Medzi jednotlivými stenami sa nachádza limonit práškovitej formy.

Pretože tieto textúry vznikajú len v slabo aktívnom prostredí, môžeme

usúdiť, že aj na predmetných ložiskách intenzita sekundárnych zmien bola malá.

K ďalším minerálom, ktoré sa vyskytujú v oxydačnej zóne, pridružujú sa hematit (spekularit) a baryt. Prvý je obdobného vývinu ako v primárnej zóne, lenže stratil zčasti typický lesk. Som toho názoru, že sa jedná o pôvodný rezistenčný hypogénny minerál. To isté platí aj pre baryt.

V oblasti rudných žíl s väčším obsahom sulfidických minerálov som v oxydačnej zóne pozoroval najmä sekundárne Cu-minerály. Na bornitoch (chalkograficky) som zistil ich premenu v kovelín a chalkozín (kovelín je starší ako chalkozín). Na chalkopyritoch a tetraedritoch sú častejšie premeny v azurit a malachyt. Pyrity vetrajú normálne v limonit.

Genéza rudných žíl

Názory na genézu rudných žíl v Spišsko-gemerskom rudohorí sa dnes štiepia najmä vo dva smery. Prvý smer háji paleozoický vek zrudnenia, kým druhý smer zastáva názor, že zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria je mladšie.

Celkovou charakteristikou rudných žíl študovaného (do väčšej miery celého Spišsko-gemerského rudohoria) územia môžu byť ich približne shodné paragenetické pomery (prítomnosť karbonátovej, ako aj sulfidickej fázy), ktoré hovoria o rovnakom type a veku vzniku týchto rudných ložísk.

Rudné ložiská ležia petrograficky aj stratigraficky v rôznych horninách, čo bolo prebraté už v kapitole o úložných pomeroch. Na tomto mieste sa dotknem problému, ktorý bezprostredne súvisí s riešením otázky veku zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria.

Bolo konštatované, že rudné žily sa vyskytujú od fylit-diabázovej série až po strednotriasové dolomity. Ďalej bolo uvedené, že v porfyrityoch, ktoré intrudovaly v spodnom triase (pozri kapitolu o intruzívnych horninách spodného triasu) do permských kremitých porfýrov, prechádza tiež zrudnenie.

Už tieto samostatné dve faktá vylučujú pre túto oblasť názor o paleozoickom zrudnení.

Že by zrudnenie vzniklo počas pokojnej doby postrednotriasovej sedimentácie, podľa dnešných názorov o vzniku rudných ložísk nie je pravdepodobné.

Ďalej pri prekonaní silného vrásnenia, aké sa v našom prípade odohrало koncom kriedového obdobia, v dôsledku mechanickej inhomogenity, bola by časť rudných žíl použitá ako plocha nasunutia, zdvihov ap. (tiež ná-

zor V. Z o u b k a, 1937), čo však nebolo pozorované. Rudné žily sú zpravidla porušené len systémom dislokácií.

Keď si všimneme tektonickú stavbu celého územia, zistíme, že časť rudných žíl sa shoduje s pozdĺžnymi poruchami vytvorenými za alpínskych orogénnych pochodov (smer ZSZ—VJV) a že dokonca na niektorých miestach zrudnenie sleduje presunové pásmo (rozhranie fylit-diabázovej série a permských spodných konglomerátov juhozápadne od Banského).

Závažná je tiež okolnosť, že zrudnenie synklinálnej časti tvorenej mladopaleozoicko-mezozoickými jednotkami bolo pozorované len v miestach hlbokého zavrásnenia jednotlivých členov do podložia, pretože k tomuto zavrásneniu došlo až za laramickej orogénnej fázy.

Ďalej v petrografickej časti a v kapitole úložných pomerov bolo uvedené, že v kompaktných horninách (porfyrity, premenené diabázy, permské spodné konglomeráty) v dôsledku mechanického namáhania týchto hornín vznikol celý systém drobných puklín, ktoré boli vyplnené hydrotermálnymi roztokmi. Tieto žilky pod mikroskopom vykazujú minimálne porušenie svojej stavby (len nepatrné undulózne zhášanie kremeňa). Som toho názoru, že aj tieto zjavy vznikly až po hlavných orogénnych pochodoch.

Konečne je to okolnosť, že v spodných permských konglomerátoch neboly nájdené žiadne valúniky, ktoré by nasvedčovali zrudneniu.

Z uvedených dôvodov, ktoré som v študovanom území pozoroval, vyplýva, že zrudnenie nie je paleozoického, ale postrednokriedového veku.

V súvislosti s postrednokriedovým vekom zrudnenia sa nám naskytá otázka, kedy po tomto stratigrafickom období nastalo.

Z o u b e k (1937), S c h ö n e n b e r g (1948), ktorí sú zástancami mladšej genézy ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, udávajú, že zrudnenie je pravdepodobne pokriedového veku. K o r d i u k (1941) predpokladá, že zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria je až miocénneho veku.

Tento K o r d i u k o v názor nemôžeme však prijať, lebo nález ankeritokremenného valúnu, ktorý som našiel v eocénnych konglomerátoch, svedčí už o predstrednolutétskom veku zrudnenia. Preto som toho názoru, že zrudnenie sa odohralo medzi strednou — vrchnou kriedou a stredným lutétom.

Je pravdepodobné, že k zrudneniu došlo v prvej polovici uvedeného časového rozmedzenia, pretože treba prihliadať ešte na účinok denudácie.

Druhou otázkou je otázka rudonosnej magmy. Je to otázka, ktorá sa týka celého Spišsko-gemerského rudohoria.

Na základe najmä novších prác zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria je odvodzované od spišských granitov.

Na petrografickú shodu gemeridných granitov okrem iných poukázal už V a c h t l (1937). V poslednej dobe bola to najmä výstižná práca

Schönemberga (1948), ktorá priniesla rad nových poznatkov o závislosti zrudnenia od gemeridných granitov.

Schönberg granit okolia Hnilca, Zlatej Idky, Betliara, Sirku považuje za ekvivalent tej istej magmy. Ďalej dospel k záveru, že rudné žily Spišsko-gemerského rudohoria sú späté s uvedenými granitmi a oba sú viazané na tie isté tektonické línie. Závislosť turmalinizácie spätéj so zrudnením v blízkosti granitov bola ním taktiež preukázaná. Tieto granity Spišsko-gemerského rudohoria považuje za mladé granity vzniknuté až po subhercýnskych horotvorných pochodoch.

Otázku súvislosti zrudnenia so spišskými granitmi študoval tiež Kordiuk (1941). Dospel k záveru, že zrudnenie a vznik týchto granitov spadá do miocénu.

O študovanom území predpokladám, že zrudnenie je tiež viazané na žulové magmy (v rudných žilách pozorovaný turmalín a tiež stopové prvky Va, Sc, Ga).

Keď prijmeme názor, že spišské granity sú vlastne eróziou obnažené najvrchnejšie kopuly hlbšie vyvinutého batolitu a závislosť zrudnenia od tejto žulovej magmy je správna, môžeme cestou zistenia veku jedného z nich usudzovať aj na vek druhého.

V našom prípade sme dospeli k tomu, že vek zrudnenia spadá do prvej polovice časového obdobia medzi stredno-vrchnou kriedou a stredným eocénom. K materskej intrúzii muselo teda dôjsť oniečo skôr.

Preto je pravdepodobné, že k intrúzii gemeridných granitov došlo v dobe pôsobenia hlavného orogénu v Spišsko-gemerskom rudohorí—teda stredná vrchná krieda alebo tesne po ňom.

Porovnávajúc Spišsko-gemerské rudohorie s rumunskými a bulharskými Karpatmi, v ktorých podľa Petrascheka (1942) došlo k plutonizmu polaramickej fázy vrásnenia (sleduje laramické tektonické smery), vidíme značnú podobnosť.

*Slovenský ústredný ústav geologický,
Bratislava*

LITERATŮRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Abdulajev Ch. M., 1950: Vlijanie processa assimilacii i gibridizma na sostav post-magmaticeskich rastvorov. IAN SSSR, 3. Moskva.
Abdulajev Ch. M., 1951: Nekotorije obščije voprosy rudoobrazovania v sviazi s problémoj granitnoj magmy. IAN SSSR, 6. Moskva.
Andrusov D., 1935: Stratigrafie triasu Slovenských Karpat. Věst. SGÚ, Praha.
Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha.

- Andrusov D.—Koutek J.—Zoubek V., 1950: Výsledky základního a montanisticko-geologického výzkumu v a. z. části nízkotatranského kryštallického jádra. Rukopis.
- Andrusov D.—Maheľ M., 1950: Zpráva o geologickom výzkume druhohornej pokrývky rudonosných formácií severného okraja Spišskogemerského rudohoria a jej bezprostredného podložia vzhľadom na možnosť pokračovania rudných žíl pod druhohorami. Rukopis.
- Betechnin A. G., 1951: Kurz mineralogii. Moskva.
- Bilibin J. A., 1951: K voprosu o vertikalnoj zonalnosti rudnych mestoroždenii. ZVMO 2. Moskva—Leningrad.
- Fusán O., 1950: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika Gemerid. GS I. Bratislava.
- Fusán O.—Kamenický J.—Kantor J., 1951: Krátky prehľad geologických, petrografických a rudných pomerov Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis.
- Hejtman B., 1951: Všeobecná a systematická petrografie. Praha.
- Hejtman B.—Konta J., 1953: Horninotvorné minerály. Praha.
- Hynie O.: Montanisticko-geologické pomery rudního obvodu Starohorsko-Špaňodolinského na Slovensku. Rukopis.
- Fersman A., 1934: Geochimija I. Leningrad.
- Ilavský J., 1951: Povaha rudných žíl v Spišsko-gemerskom rudohorí. UR 6. Praha.
- Juško A.: Metody izučenia rud v odrazenom svete. Moskva.
- Kamenický J., 1947: Posudok o geologicko-montanist. pomeroch rudného revíru v Slovinkách. Rukopis.
- Kamenický J., 1950: Bázické eruptíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerskom rudohorí. GS I. Bratislava.
- Kamenický J., 1950: Poznámky ku gemeridnému kryštaliniku na liste Gelnica. GS I. Bratislava.
- Kamenický J., 1951: Hadeč od Dankovej. GS. Bratislava.
- Kamenický L.: Zpráva o mapovaní žily Zahura. Rukopis.
- Kertay G., 1936: Ércmikroszkópi és paragenetikai megfigyelések a Szepes—Gömöri éschegységről. AMNH XXX. Budapest.
- Koutek J., 1936: O geolog. a sed. petrografických výzkumech v paleogénu Liptovské kotliny na Slovensku. Věst. SGU. Praha.
- Koutek J., 1947: Zpráva o montanisticko-geol. výzkume železorudných baní v Rudňanoch. Rukopis.
- Kettner R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského rudohoří mezi Gelnici a Dobšinou. Sbor. SGU. Praha.
- Kordiuk B., 1941: Junge granite und Vererzung des Slowakischen Erzgebirges. ZMGP. Stuttgart.
- Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum na Slovensku. GS. Bratislava.
- Kutina J., 1949: Chemizmus rud. žil ze štoly Sv. Antonína Paduánského od Poličan u Kutné Hory na základe spektrálnych analyz. Rozpr. II, ČA LIX, 24. Praha.
- Kuznecev J. A., 1951: O proischoždenii nomenklature i klasifikácii magmatičeskich porod. IAN SSSR, 6. Moskva.
- Odehnal M., 1951: Zpráva o železorudných a medených ložiskách v obvode Mariahuta a Žakarovce. Rukopis.
- Roth Z., 1939: Geologie okolí Silice u Rožňavy. Rozp. ČA. Praha.
- Rösing F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna Hora (Karpäthen). ZDGG. Berlin.

- Saukov A. A., 1950: Geochimia. Moskva.
- Slavík F., 1952: Vznik a výskyt minerálu. Praha.
- Smirnov S. S., 1951: Zona okislenia sulfidnych mestorozdenii. Moskva.
- Stejskal J.—Vachtl J., 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšíně na Slovensku. Carpatica, Praha.
- Schmidegg O., 1941 Koterbach (Slovakei): Bericht über geologische Aufnahme im Bergbauggebiet. Rukopis.
- Schönenberg R., 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). ZDGG. Berlin.
- Šuf J., 1930: Nález triasu u Kobeliarova, severně Rožňavy na Slovensku. Věst. SGÚ. Praha.
- Šuf J., 1933: Zpráva o geol. mapování ve Slov. rudohoří. HV. Praha.
- Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slov. Krušnohoří. Carpatica. Praha.
- Štúr D., 1869: Über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. JGG. Wien.
- Ulrich F., 1928: Výskyt rutilu na sideritových žilách u Rožňavy na Slovensku a jeho postavenie v žilnej paragenezii. Rozpr. ČA. Praha.
- Ulrich F., 1936: Vzácná nerostná paragenese u Koterbachu na Slovensku. Bratislava X. Bratislava.
- Vachtl J., 1937: Žula od Hnilca ve Slovenském rudohoří. Sbor. ŠBM D. Štúra. Banská Bystrica.
- Vachtl J., 1938: O karbonu medzi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří). Sbor. SGÚ. Praha.
- Woldřich J., 1927: K stratigrafii paleozoika Slovenského rudohoří v Karpatech. PMPS, IV, 1. Brno.
- Zavarickij A. N., 1950: Vedenie v petrochemiju izveržených gorných porod. Moskva.
- Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů území severozápadně od Košic. Věst. SGÚ. Praha.
- Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompachu na Slovensku. Věst. SGÚ. Praha.
- Zoubek V., 1928: Geologické studie v pohoří Veporu na Slovensku. Věst. SGÚ. Praha.
- Zoubek V., 1930: Geologické studie v kořenové oblasti subtatranské a v zónách sousedních jižně od Podbrezové. Věst. SGÚ. Praha.
- Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k minerálním zřídům. Věst. SGÚ. Praha.
- Zoubek V., 1937: Dva nálezy rud v mezozoiku d'umbierskej zóny. Věst. SGÚ. Praha.
- Zoubek V., 1936: Poznámky o kryštalniku západných Karpat. Věst. SGÚ. Praha.
- Zveriev V. N., 1946: Endogenyje procesy rudoobrazovania. (Kurz mestorozdenij poleznych iskopajemych.) Moskva.

Vysvetlivky skratiek

- AMNH — Annales musei nationalis Hungarici. Budapest.
- GS — Geologický sborník. Bratislava.
- HV — Hornický věstník. Praha.
- IAN — Izvestija A. N. SSSR. Moskva.
- JGG — Jahrbuch der k. k. geol. Gesellschaft. Wien.

PMPS — Práce Mor. přír. spol. Brno.

Rozpr. ČA — Rozpravy České akademie. Praha.

Sbor. ŠBM — Sborník št. ban. múzea D. Štúra. Banská Štiavnica.

Sbor. SGŮ — Sborník Stát. geol. ústavu. Praha.

UR — Uhlí a rudy. Praha.

Věst. SGŮ — Věstník Stát. geol. ústavu. Praha.

ZDGG — Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Berlin.

ZVMO — Zapisky vs. min. obšč. Moskva—Leningrad.

МИРОСЛАВ ИВАНОВ

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СПИШСКО-ГЕМЕРСКИХ РУДНЫХ ГОР МЕЖДУ с. КЛУКНАВА И с. ЖАКАРОВЦЕ

(Таб. XXVII—XXXIV)

В работе дано описание кристаллических сланцев гор Браниско и Чиерна гора, филлит-диабазовой серии, пермских отложений с кварцевыми порфирами геме-рид, отложений триаса и палеогена.

Рудные месторождения имеют характер жил. Жилы у с. Жакаровце, на горе, отличаются большим содержанием сульфидов; в сев. части (рудник Люция) — их меньше. Жилы пересекают слои от филлит-диабазовой серии до триаса. Жилы образовались между средним или верхним мелом и средним эоценом.

*Словацкий Центральный геологический Институт,
Братислава*

Объяснение таблиц XXVII—XXXIV.

- Табл. XXVII, рис. 1. Флюидальная текстура порфиритов с редкими фенокристаллами плагиоклазов. Фото Врбовского.
- рис. 2. Пермские кварцевые порфиры с магматически корродированным катакластическим кварцем, с серицитизованными фенокристаллами калиевых полевых шпатов и с преобразованной основной массой. Фото Врбовского.
- Табл. XXVIII, рис. 1. Замещение биотита магнетитом, серицитом и хлоритом в кварцевых порфирах и измененная основная масса кварцевых порфиров с мутными плагиоклазами. Фото Шилгановой.
- рис. 2. Полосы серицита, обтекающие фенокристаллы кварца у порфириидов и побочная секреторная жилка, пересекающая породу. Фото Шилгановой.
- Табл. XXIX, рис. 1. Параллельное распределение серицита в „серицитовых сланцах”. Фото Шилгановой.

- Рис. 2. Флюидалные порфировые туффиты. Фото Врбовского.
- Табл. XXX, рис. 1. Ореолы серицита вокруг отдельных зерен кварца. Фото Шилгановой.
- Рис. 2. Текстуры лимонитов („замещенные“), сохранившие первоначальную спайность по ромбоздрам, свойственную сидеритам. Фото Врбовского.
- Табл. XXXI, рис. 1. Скопления гематита, заключенные в анкеритовой массе. Более молодой анкерит проникает между отдельными пластинками гематита. Фото Я. Кантора.
- Рис. 2. Пирит, заключенный в халькопирите. Тетраэдрит, проникающий между зернами пирита и халькопирита. Фото Врбовского.
- Табл. XXXII. Жилка борнита и тетраэдрита в барите. Младший тетраэдрит проникает между кристаллами старшего барита и борнита, замещая отдельные минералы борнита. Фото Кантора.
- Рис. 2. Халькопирит, вкрапленный по трещинкам спайности в сидерите. Фото Кантора.
- Табл. XXXIII. Схема геологического строения местности между сс. Клукова и Жакаровце. Составил М. Иванов, нарисовал И. Копецкий. 1 — аллювий, 2 — четвертичные террасы, 3 — осыпи, 4 — палеоген, 5 — среднетриасовые доломиты, 6 — среднетриасовые известняки (веттерштейнские), 7 — кварциты, 8 — месторождения известняков в верфене, 9 — верфен 10 — нижнетриасовые интрузивные порфириды, 11 — конгломераты веррукано (верхние), 12 — сланцы веррукано, 13 — порфиroidы, 14 — измененные туфы кварцевых порфиров, 15 — конгломераты веррукано (нижние), 16 — кварцевые порфиры, 17 — измененные диабазы, 18 — филлиты филлит-диабазовой серии, 19 — кристаллические сланцы.
- Табл. XXXIV. Геологические профили территории между селами Клукова и Жакаровце. Составил М. Иванов, нарисовал И. Копецкий. 1 — филлиты филлит-диабазовой серии, 2 — измененные диабазы филлит-диабазовой серии, 3 — нижнепермские конгломераты, 4 — пермские кварцевые порфиры, 5 — пермские кварцевые порфиroidы, 6 — пермские порфиroidные туфы и туффиты, 7 — сланцы веррукано, 8 — верхние пермские конгломераты, 9 — порфириды нижнего триаса, 10 — верфен, 11 — триасовые кварциты, 12 — среднетриасовые известняки (веттерштейнские), 13 — среднетриасовые доломиты, 14 — аллювиальные наносы р. Горнад, 15 — поверхности сдвигов.

GEOLOGIE, PETROGRAPHIE UND ERZLAGERSTÄTTEN DES NÖRDLICHEN TEILES DES ZIPS—GÖMÖRER ERZGEBIRGES ZWISCHEN KLUKNAVA UND ŽAKAROVCE

(Tafel XXVII—XXXIV)

Die Arbeit gibt die Beschreibung der katakristallinen Schiefer des Branisko- und Čierna Hora-Gebirges, der Fyllit-Diabas-Serie, der Permablagerungen mit Quarzporphyren der Gemeriden und der Trias- und Paläogenablagerungen.

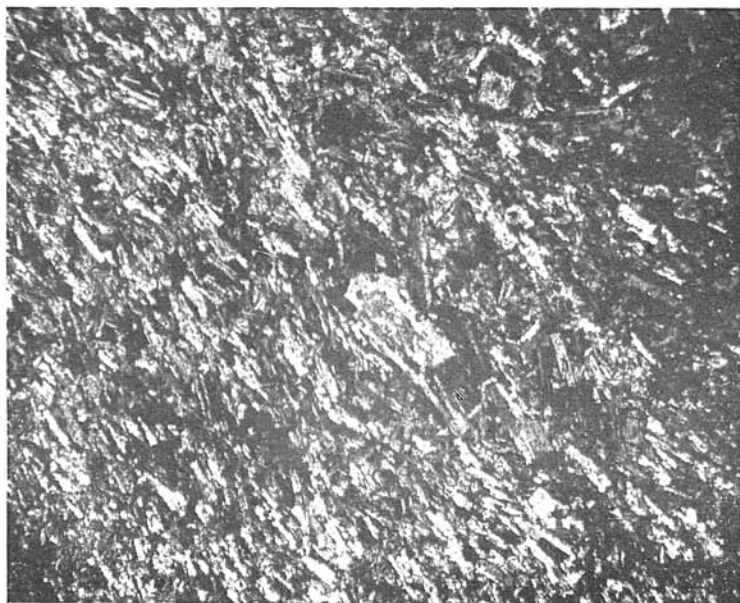
Die Erzlagerstätten der Sideritformation haben den Charakter von Gängen. Die Gänge des südlicheren Gebietes bei Žakarovce zeigen einen höheren Gehalt an sulfidischen Mineralien als die Gänge des Nordgebietes (Bergwerk Lucia). Die Gänge durchdringen die Fyllit-Diabasserie und die jüngere Schichtenfolge bis zur Trias. Sie haben sich in der Zeit zwischen der mittleren oder oberen Kreide und dem mittellutetien gebildet.

*Slowakisches geologisches Zentralinstitut,
Bratislava*

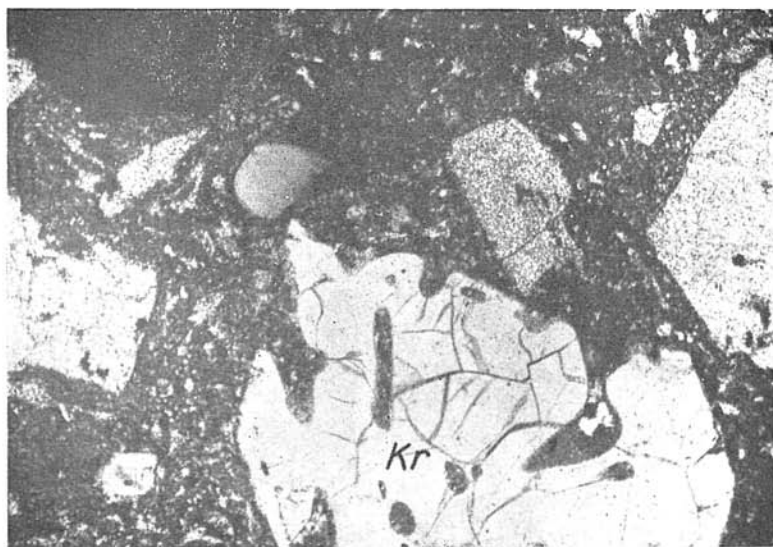
Erläuterungen zu den Tafeln XXVII—XXXIV

- Tafel XXVII. Abb. 1. Fluidale Textur von Porphyriten mit vereinzelt hervortretenden porphyrischen Plagioklas-Einschlüssen. Photo Vrbovský.
- Abb. 2. Permische Quarzporphyre mit hervortretendem magmatisch korrodiertem und kataklastischem Quarz, mit sericitisierten porphyrischen Kalium-Feldspat-Einschlüssen und mit veränderter Grundmasse. Photo Vrbovský.
- Tafel XXVIII. Abb. 1. Umwandlungen von Biotit in Magnetit, Sericite und Chlorit bei Quarzporphyren und veränderte Grundmasse der Quarzporphyre mit getrübbten Plagioklasen. Photo Šilhanová.
- Abb. 2. Sericitstreifen, die hervortretenden Quarzeinschlüsse bei den Porphyroiden umfließend und laterale Sekretionsader das Gestein durchbrechend. Photo Šilhanová.
- Tafel XXIX. Abb. 1. Parallele Verteilung des Sericites beim „sericitischen Schiefer“. Photo Šilhanová.
- Abb. 2. Fluidale Porphyr-Tuffite. Photo Vrbovský.
- Tafel XXX. Abb. 1. Sericit-Aureole rund um einzelne Quarzkörner herum. Photo Šilhanová.
- Abb. 2. Texturen von Limoniten „vertreten“, wobei diese die ursprüngliche rhomboedrische Spaltbarkeit der Siderite beibehalten. Photo Vrbovský.

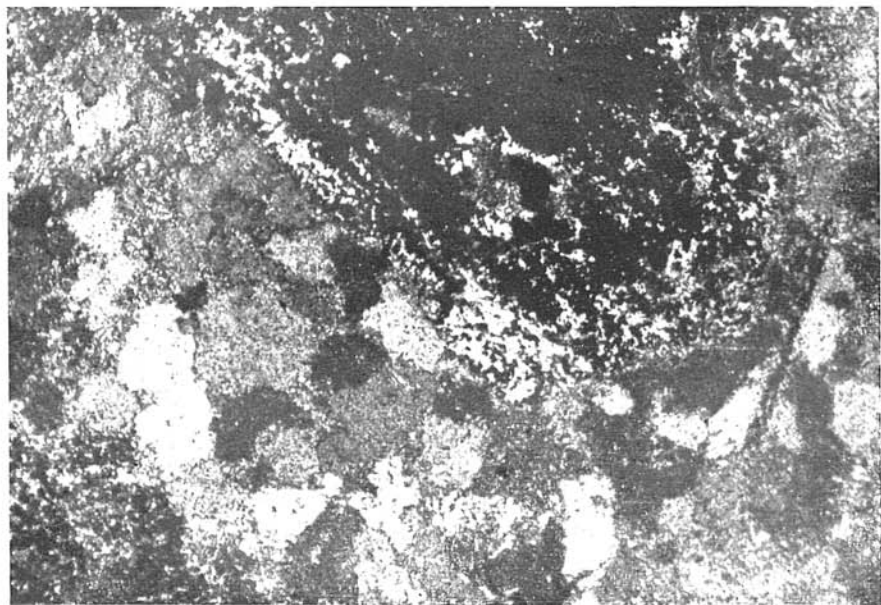
- Tafel XXXI. Abb. 1. Haematitklümpchen in ankeritischer Masse eingeschlossen. Der jüngere Ankerit dringt entlang der einzelnen Haematitstengeln vor. Photo Kantor.
- Abb. 2. Pyrit in Chalkopyrit eingeschlossen. Der Tetraedrit dringt bis zur Grenze des Pyrits und Chalkopyrits vor. — Photo Vrbovský.
- Tafel XXXII. Abb. 1. Bornit- und Tetraedrit-Ader Baryt durchringend. Der jüngere Tetraedrit dringt entlang der Grenze des älteren Baryts und Bornits vor und schließt die einzelnen Bornitminerale ein. Photo Kantor.
- Abb. 2. Chalkopyrit entlang der Spaltungsrisse des Siderits vordringend. Photo Kantor.
- Tafel XXXIII. Geologische Skizze des Gebietes zwischen Kluknava und Žakarovce. Entworfen von M. Ivanov, del. J. Kopecký.
1. Alluvium, 2. quartäre Terrassen, 3. Schutt, 4. Paläogen, 5. mitteltriadische Dolomite, 6. untertriadische Kalksteine (Wettersteiner), 7. Quarzite, 8. Kalksteinlagen im Werfenien, 9. Werfenien, 10. untertriadische intrusive Porphyrite, 11. Verrucano- Konglomerate (obere), 12. Verrucano Schiefer, 13. Porphyroide, 14. metamorphierte Tuffe der Quarzporphyre, 15. Verrucano- Konglomerate (untere), 16. Quarzporphyre, 17. metamorphierte Diabase, 18. Phyllite der Phyllitdiabasischen Serie, 19. Glimmerschiefer.
- Tafel XXXIV. Geologische Profile des Gebietes zwischen Kluknava und Žakarovce. Entworfen von M. Ivanov, del. J. Kopecký.
1. Phyllite der Phyllit-diabasischen Serie, 2. umgewandelte Diabase der Phyllit-diabasischen Serie, 3. unterpermische Konglomerate, 4. permische Quarzporphyre, 5. permische Quarzporphyroide, 6. permische Porphyroid-Tuffe und Tuffite, 7. Verrucano-Schiefer, 8. oberpermische Konglomerate, 9. Porphyrite des unteren Trias, 10. Werfenien, 11. triadische Quarzite, 12. untertriadische Kalksteine (Wettersteiner), 13. mitteltriadische Dolomite, 14. alluviale Anschwemmungen des Hornád-Flusses, 15. Verschiebungsflächen.



Obr. 1. Fluidálna textúra porfyrítov s ojedinelými porfyrítickými výrastlicami plagioklasov.
Foto V r b o v s k ý.



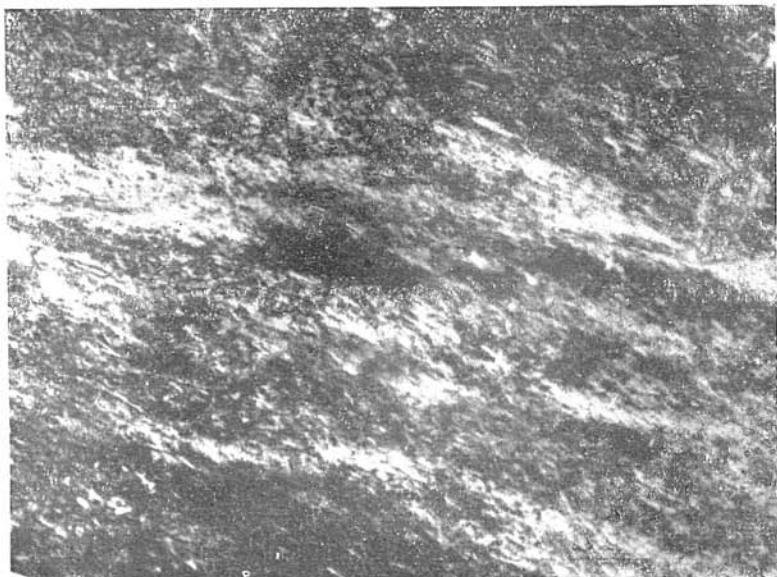
Obr. 2. Permské kremité porfýry s magmaticky korodovaným a kataklastickým kremom, so sericitizovanými porfyrickými výrastlicami draselných živcov a s premenenou základnou hmotou.
Foto V r b o v s k ý.



Obr. 1. Premeny biotitov na minerále magnetitu, sericitu a chloritu u kremitých porfýrov a premenená základná hmota kremitých porfýrov so zakalenými plagioklasmi.
Foto Šilhanová.



Obr. 2. Pruhy sericitu obtekajúce výrastlice kremeňa u porfýroidov a laterárne sekre-
cionálna žilka prerážajúca horninou.
Foto Šilhanová.



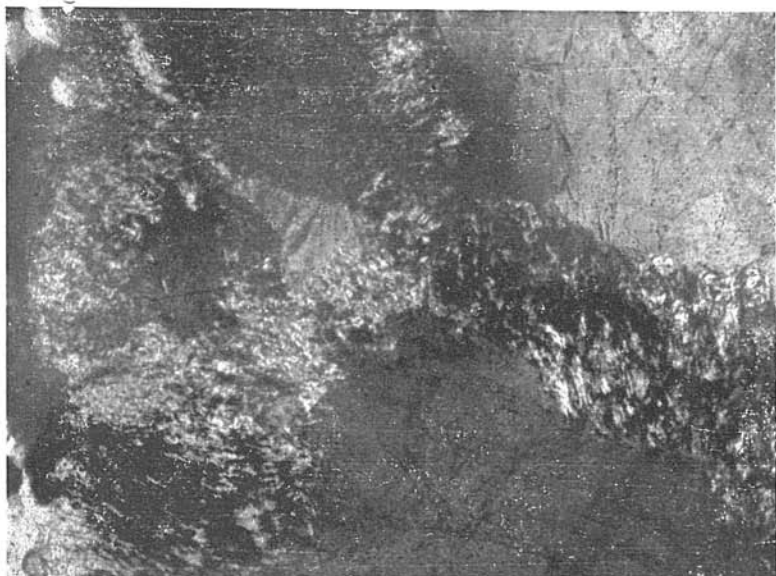
Obr. 1. Paralelné usporiadanie sericitu u „sericitických bridlíc“.

Foto Šilhanová.



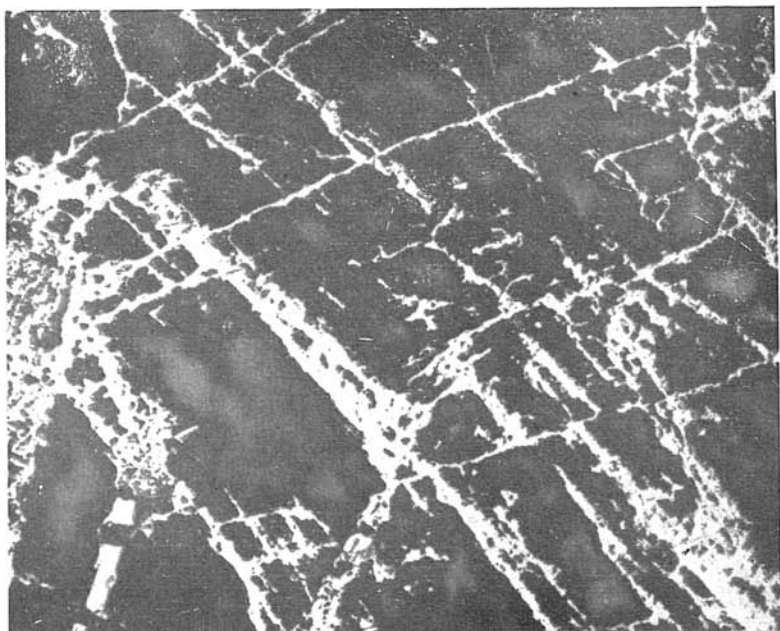
Obr. 2. Fluidálne porfýrové tufity.

Foto Vrbovský.



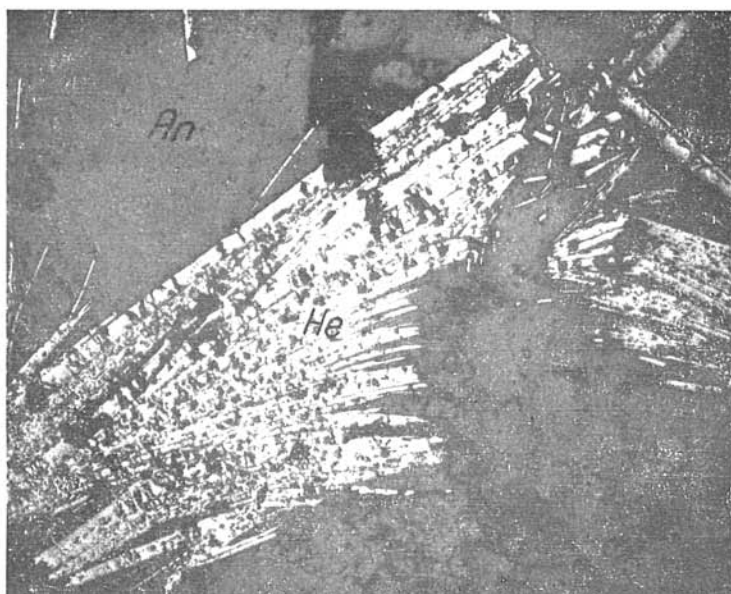
Obr. 1. Aureoly sericitu okolo jednotlivých zrn kremeňa.

Foto Šilhanová.

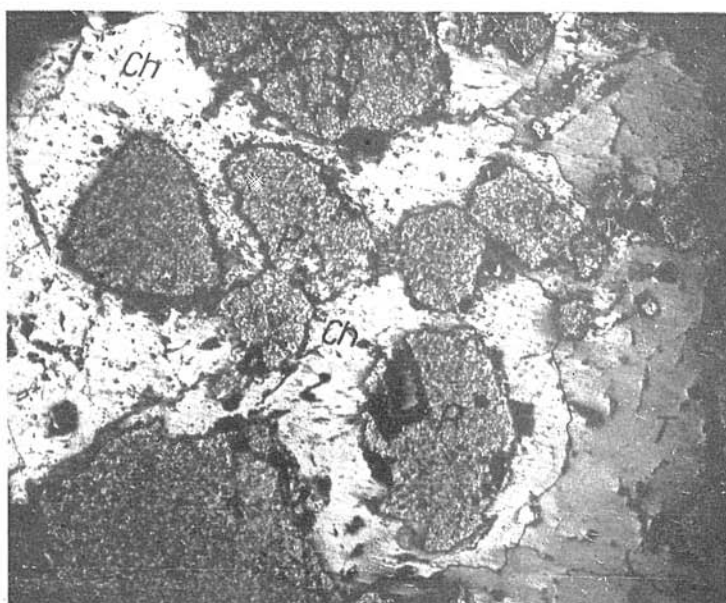


Obr. 2. Textúry limonitov „zastupované“ pričom tieto zachovávajú pôvodnú romboédrickú štiepateľnosť sideritov.

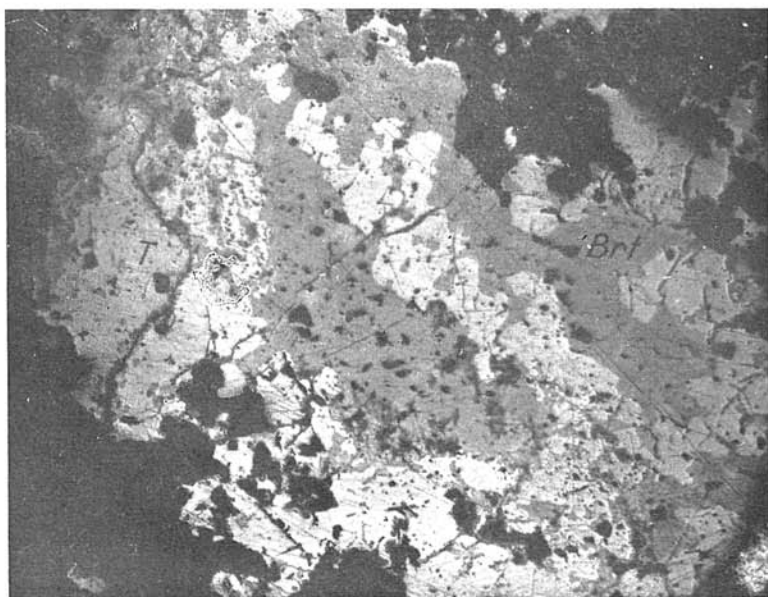
Foto Vrbovský.



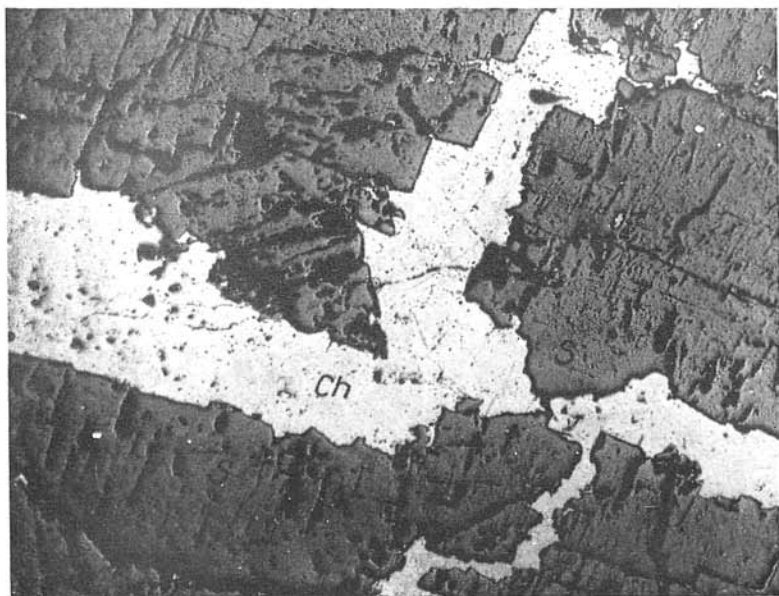
Obr. 1. Shluky hematitu uzatvorené v ankeritickej hmote. Mladší ankerit preniká podľa jednotlivých líšt hematitu. Foto Kantor.



Obr. 2. Pyrit uzatvorený v chalkopyrite. Tetraedrit preniká po hranici pyritu a chalkopyritu. Foto Vrbovský.



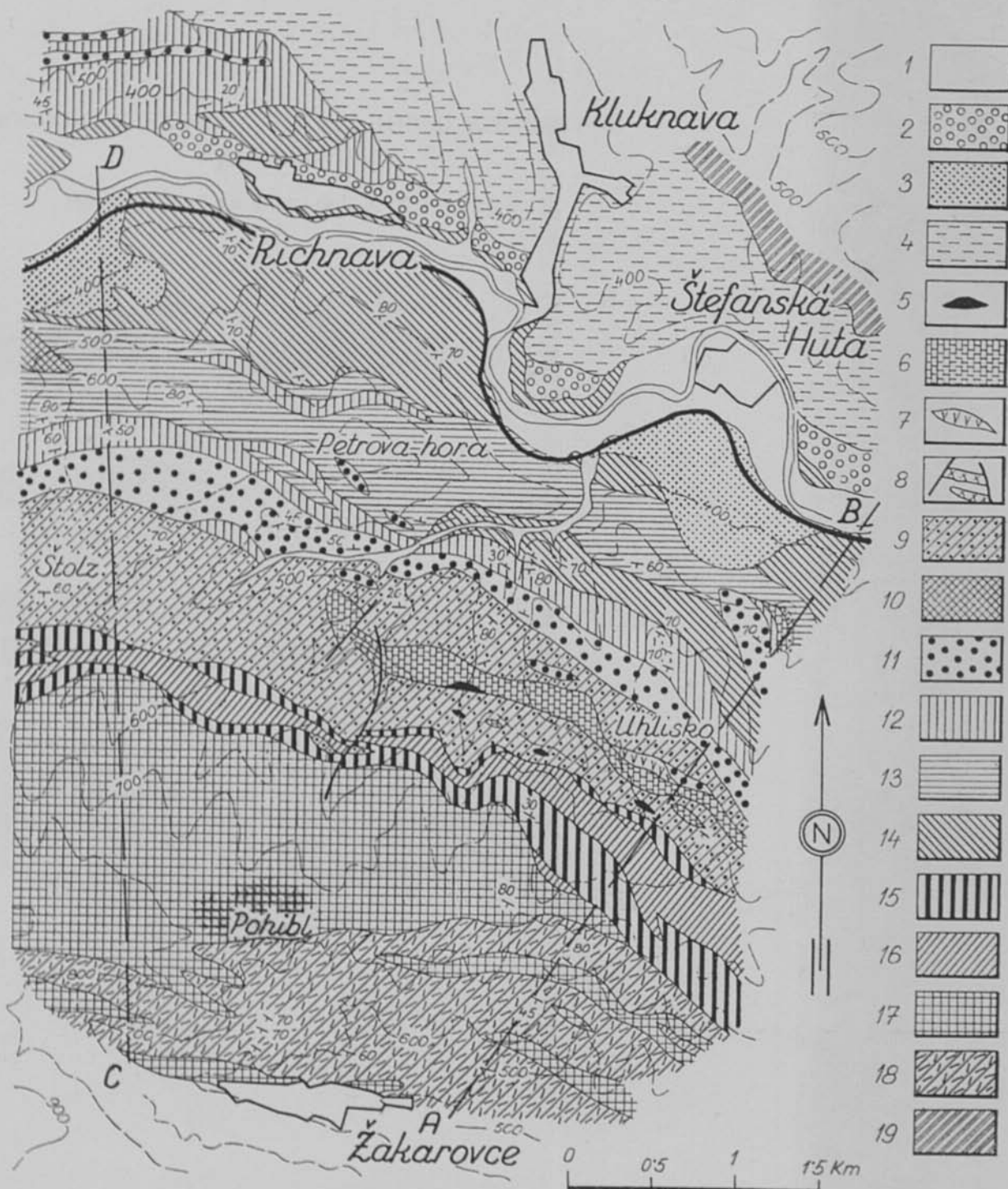
Obr. 1. Žilka bornitu a tetraedritu prerážajúca barytom. Mladší tetraedrit preniká podľa hranice staršieho barytu a bornitu a uzatvára jednotlivé minerály bornitu.
Foto Kantor.



Obr. 2. Chalkopyrit prenikajúci podľa stiepných trhliniek sideritu.
Foto Kantor.

GEOLOGICKÝ NÁČRT ÚZEMIA MEDZI KLUKNAVOU A ŽAKAROVCI

Sostavil M. Ivanov, del. J. Kopecký.

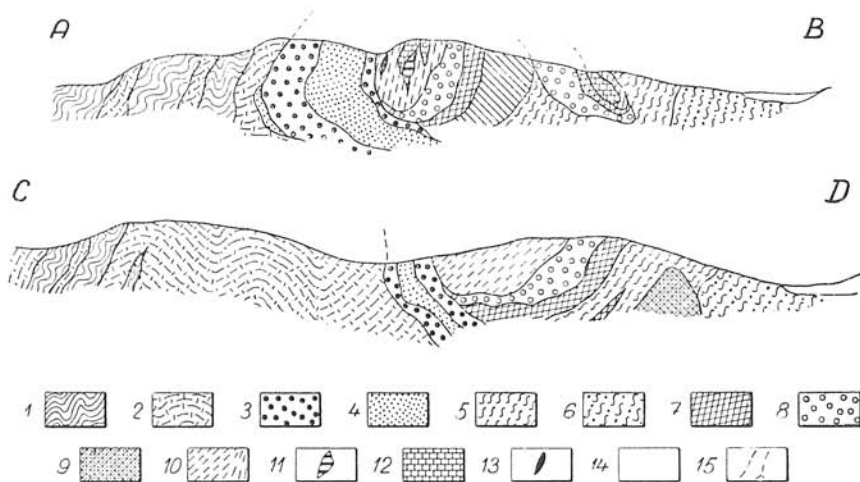


1. alúvium, 2. štvrtohorné terasy, 3. sutiny, 4. paleogén, 5. strednotriasové dolomity, 6. strednotriasové vápence (wettersteinské), 7. kvarcity, 8. polohy vápencov vo verfene, 9. verfén, 10. spodnotriasové intruzívne porfýrity, 11. verukánske konglomeráty

(vrchné), 12. verukánske bridlice, 13. porfýroidy, 14. metamorfované tufy kremitých porfýrov, 15. verukánske konglomeráty (spodné), 16. kremité porfýry, 17. metamorfované diabázy, 18. fylity fylit-diabázovej série, 19. svory.

GEOLOGICKÉ PROFILY ÚZEMIA MEDZI KLUKNAVOU A ŽAKAROVCIAMI

Sostavil M. Ivanov, del. J. Kopecký.



1. fylity fylit-diabázovej série, 2. premenené diabázy fylit-diabázovej série, 3. spodno-permské konglomeráty, 4. permské kremité porfýry, 5. permské kremité porfyroidy, 6. permské porfyroidové tufy a tufity, 7. verukánske bridlice, 8. vrchné permské konglomeráty, 9. porfyrity spodného triasu, 10. verfén, 11. triasové kremence, 12. stredno-triasové vápence (wetterstein), 13. strednotriasové dolomity, 14. aluviálne náplavy Hornádu, 15. presunové plochy.