

1B 19 8

124

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 3

1955

SLOVENSKÁ AKADEMIA VIED, BRATISLAVA

OBSAH

1. Maheľ Michal, Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát — — — — —	3
2. Bystrický Ján, Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu — — — — —	27
3. Kantor Ján, Nález hübneritu pri Chyžnom v Spišsko-gemer-skom rudohorí — — — — —	58
4. Zýka V., Geochemie minerálných vod v oblasti Šafárikovo—Lučeneč—Levice — — — — —	79
5. Mišík Milan, Štrkové súvrstvia Košickej kotliny — — —	121
6. Zorkovský B., Niekoľko poznámok k otázke výskytu magnezitu pri Pliešovciach — — — — —	134
7. Polák Stanislav, Príspevok ku topografickej mineralógii Malých Karpát — — — — —	141
8. Valach Ján, Petrografické pomery okolia Tuhára — — —	146

Содержание

1. Магель Михаил, Соображения о шаряжной структуре Западных Карпат	3
2. Быстрицкий Ян, К познанию стратиграфии Югословацкого карста	27
3. Кантор Ян, Открытие гюбнерита в окрестности сел. Хижене в Спишско-гемерском рудогорьи	58
4. Зыка В., Геохимия минеральных вод области Шафариково — Лученец — Левице	79
5. Мишик Милан, Галечные свиты неогена кошицкой котловины	121
6. Зорковски Б., Несколько заметок к вопросу нахождения магнетита у сел. Плешовце	134
7. Полак Станислав, К познанию топографической минералогии Малых Карпат	141
8. Валах Ян, Петрографические условия в окрестности селения Тугар	146

I N H A L T

	Seite
1. Maheľ Michal, Erwagungen über den Deckenbau der Westkarpathen — —	3
2. Bystrický Ján, Beitrag zur Stratigraphie des südslovakischen Karstes — —	27
3. Kantor Ján, Ein Hübnerit-Fund bei Chyžné im Zips-gömörer Erzgebirge —	58
4. Zýka Václav, Geochemie der Mineralwasser im Gebiete Šafárikovo—Lučeneč—Levice — — — — —	79
5. Mišík Milan, Neogene Schotterkomplexe des Beckens von Košice — — —	121
6. Zorkovský Belo, Einige Bemerkungen zur Frage des Magnesitvorkommens bei Plešivec — — — — —	134
7. Polák Stanislav, Beitrag zur topographischen Mineralogie der Kleinen Karpathen — — — — —	141
8. Valach Ján, Petrographische Verhältnisse der Umgebung von Tuhár — —	146



MICHAL MAHEL

ÚVAHY O PRÍKROVOVEJ STAVBE CENTRÁLNYCH ZÁPADNÝCH KARPÁT

(Ruské a nemecké resumé)

Autor kriticky rozoberá zásady, na ktorých bola rozpracovaná príkrovová teória v Západných Karpatoch. Proti doterajším názorom zdôrazňuje vplyv tektonických pochodov už počas sedimentácie. Príkrovová teória zvädza podľa neho k dogmatickosti. Vyslovujúc pochybnosti nad existenciou niektorých príkrovov, poukazuje na akútne problémy.

Už vyše polstoročia sa Karpaty považujú za pásmové pohorie s rozsiahlymi príkrovmi. Možno dokonca povedať, že vývin tektonických názorov v Karpatoch je spätý s príkrovovou teóriou. Ved' sotva Uhlig (1903) zverejnil prvú rozpracovanejšiu tektonickú syntézu s jednoduchým výkladom stavby, už v tom istom roku Lugeon (1903) položil základy novému ponímaniu stavby Karpát. Vplyv príkrovovej teórie bol taký silný, že najlepší vtedajší znalec stavby Karpát, Uhlig vypracoval novú tektonickú syntézu (Uhlig 1907) s ôsmymi príkrovmi.

Detailnými výskumami, vykonávanými za posledných 30 rokov, táto teória sa dopĺňovala a rozpracovala. V dobe jej všeobecného uznávania kriticky sa k nej postavil z význačnejších geológov len rakúsky geológ Schaffer (1940). Zdôrazňoval potrebu hľadania faciálnych odlišností blízko seba sa nachádzajúcich sérií v sedimentačných podmienkach a nie v ďalekosiahlych presunoch. Jeho schéma je veľmi blízka Uhligovej predpríkrovovej schéme.

Na obranu západokarpatských príkrovov proti Schafferovi sa postavil významný alpský geológ, oboznámený s geológiou Karpát, Spengler (1940). Vylučoval možnosť rýchlych zmien jednotlivých facií. Priestory medzi jednotlivými kryštalickejšími jadrami, ktoré Schaffer považoval za hlavné sedimentačné oblasti subtatrica, napr. priestor medzi Vysokými a Nizkými Tatrami, podľa Spenglera sú príliš úzke, aby sa tu mohli usadiť série: obalová, križnanská a chočská. Schafferovým predstavám vraj odporuje tiež nedostatok litorálnych sedimentov, ktoré by sa mali usadiť pri prahoch, oddeľujúcich jednotlivé kotliny. Podľa Spenglera litologické aj tektonické pomery sú jasným dôkazom o násune subtatranských príkrovov z juhu na pásmo tatrid.

Medzi karpatskými geológmi príkrovová stavba nemala od prvej svetovej vojny až podnes nijakého vážnejšieho odporcu. V posledných rokoch sa však nazhromaždili fakty, ktoré protirečia existencii niektorých príkrovov a nie sú dokonca v súlade ani so samotnou príkrovovou teóriou. Preverenie príkrovov v Západných Karpatoch sa stáva tým aktuálnejšie, že aj v iných pohoriach pozorovať v tomto smere opatrnosť. Niektorí, najmä sovietski geológovia, stavajú sa k nim veľmi kriticky; vo Východných Alpách: Belousov—Gzovskij—Gorjačev (1951), Belousov (1954), Trauth (1954); vo Východných Karpatoch: Muratov (1949, 1952), Puščarovskij—Bogdanov (1950).

Postoj k príkrovom si vyžaduje v prvom rade ujasnenie a potom preverenie zásad, na ktorých bola postavená a rozpracovaná príkrovová stavba Západných Karpát.

Vedľa vplyvu zakladateľov a zástancov príkrovovej stavby Álp podstatnú úlohu pri formovaní tohto nového náhľadu na stavbu Západných Karpát hrali litologicko-stratigrafické a najmä tektonické pomery. Dávno pred príkrovovou teóriou (Štúr 1868) konštatovali v Západných Karpatoch zonárny vývin jednotlivých sérií. Tento základný tektonický poznatok zvlášť zreteľne sa odráža v Uhligovej predpríkrovovej syntéze.

Ako určitá odchýlka proti tejto zonárnosti v širšom centrálnom pásme, budovanom prevažne subtatrikom, javilo sa vystupovanie osobitných druhohorných sérií, tzv. vysokotatranských (v našom ponímaní obalových), a to pri okrajoch kryštalickej jadry. Vysvetľovanie rozdielnosti vývinov druhohorných sérií vysokotatranských a subtatranských, blízko seba vystupujúcich, bolo ľahšie v zmysle príkrovovej teórie, t. j. presunom subtatranských sérií z južnejšieho sedimentačného priestoru na série obalové, sedimentačne späté s kryštalickejmi jadrami, na pásma tatrid (Uhlig 1907).

Detailnejšie štúdie, vykonané neskôr v centrálnom pásme, ukázali rozmanitosť vývinu obalových sérií v jednotlivých jadrových horstvách. V zmysle novej syntézy pekne vypracovanej z príležitosti karpatskej geologickej asociácie Matějkom a Andrusovom (1931), v mezozoiku tatrid sa odlišujú najmenej štyri základné výviny, predstavujúce zonárne rozložené tektonické jednotky: vysokotatranskú, ľubochňanskú, šiprunskú a d'umbiersku. Rozloženie subtatrika v podstate rovnakého vývinu v celom centrálnom pásme v susedstve, ba aj na tatridných sériách rôznych vývinov, ukazovalo sa ako vážne zdôvodnenie príkrovovej povahy subtatrika. Obalové série spolu s kryštalickejmi jadrami podľa toho predstavujú veľké tektonické okná, vynorujúce sa spod presunutého subtatrika.

Príkrovovou teóriou sa dalo ľahko vysvetliť priestorové rozloženie niektorých jednotiek, najmä subtatranských, aj poloha jedných jednotiek na jednotkách vývinovo odlišných. V zmysle nej jednotlivé príkrovy boli sunuté z juhu, prípadne z juhovýchodu. Už od dôb Uhliga s menšími obmenami sa odlišuje päť základných príkrovov: príkrovy vonkajšieho pásma flyšového, príkrovy pienidné, tatridné, subtatranské a ge-

meridné. Jednotlivé skupiny sa skladajú z niekoľkých príkrovov. Počet a postavenie, tiež názvy týchto príkrovov druhého radu sa menili s rozširovaním znalostí o jednotlivých horstvách. Napr. v subtatranskej skupine, nazývanej granidy a neskôr veporidy, odlišoval sa sprvu len jeden príkrov. Dnes tu však rozoznávame najmenej tri príkrovy: križnanský, chočský a strážovský.

Presun príkrovov z juhu odôvodňovali rozborom paleogeografických pomerov, tektonickým štýlom jednotlivých príkrovov a priestorovým rozložením jednotlivých členov i celých sérií. Na základe paleogeografického rozboru sérií centrálneho pásma predstavovalo ono v prvej polovicike vývinovej alpinskej etapy sedimentačné pásmo vcelku antiklinálne, rozpadajúce sa na rad čiastkových antiklinál (vysokotatranskú, ľubochňanskú, Ľumbiersku) a synklinál (šiprunskú). Južne od neho bolo rozložené pásmo subtatranské, vcelku synklinálne, s čiastkovými synklinálami: križnanskou, chočskou a strážovskou. Ešte južnejšie sa rozprestieralo pásmo spišské. Subtatranské príkrovy pri presune na pásmo tatrid boli zdigitované. Ako dôkaz ich presunu z juhu, prípadne z juhovýchodu slúži ponorovanie sa čiel digitácií k vonkajšku.

Nedostatok spodnotriasových členov pri spodnosubtatranských masách, vzdialenejších od svojich koreňov a naopak väčšie zastúpenie najmladších spodnokriedových členov v čelných častiach príkrovov (tzv. H imov zákon), ďalej rozloženie subtatranských jednotiek južnejších obyčajne na jednotkách bezprostredne severnejších (strážovských na chočských, chočských na križnanských), to všetko má potvrdzovať platnosť príkrovovej stavby. Presunom subtatranských príkrovov z juhu na pásmo tatrid boli obalové série silne postihnuté, vyvalcované, miestami celkom „ohobľované“, odtrhnuté a prenesené do iných priestorov.

Napriek takmer všeobecnému uznávaniu príkrovovej teórie v Karpatoch i Alpách, avšak aj v iných pásmových pohoriach, boli už od samého začiatku známe jej slabiny. Tie spočívali najmä vo vysvetľovaní mechanizmu a lokalizácii koreňov, predovšetkým rozsiahlejších a na veľkú vzdialenosť sunutých príkrovov. V Západných Karpatoch sa to týka predovšetkým subtatranských príkrovov, pri ktorých sa predpokladal presun na vzdialenosť 50—150 km.

Z toho, čo bolo uvedené, vysvitá, že príkrovová teória v Západných Karpatoch bola vybudovaná na dvoch základných zásadách; Stručne ich možno formulovať takto:

1. Vystupovanie dvoch, vývinom odlišných sérií blízko seba, je zapríčinené ich tektonickým zblížením.

2. Pásmové horstvo Západných Karpát sa skladá z radu tektonických jednotiek-príkrovov s litologickými a tektonickými znakmi, ktoré svedčia o ich presune k vonkajšku (k severu, prípadne k severozápadu) z pôvodných sedimentačných priestorov.

A teraz sa pozrime na tieto zásady pod zorným uhlom nových poznatkov.

1. Úvahy litologicko-stratigrafické v centrálnom pásme.

Štúdie, ktoré som vykonával v poslednom roku v Stratenskej hornatine, t. j. v mezozoiku severnej časti gemeríd, jednoznačne svedčia o rýchlej zmene fácií v rámci tej istej tektonickej jednotky. V triasových komplexoch severogemeridnej synklinály možno odlišovať vedľa základného, najrozšírenejšieho vývinu aj lokálne, zonárne rozložené výviny, nápadne odlišné, a to najmä vo vývine aniského súvrstvia. Spodnejšie verfénske a vrchnejšie ladinské členy sú rovnorodejšie.

V základnom vývine, tzv. severogemeridnom stratigrafický sled aniského súvrstvia je:

- a) dolomity,
- b) tmavé až čierne vápence s polohami bridlíc, najmä v spodnej časti,
- c) biele masívne vápence.

V lokálnom vývine, zvanom klauský, je sled:

- a) čierne vápence s nepravidelnými polohami šedých vápencov a s vložkami dolomitov,
- b) biele vápence.

V ďalšom lokálnom vývine, tzv. vývin Vrábľovej, celý anis zaberá hrubé súvrstvie dolomitov s ojedinelými vložkami tmavých bridlíc.

Hrúbka pri jednotlivých vývinoch je veľmi menlivá. Jednotlivé výviny sú pritom viazané na tektonické štruktúry. V rámci tej istej štruktúry (antiklinály, prípadne synklinály) v jej pozdĺžnom profile sú zreteľné rýchle prechody jedného vývinu do druhého. V priečnom profile je styk jednotlivých vývinov obyčajne ostrý a často tektonický. Obstaráva ho dislokačná plocha menšieho prešmyku, oddeľujúca od seba dve štruktúry, každú s iným vývinom mezozoika. Rýchle zmeny fácií zistil aj Bystřický (podľa osobného zdelenia) v triasovom súvrství Juhoslovenského krasu. To je do istej miery v rozpore s prvou zásadou príkrovovej teórie. Preto sa pozrime bližšie na centrálné pásmo západokarpatské, aký je tu faciálny vzťah blízko seba ležiacich sérií.

V každom pohorí centrálneho pásma vystupuje niekoľko sérií: najčastejšie obalová alebo tatridná, križnanská a chočská. Kým subatranské série majú vývin v celom centrálnom pásme v podstatných rysoch rovnaký, obalové série majú rôzny vývin, podľa doterajších názorov najmenej štvoraký, zonárne rozložený. Všimnime si však bližšie litologické vzťahy týchto sérií k susednej križnanskej sérii. V najvnútornejšej časti centrálneho pásma na starohorskom kryštaliniku sa obalová séria nezistila. Križnanská séria tu teda leží autochtónne (Žáruba — Andrusov 1937). Obdobne je to aj na Žiari (Vetters 1910). Na kryštaliniku Čiernej hory tiež leží subatatrikum pravdepodobne autochtónne (Fusán — Žáruba — Hromada 1954). Vo väčšej časti Nízkych Tatier a Tribča za obalovú sériu sa

považujú len spodnotriasové a strednotriasové súvrstvia. Obalová séria nemá tu teda členy, ktoré by svojím vývinom určili bližšiu tektonickú príslušnosť k niektorému z tatridných pásem, nevylučujú však ani možnosť považovať ich za spodnejšiu časť križnanskej série. Pri severozápadnom okraji kryštallického jadra Nízkych Tatier vystupuje kompletnejšia obalová séria — séria Červenej Magury (K o u t e k 1931), faciálne pomerne blízka križnanskej jednotke. Obdobne kompletnejšia obalová séria, vývinom blízka križnanskej sérii, vystupuje aj na Zobore pri južnom ukončení Tribča. Obidve série vystupujú na pomerne malých priestoroch a možno ich považovať za série lokálne.

V Ľubochnianskom masíve Veľkej Fatry sú opísané dve tatridné série: obalová — Ľubochnianska a šiprunská (M a t ě j k a 1929). Je pravdepodobné, že prvá z nich predstavuje len spodné členy šiprunskej série (B y s t r i c k ý 1954). Nuž a táto je celým svojím vývinom celkom blízka križnanskej sérii.

Lenže ani všetky vonkajšie jadrá nemajú výraznejšiu obalovú sériu. Sotva sa dá hovoriť o obalovej sérii v lučanskej skupine Malej Fatry, kde strednotriasové vápence a dolomity križnanskej jednotky ležia buď na spodnotriasových kremencoch alebo dokonca na verukáne (A n d r u s o v — K u t h a n 1942). V krivánskej skupine Malej Fatry (K o d y m — M a t ě j k a 1931, M a t ě j k a 1931) a na Branisku (R ö s i n g 1947) sú opísané ako obalové série len súvrstvia spodného a stredného triasu. Kompletnejšie obalové série s charakteristickými vývinmi sú však vo Vysokých Tatrách, v Strážovskej hornatine, na Inovci a v Malých Karpatoch. Svojimi vývinmi miestami sa podstatne líšia od nadložnej križnanskej série. Častejšie však vykazujú značné faciálne zmeny v tom istom pohorí. V niektorých profiloch majú potom vývinu niektorých svojich členov blízke križnanskej sérii. Zvlášť výrazne sa to javí v severnej časti Malých Karpát, kde obalová séria a križnanská séria majú rovnaký vývin väčšiny jurských členov, teda tých členov, ktorými sa tatridné série faciálne najviac líšia od križnanských. Vzájomný prechod liasu z obalovej série do križnanskej v Malých Karpatoch konštatoval už U h l i g (1903). Treba však zdôrazniť, že v južnej časti Malých Karpát vývin týchto dvoch sérií sa značne líši. Je to len náhoda, že v Belanských, ako aj vo Vysokých Tatrách križnanská séria má miestami odlišnosti vo vývine liasu a aptu? V liase má totiž pieskovce a kremence a v apte mohutnú polohu organogénnych vápencov, zvaných muránske. Prvé sú ekvivalentom liasových pizamských kremencov a druhé urgónskych vápencov, členov špecifických pre vysokotatranskú obalovú sériu.

Značné faciálne zmeny obalových sérií od jadra k jadrú, ale aj v rámci toho istého jadra protirečia zonárnosti vývinov. Nedostatok postrednotriasových členov obalovej série na rozsiahlejších priestoroch v jednotlivých pohoriach, tým skôr aj ich chýbanie v celých pohoriach zdá sa mi logickejšie hľadať v sedimentačných pomeroch, ako vo vyvalcovaní a odieraní. Spodnotriasové a stredno-

triasové členy takýchto neúplných obalových sérií by mohli patriť križnanskej jednotke.

Takýto postoj k obalovým sériám privádza k pochybnosti nad existenciou rozsiahleho križnanského príkrovu, ktorý by mal prikrývať podľa doterajších názorov štyri, vývinom odlišné tatridné jednotky.

Touto úvahou sa dostávame na jednu platformu s názormi Schaffera, a to v hľadaní faciálnych odlišností, blízko seba sa nachádzajúcich obalových sérií v sedimentačných podmienkach, ba aj v lokalizácii sedimentačnej oblasti križnanskej v tatridnom pásme. Pritom do popredia vystupuje vzťah facií a hrúbok medzi križnanskou jednotkou a obalovou sériou, najmä v tých pohoriach, kde posledná má úplnejší vývin.

Menšia hrúbka, plytkovodnejší vývin väčšiny členov a viac stratigrafických hyátov pri obalových sériách v porovnaní s križnanskou sériou svedčia o tom, že obe série sa usadzovali v sedimentačných oblastiach, ktoré majú predovšetkým odlišnú intenzitu kolísajúcich pohybov. Plytkovodnejší, zväčša detritický ráz celého radu členov obalových sérií a hyáty v nich svedčia o častej polohe ich sedimentačných oblastí blízko priestorov denudácie, akými mohli byť predovšetkým kordiliéry. Základná otázka, pravda, tkvie v tom, či centrálna karpatská oblasť počas geosynklinálnej sedimentácie bola tektonicky v hrubých rysoch jednotná, alebo či bola rozčlenená na oblasti — pásma s prevahou intenzívnych poklesov, čiže subtatridné a na oblasti s pomalším klesaním a častejšími zdvihmi, čiže tatridné. Prvý prípad je v súlade s doterajšími názormi (Matějka — Andrusov 1931), druhý je s nimi v priamom rozpore. Niet pochyby o tom, že tektonická členitosť centrálneho pásma sa uplatňovala už v paleogéne, teda hneď po vyvrásnení centrálnej časti karpatskej geosynklinály. Vtedy totiž vznikli vnútorné kotliny, zväčša zlomového založenia, vzhľadom a vznikom celkom pripomínajúce megabrachysynklinály (liptovská, turčianska, Horná Nitra, Dolná Nitra a i.). Aká bola členitosť centrálneho pásma a ako sa uplatňovala počas geosynklinálnej sedimentácie v triase až v spodnej kriede, to by bolo možné stanoviť na základe analýz facií a hrúbok, ako aj na základe vzťahov tatridných a veporidných sérií v jednotlivých jadrových pohoriach. Zatiaľ nám však chýbajú potrebné podklady pre rekonštrukciu presnejších paleogeografických máp. No už pri zbežnom rozbere doterajších poznatkov paleogeografické pomery v niektorých obdobiach sa zdajú byť pochopiteľnejšie pri lokalizácii križnanského sedimentačného priestoru v pásme tatrid. Predovšetkým myslím na rét a lias. Vysvetlenie výskytov morského rétu v niektorých severnejších obalových sériách a v pieninskej sérii bradlového pásma naráža na ťažkosti v prípade, že by ostatná, väčšia časť tatrid mala byť vynorená a oddeľovala by tieto zálivy od vzdialenej morskej oblasti, rozloženej na juhu v pásme veporid. Rozhodne pochopiteľnejšie sa javia tieto výskytys morského rétu v severných častiach centrálneho pásma, ak pripustíme, že morská sedimentácia

prebiehala vo väčšej časti tohto pásma, rozčleneného na oblasť subtatridnú, zaliatu morom a oblasti tatridné sčasti vynorené. Posledné v liase sa stali oblasťou čiastočnej transgresie. Po réte nastalo zintenzívnenie kolísajúcich pohybov s lokálnymi zdvihmi a vynorovaním sa Kordilier, čo sa odrazilo v litologickej pestrosti a v detritickejšom charaktere sedimentov, a to pri okrajoch Kordilier (v obalových sériách), v celom liasovom súvrství, ďalej od nich (v križnanskej sérii) len v jeho spodnej časti.

Morfologickú a tektonickú členitosť centrálneho pásma v každom prípade nemožno ponímať staticky, ako vyplýva zo Schafferovej schémy. Toto pásmo bolo rozčlenené v oblasti s rozdielnou tektonickou aktivitou a morfológiou dna meniacimi sa počas sedimentácie.

V oblastiach s prevahou intenzívnejších poklesov vznikli vcelku sedimenty väčšej hrúbky s menším počtom hyátov s výraznejšími faciálnymi zmenami vo vertikálnom profile. Naopak, v susedných oblastiach s menej intenzívnymi poklesmi a častými zdvihmi usadzovali sa útvary obyčajne s menšou hrúbkou s častými hyátmi, s častejším plytkovodným vývinom a s laterálnymi faciálnymi zmenami. Takto v týchto dvoch susedných oblastiach mohli sa usadiť v každej iná séria, pravda, s určitými faciálnymi vzťahmi a prechody niektorých členov. Na styku takýchto dvoch sérií vzniknutých za rozdielnej tektonickej aktivity, vytvorili sa často už počas sedimentácie dislokácie, pozdĺž ktorých oblasť intenzívnejšej sedimentácie znamená pomalé klesanie. Rozdielna hrúbka a koniec koncom aj rozdielna plasticita sérií blízko seba usadených prejavila sa pri neskorších horotvorných pochodoch zdôraznením jestvujúcej alebo vytvorením novej disjunktívnej plochy, pozdĺž ktorej došlo pri tangenciálnych tlakoch k vytvoreniu prešmyku, prípadne k presunutiu na menšiu a niekedy aj na väčšiu vzdialenosť. Takto je možné vysvetliť vznik križnanskej série v susedstve obalovej série uprostred centrálneho pásma.

Je síce pravda, že faciálne rozdiely medzi križnanskou a obalovou sériou sú miestami veľké. To však ešte nedokazuje príkrovovú tektoniku. Veď v Západných Karpatoch je dosť príkladov, ktoré svedčia o tom, že faciálne veľmi odlišné série sa usadili v pásmach blízko seba sa rozprestierajúcich. Predovšetkým mám na mysli značné vývinové rozdiely subpieninskej a pieninskej série, ktoré asi zaberali úzke sedimentačné priestory rozložené vedľa seba. A konečne doterajšia koncepcia tiež pripúšťala takéto faciálne zmeny v samostatnom pásme tatrid. Veď podľa nej v čiastkovej synklinále tatrid sa usadila šiprunská séria, vývinom veľmi blízka križnanskej sérii.

Domnievam sa, že rýchle faciálne zmeny dvoch susedných jednotiek netreba vždy hľadať v ich ďalekosiahlom tektonickom zblížení, ale v prvom rade v tektonickom charaktere už počas sedimentácie.

Styk dvoch faciálne odlišných jednotiek je často stykom dvoch sérií usadených v susedných sedimentačných pásmach s rôznou intenzitou kolísajúcich pohybov.

Z takéhoto postoja vzťahu obalových sérií a križnanskej série vyplýva potreba pátrať po faciálnych prechodoch jednotlivých členov z jednej série do druhej.

A ešte niekoľko slov k vzťahu medzi križnanskou a chočskou sériou. Posledná má svoj osobitný vývin, stratigraficky výraznejšie diferencovaný, najmä prítomnosťou reiflingských vápencov, lokálnym mohutným vývinom lunzských vrstiev a ojedinele aj výstupom karditových vrstiev a mladších členov. Na mnohých miestach v tektonických kryhách, začleňovaných k tejto jednotke, sú zastúpené len stredotriasové vápence a dolomity. Potom nie je vylúčené, že snáď niekde ide o tektonické kryhy, ktoré patria križnanskej sérii.

Riešenie litologicko-stratigrafických vzťahov medzi križnanskou a chočskou sériou je obvyčajne ťažké, lebo stratigrafia triasových vápencovo-dolomitických komplexov nie je dostatočne rozpracovaná a vyžaduje si aj špeciálne štúdie Dasycladaceaí.

2. Tektonické úvahy nad stavbou centrálneho pásma.

V poslednom čase v Stratenskej hornatine som zistil, že štruktúry mezozoika severogemeridnej synklinály majú výraznú južnú vergenciu. Vedľa vrás prevrátených sú tu aj ležaté vrásy. Prevrátené, prípadne ležaté krídla vrás sú často pretrhnuté a vrásy prechádzajú v prešmyky a násuny.*

V najzápadnejšej časti tohto pohoria v úzkom komplexe mezozoika, v tzv. spojovacom hrdle Besníka, zovretom kryštalicým jadrom Trešníka z juhu a kryštalinikom Kráľovej hole zo severu, je výrazná vejárovitá stavba mezozoika s dvojstrannou vergenciou vrás, vždy smerom k bližšiemu, kryštalicému jadrú.

Tieto dva dôležité tektonické poznatky: južná vergencia prevažnej masy mezozoických súvrství Stratenskej hornatiny a vejarovitosť stavby v priestore medzi dvoma kryštalicými jadrami svedčia o tom, že tektonika mezozoických komplexov je odrazom tektoniky podložia. Nie je však jednosmerná, ako by to malo byť podľa príkrovovej teórie.

Výraznejšia južná vergencia je známa už dávnejšie z vnútorných častí bradlového pásma. I tu však tieto vrásy s vergenciou k vnútrajšku karpatskej sústavy predstavujú jednu stranu vejárovitej sústavy popaleogénnych vrás vonkajších Karpát. Prevažná časť týchto pásem má totiž vrásy a násuny na vonkajšiu stranu.

Pozrime sa na centrálne pásmo, a to na tektonický štýl najviac zvrásne-

* Pojem násunu (rusky *nadvig*) používam v zmysle sovietskych tektonistov (Belousov 1951, 1954, Kosygin 1952, Bujalov 1953) pre menšie príkrovy, pokiaľ neboli ďaleko sunuté zo svojich sedimentačných priestorov.

ného križanského príkrovu. Výraznú západnú vergenciu majú vrásky tejto jednotky v západnej okrajovej časti subtatrica na Strednom Považí medzi Púchovom a Trenčínom. V zmysle príkrovovej teórie ide o vynorené čelá príkrovu. I tatrindá manínska jednotka v ich podloží (Butkov, Manín, vrása v manínsko-inoveckej sérii pri Trenčianskej Tepeli) má vrásky výrazne západovergentné. Taký ráz vrás sa prejavuje aj pri predpaleogénnych vrásach v samotnom bradlovom pásme (Andrusov 1938, Birkermaier 1954). Tieto vrásky s vergenciou k vonkajšku sú v súlade s príkrovovou koncepciou.

Lenže aj vrásky opačného tektonického zmyslu s vergenciou k vnútrajšku sú známe v centrálnom pásme. Matějka (1929) uvádza k juhu prevrátené vrásky v šiprunkovej sérii a v spodnosubtatranskom príkrove na severných svahoch Lubochnianskeho masívu. Vo Vysokých Tatrách Andrusov (1950) potvrdzuje existenciu takejto „spätnej“ vrásky — Holice, známej už od dôb Lugeona a Uhliga. V masíve Širokej opisuje južné násuny kremencov obalovej série na jej strednotriasové členy. Tieto juho-vergentné pohyby sa však považujú za zjav lokálny.

Hlavná masa križanských druhohôr, pokiaľ je zvrásnená, vytvára rad vrás — digitácií. V starších prácach, neovplyvnených príkrovovou teóriou, tieto vrásky sa ponímajú ako juho-vergentné, prípadne západovergentné, prevrátené smerom ku kryštalickejmu jadru. V novších prácach sú kreslené a vysvetľované v duchu príkrovovej teórie, teda ako falošné antiklinály a falošné synklinály. To znamená, že čelá antiklinál sa ponorujú k severu alebo k západu, čelá synklinál sú naklonené k juhu, prípadne k východu. S výnimkou snáď jediných miest na Holom vrchu vo Vysokých Tatrách (Andrusov 1950) a na Poludnici v Nízkych Tatrách (Kettner — Guide, 1931), nikde nie je však konštatovaný periklinálny uzáver jadra týchto vrás. Výklad tektonického zmyslu týchto vrás a teda aj ponímanie ich vergencie je zatiaľ závislé od koncepcie.

V posledných rokoch som však dospel k jednému dôležitému poznatku o genetickom vzťahu týchto vrás ku kryštalickejmu podložíu. Na Inovci (Machel 1951) možno pozorovať zanikanie jedných a vznik druhých digitácií rozložených v blízkosti kryštalickejmu jadra čiže tzv. kompenzácia digitácií je závislá od zmeny priebehu kryštalickejmu podložia. Tento poznatok sa dal ťažko zladať s platným názorom o vytváraní digitácií v čelných častiach príkrovu sunutého z juhu, prípadne z východu. Preto som hľadal vysvetlenie vzťahu týchto štruktúr k podložíu v sklzovaní príkrovovej masy po naklonenom svahu. Zmenený pohľad na vzťah križanskej série postavil by do iného svetla aj vznik a postavenie digitácií. V takom prípade vyvstáva otázka, či digitácie, rozložené pri okrajoch kryštalickejmu jadier, nepredstavujú vrásky s vergenciou k jadru. Potom aj ich tektonický vzťah k podložíu by bol pochopiteľnejší. Na spomenutom území na Strednom Považí by potom východovergentné vrásky Strážovskej hornatiny predstavovali jednu stranu vejára, ktorého vonkajšiu stranu vytvárajú okra-

jové, západovergentné vrásky subtatrika, manínsko-inoveckej série a predpaleogénne vrásky bradlového pásma.

Takáto úvaha nás vedie k záveru o potrebe ďalších tektonických faktov pri riešení vzťahu križnanskej jednotky k tatridám a tie by nám snáď mohli poskytnúť detailne tektonické pozorovania v zdigitovaných sériách, najmä blízko kryštallických jadier, predovšetkým na tzv. falošných antiklinálach.

Periklinálne ukončovanie antiklinálnych jadier príkrovu odráža sa podľa Heima (1921) v tom, že v čelných častiach príkrovu sú nahrnuté zvrásnené najmladšie členy, staršie členy tu chýbajú. Naopak, bližšie ku koreňom chýbajú mladšie členy, ale vystupujú staršie členy. V Západných Karpatoch sa dá sotva hovoriť o nejakom markantnom rozdieli v rozložení starších a mladších členov, s výnimkou albu. Tento najmladší člen vystupuje v križnanskej sérii i vo vnútornej časti centrálneho pásma v pohorí Žiar. Veľké hrúbky tohto súvrstvia, obdobne ako aj neokomu v okrajovej čelnej časti križnanskej jednotky, možno však vysvetliť aj sedimentačne. Ved' okrajové časti centrálneho pásma priliehajú k bradlovému pásmu, ktoré sa stáva koncom spodnej kriedy hlavným sedimentačným priestorom západokarpatskej geosynklinály, kým centrálna časť zaznamenávajú postupné dvíhanie. Pri rozložení spodnokriedových a strednokriedových členov centrálneho pásma zarážajúci je však fakt, že na Strednom Považí v priestore Tunežice-Zemiansky Kvašov v dĺžke ca 15 km (Andrusov 1951) a v priestore Bodina-Hradna (Andrusov—Kuthan 1947 a 1943) v dĺžke ca 5 km sa stýkajú spodnokriedové súvrstvia subtatrika so strednokriedovými komplexmi bradlového obalu. Je to len náhoda, vytvorená vďaka existencii príkrovov a či snáď tu ide o normálny stratigrafický sled? Riešenie povahy styku týchto najmladších členov subtatrika so strednokriedovým súvrstvom bradlového pásma detailným stratigrafickým štúdiom, to je ďalšia cesta k riešeniu tektonického vzťahu subtatrika k bradlovému pásmu, ale aj k tatridám. Ak by sa totiž dokázal normálny stratigrafický sled od neokomu po cenoman, potom tektonický styk subtatrika a bradlového obalu v týchto priestoroch by bol problematický.

Príkrov, ako je spodnosubtatranský, vzhľadom na svoju rozsiahlosť a násun najmenej na 50 km, mohol byť charakterizovaný ako príkrov strižný s bázou strednotriasových rigidných, vápencovo-dolomitických komplexov. Na niekoľkých miestach boli však konštatované v podloží tejto bazálnej masy na styku s obalovou sériou úžky mladších členov akéhosi redukovaného, prevráteného krídla. Zvlášť výrazne zachované prevrátené krídlo možno pozorovať na západných a východných svahoch Inovca (Mahl 1951), nechýba ani v Malých Karpatoch a tiež v iných pohoriach. Nie je toto prevrátené krídlo zvyškom spojovacieho krídla medzi subtatranskou sériou a obalovými sériami?

Oveľa výraznejšie ako pri križnanskej jednotke príkrovový ráz sa však prejavuje pri chočskej jednotke. Rozloženie chočských más, predovšetkým

ich kryhovitá poloha a časté tektonické okná spodnosubtatranských členov uprostred nich, to hovorí za ich presunovú polohu. Otázne je však, či pochádzajú z jednotného sedimentačného priestoru, rozloženého na vnútornej strane Západných Karpát. O tom pri terajších našich poznatkoch je ťažko diskutovať, keď nie je uspokojivo riešené postavenie tejto jednotky v kľúčových oblastiach Západných Karpát v severnej časti Malých Karpát. Je však otázne, či pri tektonickom postavení chočskej jednotky netreba mať na zreteli poznatok o dvojacom tektonickom charaktere vápencovo-dolomitických komplexov v severogemeridnej synklinále (M a h e ľ 1953). Časť týchto rigidných komplexov vytvára násuny, často ploché, eróziou rozčlenené v kryhy a druhá časť je hlbšie zavrásnená spolu s podložím. Súvrstvia chočské vedľa radu menších aj väčších kŕih tiež sú aj hlbšie zvrásnené.

Pri posudzovaní príkrovovej stavby Západných Karpát z hľadiska historického treba mať na zreteli, že v prvom období prijatia tejto teórie (L u g e o n, U h l i g) táto jednotka nehrala nijakú úlohu. Veď jej členy, ležiace na spodnej kriede spodnosubtatranskej série, považovali sa za vyššie, strednokriedové, spodnosubtatranské členy. Ich pričlenenie k triasu upevnilo postavenie príkrovovej koncepcie Karpát.

Riešenie nadhodenej problematiky v chočskom príkrove prispeje aj k vyriešeniu postavenia triasových más strážovského a vyšších príkrovov.

V mechanizme príkrovov centrálneho pásma veľký význam sa pripisoval spišskému príkrovu. Tento podľa príkrovovej teórie (U h l i g 1907, M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931, R o z l o z s n i k 1935, A n d r u s o v 1938, S c h ö n e n b e r g 1948) zaberá celé Spišsko-gemerské rudohorie. Podľa novšieho názoru S t i l l e h o (1953) príkrovový charakter má len severná časť pohoria. Štúdie vykonané v posledných rokoch ukázali, že mezozoikum severnej a južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vytvára dve synklinály prvého radu, lemujúce centrálnu, kryštalinikom budovanú časť Spišsko-gemerského rudohoria (M a h e ľ 1955). Severné mezozoikum tvorí synklinálnu výplň severogemeridnej synklinály, južné výplň zložitého, juhogemeridného synklinória. Obe dve synklinály prvého radu smerom k západu presahujú rámec centrálnej gemeridnej antiklinály a pokračujú k západu, lemujúc z oboch strán Veporskú antiklinálu.

V obidvoch synklinálach leží mezozoikum viacmenej autochtónne na svojom podloží. Vytvára vrásky a menšie prešmyky, až násuny s vergenciou ku kryštaliniku, v severogemeridnej synklinále zväčša k juhu, v juhogemeridnej k severu. Medzi druhohorami a kryštalinickým podložím je najčastejšie tektonická disharmónia. Nezriedka sú však ich spodnejšie polohy spolu zvrásnené s kryštalinikom. Nechýbajú však ani prípady, že vrchné časti kryštalinika sú zvrásnené spolu s masou mezozoika. V severogemeridnej synklinále kryštalinikum tvorí akýsi plášť — obal mezozoika, ktorého podstatná časť má svoj osobitný tektonický štýl. Pri kritickom postoji

k príkrovovej stavbe Spišsko-gemerského rudohoria — spišského príkrovu budem vychádzať predovšetkým zo stavby severogemeridnej synklinály a čiastočne z povahy styku gemeríd a veporíd.

Severogemeridná synklinála má špecifický vývin mezozoika, ba aj osobitný vývin mladšieho paleozoika (verukáno, bint-rudňanský vrchný karbón a fylit-diabázová séria). To svedčí o jej osobitnom synklinálnom vývine už od dôb hercýnskych. Severogemeridná synklinála teda nie je iba tektonickou jednotkou, čelnou synklinálou, vytvorenou až pri alpínskom vrásnení, ako to vyplýva z príkrovovej teórie.

Juhovergentné vrásky a prešmyky o veľkých rozmeroch v jej synklinálnej mezozoickej výplni sú tiež ťažko vysvetliteľné, ak by mala vzniknúť len pri alpínskom vrásnení nahrnutím mezozoika v čelnej časti strižného príkrovu spišského. I vývin mezozoika v severnej časti muránskej plošiny, ktorá je pokračovaním severogemeridnej synklinály k západu, blízky chočskému vývinu, svedčí do istej miery proti pôvodu tejto jednotky vo vzdialených južnejšie ležiacich oblastiach. Zvlášť výrazne to potvrdzuje vývin chočskej jednotky pri severnom okraji severogemeridného mezozoika Stratsenskej hornatiny. V tejto svojej „koreňovej“ zóne je odlišný od typicky chočského vývinu a je bližší severogemeridnému.

V otázke tektonického pomeru gemeríd a veporíd dôležitú úlohu hralo tzv. dobšinské tektonické polookno a povaha styku gemeríd a veporíd južne od Dobšinej, na západnej strane doliny Slanej.

V dobšinskom polookne leží na katakryštalíniku metamorfované mezozoikum, tzv. Foederata séria. Zo severnej i východnej strany leží na ňom gemeridný karbón, tvoriaci spodného člena radu mladších gemeridných súvrství. Keďže Foederata séria sa považovala za sériu veporidnú, za koreňovú zónu niektorého zo subatranských príkrovov, potom poloha gemeríd na nej plne dosvedčovala existenciu spišského príkrovu. Lenže štúdie vykonané v poslednom roku (M a h e l' 1955) dosvedčujú, že Foederata mezozoikum má vývin severogemeridný. Toto metamorfované mezozoikum v oblasti Čuntavy je späté so severogemeridným mezozoikom metamorfnými i tektonickými prechodmi. Okrem toho Biely zistil, že vrchný karbón „neobjíma“ toto tektonické polookno pri jeho východnom periklinálnom ukončovaní, ale medzi dva vrchnokarbónske pruhy, z ktorých jeden prikrýva Foederata mezozoikum zo severu, druhý z východu, vráza dosť široký pruh fylit-diabázovej série, objavujúcej sa vo vankúšoch i v podloží Foederata mezozoika.

Tieto výsledky svedčia o tom, že dobšinské polookno nemusí byť tektonickým oknom v pravom slova zmysle. V každom prípade nie je ono jednoznačným faktom, svedčiacim o presune gemeríd cez veporidy.

Pravda, zatiaľ nemožno povedať, že fakty, svedčiace o autochtónnosti gemeríd sú jednoznačné, práve tak, ako niet takých faktov, ktoré by jedno-

značne svedčili o ich presune. Myslím však, že uvedené zistenia svedčia proti existencii väčšieho príkrovu. Hovoriac o autochtónnosti, mám na mysli jednotku ako celok. Jej určité členy sa zúčastňujú na vytváraní menších násunov. Napr. na južných svahoch Sľubice je zreteľný násun gemitného verukána a verfénu na vzdialenosť niekoľko km k severu.

Myslím, že obdobne je to tak aj v centrálnom pásme. Ani na chvíľku nemožno pochybovať, že chočská jednotka a nezriedka aj križnanská sú v polohe výrazne tektonickej, sú presunuté. Násuny a teda aj príkrovy menšieho rozsahu v Západných Karpatoch sú nepopierateľné.

Náš kritický postoj k príkrovovej stavbe Západných Karpát neobmedzuje sa však len na kritiku veľkosti presunov, prípadne na otázku názvoslovnia, či a kedy používať názov príkrov a kedy násun. Ide predovšetkým o iný postoj k vzťahom medzi jednotlivými jednotkami. Príkrovová teória viedla k opomínaniu vzťahov, k zdôrazňovaniu rozdielnosti. Vystupovanie dvoch odlišných vývinov vedľa seba sa obyčajne hľadalo v ich neskoršom tektonickom zblížení a len zriedka sa brali do úvahy tektonické pochody počas sedimentácie.

Dobrou ukážkou preceňovania posedimentačných pohybov je bradlové pásmo v celku pekne spracované, najmä v prácach D. Andrusova (1931, 1938, 1945).

Nakopenie niekoľkých, až po spodnú kriedu vývinom odlišných sérií na úzky priestor a jednotný vývin strednokriedových členov, prikrývajúcich tieto série, to v zmysle príkrovovej teórie viedlo k názoru o pieninských príkrovoch a o vysokotatranskom príkrove, vzniknutých medzi aptom a albom. Tento názor je síce v plnom súlade s príkrovovou stavbou, nie je však v súlade s niektorými litologickými a tektonickými faktmi. Súvrstvie albu, ktoré sa malo usadiť po presune príkrovov, nemá na báze člena, ktorý by svedčil o ďalekosiahlych zmenách paleogeografických a hydrodynamických, aké by museli nevyhnutne nastať po presune príkrovov, nech sa on odohral na povrchu alebo pod morskou prikrývkou. Jednotný vývin albu v niekoľkých sériách v porovnaní s rozdielnosťami vývinov starších členov bol iste zapríčinený tektonickými pochodmi. Nemuseli to byť revolučné pochody orogénne, spojené s presunmi, avšak pochody usmerňujúce chod sedimentácie-pochody kolísajúce. Veď s obdobným náhlým vyrovnaním facií v sériách s odlišnými vývinmi jurských členov sa stretávame aj v centrálnom pásme počas neokomu. Toto vyrovnanie je ešte výraznejšie v albe.

Niektoré tektonické fakty tiež protirečia existencii príkrovov, vzniknutých za tzv. pieninskej fázy. Predovšetkým nikde medzi albom a staršími bradlovými členmi nebola zistená angulárna diskordancia. Je nepochopiteľné, aby sa neprejavili diskordanciou horotvorné pochody, ktoré vyvolali vznik príkrovov a ležatých vrás.

Ďalším tektonickým faktom je účasť albu a cenomanu na vytvorení vrás s vergenciou k vonkajšku k západu, teda na vytvorení tých vrás, ktoré zblížujú manínske bradlá s pieninskými (vrása Butkova, manínska vrása). Tieto vrásky vznikli pod vplyvom tektonických pochodov postrednokriedo-

vých. A konečne aj z hľadiska geotektonického vývinu pásmového horstva západných Karpát vzbudzuje podozrenie, žeby prvé intenzívne horotvorné prejavy boli práve v tomto vonkajšom pásme Karpát. Len potom by prešli do pásma centrálného, južnejšieho a z toho do pásma flyšového, a to bez výraznejších prejavov v bradlovom pásme. Logickejším sa zdá byť celý geotektonický chod bez intenzívnych prejavov pieninskej fázy v bradlovom pásme. V takom prípade prvé výraznejšie horotvorné pochody sa odohrali v centrálnom pásme asi pred vrchnou kriedou. Tieto pochody zasiahli tiež bradlové pásmo. To bolo vyvrcholenie prvej polovičky vývinovej etapy. V druhej polovici etapy intenzívne horotvorné pochody po paleogéne prebiehali v pásmach vonkajších, vrátane bradlového pásma. Dvojité intenzívne vrásnenie protichodného tektonického zmyslu v bradlovom pásme, zloženom z materiálu heterogénneho, rýchle sa meniaceho, sú príčinou jeho značnej tektonickej zložitosti.

Z geotektonického hľadiska zvlášť treba podčiarknuť dvojaký zmysel tektonických pochodov v bradlovom pásme. Za vrchnokriedového vrásnenia bradlové pásmo predstavovalo vonkajší okraj centrálnych Karpát. Vzniknuté štruktúrne jednotky majú vergenciu k vonkajšku. Za paleogénneho vrásnenia bradlové pásmo predstavovalo vnútorný okraj intenzívne vrásneného pásma. Vzniknuté vrásky majú sčasti vergenciu k vnútrajšku a predstavujú druhú stranu vejárovitej stavby. Vo flyšovom pásme súčasne vyvrásňovanom vznikli totiž vrásky, sunuté k vonkajšku. Pritom rozpätie posledných je oveľa väčšie.

Tieto úvahy o bradlovom pásme sú v plnom súlade s novými stratigrafickými poznatkami poľského geológa Birkermayera (1945). Štúdie v Pieninách ho priviedli k záverom o prechode medzi spodnou kriedou a alkom. V dôsledku toho súvrstvie albu a cenomanu, t. j. doterajší tzv. spodný bradlový obal, pričleňuje k sériám bradiel, čím popiera existenciu pieninskej fázy. Nie menej zaujímavé je aj jeho zistenie vzájomného nakopenia vo forme šupín a násunov piatich bradlových sérií: subpieninskej, prechodnej subpieninskej, dvoch prechodných pieninských a pieninskej. Ich vzájomné polohy svedčia síce o nakopení, teda o tektonickom zblížení, no súčasne sú svedectvom rozmanitosti a pomerne rýchlych zmien jednotlivých vývinov.

Celý rad faktov nás oprávňuje ku kritickému postoju príkrovovej teórie Západných Karpát. Zatiaľ však niet dosť podkladov pre to, aby sme upustili od toho alebo onoho príkrovu. Treba však mať na zreteli, že mnohé z príkrovov sú veľmi pochybné, a to nielen niektoré tzv. podradné, napr. šiprunský, ale aj také príkrovy ako pienidné, ba aj sám križnanský príkrov, teda tie príkrovy, ktoré tvorili základy pri vysvetľovaní stavby Západných Karpát v zmysle príkrovovej teórie. Nie sú teda pochybnosti len nad nejakou interpretáciou profilu, ale nad základnými tektonickými otázkami, nad geologickým profilom samotným. Zvlášť vyvrátenie križnanského príkrovu by si vyžiadalo iný postoj k histórii sedimentačného procesu aj chodu tektonických pochodov.

Od toho však záleží tiež celý rad otázok prakticko-geologických, napr. hydrogeologických.

Treba si však uvedomiť, že pri riešení takých závažných otázok nevystačíme s doterajšou metódou, keďže mnohé fakty nemožno vysvetliť jednoznačne.

Treba predovšetkým detailnejším a precíznejším biostratigrafickým a sedimentárno-petrografickým štúdiom prispieť k bližšiemu objasneniu sedimentačných procesov v centrálnych Karpatoch a mikrotektonickou analýzou zase k objasneniu tektonických otázok. Iste dôležité poznatky poskytnú tiež regionálno-hydrogeologické a hydrogeochemické štúdie.

Zavádzanie a rozširovanie týchto pracovných metód do karpatského mezozoika je akútne, lebo základné otázky jeho stavby a tým aj vývin pásmového pohoria Západných Karpát nie je dostatočne riešený.

*

Účelom tohto článku je vystríhať pred dogmaticnosťou, k akej zvädza príkrovová teória a súčasne upozorniť na niektoré akútne problémy, súvisiace s riešením stavby Západných Karpát. Sú to predovšetkým:

1. Starostlivejšie sledovanie vzťahov medzi obalovými sériami a križnanskou sériou v každom pohorí centrálného pásma.

2. Riešenie presnejšej stratigrafie v triasových komplexoch chočského príkrovu, najmä na základe Dasycladaceí.

3. Detailné tektonické pozorovanie jadier digitácií, najmä pri tzv. falošných antiklinálach.

4. Detailné stratigrafické štúdie kriedových súvrství na Strednom Považí v oblasti styku spodnokriedových členov subtatridných so strednokriedovými členmi bradlového pásma.

5. Rozšírenie biostratigrafických a sedimentárno-petrografických štúdií v mezozoiku pre objasnenie sedimentačných procesov.

6. Zavedenie mikrotektonických, hydrogeologických, hydrogeochemických metód do štúdia mezozoika pre objasnenie tektonických otázok.

8. IV. 1955.

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

- Andrusov D. 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpát, Carpatica. Praha.
 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. s. III. Tektonika. Rozpr. Stát. geol. úst. IX. Praha.
 1938: Geologie Slovenska, Praha.
 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV. a V. Práce ŠGU, Bratislava.
 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). Geologický sborník I. č. 1. Bratislava.
 1951: Podrobná geologická mapa ČSR. Slovensko — list Považská Bystrica 4361/3. Bratislava.
 Andrusov D. — Kuthan M. 1943: Geologická mapa Slovenska. List Žilina 4361/2. Bratislava.
 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina. Práce ŠGU. s. 10. Bratislava.
 1947: Podrobná geologická mapa ČSR. Slovensko — list Rajec (4361/4). Bratislava.
 Andrusov D. — Čechovič V. — Maheľ M. 1950: Dva nové geologické profily Západných Karpát. Geologický sborník I. č. 2—3—4. Bratislava.
 Balogh K. — Panthó G. 1953: Mesozoikum severného Maďarska a prílehlých častí Juhoslovenského Krasu. Sborník UUG. Praha.
 Belousov V. V. — Gzovskij U. V. — Gorčajev A. V. O strukture Vostočnych Alp v svyazi s nekotorymi obščimi tektoničeskimi predstavleniami. Bjul. Moskov. obšč. isp. prirody. otd. geol. XXVI. 2—3. Moskva.
 Belousov V. V. 1954: Osnovnye voprosy geotektoniki. Moskva.
 Beck H. — Vettters H. 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Eine stratigraphisch-tektonische Studie. Beiträge zur Paläontologie u. Geologie Österreich-Ungars u. des Orients. Wien—Leipzig.
 Birkenmayer K. 1954: Spravozdanie z badaní geologicznych wykonanych w Pienińskim pasie skałkowym w latach 1954—1951. Biull. inst. geolog. Warszawa.
 Bogdanov A. A. — Puščarovskij J. M. 1950: Osnovnye čerty tektoniki centralnoj sinklinalnoj zony Vostočnych Karpát. Izvestija Akad. nauk SSSR. s. geol. 1950 n. 2. Moskva.
 Bujalov N. I. 1953: Strukturnaja i polevaja geologija. Moskva—Leningrad.
 Bystrický J. 1955: Poznámky o mezozoiku ľubochňanskej doliny Veľkej Fatry. Geologické práce. Zprávy 2, roč. 1954. Bratislava.
 1955: Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geologické práce. Zprávy 3. Bratislava.
 Cornelius P. H. 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 92, 4/5. Wien.
 Fusán O. — Záruha A. — Hromada K. 1954: Geologický výzkum údolia Hornádu pre štúdie vodných diel medzi Margecanmi a Kysakom. Geologické práce. Geotechnika 7. Bratislava.
 1931: Quide des excursions dans les Carpathes occidentales organisées á l'occasion de la III^{me} réunion de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes en Tchécoslovaquie en 1931, rédigé par A. Matějka et Dim. Andrusov. Knihovna St. GU., 13. A. Praha.
 Heim A. 1921: Geologie der Schweiz. Leipzig.
 Kettner R. 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výzkumech v Nížkých Tatrách. Rozpravy II. tř. Čes. Akad. XXXVI. Praha.
 1937: Příspěvek k poznání severního svahu Králový Holy v okolí Liptovské Tepličky (Nízké Tatry). Rozpravy II. tř. Čes. Akad. r. XLII. 7. Praha.
 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpravy II. tř. Čes. Akad. r. XLII. 8. Praha.

Kosygin J. A. 1952: Osnovy tektoniky neftenosnych oblastej. Moskva—Lenin-grad.

Koutek J. 1931: Geologické studie na severozápade Nízkých Tater. Sborník Stát. geol. úst. IX. 1930. Praha.

1937: O tektonickom okne starohorském v Banskej Bystrici. Sborník štát. banského muzea D. Štúra v Banskej Štiavnici I. Banská Štiavnica.

Lugeon M. 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Clippes des Carpathes. Bull. des labor. de géol. géographie phys., minéralogie et paléontologie de l'Univ. de Lausanne no 4. Lausanne.

Maheľ M. 1949: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce ŠGÚ 14. Bratislava.

1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce ŠGÚ. 18. Bratislava.

1950: Obalová séria Inovca. Geologický sborník I. 1. Bratislava.

1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geologický sborník II. Bratislava.

1952: K stratigrafii obalovej série Malých Karpát. Geologický sborník III. 1—2. Bratislava.

1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geologický sborník IV. 1—2. Bratislava.

1955: Vzťah severogemeridného mezozoika k veporidám. Geologické práce. Zprávy 2. r. 1954. Bratislava.

1955: Stratigrafia a tektonické pomery západných gemeríd. Geologický sborník V. Bratislava.

Maheľ M.—Kuthan M. 1947: Podrobná geologická mapa ČSR. Slovensko — list Zliechov 4461/1. Bratislava.

Matějka Al. 1927: Geologické studie v okolí Ružomberka na Slovensku. Sborník Stát. geol. úst. VII. Praha.

1931: La partie orientale de la Malá Fatra. Quide des excursion. Knih. SGU. XIII. Praha.

Matějka Al.—Andrusov D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Stát. geol. úst. 13 A. Praha.

Matějka Al.—Kodym O. 1935: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry část II. Oblast Vrátnské a Bránické doliny. Věst. Stát. geol. úst. XI. 3—4. Praha.

Muratov M. V. 1949: Tektonika i istorija razvitija alpijskoj geosynklinálnoy oblasti juga evropejskoj časti SSSR i sopredelnyh stran. Tektonika SSSR. Tom II. Moskva—Leningrad.

1952: Nekotorije voprosy juga Centralnoj Evropy. Bjul. Moskov. obšč. isp. prirody, otd. geol. T. XXVII. (4). Moskva.

Muratov M. V.—Maslakova N. I. 1952: Osnovnyje etapy geologičeskoj istorii Vostočnyh Karpat. Bjul. Moskov-obšč. isp. prirody, otd. geol. T. XXXVII. (3). Moskva.

Pouba Zd. 1951: Geologie střední části Muraňské plošiny. Sborník Ustr. úst. geol. XVIII. Praha.

Regionalna geologia Polski. I. Karpaty (Praca zbiorowa) z. 2. Tektonika. Kraków.

Rösing F. 1949: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Zeitschrift d. Deutschen geol. Gesellschaft, 99. 1947. Berlin.

Rozložník P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. Geol. Hungar., Ser. geol. 5. Budapest.

Ruchin L. B. 1953: Osnovy litologii. Leningrad—Moskva.

Schaffer F. X. 1938: Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie u. Paleontologie. Abt. B. Stuttgart.

Schönenberg R. 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des

Zips, Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Zeitschrift der Deutsch. geol. Gessellschaft 98. Berlin.

Bemerkungen zu F. X. Schaffer. Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes.

Stille H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Hannover.

Štúr D. 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. XI. Wien.

1886: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Waag- und Gran Thale. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. XVIII. Wien.

Trauth F. Zur Geologie des Voralpen an der Ibbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt. 1954, 2. Wien.

Uhlig V. 1897, 1898: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. der k. Akad. d. Wiss. mat. — Nat. Kl. LXIV, LXVIII. Wien.

1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien—Leipzig.

1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. der k. Akad. d. Wissenschaften. Mat. — Nat. Kl. CXVI. Wien.

Vetters H. 1909: Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Malá Magura in Oberungarn. Denkschr. der Akad. der Wissenschaften, der Mat. Nat. Kl. Wien.

Záruba A. — Andrusov D. 1937: Geologické poměry území projektované dráhy Banská Bystrica—Diviaky. Zprávy železničních inženýrů československých, roč. XIV. Praha.

Zoubek V. 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpat. Věst. Stát. geol. úst. XII. 6. Praha.

М. Магель.

Соображения о шарьяжной структуре Западных Карпат.

Более полувека считаются Карпаты полосой горных цепей с распространенными покровами. В Западных Карпатах уже со времен Улига (1907) различаются пять тектонических единиц первой степени — покровов: покровы внешней флишевой полосы, покровы пиенидные, татридные, субтатрианские и геме-ридные. С расширением исследований менялись количество, положение и названия покровов второй степени каждой основной группы. Принципы, на основании которых была разработана шарьяжная теория Западных Карпат вкратце можно формулировать следующим образом.

а) Существование двух эволюционно различных серий близко возле себя вызвано тектоническим сближением.

б) Горный краж Западных Карпат состоит из ряда тектонических единиц — покровов с литологическими и тектоническими знаками, которые свидетельствуют о их перемещении из осадочных просторов наружу (к северу или-же к северо-западу).

Однако некоторые новые сведения заставляют нас критически рассматривать эти принципы.

а) Изучения, произведенные мною в Стратенской горной области — в мезозое северогемеридной синклинали, свидетельствуют о выступлении трех раз-витий возле себя, с взаимными быстрыми переходами. При этом отдельные развития являются связанными с тектоническими структурами второй сте-пени. Контакт этих структур, а тем и разветлений в поперечном профиле, обык-новенно осуществляет дисъюнктивная плоскость сдвига или-же меньшего над-вига. Подобные явления наблюдаются и в Югословацком Карсте (по сведениям Быстрицкого) и в флише Левочских гор (по сведениям Илавского).

Эти данные ведут нас к необходимости розыска причин нахождения двух различных разрывов возле себя в осадочных условиях, а не в далеко простирающихся тектонических сближениях. Об этом свидетельствуют и значительные фациальные разности серий узкой зоны утесов. Это побуждает нас искать соотношения и между единицами центральной полосы, где предполагается передвижение субтатранских серий через оболочные серии, седиментационно и тектонически связанные с кристаллическими ядрами. Последние вместе с ядрами считаются тектоническими окнами, выдвинувшимися из под прикрытия ниже — субтатранских крижнских масс, передвинутых по крайней мере на расстояние пятидесяти километров. Но некоторые факты говорят здесь против далеко простирающемуся тектоническому сближению. Это касается, прежде всего, соотношения серий оболочных и крижнской. На основании до сих пор утверждаемых взглядов, последняя серия имела первоначальное осадочное пространство на юг от полосы татрид и отсюда была передвинута на татридные единицы — оболочные серии четырехначального развития (дюбберская, шипрунская, любохнянская, высокотатранская). Но более критический разбор оболочных серий приводит нас к другому заключению. Внутренние ядра или оболочную серию совсем не имеют (старогорские кристаллические окна Жар), или таковой считаются лишь ниже и средне триасовые члены, которые могли бы принадлежать к крижнской единице (большая часть Низких Татр и Трибча).

В просторах где находятся более комплекты оболочные серии, там развитие этих серий тоже близкое к крижнской (серия Червеной Магуры на северо-западном склоне Низких Татр, подобная свита пластов на Зоборе при юго-западном окончании Трибча, шипрунская серия в любохнянском массиве). Но и не все так называемые наружные ядра имеют более выразительную оболочную серию (Мала Фатра, Браниско). Имеют ее зато Высокие Татры, Стражовские горы, Иновец и Малые Карпаты. Но в оболочных сериях этих гор находим фациальные изменения и своими локальными развитиями они приближаются к крижнской серии.

Такая точка зрения приводит нас не только к розыску фациальных соотношений между сериями оболочными и крижнской, но и к стремлению определить осадочное пространство крижнской полосы татрид. Меньшая плотность, мелководное развитие некоторых членов, значительные фациальные изменения в латеральном направлении и чаще встречающиеся гряды у оболочных серий, все это свидетельствует о их возникновении в осадочных областях с меньшей интенсивностью опусканий а с более выразительными поднятиями вблизи пространств денудации — кордильер. Крижнская серия наоборот осаждалась дальше от кордильер в просторах с преобладанием опусканий. Таким способом была центральная полоса расчленена в зоны с различной тектонической активностью и морфологией дна, изменяющейся в течении седиментации. Таким образом могла в каждой из этих двух соседних областей возникнуть другая серия с фациальными соотношениями и переходами некоторых членов. На контакте этих двух серий, возникших при разной тектонической активности, создались дислокации уже часто в течении седиментации. Разная толщина и различные механические особенности близко возле себя осажденных серий, проявили себя и при более поздних горообразовательных процессах увеличением существующей, или созданием новой дисъюнктивной плоскости, вдоль которой образовались при тангенциальных давлениях сдвиги, или надвиги.

б) В последнее время мною удостоверены в Стратенских горах два важных тектонических данных: южная вергенция большей части массы мезозойных свит северогемеридной синклинали и веерообразность структуры западной части этих гор в области Бесника, в пространстве между двумя кристаллическими ядрами. Эти познания трудно согласовать с пониманием северогемеридного мезозоя в качестве лобовой части обширного спешского покрова. Также зачленение мезозоя тк. зв. серии Foederata выходящей в подошве гемеридных свит к гемеридам говорит против существования такого покрова.

Выразительная южная вергенция была известна уже раньше из внутренней части зоны утесов. Здесь тоже складки с вергенцией к внутренней части представляют одну ветвь веера послепалеогенных складок внешних Карпат.

В центральной карпатской полосе тоже описаны складки с вергенцией по направлению внутрь, но их считают только местным явлением. Главная масса, покуда она является складчатой, считается мезозоя складками, погружающимся наружу (к северу, или же к западу). В рофилях зарисовываются эти структуры как фальшивые антиклинали и синклинали. В старших работах, не оказавшихся под влиянием шаряжной теории, они зарисованы как юговергентные складки. Особенно складчатым — сдигитированным является крижнянский покров. Соотношение нижних дигитаций этого покрова с кристаллическим ядром обнаруженное на горе Иновец (Магель 1951) становится более понятным их рассматриванием как юговергентных складок.

И это находится в противоречии с шаряжной теорией. При таком понимании эти нижние дигитации субатрикса при наружной части центральной полосы представляли бы одну сторону веера, на второй стороне которого находятся складки краевого субатрикса и предверхнемеловые складки зоны утесов.

Толстые массы альба и неокома крижнянского покрова в его наружной части — вблизи к зоне утесов — едва-ли представляют собой доказательство лобовой части покрова (в смысле Гейма). Вероятнее предположение, что это явление вытекающее из перемещения главного осадочного пространства из центральной части Карпат по направлению к наружности. Удивляющим является контакт этих нижнемеловых свит субатрикса с среднемеловыми свитами зоны утесов, который припоминает нормальную стратиграфическую последовательность.

Ини на минуту нельзя сомневаться в том, что хочская единица а часто и крижнянская находятся в выразительно тектоническом положении, они являются перемещенными. Перемещения в Западных Карпатах значит неоспоримы. Наше критическое отношение к шаряжной структуре Западных Карпат неограничивается только критикой величины перемещений, или вопросами терминологии, употреблять-ли и когда употреблять названий покров и надвиг. Дело заключается прежде всего в другом взгляде на взаимоотношение отдельных единиц. Шаряжная теория выпускала из виду взаимные соотношения и подчеркивала разности. Выступление двух различных развитий близко возле себя объяснялось обыкновенно их последовательным тектоническим сближением и только изредка брались во внимание тектонические процессы в течении седиментации. Наглядным примером переоценки послеосадочных тектонических движений может служить зона утесов в общем хорошо подана в работах Д. Андрусова (1931, 1938, 1943).

Накопление нескольких развитием различных серий вплоть до нижнего мела на узкое пространство и единое развитие среднемеловых членов, которые прикрывают эти серии, вело в смысле шаряжной теории к имени о пиенинских покровов и о высокотатранском покрове, возникших между аптом и альбом. Эти взгляды находятся в полном согласии с шаряжной структурой, но они не согласны с некоторыми литологическими фактами. Свиты альба, которые должны были седиментировать, после перемещения покровов не имеют на основании члена, который может свидетельствовать о значительных изменениях палеогеографических и гидродинамических, какие должны были-бы произойти после перемещения покровов независимо от того если процесс произошел на поверхности или под прикровом моря. Единое развитие альба в нескольких сериях в сравнении с различностями в развитии старших членов было наверно вызвано тектоническими процессами. Это не должны были быть необходимо процессы революционные, но процессы направляющие ход седиментации — процессы колебательные. Ведь с подобным внезапным выравниванием фаций в сериях с различным развитием юрских членов мы встречаемся в центральной полосе в неоме. Это выравнивание в альбе еще более выразительное.

И некоторые тектонические факты противоречат существованию покровов возникших в т.к. зв. пиенинской фазе. Прежде всего нигде между альбом и старшими членами утесов не была удостоверена ангулярная дискорданция. Непонятно, почему дискорданцией себя не проявили горообразовательные процессы, которые произвели образование покровов и лежащих складок.

Следующим тектоническим фактом является участие альба и ценомана в образовании складок с вергенцией наружу, к западу, т. е. на образовании тех складок, которые сближают утесы манинские с пиенинскими (складка

Буткова, складка Манина). Эти складки возникли под влиянием тектонических послесреднемиловых процессов.

Эти соображения о зоне утесов находятся в полном согласии с новыми стратиграфическими сведениями польского геолога Биркермаера (1954). Исследования в Пиенинах привели его к заключению о переходе между нижним мелом и альбом, вследствие чего свиты альба и ценомана, т. е. до сих пор тк. зв. нижнюю оболочку утесов присоединяет к серии утесов, чем отрицает существование пиенинской фазы. Не менее интересным является его удостоверение взаимного накопления пяти серий утесов в форме чешуй и надвигов: субпиенинской, переходной, субпиенинской, двух переходных пиенинских и пиенинской. Хотя их взаимное местоположение является доказательством накопления, т. е. тектонического сближения, одновременно они являются свидетельством разнообразия и сравнительно быстрых изменений отдельных развитий.

Целый ряд фактов дает нам право критического отношения к шараянкой теории Западных Карпат. Но до сих пор еще не имеем довольно предпосылок, чтобы мы могли отступить от того или иного покрова. Надо при этом иметь в виду, что многие покровы очень сомнительны, и не только тк. зв. второстепенные, напр. шипруньский, но и сам крижнянский, т. е. такие покровы, которые были основными для объяснения структуры Западных Карпат в смысле шараянкой теории. Значит, под сомнением не только какая-нибудь интерпретация профиля, но и основные геологические вопросы, сам геологический профиль. Особенно опровержение крижнянского покрова требовало бы другую точку зрения на историю осадочного процесса и хода тектонических процессов. От этого зависит и целый ряд вопросов практическо-геологических, напр. гидрогеологических.

MICHAL MAHEL

ERWÄGUNGEN ÜBER DEN DECKENBAU DER WESTKARPATEN

Mehr als ein Halbjahrhundert werden die Karpathen für ein Zonengebirge mit ausgedehnten Decken gehalten. Schon seit Uhlig's Zeiten (1907) unterscheidet man in den Westkarpathen fünf tektonische Einheiten ersten Ranges — Decken. Es sind die Decken der äussersten Flyschzone, pieninische, tatriscie, subtatrische und gemeride Decken. Mit den fortschreitenden Forschungen hat sich die Zahl, Stellung und Benennung der Decken zweiten Ranges einzelner Grundgruppen geändert. Die Grundsätze, auf welchen die Deckentheorie in den Westkarpathen ausgearbeitet wurde, kann man folgendermassen formulieren:

a) Das Auftreten zweier durch Entwicklung verschiedenartiger Serien nahe nebeneinander wird durch ihre tektonische Annäherung verursacht.

b) Das Zonengebirge der Westkarpathen besteht aus einer Reihe tektonischer Einheiten — Decken mit lithologischen und tektonischen Kennzeichen, die für ihre Überschiebung aus den Sedimentationsräumen nach aussen (Norden, eventuell nach Nordwesten) zeugen.

Einnige neue Erkenntnisse führen uns aber zu einer kritischeren Stellungnahme zu diesen Grundsätzen:

a) Die Studien, welche ich im Gebirge Stratská hornatina — im Mesozoikum der nordgemeriden Synklinale durchgeführt habe, bezeugen das Auftreten von drei Entwicklungen nebeneinander mit schnellen gegenseitigen Übergängen. Einzelne Entwicklungen sind dabei auf tektonische Strukturen zweiten Ranges gebunden. Der Kontakt dieser Strukturen und dadurch auch der Entwicklungen, wird im Querprofil am meisten durch eine disjunktive Fläche der Überschiebung, eventuell eines kleineren Aufschubes, besorgt. Analoge Erscheinungen befinden sich auch im südslovakischen Karst (laut der Mitteilung von Bystrický) und auch im Podhale Flysch des Levoča-er Gebirges (laut Mitteilung von Ilavský).

Diese Erkenntnisse führen uns zum Suchen der Ursachen für das Auftreten von zwei verschiedenartigen Entwicklungen nebeneinander in den Sedimentationsbedingungen selbst und nicht in ihrer weitgreifenden tektonischen Annäherung. Dafür möchten auch die bedeutenden faziellen Verschiedenheiten der Serien in der engen Klippenzone zeugen.

Das regt uns auch an nach den gegenseitigen Beziehungen zwischen den Einheiten der Zentralzone, wo die Überschiebung der subtatrischen Serien über die sedimentär und tektonisch mit den kristallinen Kernen zusammengeknüpften Hüllenserien vorausgesetzt wird, zu forschen. Die letzten werden zusammen mit den Kernen für tektonische Fenster gehalten, die von der Masse der unteren subtatrischen Križna-Decke, welche wenigstens auf eine Entfernung von 50 km überschoben wurden, emportauchen. Aber einige Fakten zeugen auch hier gegen eine weitgreifende tektonische Annäherung. Das betrifft vor allem das Verhältnis der Hüllenserien zu der Križna-Serie. Nach den bisherigen Ansichten lag der ursprüngliche Sedimentationsraum der letztgenannten südlich von der Tatridenzone und sie wurde von dort auf die tatrischen Einheiten — Hüllenserien vierfacher Entwicklung (Ďumbier, Šipruň, Lubochňa, Hohe Tatra) — überschoben. Aber ein kritischerer Blick auf die Hüllenserien führt uns zu einem anderen Abschlusse. Die inneren Kerne haben entweder überhaupt keine Hüllenserie (das Kristallinikum von Staré Hory, Žiar), oder für solche werden nur die unter- und mitteltriadischen Glieder, welche zu der Križna-Einheit angehören könnten (größerer Teil der Niederen Tatra und des Tribeč-Gebirges), gehalten. In den Räumen, wo sich die kompletteren Hüllenserien befinden, ist ihre Entwicklung auch der Križna-Serie nahe (Serie der Červená Magura am nordwestlichen Abhange der Niederen Tatra, analoge Schichtenfolge am Zobor bei der südwestlichen Beendigung des Tribeč-Gebirges, die Serie von Šipruň in dem Massive von Lubochňa). Aber nicht einmal alle sogenannten äusseren Kerne besitzen eine ausdrucksvollere Hüllenserie (Kleine Fatra, Branisko). Diese ist aber in den Gebirgen Hohe Tatra, Strážovská hornatina, Inovec und Kleine Karpathen entwickelt. Die Hüllenserien weisen aber in diesen Gebirgen fazielle Veränderungen aus und nähern sich durch ihre lokale Entwicklungen der Križna-Serie an.

So ein Standpunkt führt uns nicht nur zum Suchen fazieller Beziehungen zwischen den Hüllenserien und der Križna-Serie, sondern auch zu der Bestrebung den Sedimentationsraum der Križna-Decke in der Zone der Tatriden zu lokalisieren. Geringere Mächtigkeit, seichtwasserigere Entwicklung mancher Glieder, bedeutende fazielle Veränderungen in lateraler Richtung und häufigere Hyaten bei den Hüllenserien, das alles bezeugt ihren Ursprung in Sedimentationsgebieten mit kleinerer Senkungsintensität und mit ausdrucksvolleren Hebungen in der Nähe der Denudationsräume — der kordillieren. Die Križna-Serie sedimentierte im Gegenteil weiter von den Kordillieren, in Räumen mit überwiegenden Senkungen. Die Zentralzone wurde in so einem Falle in Zonen mit verschiedenartiger tektonischer Aktivität und Morphologie des Grundes, welche sich während der Sedimentation änderten, zergliedert. Auf diese Weise konnten in diesen zwei Nachbargebieten verschiedene Serien mit faziellen Beziehungen und Übergängen mancher Glieder, sedimentieren. An der Berührung dieser zwei, bei verschiedener tektonischen Aktivität entstandenen Serien, haben sich oft schon während der Sedimentation Dislokationen gebildet. Die unterschiedliche Mächtigkeit und auch mechanische Eigenschaften der nahe nebeneinander abgelagerten Serien haben sich dann auch bei den späteren gebirgsbildenden Prozessen durch die Betonung der bereits existierenden, oder neugebildeten disjunktiven Fläche, längs welcher es bei den tangenzialen Drücken zur Bildung einer Überschiebung, eventuell Aufschiebung gekommen ist, kundgegeben.

b) In der letzten Zeit habe ich im Gebirge Stratsenská hornatina zwei wichtige tektonische Erkenntnisse festgestellt: eine südliche Vergenz der überwiegenden Masse der mesozoischen Schichten der nordgermeriden Synklinale und den fächerförmigen Bau im westlichen Teil dieses Gebirges in der Umgebung des Passes Besník, im Raume zwischen zwei kristallinen Kernen. Diese Erkenntnisse kann man schwer mit der Auffassung des nordgermeriden Mesozoikums, als frontalen Teil der ausgedehnten Zipser

Decke, zusammenstimmen. Auch die Eingliederung des Mesozoikums, der sogenannten Förderata-Serie, welche im Liegenden der gemeriden Schichtenkomplexe auftritt, zu den Gemeriden (Maheľ 1955), spricht gegen die Existenz so einer Decke.

Eine ausdrucksvollere südliche Vergenz ist schon längst aus dem inneren Teil der Klippenzone bekannt. Auch hier stellen die Falten mit der Vergenz ins Innere einen Ast des Fächers nachpaläogener Falten der äusseren Karpathen dar.

Aus der zentralen Zone der Karpathen wurden zwar auch Falten mit der Vergenz gegen das Innere beschrieben, sie werden aber nur als eine lokale Erscheinung betrachtet. Die Hauptmasse des Mesozoikums, soweit sie gefaltet ist, wird für Antiklinalen, welches sich nach aussen untertaucht (nach Norden, eventuell nach Westen), gehalten. In den Profilen zeichnen sich also diese Strukturen als falsche Antiklinalen und Synklinalen. In den älteren Arbeiten, die durch die Deckentheorie nicht beeinflusst wurden, sind sie aber als südvergente Falten gezeichnet. Besonders ausdrucksvoll gefaltet und digitiert ist die Krížna-Decke. Die am Inovec konstatierte Beziehung der unteren Digitationen dieser Decke zum kristallinen Kern (Maheľ 1951) wird begreiflicher, wenn man sie als südvergente Falten annimmt. Auch das ist im Widerspruch mit der Deckentheorie. Bei so einer Begreifung möchten diese unteren Digitationen des Subtatrikums am Äusseren der Zentralzone eine Seite des Fächers darstellen, dessen zweite Seite die Falten des randlichen Subtatrikums und die voroberkretazischen Falten der Klippenzone bilden.

Mächtige Massen der Alb- und Neokom-Schichten der Krížna-Decke in ihrem äusseren, in der Nähe der Klippenzone gelegenen Teil, sind kaum ein Zeugnis des frontalen Teiles der Decke (im Sinne von Heim). Es handelt sich eher um eine Erscheinung, die aus der Migration des Hauptsedimentationsraumes aus dem Zentralteil der Karpathen nach aussen folgt. Überraschend ist der Kontakt dieser unterkretazischen Schichtenfolgen des Subtatrikums mit den mittelkretazischen Schichten der Klippenhülle, der an eine normale stratigraphische Folge erinnert. Keinen Moment kann man an der Tatsache zweifeln, dass die Choč- und nicht selten auch die Krížna-Einheit eine ausdrucksvoll tektonische Lage einnehmen und übergeschoben wurden. Überschiebungen sind also in den Westkarpathen unanfechtbar. Unser kritischer Standpunkt zu dem Deckenbau der Westkarpathen beschränkt sich jedoch nicht nur auf die Kritik der Grösse der Überschiebungen, beziehungsweise auf die Frage der Terminologie, ob und wann man die Benennung Decke und wann Aufschiebung benützen soll. Es handelt sich vor allem um einen anderen Standpunkt zu den Beziehungen zwischen den einzelnen Einheiten. Die Deckentheorie hat zur Unterlassung der Beziehungen, zur Betonung der Verschiedenheiten geführt. Das Auftreten von zwei verschiedenartigen Entwicklungen nebeneinander hat man gewöhnlich in ihrer späteren tektonischen Annäherung gesucht und nur selten hat man die tektonischen Prozesse während der Sedimentation in Betracht genommen. Ein gutes Beispiel der Überschätzung postsedimentärer tektonischer Bewegungen ist die Klippenhülle, die im grossen und ganzen in den Arbeiten von D. Andrusov (1931, 1938, 1943) schön verarbeitet ist.

Das Anhäufen von einigen, durch die Entwicklung bis zur Unterkreide verschiedenen Serien auf einem schmalen Raum, und die einheitliche Entwicklung der Mittelkreideglieder, die diese Serien bedecken, das hat im Sinne der Deckentheorie zu der Ansicht über die pieninischen Decken und über die hochtatriische Decke, welche zwischen Apt und Alb entstanden sind, geführt. Diese Ansicht ist zwar im vollen Einklange mit dem Deckenbau, aber nicht mit einigen lithologischen Fakten. Die Albschichten, die nach der Deckenüberschiebung sedimentieren sollten, haben auf der Basis kein Glied, das über die weitgreifenden paläographischen und hydrodynamischen Änderungen zeugen könnte, welche dringlich nach der Deckenüberschiebung, ob sie sich an der Oberfläche, oder unter der Meeresoberfläche abgespielt hat, eintreten müssten. Die einheitliche Albentwicklung in einigen Serien, im Vergleich mit den Unterschieden der Entwicklungen älterer Glieder, wurde sicherlich durch tektonische Prozesse ver-

ursacht. Es mussten keine Revolutionsprozesse, sondern Prozesse, die den Verlauf der Sedimentation gleichgerichtet haben — schwankende Prozesse sein. Mit so einem plötzlichen Ausgleichen der Fazien in den Serien mit verschiedenartigen Entwicklungen der Juraglieder, begegnen wir uns doch auch in der Zentralzone während des Neokoms. Dieses Ausgleichen ist im Alb noch ausdrucksvoller.

Auch manche tektonische Fakten sprechen gegen die Existenz von Decken, die während der sogenannten Pieninischen Phase entstanden sind. Vor allem wurde zwischen Alb und den älteren Klippenglieder nie eine angulare Diskordanz festgestellt. Es ist unbegreiflich, dass sich die gebirgsbildenden Prozesse, welche die Entstehung der Decken und liegenden Falten hervorgerufen haben, nicht durch eine Diskordanz erwiesen hätten.

Ein weiterer tektonischer Fakt ist die Teilnahme von Alb und Cenoman am Aufbau der Falten mit der Vergenz nach aussen — nach Westen, also bei der Bildung der Falten, welche die Klippen von Manín und der Pieninen annähern (die Falte von Butkov und Manín). Diese Falten sind unter dem Einfluss tektonischer nachmittelkretazischer Prozesse entstanden.

Diese Erwägungen über die Klippenzone sind im vollen Einklang mit den neuen stratigraphischen Erkenntnissen des polnischen Geologen Birkermayer (1954). Die Studien in den Pieninen haben ihn zu der Auffassung über allmählichen Übergang zwischen Unterkreide und Alb geführt. Infolge dessen reiht er die Alb- und Cenomanschichtenfolge, d. h. die bisherige sogenannte untere Klippenhülle zu den Klippenserien, wodurch er die Existenz der Pieninischen Phase bestreitet. Nicht weniger interessant ist auch seine Feststellung der schuppenförmigen Anhäufung und Aufschiebungen von fünf Klippenserien: der subpieninischen, der subpieninischen Übergangs-, von zwei pieninischen Übergangs- und der pieninischen Serie. Ihre gegenseitige Lagen zeugen zwar für ihre Anhäufung, also eine tektonische Annäherung, aber gleichzeitig sind sie ein Zeugnis der Verschiedenheit und verhältnismässig schneller Änderungen der einzelnen Entwicklungen.

Eine ganze Reihe von Tatsachen berechtigt uns zu einem kritischen Standpunkt zur Deckentheorie der Westkarpathen. Vorläufig ist aber ungenügend Material vorhanden, um die Existenz der einen oder der anderen Decke fallen zu lassen. Man muss aber in Rücksicht nehmen, dass manche Decken zweifelhaft sind und zwar nicht nur einige sogenannte „untergeordnete“ Decken, wie z. B. die Šipruň-Decke, sondern auch solche, wie die pieninischen und die Křižna-Decke selbst, also diejenigen, welche als Basis für die Interpretation des Baues der Westkarpathen im Sinne der Deckentheorie dienen. Es gibt also Zweifel nicht nur über irgendwelche Interpretation des Profiles, sondern über die tektonischen Grundfragen, über das geologische Profil selbst. Besonders die Widerlegung der Křižna-Decke möchte einen anderen Standpunkt zu der Historie des Sedimentationsprozesses und des Verlaufes der tektonischen Prozesse erfordern. Davon aber hängt eine ganze Reihe praktisch-geologischer, z. B. hydrogeologischer Fragen ab.

Geologisches Institut Dionys Štúr's, Bratislava

JÁN BYSTRICKÝ

PRÍSPEVOK KU STRATIGRAFII JUHOSLOVENSKEHO KRASU

(Tabuľka I—IV, mapa, ruské a nemecké resumé)

Pre štúdium stratigrafie Juhoslovenského krasu severná časť Plešiveckej planiny je veľmi vhodným terénom. Sú tu zastúpené a vrásnením takmer nepostihnuté všetky útvary triasu, známe dosiaľ z Juhoslovenského krasu od zeisu až do najvyššej časti ladinu, obsahujúce na celom rade lokalít veľa skamenelín. Nález skamenelín v spodnom triase a potom najmä vo svetlých vápencoch anisu umožnil im ich podrobnejšie rozčleniť.

Toto sa úplne líši od stratigrafie, ktorú podal Šuf (1935, 1936). Tento na severnom svahu Plešiveckej planiny zistil zastúpenie zóny *decurtata* a *trinodosus* v *guttensteinských* vápencoch. Vystupovanie oboch týchto zón anisu v súvrství, ktoré Šuf (1935) označil ako „*guttensteinské vápence*“, sa vylučuje, pretože de facto ono patrí spodnému triasu-kampilu. Zóna *Rhynchonella decurtata* a *Ceratites trinodosus* na severnom svahu Plešiveckej planiny a vôbec v Juhoslovenskom krase vystupuje oveľa vyššie, až vo svetlých vápencoch nad tmavošedými dolomitmi, ktoré spolu s *guttensteinskými* vápencami v ich podloží zastupujú spodný anis.

Stratigrafické pomery Plešiveckej planiny, ktoré tu podávam, zhodujú sa v celku s podaním Balogha (1950) a s výnimkou spodného triasu aj s podaním Bartka (1953). Bartkove členenie spodného triasu Plešiveckej planiny sa opiera o Šufom (1935, 1936) uvádzanú *Pseudomonotis clarai* Emmr. Avšak na rozdiel od Šufa a potom aj Bartkóa piesčité súvrstvie nimi kladené ku zeissu počítam za kampilské, pretože som v ňom našiel len kampilské formy, predovšetkým amonitov. Šufom (1935, 1936) uvádzaná *Pseudomonotis clarai* Emmr. pravdepodobne sa v tomto súvrství ani nevyskytuje. Súvrstvie, v ktorom by sa mala vyskytovať, je totiž totožné so súvrstvím, z ktorého Šuf (1935) uvádza faunu *Myophoria* s *Rhynchonella decurtata* Gir. Je pravdepodobnejšie, že uvedené piesčité súvrstvie zastupuje spodnejšiu časť kampilu, ktorá smerom do nadložía prechádza do vrstiev slienito-flovitých bridlíc, s polohami šedých až tmavošedých vápencov vyššej časti kampilu.

Nález *Natica* sp. v guttensteinských vápencoch svedčí, že spolu s nadložnými dolomitmi reprezentujú spodnú časť anisu zónu *Natica stanensis*. Vo svetlých vápencoch s polohami svetlých zrnitých dolomitov vystupuje potom zóna *decurtata* vo vývoji svetlých vápencov s brachiopódami, drobnými lamelibranchiátami a s ojedinelými amonitmi *Norites aspidoides* Arth. Trinodózová zóna vystupuje vo vývoji červenkastých, hľuznatých vápencov s polohami lavicovitých svetlých vápencov s červenými rohovcami na báze alebo aj vo vyšších častiach. Je preukázaná najmä faunou amonitov *Ptychites flexuosus* Mojs., ktoré sú predmetom osobitnej štúdie akademika Andrusova. Okrem tohto faciesu vystupuje pravdepodobne aj vo faciese svetlých, nezreteľne vrstevnatých vápencov s faunou amonitov (bližšie pre zlé zachovanie neurčiteľných), ktoré sa vyskytujú na vrchole a v najvyšších častiach južného svahu Bércu (kóta 846) ako podložie tmavých, lavicovitých vápencov s rohovcami. Na východnom svahu Plešiveckej planiny v malom útržku (JZ od Brzotína) svetlých vápencov vyskytuje sa fauna brachiopód, takmer zhodná s faunou západného svahu (záp. svahu kóty 802) s tým, že sa tu objavujú aj formy mladšie, *Rhynchonella trinodosi* Bittn. *Rhynchonella teutonica* Bittn. atď., ktoré poukazujú na to, že trinodózová zóna môže byť zastúpená aj vo fáci brachiopódových vápencov. Ladin vystupuje vo vývoji tmavých lavicovitých vápencov v spodnej časti s rohovcami, vo vyšších polohách bez rohovcov.

Rohovcovú časť súvrstvia kladím v zhode s Baloghom (1950, 1933) do spodného ladinu, bezrohovcovú časť do stredného ladinu. Pre ťažkosti odlišovania oboch oddielov v teréne oba sú v mape (tab. XI.) zahrnuté spolu ako spodný a stredný ladin.

Komplex svetlých vápencov v nadloží tmavých lavicovitých vápencov stredného ladinu patrí podľa nálezov Bartkóa (1953) najvyššiemu ladinu, ale z väčšej časti snáď aj vrchnému triasu, karn-noriénu. Pre určenie ich príslušnosti ku vrchnému triasu budú potrebné ešte ďalšie zbery skamenelín. Tieto sa obmedzujú zatiaľ na niekoľké, nie celkom dobre zachované *Halobie* od Nagyhegyesu a Kishegyesu, ktoré som našiel vo svetlých lumachelových vápencoch a najmä o Piom určované riasy, ktoré uvádza Bartkó (1953).

Faunu amonitov zo všetkých, v práci uvádzaných lokalít určoval akademik Andrusov, začo mu pri tejto príležitosti vyslovujem úprimnú vďaku.

Spodný trias

D. Štúr (1869) geologických pomerov Juhoslovenského krasu sa dotýka len veľmi zbežne. V jeho najsevernejšej časti, na styku s paleozoikom Spišsko-gemerského rudohoria, konštatuje vystupovanie verfenských vrstiev južne od Rakovnice (Rekene) a Drnavy. Zo skamenelín, ktoré v nich našiel na severnom svahu Plešiveckej planiny,

uvádza: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Natiria costata* Münst., *Myophoria costata* Zenk. a *Ceratitov*.

Neskoršie našiel Maderspach (1879) verfénske skameneliny aj na Tetöcske a Nyergeshegyu (západne od Rožňavy) a tak dokázal, že aj vrstvy, predtým pokladané za karbónske, patria ku spodnému triasu.

Aj keď Štúrov opis verfénskych vrstiev je veľmi stručný, z neho vidieť, že vo verféne severného svahu Plešiveckej planiny vystupujú dve, petrograficky dosť odlišné súvrstvia. Šedozelené pieskovce s *Anodontophora fassaensis* Wissm. zastupujú podľa neho spodnú časť verfénu, kým jeho vrchnú časť tvoria vápenité sliene s *amonitmi*. Štúr (1869) ich určuje ako *Ceratites*. Pravdepodobne však ide skôr o Tirolitov alebo Dinaritov — (pozn. autora) a *Natiria costata* Münst., medzi ktorými vystupujú polohy tmavošedých slienitých vápencov s početnými *Myophoria costata* Zenk.

Stürzenbaum (1879) a po ňom aj Acker (1906) rozlišujú vo verféne okolia Drnavy tiež dva horizonty. Stürzenbaum ku spodnému horizontu počíta červené bridlice s *Anodontophora fassaensis* Wissm. a s *Posidonomyami*, ku vrchnému horizontu zase šedé vápenité bridlice s *Natiria costata* Münst. a s *amonitmi*. Vcelku teda Stürzenbaumovo rozdelenie verfénu sa od Štúrovho ničím nelíši. Acker, ktorému sa vo verféne okolia Drnavy nepošťastilo nájsť skameneliny, pri členení verfénu sa opiera čiste o petrografický charakter jednotlivých vrstiev a rozlišuje:

- a) horizont spodný: 1. svetlé žltozelené bridlice,
2. červené pieskovce,
- b) horizont vrchný: 3. piesčité bridlice,
4. vápenité bridlice,
5. bridličnaté vápence.

Pre označenie oboch oddielov verfénu alpskú nomenklatúru zavádza Vitális (1909), ktorý spodný horizont označuje už ako zeiss a vrchný ako kampil. Zeiss charakterizujú najmä červené pieskovce a piesčité bridlice so *Pseudomonotis clarai* Emmr., kým kampil lupienkovité sliene a slienité vápence s *Myophoriami*, *Natiria costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hau., *Tirolites* sp. a *Dinarites* sp.

Tohto pomenovania oboch oddielov verfénu sa pridrižujú potom už takmer všetci autori, ale pre plynulý prechod zeissu do kampilu hranica medzi nimi zostáva stále ešte konvencionálna.

Zeiss.

Je zastúpený červenými pieskovcami, červenkastými kremencami a pestkými bridlicami. Jeho vystupovanie na východnom svahu Nyergeshegyu (oproti železničnej stanici Rožňava) a na kóte 333 bolo známe už Ackerovi (1907).

Ďalšia lokalita zeissu toho istého vývoja bola zistená pri vľajšom geologickom mapovaní na severnom svahu Plešiveckej planiny medzi Štítnikom a Honcami (Genčom), kde pestré bridlice spolu s rádioláritmi a červenkastými kremencami vystupujú v podobe slabého a do karbónu tektonicky uškripaného pruhu (v sedielku SSZ od kóty 481), prípadne v nadloží karbónskych vápencov, budujúcich kótu 430.

K zeissu by sa snáď mohli počítať pieskovce a bridlice západného úpätia Plešiveckej planiny, vynárajúce sa v malých odkryvoch spod svahových sutín v okolí kóty 288 (JJV od Štítnika).

Šuf (1935) naproti tomu k zeissu počíta piesčité a ílovité bridlice, vystupujúce na severnom svahu Plešiveckej planiny, ktoré majú obsahovať

faunu, ktorú našiel: *Pseudomonotis clarai* E m m r., *Pseudomonotis telleri* B i t t n., *Anodontophora fassaensis* W i s s m., *Pecten* sp., *Natiria costata* M ü n s t., *Turbo rectecostatus* H a u., a *Myophoria costata* Z e n k.

B a r t k ó o v e (1953) konštatovania zeissu na severnom svahu Plešiveckej planiny sa opierajú predovšetkým o Š u f o m (1935, 1936) uvádzanú faunu *Pseudomonotis*ov, keďže sám okrem *Lingula tenuissima* B r. v pestrých bridliciach zeissu na Nyergeshegyu skameneliny v zeisse nikde nenašiel. Za najspodnejší horizont zeissu pokladá žltkasté lupienkovité sliene, odkryté Genčským potokom pri mlyne, ktoré majú byť podľa neho bez skamenelín. K vrchnej časti zeissu počíta potom červené ílovité bridlice, miestami piesčité, ktoré podľa Š u f a (1935, 1936) obsahujú *Pseudomonotis clarai* E m m r.

Spodný kampil.

Okrem vrstiev zeissu v typickom vývoji na lokalitách prv spomenutých (východný svah Nyergeshegyu a oblasť južne od Honcov), v ktorých okrem rádiolárií som žiadne skameneliny nenašiel a vrstiev kampilu, vynajúcich sa tu svojím bohatstvom lokalít na skameneliny, ako to ostatne vidieť z dát Š t ú r o v ý c h, M a d e r s p a c h o v ý c h, Š u f o v ý c h a B a r t k ó o v ý c h, vystupuje vo verféne severného svahu Plešiveckej planiny ešte mohutné piesčité súvrstvie, ktorého časť kladie Š u f (1935) k zeissu, časť ku kampilu alebo aj do guttensteinských vápencov. B a r t k ó (1953) jeho spodnú časť počíta k zeissu, vrchnú ku kampilu, za bázu ktorého pokladá červené vápence s *Myophoriami* a najmä s *Heminajas balatonis* F r e c h.

Toto súvrstvie, líšiac sa svojím vývojom od vrstiev zeissu, ako aj od vrstiev kampilu, skladá sa z červenkastých sľudnatých ílovitých bridlic, ružovkastých, šedých, prípadne aj svetlých, lavicovitých až doskovitých vápencov, so silne sľudnatým povrchom lavíc, zo žltozelenkastých sľudnatých bridlic a konečne z červených vápencov, ktoré prvýkrát spomína zo severného svahu Plešiveckej planiny B a r t k ó (1953).

Jeho pruh o ca 100 m mocnosti sa tiahne oblúkovite v mase sedimentov kampilu z oblasti západne od Brzotína smerom na SSZ ku Rožňavskému Bystrému, kde pri kóte 361 zasahuje až do Genčského potoka. Od Rožňavského Bystrého na západ až po Honce (Genč) v jeho podloží vystupujú fylity karbónu (južne od kóty 385 a JV od Honcov). Pretože styk fylitov karbónu, ako aj sedimentov kampilu oblasti Roveň (kóta 529) je s piesčitým súvrstvom tektonický, vlastné jeho podložie je neznáme, keďže na povrch nikde nevystupuje. Pravdepodobne sú ním pestré bridlice v nadloží karbónskych vápencov kóty 430.

Podobnosť niektorých členov piesčitého súvrstvia s vrstvami zeissu, ako aj jeho styk s fylitmi karbónu pri Rožňavskom Bystrom bola pravdepodobne hlavným dôvodom jeho začlenenia k zeissu. (Odhladiac od Š u f o m uvádzaných *Pseudomonotis clarai* E m m r.) Š u f (1935) a potom

aj Bartkó (1953) vedú profily severným svahom Plešiveckej planiny totiž práve týmto miestom.

Avšak aj keď niektoré vrstvy piesčitého súvrstvia, sú to najmä červené sľudnaté bridlice, svojím vzhľadom do značnej miery pripomínajú bridlice zeissu, jeho celkový charakter je silne vápenitý. Červené sľudnaté bridlice vytvárajú v ňom tu slabšie, tam zase mocnejšie polohy medzi lavicovitými a doskovitými vápencami so sľudnatým povrchom. Červené vápence, ktoré Bartkó (1953) pokladal za bázu kampilu, vystupujú väčšinou asi v polovici súvrstvia. Sú hrubolavicovité, ich červená farba miestami prechádza do šedej.

Vrstevný sled spomínaného súvrstvia možno sledovať v rade dobrých odkryvov, najmä v zárezoch ciest a v roklinách potokov. Najlepšie odkryvy sú JZ od Rakovnice (Rekene) a západne od Kružnej (Kerešoviec), kde vytvárajú malé, morfológicky výrazné kopčeky.

Skameneliny, ktoré som v piesčitom súvrství našiel, pochádzajú najmä z lokalít JZ od Rakovnice, JZ od Kružnej (Kerešoviec) a južne od Rožňavského Bystrého.

JZ od Rakovnice (Rekene) na rázsoche medzi kótami 511 a 492, v podloží červených, hrubolavicovitých vápencov, ktoré Bartkó (1953) kladie do bázy kampilu, našiel som: v ružovkastých, lavicovitých až doskovitých vápencoch so sľudnatým povrchom —

Myophoria costata Zenk.,

Natiria costata Münst.,

Tirolites sp.

V zelenkastých bridliciach, vystupujúcich v nadloží prv spomenutých, avšak v tesnom podloží červených, hrubolavicovitých vápencov *Tirolites* sp.

Hrubolavicovité červené vápence, vystupujúce na tejto rázsoche, obsahujú bohatú faunu lamelibranchiát, najmä *Myophorii*, avšak pre krehkosť ich lastúr nepodarilo sa mi z nich dostať určiteľné exempláre. Bartkóom uvádzaná fauna pochádza pravdepodobne z tejto lokality.

Natírie sú zvlášť hojné na východnom svahu kóty 451, kde sa vyskytujú v lumachelových hniezdach.

JZ od Kružnej (Kerešoviec) v malej jame, nachádzajúcej sa JZ od kóty 367, vystupujú v nadloží hrubolavicovitých červených až šedých vápencov doskovité vápence s preplástkami červených, sľudnatých bridlíc a bridličnatých vápencov. V nich som našiel *Myophoria costata* Zenk. V červených sľudnatých bridliciach v podloží hrubolavicovitých vápencov zase množstvo navetralých, avšak neurčitelných *Myophorii*.

Južne od Rožňavského Bystrého v poľnej ceste, idúcej od kóty 361 na juh som zbieral v zelených sľudnatých bridliciach (Šufom kreslených v mape ako zeiss) *Turbo rectecostatus* Hau. a v hnedastých vápenitých pieskovcoch

drobné lamelibranchiáta? *Myophoria costata* Zenk. Ďalej v piesčitých sľudnatých bridliciach som zbieral:

Natiria costata Münst.,

Gervilleia sp.,

Tirolites spinosus Mojs.

a v šedých, miestami červenkastých vápencoch, ktoré Šuf (1935) pokladá za guttensteinské, na lokalite uvádzanej Šufom (1935, 1936):

Pseudomonotis sp. (*inaequicostata*? Ben.)

Gervilleia cfr. *exporecta* Leps.,

Gervilleia sp.,

Natiria sp. (*costata*? Münst.)

a množstvo *Myophorií*.

Uvedené vápence čo do svojho vývoja a obsahu fauny úplne sa zhodujú s vápencami od Rakovnice.

V celom piesčitom súvrství nepodarilo sa mi nájsť *Pseudomonotis clarai* Emmr. Naproti tomu našiel som v ňom len skameneliny charakteristické pre kampil: *Natiria costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hau., *Myophoria costata* Zenk. a *Tirolites* sp., *Tirolites spinosus* Mojs., *Gervilleia* cfr. *exporecta* Leps; *Pseudomonotis*? *inaequicostata* Ben.

Výskyt amonitov v podloží hrubolavicovitých červených, inde aj šedých vápencov, ktoré Bartkó (1953) kladie do bázy kampilu, svedčí, že celé piesčité súvrstvie zastupuje kampil, a to jeho spodnú časť, keďže smerom do nadložia pozvoľna prechádza do vrstiev kampilu obvyklého vývoja, lemujúcich gutteinsteinské vápence Plešiveckej planiny.

Lokality skamenelín, ktoré Šuf (1935, 1936) našiel na severnom svahu Plešiveckej planiny, nachádzajú sa prevažne v tomto piesčitom, spodnokampilskom súvrství. Lokalita s faunou: *Myophoria* sp., *Myophoria laevigata* Zieth., *Myophoria cardissoides* Schloth., *Rhynchonella decurtata* Gir. a *Natica gregaria* (Schloth.) pochádza zo šedých, hrubolavicovitých vápencov tohto súvrstvia. Výskyt *Rhynchonella decurtata* Gir., pretože tu de facto ide o vápence spodného triasu, vylučuje sa, podobne ako aj výskyt Ceratitov (*Ceratites trinodosus*?), o ktorom oprávnene vyslovil svoje pochybnosti už Roth (1939). *Rhynchonella decurtata* Gir. vystupuje v triase Juhoslovenského krasu oveľa vyššie, vo svetlých vápencoch v nadloží tmavošedých dolomitov a nikde nie v spoločenstve s *Myophoriami*.

Bartkó (1953), pridržiavajúc sa Šufových nálezov *Pseudomonotis clarai* Emmr., žltkasté lupienkovité sliene v Genčskom potoku pri mlyne pokladá za bázu zeissu. Z jeho opisu však nie je možné zistiť, o ktorú lokalitu presne ide. Pravdepodobne tým myslí bridlice odkryté v malých lomoch pri mlyne západne od Rakovnice, neďaleko kóty 361. Tu však v žltozelenkastých bridliciach s fukoidovým povrchom som našiel úlomky amonitov a v tmavošedých vápencoch *Natiria costata* Münst. Spomenutá lokalita pri mlyne v Genčskom potoku západne od Rakovnice patrí teda

tiež ku kampilu, ku jeho vyššej časti, ktorá sem zasahuje z oblasti Roveň (kóta 529). Jeho vystupovanie v podloží piesčitého súvrstvia má tektonický charakter. Tektonický styk vrstiev kampilu oblasti Roveň-Szólóhegy s piesčitým súvrstvom možno pozorovať na početných odkryvoch, najmä v sedle kóty 496 (západne od Roveň, kóta 529) a potom na rássoche medzi kótami 511 a 492. Pribeh smerných dislokácií, oddeľujúcich obe súvrstvia, je S-J alebo SZ-JV.

Súvrstvie podobného charakteru nachádzame aj na severnom svahu Silickej planiny, a to v dolnej časti Jovického (Jolesského) závozu a južne od Harangózo ps. Tu však už nedosahuje takú pozoruhodnú mocnosť ako na Plešiveckej planine a skameneliny sa mi v ňom nepodarilo nájsť. Jeho podloží sú aj tu sedimenty, aké nachádzame takmer všade vo vyšších polohách kampilu, najmä sú to zelenkasté fukoidové bridlice.

Vrebný kampil.

Väčšinu územia spodného triasu zaberajú v mapovanom území sedimenty kampilu normálneho vývoja. Tieto, ako bolo už spomenuté, vystupujú v nadloží spodnokampilského piesčitého súvrstvia, ako aj v oblasti Roveň-Szólóhegy a na západných svahoch Nyergeshegy a Testőcske. Okrem severného svahu Plešiveckej a Silickej planiny vystupujú v mohutných antiklinálach Silica—Gombasek, Nováčany—Pašková a v malej, do paleozoika zavrásnenej synklinále východne od Rozložnej (kóta 361). Vrstvy kampilu, ako to uvádzajú už najstarší autori, vyznačujú sa silne vápenitou sedimentáciou. Polohy piesčitejšie, prípadne polohy pieskovcov nevystupujú vo všetkých profiloch, ale majú len lokálny význam (Balogh 1945). K nim možno počítať zelenkasté a žltozelené sľudnaté bridlice vo východnej časti Roveň (kóta 529) a na JZ svahu Nyergeshegy, ktoré Šuf (1935) kladie do vrstiev zeissu.

Celé súvrstvie kampilu sa skladá na severnom svahu Plešiveckej planiny, ako aj na severnom svahu planiny Silickej z ílovitých a slienitých šedých bridlíc striedajúcich sa s polohami šedých a tmavošedých vápencov. Vápencových polôh smerom do nadložia stále pribúda, nadobúdajú väčšie mocnosti a tak pozvoľna kampilské súvrstvie prechádza do tmavých vápencov guttensteinských. Homolom (1951) spomínané bunkovité dolomity, ktorými sa má končiť sedimentácia kampilu, v mapovanej oblasti som nepozoroval.

Vyššia časť kampilu pre svoj značný obsah vápencových polôh bola pokladaná staršími autormi (Acker 1907) a posledne Šufom (1935, 1936) za stredný trias.

Za bázu kampilu severného svahu Plešiveckej planiny pokladá Bartkó (1953) už niekoľkokrát spomínané červené vápence, vystupujúce v piesčitom súvrství, ktoré sa vyznačujú značným obsahom skamenelín, najmä Myophorií. Zdôvodňuje to výskytom *Heminajas balatonis* Frech, ktorá v Csopaku sa vyskytuje tiež na rozhraní zeissu a kampilu. Ku strednému kampilu počíta potom lupienkovité sliene s *Natiria costata* Münst. a ku

vrchnému kampilu lupienkovité sliene s lavicami vápencov, s hieroglyfmi a faunou lamelibranchiát, gastropód a najmä amonitov.

Že aj časť piesčitého súvrstvia v podloží červených vápencov s *Hemina-jas balatonis* F r e c h. patrí tiež ku kampilu, bolo spomenuté už v predošlom.

Zelené bridlice, podobne ako aj svetlošedé lavicovité vápence kampilu, vyznačujú sa silne fukoidovým povrchom svojich lavíc a značným obsahom valcovitých vápencových útvarov neznámeho pôvodu. Tohto, pre kampilské sedimenty dosť charakteristického znaku, všimol si už Š u f (1935) a potom B a l o g h (1945). Krinoidové vápence boli zistené na severnom svahu Plešiveckej planiny južne od Honcov (Genča), avšak jedine v sutine, takže ich pozícia zostáva zatiaľ nejasná.

Skameneliny som zbieral v oblasti Roveň-Szólóhegy, medzi Rakovnicou a Kružnou, ako aj v nadloží piesčitého súvrstvia.

Na JV s v a h u S z ó l ó h e g y u som našiel v malých lomoch *Natiria costata* M ü n s t., a to v žltých až šedých, tenkolavicovitých vápencoch a v žltozelených, sľudnatých fukoidových bridliciach. V poslednom prípade sa vyskytujú spolu s amonitmi. Tieto formy sa vyskytujú aj v ceste z Kružnej na kótu 367 a na kóte 341 (južne od Kružnej), ako aj na hrebeni Roveň, medzi kótami 396 a 430. O ich prítomnosti v lomoch pri mlyne v Genčskom potoku západne od Rakovnice bolo už tiež spomenuté.

Natirie sú veľmi hojne zastúpené v celom tomto rozsiahlom území a na niektorých miestach vytvárajú lumachely.

V kampilských vrstvách, vystupujúcich v nadloží piesčitého súvrstvia, zbieral som skameneliny najmä JZ od Rakovnice, na rázsoche kóty 531 vo výškovom úseku 550—640 m.

550 m/m: *Myophoria cfr. ovata* G o l d f.

600 m/m: *Tirolites carniolicus* M o j s.,

Tirolites spinosus M o j s.

620 m/m: *Turbo rectecostatus* H a u.,

Natiria costata M ü n s t.,

Myophoria costata Z e n k.,

Tirolites sp.

640 m/m: *Tirolites cassianus? tenuis* M o j s.

Na rázsoche južne od kóty 484 vo výške ca 480 m/m:

Natiria costata M ü n s t.,

Dinarites nudus M o j s.,

Tirolites carniolicus M o j s.,

JZ od Honcov:

Gervilleia sp.,

Natiria costata M ü n s t.,

Myophoria costata Z e n k.,

Rhizocoralium sp.

Na severnom svahu Silickej planiny kampilské vrstvy sú odkryté v zá-

vozoch vedúcich na Silickú planinu z Jovic (Jolesu) a Krásnohorskej Dlhej Lúky. Okrem toho možno ich však sledovať aj pozdĺž celej hranice s nadložnými útvarmi medzi údolím Slanej a Krásnohorskou Dlhou Lúkou. Tmavošedé vápence nie sú už také bohaté na skameneliny a okrem navetralých Natírií, sev. od kóty 608, boli v nich nájdené len úlomky bližšie neurčitelných amonitov. Balogh (1945) z nich uvádza okrem Natírií aj Gervilleie a Pektény.

Mohutný pruh kampilu antiklinály Silica-Gombasek už dostatočne opísal Roth (1939) a neskoršie aj Balogh (1945).

Sedimenty kampilu, vystupujúce v antiklinále Nováčany—Pašková, sú tiež pomerne chudobné na skameneliny a okrem niekoľkých navetralých Natírií neboli v nich skameneliny nájdené.

Stredný trias

Spodný anis.

Guttensteinské vápence. Bázu stredného triasu tvoria tmavé až čierne lavicovité vápence, prestúpené miestami sieťou bielych žiliek kalcitu. Často sa v nich vyskytujú polohy tmavošedých lavicovitých dolomitov. Rohovce, ktoré spomína Balogh (1948) z okolia Ardova, v guttensteinských vápencoch mapovaného územia som nikde nepozoroval.

V úplnom vrstevnom slede vystupujú tieto vápence v severnej časti Plešiveckej planiny, kde dosahujú mocnosť ca 60 m. Šuf (1935, 1936) ako guttensteinské vápence označuje súvrstvie vystupujúce v podloží vápencov, budujúcich strmé steny „Gerlachských skál“, ktoré kladie až do ladinu. Avšak, ako to vidieť už z Bartkóovho (1953) profilu severným svahom Plešiveckej planiny a ako to bolo už v predchádzajúcej kapitole spomenuté, Šufom ako guttensteinské vápence označené súvrstvie patrí de facto kampilu, teda spodnému triasu. Vápence, ktoré na ňom spočívajú („Gerlachská skala“) nepatria ladinu, ale sú to typické guttensteinské vápence. Zona *Rhynchonella decurtata* a *Ceratites trinodosus*, ktorú konštatoval Šuf (1935, 1936) v guttensteinských vápencoch severného svahu Plešiveckej planiny a ktorú uvádza potom aj Andrusov (1938), tu nevystupuje.

Guttensteinské vápence Juhoslovenského krasu sú na skameneliny veľmi chudobné. Dosiaľ boli v nich nájdené jedine zle zachované *crinoidea* (v údolí Banská pri Ardove) a *Natica* sp. (v Bukových horách), ktoré uvádza Balogh (1948, 1953). V oblasti Gerlachskej skaly, v severnej časti Plešiveckej planiny, podarilo sa aj mne nájsť v guttensteinských vápencoch niekoľko skamenelín, ktoré však pre nedostatočné zachovanie nie je možné dobre určiť. Sú to navetralé gastropóda, patriace pravdepodobne druhu *Natica* sp.

Na Severnom svahu Silickej planiny guttensteinské vápence sú značne

redukované. Vystupujú len v slabých útržkoch na SZ svahu Somos (kóta 677), na severnom svahu kóty 608 a v najvyššej časti Jovického (Joleského) závozu. Po prerušení na severnom svahu Leány kő (kóta 658), kde svetlé vápence stredného triasu spočívajú bezprostredne na kampile, objavujú sa až na severnom svahu Cserepes akol.

Podobne aj v antiklinále Silica-Gombasek vystupovanie guttensteinských vápencov je len útržkovité. Naproti tomu v oblasti SV od Silice, od Gyöker-réti tó až po Sedem studní, guttensteinské vápence vystupujú v širokom a takmer neprerušenom pruhu o značnej mocnosti.

D o l o m i t y. Nadloží guttensteinských vápencov sú dolomity a dolomitické vápence lavicovité, prevažne tmavošedé, miestami však aj čierne. Majú ostrohranný, typický dolomitový rozpad, prečo ich H o m o l a (1951) nazval „kostkovitým dolomitom“.

Vzhľadom na to, že kockovitý rozpad nie je charakteristickým znakom iba dolomitov Juhoslovenského krasu, ale všetkých dolomitov Slovenských Karpát, nepovažujem za potrebné dolomity spodného anisu Juhoslovenského krasu označovať týmto názvom.

Na ich báze vystupujú často slabé, niekoľko cm mocné polohy doskovitých červených vápencov, s akými sa stretávame aj v ich najvyššej časti blízko ich hornej hranice.

Podľa Š u f a (1935) dolomity na severnom svahu Plešiveckej planiny nevystupujú. Priamym nadloží guttensteinských vápencov sú tu podľa neho vápence ladinu. Je to pochopiteľné, pretože dolomity vystupujú až v nadloží vápencov, budujúcich Gerlachské skaly, ktoré, ako bolo už uvedené, Š u f počíta k ladinu. Dolomity z Plešiveckej planiny uvádza potom až B a l o g h (1950) a B a r t k ó (1953) a na základe najnovších poznatkov stratigrafie triasu Juhoslovenského krasu ich začleňuje do spodného anisu, na rozdiel od predchádzajúcich autorov, ktorí ich počítali za spodnú časť ladinu (A n d r u s o v 1938), resp. za spodnú časť stredného anisu (R o t h 1939).

V severnej časti Plešiveckej planiny sú dolomity odkryté v mohutnom pruhu, ktorý sa tiahne z údolia Slanej cez Farkaši ps. ponad Gerlachské skaly na západný svah planiny a siaha až po strmé steny svetlých vápencov, týčiacich sa nad kótou 293. Následkom intenzívneho zvrásnenia územia južne od Bércu zasahuje tento pruh svojimi výbežkami, ktoré predstavujú jadrá antiklinál, až na východný svah kóty 722 a z oblasti horárne Veľký Vrch (Nagyhegy) ku kóte 715 a ďalej na západ až na severný svah kóty 753. Dolomit tu vystupuje v jadrách antiklinál so značne redukovanými ramenami. Menší výskyt dolomitov sa nachádza na západnom úpätí Plešiveckej planiny pri vyvieracke pod kótou 707.

Na Silickej planine dolomity vystupujú na jej severnom svahu a v antiklinále Silica—Gombasek. Na severnom svahu Silickej planiny sprevádzajú v nadloží guttensteinské vápence. Ich pruh sa severovýchodne od Cserepes ako v najvyššej časti závozu z Krásnohorskej Dlhej Lúky rozvetvuje. Se-

vernejšia vetva je značne redukovaná, južnejšia je oveľa mohutnejšia a zasahuje až ku kóte 556.

Oveľa mohutnejšie sú dolomity zastúpené v severnom ramene antiklinály Silica-Gombasek, kde vystupujú v pruhu prestúpenom radom priečnych dislokácií smeru S—J. Komplikovaná tektonická stavba, existencia pozdĺžnych prešmykov, spôsobuje opakované vystupovanie tmavošedých dolomitov, vynárajúcich sa potom spod svetlých vápencov stredného triasu. Najmohutnejšia takáto kryha tmavošedých dolomitov spodného anisu s červenkastými vápencami prebieha po severnom svahu kóty 609.

Svetlé vápence.

Najveľkolepejším a pre Juhoslovenský kras najcharakteristickejším útvarom sú svetlé vápence, budujúce rozsiahle a na krasové zjavy veľmi bohaté planiny.

Stratigrafické členenie tejto masy vápencov bolo vykonané v porovnaní s inými útvarmi triasu Juhoslovenského krasu pomerne neskoro. Až do Schréterových dôb svetlé vápence planín kladli do vrchného triasu. Zo starších autorov iba Běckh (1909) v nich predpokladá aj stredný trias. Správnosť jeho predpokladu potvrdil Schréter (1935), ktorý pri Aggteleku našiel aniskú a ladinskú faunu a Andrusov (1936, 1937, 1938), ktorý zo svetlých vápencov od Domice uvádza *Trachyneria quadrata* Stop. Schréter (1935) na základe tohto spodnú časť svetlých vápencov —vápence reocardo— kladie k anisu (do zóny *Rhynchonella decurtata*), kým diplopórové vápence, svetlé dolomity a svetlošedé vápence s *Daonella lommeli* Wissm. do ladinu. Andrusov (1936, 1937, 1938) svetlé vápence v nadloží tmavošedých dolomitov pokladá za ladinské a tmavošedé, čiastočne škvrnité vápence s daonellami kladie do bázy vrchného triasu.

Keď príslušnosť spodnej časti svetlých vápencov k anisu Schréter jasne dokázal, už Roth (1939) bazálnu časť svetlých vápencov začleňuje do vrchnej časti stredného anisu a do vrchného anisu. Ku spodnému ladinu počíta potom diplopórové vápence a ku strednému ladinu rohovcové vápence, ku vrchnému ladinu svetlošedé vápence. Svetlé vápence s *Gyroporella vesiculifera* Gumb. zastupujú potom podľa neho už vrchný trias (karn-nór).

Príslušnosť spodnej časti komplexu svetlých vápencov k anisu dokázal najnovšie Balogh (1940, 1953) nálezom vápenitých rias. A tak podľa Balogha svetlé vápence *Oligoporella pilosa* Pia, *Physoporella pauciforata* Gumb., *Diplopore hexaster* Pia ako aj v nich sa vyskytujúce polohy a šošovky svetlých dolomitov patria ku strednému anisu, kým svetlé vápence s brachiopódovou faunou, ktorú uvádza Schréter (1935), *Spirigera trigonella* Schloth., *Mentzelia mentzelii* Dunk. atď. ku vrchnému anisu. Posledné môžu však siahať (oblasť Jelšavy) až do stredného anisu. Najväčšiu časť svetlých vápencov kladie však do ladinu. V ňom rozlišuje vývoj „čisto vápencový“, charakterizovaný hrubolavicovitými, wettersteinskými vápencami s riasami, gastropódami a lamelibranchiátami, hubami a korálmi a vývoj „miešaný“, pri ktorom spodný ladin zastupujú tmavé lavicovité vápence s rohovcami, stredný ladin tmavé lavicovité vápence bez rohovcov, ktoré prechádzajú potom do svetlých vápencov s riasami, zastupujúcich vrchnú časť ladinu. Prechod medzi oboma vývojmí ladinu je schodovitý, o čom majú svedčiť slabšie a smerom na východ vyznievajúce polohy rohovcových vápencov v oblasti severne od Silice.

Homola (1951) Baloghov „čisto vápencový“ vývoj rozdeľuje na vápencový, ktorý nazýva „severný“ a na dolomitový, ktorý nazýva „južný“. Homolova „prechodná fácia“ je totožná s „miešaným“ vývojom Baloghovým.

Vrchný trias zistil Stürzenbaum (1879) na Drienkovej hore pri Drnave. Roth (1939) uvádza vrchný trias zo Silickej planiny od Silickej Brezovej (vápence s *Gyraporella vesiculifera* G ü m b.) a posledne zastúpenie vrchného triasu na Silickej planine dokázal Balogh (1940), a to vo fácií červených vápencov „hallstättských“ s *Monotis salinaria* Bronn. a bielych vápencov s *Halorelamia*. Posledné však obsahujú miešanú faunu brachiopódovú, v ktorej sú zastúpené okrem foriem norienu aj formy aniské. Bartkó (1953) najväčšiu časť svetlých vápencov Plešiveckej planiny, vystupujúcich v nadloží tmavých vápencov s rohovcami, kladie do vrchného ladinu a vrchného triasu, karn-norienu, opierajúc sa o P i o m určené vápenité riasy tejto oblasti.

Mladšie útvary triasu ako noriën neboli v mapovanom území zatiaľ zistené. Rothom (1939) k liasu počítané červené vápence od Silickej Brezovej patria, ako zistil Balogh (1940), ku vrchnému triasu, čo neskôr potvrdili aj Homolove nálezy noriënskej fauny.

Aj keď príslušnosť spodnej časti komplexu svetlých vápencov k anisu bola dokázaná, nie je možné v mape aniskú časť svetlých vápencov ohraničiť oproti svetlým vápencom ladinu. Tak je to predovšetkým vo vývoji „čisto vápencovom“. Kartografické vymedzenie svetlých vápencov anisu je možné vykonať len tam, kde spodný ladin je vo vývoji tmavých lavicovitých vápencov s rohovcami, teda vo vývoji „miešanom“. Tmavé rohovcové vápence sú dobrým vedúcim horizontom, umožňujúcim rozdelenie masy svetlých vápencov na časť aniskú a časť ladinskú — vrchnotriasovú.

Stredný a vrchný anis.

Na Plešiveckej planine anis stredný a vrchný zastupujú svetlé, miestami ružovkasté vápence jemnokryštalické, ktoré obsahujú polohy alebo aj veľké telesá svetlých dolomitov a dolomitických vápencov. Svetlé dolomity vystupujú vo veľkých masách jedine v severnej časti Plešiveckej planiny, na severných svahoch kóty 855, budujú potom celý kopec východne od kóty 756, ako aj severovýchodné svahy kóty 806. Slabšie polohy vystupujú na západnom svahu Plešiveckej planiny (západne od kóty 802) a potom v oblasti kóty 520 a kóty 814.

V severnej časti spočívajú priamo na tmavošedých dolomitoch spodného anisu, na niektorých miestach sú lavicovité, takže sa zdá, akoby sa vyvinuli zo spodnoaniských dolomitov. Dosiaľ v týchto vápencoch a dolomitoch nebola nájdená fauna. Jedine Bartkó (1953) spomína, že našiel v nich riasy, ale ich neuvádza. Počas geologického mapovania podarilo sa mi v nich nájsť niekoľko lokalít s bohatou brachiopódovou faunou, ktorá svedčí o ich aniskom veku.

Na západnom svahu kóty 802 v strmých stenách svetlých vápencov vo výške ca 720 m/m, vystupujúcich vo vyšších polohách svetlých vápencov s polohami svetlých dolomitov, nachádzajú sa brachiopóda, z ktorých dosiaľ boli určené:

Spirigera (Tetractinella) trigonella Schloth.,

Spiriferina (Mentzelia) menzelii Dunk.,

Spiriferina (Mentzelia) fragilis Schloth.,

Rhynchonella decurtata Gir.,

Waldheimia (Aulacothyris) augusta Schloth.,

Waldheimia (Aulacothyris) angustaeformis Böckh.,

Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth.,
Rhynchonella cfr. *vivida* var. *excavata* Bittn.,
Rhynchonella sp.,
Waldheimia sp.

Druhá lokalita v tých istých vápencoch sa nachádza trocha južnejšie, tiež v strmých vápencových stenách v najvyššej časti západného svahu Plešiveckej planiny.

Tretia lokalita s brachiopódovou faunou sa nachádza na východnom svahu Plešiveckej planiny, a to v malom útržku svetlých vápencov, vystupujúcim medzi tmavošedými dolomitmi spodného anisu a tenkolavicovitými vápencami rohovcovitými spodného ladinu, západne od kóty 298 (JZ od Brzotína). Z brachiopód sú tu zastúpené najmä:

Spirigera (Tetractinella) trigonella Schloth.,
Spiriferina (Mentzelia) mentzeli Dunk.,
Spirigera (Anisactinella) quadriplecta Münst. var. *euplecta* Bittn.
Spiriferina cfr. *canavarica* Tomm.,
Spiriferina (Mentzelia) fragilis Schloth.,
Rhynchonella teutonica Bittn.,
Rhynchonella vivida Bittn.,
Rhynchonella vivida var. *excavata* Bittn.,
Rhynchonella tridonosi Bittn.,
Rhynchonella trinodosi var. *minutula* Bittn.,
Waldheimia (Aulacothyris) angusta Schloth.

V nadloží svetlých vápencov s brachiopódovou faunou na západnom svahu kóty 802 (asi 50 m pod dolnou hranicou tmavých rohovcových vápencov) vystupujú svetlé vápence, v ktorých som našiel amonitov, z ktorých určil akademik Andrusov formu *Norites aspidoides* Arth.

Podobne boli nájdené amonity o väčších rozmeroch vo svetlých vápencoch na južnom svahu Bércu (kóta 846) v tesnom podloží tmavých rohovcových vápencov. Žiaľ, pre ich zlé zachovanie ich bližšie určenie nebolo možné.

Stratigrafické zaradenie svetlých vápencov s polohami svetlých dolomitov, budujúcich kótu 814, bude možné vykonať až v paleontologickom vyhodnotení rias a gastropód, ktoré som v nich našiel. Podľa Bartkóa (1953) vápence kóty 814 obsahujú faunu, poukazujúcu na vrchný ladin. Ich pozícia medzi tmavošedými vápencami s rohovcami a tmavošedými dolomitmi spodného anisu, zasahujúcich tu vo forme silne stlačenej antiklinály, svedčí skôr o ich príslušnosti k anisu.

Vystupovanie svetlých vápencov anisu v území JV od kóty 722 v podloží tmavých vápencov s rohovcami obmedzuje sa len na malé útržky pri kóte 696 a 679, keďže boli v dôsledku tektonických pochodov úplne vytiahnuté. Väčšia masa svetlých vápencov anisu vystupuje na západnom svahu Pleši-

veckej planiny v mohutnej antiklinále medzi kótami 391 a 520, avšak v nich sa mi už skameneliny nepodarilo nájsť.

Už som spomenul, že svetlé vápence anisu na západnom svahu kóty 802 sa končia vápencami s *Norites aspidoides* Arth. Na nich spočívajú tmavé lavicovité vápence s rohovcami. Ináč je to však na severných svahoch skupiny Bércu, resp. na hrebeni medzi Bércom (kóta 846) a kótou 848. Tu v podloží tmavých rohovcových vápencov, budujúcich južné svahy Bércu a kóty 848 vystupuje súvrstvie červenkastých hľuznatých hrubolavicovitých vápencov, na báze ktorého sa nachádzajú lavicovité svetlé vápence s červenými rohovcami. Mocnosť celého súvrstvia je asi 5 m a na obe strany vyznieva do svetlých vápencov. Balogh (1950) uvedené súvrstvie pokladá za bázu ladinu a označuje ho ako červené vápence s Halobia mi.

Halobie však v nich neboli nájdené. Zato červené hľuznaté vápence sú bohaté na amonitov: *Ptychites flexuosus* Mojs., *Orthoceras* sp. Ich spracovávaním sa zaoberá akademik Andrusov.

Podobné vápence vystupujú na báze tmavých rohovcových vápencov aj juhovýchodne od kóty 749 (na južnom svahu kóty 814), kde hľuznaté vápence sú však prevažne šedej farby a svetlé vápence s červenými rohovcami vystupujú v ich najvyššej časti.

Úplne zhodné červené hľuznaté vápence a svetlé vápence s červenými rohovcami vystupujú aj na Silickej planine a takmer všade v podloží tmavých vápencov s rohovcami. Najmohutnejšie sú vyvinuté v úseku Gombasek-Barazdalas, kde ich pruh je preťatý niekoľkokrát serpentínami hradskej. Ďalší ich pruh vystupuje na severnom svahu kóty 620, kde svetlé vápence s červenými rohovcami vystupujú vo vrchnej časti červenkastých hľuznatých vápencov. Oba ďalšie pruhy, a to na severozápadnom svahu kóty 609 a severne od kóty 601 skladajú sa takmer výlučne len z červenkastých hľuznatých vápencov. Ich opakované vystupovanie po oboch stranách šošovky tmavošedých dolomitov a guttensteinských vápencov kóty 601 svedčí o existencii mohutných pozdĺžnych dislokácií. V žiadnom prípade hľuznaté vápence a rohovcové vápence nemôžu byť equivalentom spomenutých tmavošedých dolomitov, ako si to predstavuje Homola (1951). Na Silickej planine som však v nich skameneliny nenašiel.

Niečo južnejšie od výskytu vápencov s *Norites aspidoides* Arth. vystupujú na západnom svahu Plešiveckej planiny v nadloží svetlých vápencov s brachiopódovou faunou svetlé, miestami ružovkasté vápence, preplnené drobnými lamelibranchiátami. Tieto nachádzame jednak v strmých stenách západnej planinovej hrany, jednak blízko západného okraja planiny (na západnom okraji lúky), južne od kóty 802. V poslednom prípade vystupujú spolu so svetlými dolomitmi.

Ich vystupovanie v podloží tmavých rohovcových vápencov, budujúcich kótu 802, svedčí o ich príslušnosti k anisu. Ich spätosť s vápencami, obsahu-

júcimi brachiopóda, umožňuje ich zaradenie do zóny Rhynchonella decurtata.

Podobné vápence s drobnými lamelibranchiátami (*Damesiella torulosa* Tornq., *Posidonia cf. wengensis* Wissm.) vystupujú v podloží tmavých rohovcových vápencov aj v údolí Ritka, juhovýchodne od Hucína (južne od kóty 245 a v mase svetlých vápencov severne od hradskej do Plešivca), ako aj na severnom svahu Sóshegyu, kóty 430. V poslednom prípade vystupujú v tesnom podloží svetlých lavicovitých vápencov s červenými rohovcami, nachádzajúcimi sa tu na báze tmavých, rohovcových vápencov.

Ladin.

Tmavé rohovcové vápence. Okrem oblasti Ardovo-Silická Brezová, ktorá je známa mohutným vývojom rohovcových vápencov, ktoré opísal Roth (1939) a potom najmä Balogh (1940, 1950, 1953), vystupujú rohovcové vápence aj na Plešiveckej planine. Odtiaľ ich uvádza Balogh (1950) a podrobnejšie sa nimi zaoberá až Bartkó (1953). Homola (1951) im neprikladá podstatnejší význam, keďže podľa neho vystupujú len útržkovite a nevytvárajú jednotný horizont.

Na Plešiveckej planine vystupujú najmä na južnom svahu Bércu a potom v rozsiahlom území intenzívne zvrásnenom, rozprestierajúcom sa medzi kótami 753—738—749—705—722, ktoré na západe zasahuje až do údolia Štítnického potoka a na východe od údolia Slanej juhozápadne od Brzotína.

Rohovcové vápence ladinu, označované Baloghom (1953) ako „reifling-ské“, sú tu lavicovité aj doskovité, tmavošedé a miestami až čierne. Najväčšie množstvo rohovcov obsahujú vápence spodnejších partií súvrstvia, smerom do nadložia rohovce ubúdajú, takže najvyššie horizonty rohovce takmer neobsahujú. Keďže ubúdanie rohovcov sa neobmedzuje len na smer vertikálny, ale môžeme ho často sledovať aj v smere laterálnom, vymedzenie rohovcových partií, kladených Baloghom (1950, 1953) do spodného ladinu a bezrohovcových do ladinu stredného do mapy, naráža na značné ťažkosti. Preto obe časti tohto súvrstvia, rohovcovú aj bezrohovcovú, uvádzam v mape spoločne.

Prechod tmavošedých lavicovitých vápencov s ojedinelými rohovcami do svetlých vápencov v ich nadloží je prevažne pozvoľný. Na západnom svahu Plešiveckej planiny v záreze serpentíny Štítnického závozu, juhozápadne od kóty 673, môžeme však pozorovať na styku tmavošedých lavicovitých vápencov so svetlými vápencami ich nadložia 2—3 m mocnú polohu lavicovitých tmavošedých dolomitov až dolomitických vápencov, sprevádzaných v nadloží červenými brekciovitými vápencami charakteru endostratickej brekcie.

Rohovcové vápence, ako aj ich najvyššia bezrohovcová časť, sú bez skamenelín. Na Silickej planine v oblasti Tilalmasu v šedých lavicovitých vápencov bez rohovcov našiel som brachiopódovú faunu. Pre nedostatočné zachovanie bolo možné určiť len *Spiriferina* sp. (v ceste severovýchodne od kóty 620). Svetlé hrubolavicovité vápence, vystupujúce v ich nadloží, obsa-

hujú už bohatšiu brachiopódovú faunu, pre určenie ktorej budú potrebné ešte ďalšie zbery.

Svetlé vápence. V nadloží tmavých lavicovitých vápencov bez rohovcov alebo len s ojedinelými rohovcami vystupujú svetlé, na báze hrubolavicovité, vyššie však masívne vápence. Stratigrafická orientácia v ich mase, budujúcej celú strednú a južnú časť Plešiveckej planiny a takmer celú severnú časť Silickej planiny, je veľmi ťažká. Niet tu žiadneho oporného horizontu, ktorý by svojou faciálnou odlišnosťou umožnil ich podrobnejšie rozčlenenie. Na Plešiveckej planine nachádzame síce malé šošovky tmavých, miestami oolitických vápencov, avšak tieto sú bez skamenelín, takže ich stratigrafické postavenie nie je zatiaľ isté. V poslednej dobe odkryté tmavé bridlice v Gombaseckom kameňolome sú tiež bez skamenelín. Lavicovité ružovkasté vápence s preplástkami bridličnatých vápencov, vystupujúce pod hornou stanicou lanovky v Gombaseckom kameňolome, skameneliny neobsahujú a potom na krátku vzdialenosť prechádzajú do masívnych svetlých vápencov.

Vzhľadom na to, že skameneliny, ktoré som vo svetlých vápencoch Plešiveckej planiny našiel, sú neurčiteľné, musíme sa pri ich stratigrafickom členení oprieť jedine o nálezy Balogha (1953) a Bartkóa (1953).

Balogh (1953) z južnej časti Plešiveckej planiny uvádza *Diplopora annulata* Schafh. Podľa toho svetlé vápence najjužnejšej časti Plešiveckej planiny patria ladinu. Keďže však medzi Vidovou (Vichtelka) a Paškovou prebieha svetlými vápencami mohutné, silne stlačené antiklinálne pásmo (spájajúce antiklinálu Silica-Gombasek s antiklinálou Nováčany-Pašková), vyznačené len mohutnejšími tektonickými brekciami odkrytými vo Vichtelskom závoze, na základe analógie nemôžeme pokladať svetlé vápence oblasti severnejšie od tohto antiklinálneho pásma za ladinské.

Bartkó (1953) v mase svetlých vápencov Plešiveckej planiny však konštatuje tiež zastúpenie najväčšej časti ladinu, opierajúc sa o nálezy *Omphaloptychia* sp., *Neritaria* sp., *Undularia* sp., potom *Colospongia dubia* Laube a *Tripanostylus konincki* Münst. Svetlé vápence vrchného ladinu však pravdepodobne sledujú len nadložnú časť tmavošedých lavicovitých vápencov stredného ladinu a vypínajú mohutnú, silne skrasovatelú depresiu južne od Bércu.

Vrchný trias.

Hornú stratigrafickú hranicu svetlých vápencov strednej časti Plešiveckej planiny nepoznáme. Podľa Bartkóa (1953), ktorý sa opiera o Píom určované riasy, najväčšia časť svetlých vápencov tejto oblasti patrí vrchnému triasu. K nemu počíta aj tmavošedé vápence, vystupujúce v malej šošovke nad Slavcom (Solovcom) a spomenuté lavicovité vápence, odkryté v Gombaseckom kameňolome pod hornou stanicou lanovky.

Celkove Bartkóve (1953) pozorovania možno pokladať za správne.

Na Nagyhegyesu, na hrebeni medzi kótami 696 a 777 vystupujú svetlé lavicovité vápence preplnené drobnými lamelibranchiátami, medzi ktorými sa mi podarilo nájsť niekoľko väčších exemplárov *Halobia* a *Posidonia*: (*Halobia distincta* Mojs., *Koninckina aff Leopoldi Austriae* Bittner.) Úplne zhodné vápence s lamelibranchiátami vystupujú aj na severnom svahu Kishegyesu, tesne pod vrcholom kóty 741.

V tmavošedých a šedých vápencoch, vystupujúcich na kóte 667 (severovýchodne od Nagyhegyesu, kóta 777) okrem veľkých oolitov bola nájdená iba jedna nedostatočne zachovaná *Halobia* sp.

Je pravdepodobné, že masa svetlých vápencov Plešiveckej planiny zasahuje až do vrchného triasu, avšak nepresahuje noriën.

Vrchný trias pri Silickej Brezovej bol zistený Baloghovým nálezo m noriënskej fauny, a to vo svetlých vápencoch, ako aj v červených lavicovitých vápencoch. Na lokalite, ktorú uvádza Balogh (1940, 1953), našiel som okrem početných *Rhynchonell*, *Halorell*, *Waldheimii*, *Cyrtin* a *Spiriferin* a *Pekténov* aj niekoľko juvenilných foriem amonitov. Podľa určenia akademika Andrusova sú tu zastúpené formy karnu, a to: *Arcestes* (*Pararcestes*) *sublabiatus* Mojs. a *Styrites tropidiformis* Mojs.

Je pochopiteľné, že k podrobnejšiemu členeniu masy svetlých vápencov Plešiveckej planiny a potom najmä Silickej planiny, kde okrem niekoľkých málo brachiopód, nájdených minulého roku, žiadne skameneliny dosiaľ neboli nájdené a budú potrebné ďalšie šťastné zbery.

5. IV. 1955

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Prehľad stratigrafie Plešiveckej planiny

Karn-norién		svetlé vápence s Halóbiami (a s riasami, ktoré uvádza Bartkó (1953); šošovky tmavošedých, miestami oolitických vápencov		
Ladin	vrchný	svetlé vápence (fauna, ktorú uvádza Bartkó 1953)		
	stredný	šedé a tmavošedé lavicovité vápence bez rohovcov alebo s ojedinelými rohovcami		
	spodný	šedé a tmavošedé lavicovité vápence s rohovcami		
Anis	vrchný C. trinodosus	hrubolavicovité, červenkasté hľuznaté vápence s amonitmi s polohami svetlých lavicovitých vápencov s červenými rohovcami <i>Ptychites flexuosus</i> Mojs.	svetlé vápence, nezreteľne vrstevnaté s amonitmi	svetlé vápence s faunou brachiopód: <i>Rh. trinodosi</i> Bittn. atď.
	stredný Rh. decurata	svetlé vápence s drobnými lamelibranchiátami; svetlé vápence s ojedinelými amonitmi: <i>Norites aspidoides</i> Arth. Svetlé vápence s <i>Rhynchonella decurata</i> Gir., <i>Spirigera trigonella</i> Schloth., <i>Mentzelia mentzelii</i> Dunk. atď. Svetlé vápence a svetlé dolomity		
	spodný Natica	Šedé a tmavošedé lavicovité dolomity Tmavé lavicovité vápence „guttensteinské“ s <i>Natica</i> sp.		
Kampil	vrchný	šedé, slienito-ílovité bridlice s polohami lavicovitých šedých vápencov s <i>Tirolites carniolicus</i> Mojs., <i>Tir. spinosus</i> Mojs., <i>T. cassianus</i> Mojs., <i>Dinarites nudus</i> Mojs., <i>Natiria costata</i> Münster., <i>Turbo rectecostatus</i> Hau., <i>Myophoria costata</i> Zenk., <i>Gervilleia</i> sp. krinoidové vápence; šedé a zelenkasté bridlice s polohami vápencov s fukoidovým povrchom		
	spodný	lavicovité a doskovité vápence so sľudnatým povrchom s polohami ílovitých bridlíc červené hrubolavicovité vápence, miestami aj šedé s <i>Myophoriami</i> (<i>Heminajas balatonis</i> Frech. — Bartkó 1953) žltozelenkasté sľudnaté bridlice s <i>Tirolites</i> sp. lavicovité a doskovité vápence so sľudnatým povrchom s polohami červenkastých sľudnatých bridlíc: <i>Myophoria costata</i> Zenk., <i>Natiria costata</i> Münster., <i>Tirolites</i> sp. <i>Turbo rectecostatus</i> Hau.		
Zeiss		pestré, väčšinou červené, sľudnaté bridlice, červenkasté kremence, pieskovce a rádiolarity (záp. svah Nyergeshegyu a oblasť južne od obce Honce (Genč).		

- A c k e r V. 1906: Die geologischen Verhältnisse des Csermosnyatales im Komitatu Gömör. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anstalt für 1904. Budapest.
- * 1907: Geologische Verhältnisse der Gegend von Csetnek und Pelsütz. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anstalt für 1905. Budapest.
- A n d r u s o v D. 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpat. Věst. St. geol. ústavu XI. Praha.
- * 1936: Subtatranské příkrovy západních Karpat. Carpathica, Praha.
- * 1937: Sur quelques fossiles triassiques des Carpathes occidentales. Věst. král. české spol. nauk. tř. mat. přír. Praha.
- * 1938: Geologie Slovenska. Sbírk. Slovensko a Podkarpatská Rus. 1. Praha.
- * 1943: Geologia Slovenska a výskyt nerastných surovín. Slov. vlastiveda I. Bratislava.
- * 1950: Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvoky. Práce Št. geol. ústavu. Zoš. 25. Bratislava.
- A n d r u s o v D. — Š u f J. 1936: Stratigrafia a tektonika sev. okraje Silické planiny u Drnavy na Slovensku. Časopis „Bratislava“. Bratislava.
- B a l o g h K. 1940: Adatok Pelsőcardó környékének földtani ismeretéhez. Tisia. 4. Debrecen.
- * 1945: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Szilice. Jahresber. d. k. ung. geol. Anstalt über das Jahr 1941/42. Budapest.
- * 1948: Beiträge zur Geologie des SW-lichen des im weiteren Sinne genommenen Sziliceer Plateaus. Relationes annuae inst. geol. publ. hungarici. Notitia actorum. Budapest.
- * 1948: Beiträge zur Geologie des Gömör-Tornaer Karstes. Relationes annuae inst. geol. publ. hung. B. Disputationes. Budapest.
- * 1950: Az északmagyarországi triasz rétegtana. Földt. köz. Budapest.
- * 1953: Földtani tanulmányok Pelső (Plešivec) környékén (1942), továbbá Bodvaszilás és Jósvafő között (1943). Jahresber. d. ung. geol. Anstalt für 1943. Budapest.
- * 1953:
- B a l o g h K. a P a n t ó G. 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí jihoslovenského krasu. Sborník Ústř. úst. geol. Praha.
- B a r t k ó L. 1953: A Pelsőci Nagyhegy (Plešivecká planina) földtani viszonyai. Jahresber. d. Ung. geol. Anst. für 1941 u. 1942. Budapest.
- H o m o l a V. 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sbor. Ústř. úst. geol. Praha.
- M a d e r s p a c h L. 1878: Adatok a Tetöcske és Nyerges hegy (Gömör megye) rétegeinek földtani korához. Föld. köz. Budapest.
- S c h é t e r Z. 1953: Die geologischen Verhältnisse der umgebung von Aggtelek. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. über 1925—1928. Budapest.
- S t ü r z e n b a u m J. 1879: Kössener Schichten bei Dernó im Tornaer Comitete. Föld. közl. Budapest.
- Š t ú r D. 1869: Bericht über die geol. Aufnahme von Schmöllnitz und Göllnitz. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. Wien.
- Š u f J. 1935: Nástin geologických poměrů severního svahu Plešivecké planiny v oblasti mezi Rožňavou a Štítníkem na Slovensku. Časop. Bratislava. Bratislava.
- * 1936: Přehled nových výskytů zkamenelinových v jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. Časop. Bratislava. Bratislava.
- V i t a l i s S. 1909: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Bodva und Tornabaches. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. für 1907. Budapest.

К познанию стратиграфии Югословацкого Карста.

(Табл. I—IV)

Северная часть Плешивецкого плоскогорья, почти не подверженная складчатости, представляет собой очень пригодное место для изучения стратиграфии триаса Югословацкого Карста. Здесь представлены все в Югословацком Карсте известные горизонты — от сейсса до самой верхней части ладина, содержащие в целом ряде местонахождений значительное количество окаменелостей. Находка окаменелостей в нижнем триасе а потом, главным образом, в светлых известняках аниза предоставила мне возможность более подробного их расчленения. Оно совершенно отличается от стратиграфии данной Шуфом (1935, 1936), который на северном склоне Плешивецкого плоскогорья нашел выхождение зоны *Rhynchonella decurtata* и *Ceratites trinodosus* в гутенштейнских известняках. Выходение этих обеих зон аниза в свите обозначаемой Шуфом как гутенштейнские известняки исключено, так как фактически оно принадлежит нижнему триасу — кампилю.

Стратиграфические условия Плешивецкого плоскогорья, которые здесь мною приведены, в общем согласованы с данными Балого (1950) и исключая нижний триас и с данными Бартко (1953). Расчленение нижнего триаса Плешивецкого плоскогорья опирается о Шуфом приведенные *Pseudomonotis clarae* Emmr. В отличие от Шуфа и Бартко причисляю песчанную свиту к кампилю, так как мною были в ней обнаружены лишь кампильские формы. Шуфом приведенные *Pseudomonotis clarae* Emmr. вероятно в этой свите не находятся, так как это — та самая свита, из которой приводит и *Myophoriae* и *Rhynchonella decurtata* Gir. Вероятнее всего, что упомянутая песчанная свита представляет более нижнюю часть кампиля, которая по направлению к кровле переходит в свиту глинисто — мергеловых сланцев с слоями серых и темносерых известняков, представляющих здесь верхние части кампиля.

Сейсс:

выходит только на восточном склоне Ниергешедя и в области на юг от селения Гонце (Генч). Это — пестрые, преимущественно красные сланцы, красноватые песчаники и кварциты с включениями радиоларитов. В области на юг от селения Гонце зацементирована слабая полоса сейсса в слоях карбона или же слабым обрывком выходит в кровле карбонских известняков, образующих высоту 430. Окаменения мною здесь не были обнаружены. x

Кампиль:

а. нижний — красноватые слюдовые сланцы, пластообразные вплоть до плитообразных известняков с значительно слюдовой поверхностью плит, желто-зеленоватые слюдовые сланцы и красные, местами серые, массивно-пластообразные известняки с *Heminajas balatonis* Frech, приведенной Бартко (1953).

Фауна:

Myophoria costata Zenk., *Natiria costata* Münster., *Turbo rectecostatus* Hau., *Tirolites* sp., *Tirolites spinosus* Mojs., *Gervilleia* sp.

Местонахождения: на юго-запад от селения Раковница (Рекеня) в развилке между высотами 511 и 492, в подошве массивнопластообразных красных известняков, определенных Бартко к основанию кампиля. На юго-запад от селения Кружна (Керешовце) в небольшой каменоломне, на юго-запад от высоты 367. На юг от селения Рожнявске Быстре, в полевой дороге, ведущей от высоты 361 на юг.

Красные массивно-пластообразные известняки особенно богаты на окаменения в упоминаемой развилке на юго-запад от селения Раковница. Перечень фауны — смотри Бартко (1953).

На юг от селения Рожнявске Быстре (на юг от высоты 361) содержат на местонахождении, приведенном Шуфом (1935, 1936), кроме большого количества *Myophoriae Pseudomonotis* sp. (? *inaequicostata* Ben)

Gervilleia cfr. *exporecta* Leps., *Natiria* sp., (? *costata* Münster.) *Gervilleia* sp.

Касательно развития и содержания фауны они следовательно совпадают с серыми, местами красноватыми и красными известняками от сел. Раковница.

б. верхний — мергело-глинистые сланцы со слоями серых, вплоть до темносерых известняков. Песчаные слои — только местами. Такими можно считать слюдовые сланцы, Шуфом приуроченные к сейссу, выходящие на восток от селения Ровень (высота 529) и на югозападных склонах Ниергешедя. Поверхность сланцев и известняков часто является фукоидовой.

Свита кампиль нормальной фации образывает здесь пространную территорию:

а) между селениями Раковница (Рекеня) — Рудна и Кружна (Керешовце). Ее контакт с песчанной свитой, который определяю к нижнему камплю, тектонический.

б) как кровля песчанной свиты окаймляет гутенштейнские известняки Плевешецкого плоскогорья со стороны востока и севера.

Местонахождения окаменелостей:

На юго-запад от селения Раковница (Рекеня) в развилке высоты 531 в высотной полосе 550—640 м/м:

550 м/м — *Myophoria* cfr. *ovata* Goldf.

600 м/м — *Tirolites canolicus* Mojs., *Tirolites spinosus* Mojs.

620 м/м — *Turbo rectecostatus* Hau., *Natiria costata* Zenk., *Myophoria costata* Zenk., *Tirolites* sp.,

640 м/м — *Tirolites cassianus?* *tenuis* Mojs.

Развилка на юг от высоты 484 (на запад от селения Кружна (Керешовце), в высоте около 480 м/м:

Natiria costata Münster., *Dinarites nudus* Mojs., *Tirolites carniolicus* Mojs.

На юго-запад от селения Гонце (Генч) в дороге между высотами 480 и 430:

Gervilleia sp., *Natiria costata* Münster., *Myophoria costata* Zenk., *Rhizocorallium* sp.

Окаменения этого местонахождения происходят из осыпей. Позицию криноидовых известняков в кампильской свите не было возможно установить, так как они были найдены также только в осыпях.

Область Ровень — Селегедь: *Natiria costata* Münster., обломки аммонитов.

Эти формы были мною потом найдены и в дороге из селения Кружна на высоту 367, на высоте 341 (на юг от сел. Кружна), также как и на гребне Ровень между высотами 396 и 430. *Natiria costata* Münster. *Tirolites* sp. находятся и в небольших каменоломнях в Генчском потоке у мельницы, на запад от сел. Раковница.

Аниз.

Гутенштейнские известняки — складчатые, массивно — и тонкопластообразные известняки, местами в них сеть белых жилок кальцита. Довольно редко встречаются слои темносерых доломитов. Они образуют крутые стены «Герлахские скалы», которые Шуф приурочивает к ладину. Фауна: *Natica* sp. (на поверхности пластов обветренные мелкие гастроподы, принадлежащие, вероятно, виду *Natica* sp.)

Местонахождение: Герлахские скалы, в дороге ведущей через высоту 742 в седло расположенное на восток от Берца (высота 864) в подошве темносерых доломитов.

Доломиты.

Темносерые, пластообразные, без окаменелостей. В их основной и в их самой верхней части расположены красные плитообразные известняки.

Светлые известняки — белые, местами мелкокристаллические, местами розоватые известняки с слоями или довольно большими телами светлых зернообразных доломитов, местами также пластообразных. Фауна в доломитах отсутствует. В своей верхней части светлые известняки содержат брахиоподов мелких ламеллибранхиатов и аммонитов.

Фауна: *Spirigera trigonella* Schlot. *Mentzelia mentzelii* Dunk. *Spiriferina fragilis* Schloth. *Rhynchonella decurtata* Gir. *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *angusta* Schloth. *Waldheimia* (A.) *angustaeformis* Böck. *Terebratala* (*Coenothyris*) *vulgaris* Schloth. *Rhynchonella* cfr. *vivida* var. *excavata* Bittn. *Rhynchonella* sp. *Waldheimia* sp.

Местонахождение: Западный склон высоты 802, в крутых стенах светлых известняков примерно на высоте 720 м/м. В их покрове выходят светлые известняки с аммонитами. До сих пор найден только один экземпляр, который был определен Андрусовым как *Norites aspidoides* Arth. Несколько к югу от этих известняков с *Norites aspidoides* Arth. вплотную с покровом известняков с брахиоподами, выходят светлые местами розоватые известняки с изобилием мелких ламеллибранхиат. Выходят они в крутых стенах западной грани Плешивецкого плоскогорья и распростираются до западного края луга, лежавшего на юг от высоты 802. В последнем случае они выходят вместе с доломитами.

Подобные известняки с мелкими ламеллибранхиатами: *Damesiella torulosa* Tornq и *Posidonia* cf. *wengensis* Wissm. выходят в светлых известняках, располагающихся в подошве темных пластообразных известняков с роговиками на юго-восток от Гуцина (на правом берегу долины Ритка, на юг от высоты 245 и в массе светлых известняков левого берега, на север от шоссеиной дороги в Плешивец), также как и на северном склоне Шошгедя, высоты 430. Здесь они выходят в подошве светлых пластообразных известняков с красными роговиками, находятся на базисе темных известняков с роговиками.

Светлые известняки с брахиоподами западного склона Плешивецкого плоскогорья представляют зону *Rhynchonella decurtata*, которой верхнюю часть представляют светлые известняки с мелкими ламеллибранхиатами и светлые известняки с единичными аммонитами — *Norites aspidoides* Arth.

Зону тринодоза представляют на северном склоне Плешивецкого плоскогорья красные массивнопластообразные желвакообразные известняки, на основании которых выходят светлые пластообразные известняки с красными роговиками. Валуог относит эти известняки к базису ладина, обозначая их — красные известняки с *Halobia*. Но галобии в них обнаружены не были. Зато желвакообразные известняки особенно богаты аммонитами. Их обработкой занимается Андрусов. Ссылаясь на устное сообщение — это аммониты самой верх-

ней части аниза, тринодозовой зоны. На Плешивецком плоскогорьи, эту свиту с мощностью в 5 м найдем на юговосток от высоты 749 (южный склон высоты 814), где желвакообразные известняки, главным образом известняки серые и светлые с красными роговиками выходят в их самой верхней части.

Красные желвакообразные известняки совершенно одинаковые с желвакообразными известняками Берца (высота 848) находим и на Силицком плоскогорьи. Они выходят в северном крыле антиклиналя Силица — Гомбашек, в полосе Гомбашек — Бараздалаш, которая отлично обнажена шоссевыми выемками, а в восточной части стенами карстовых долин. Другая их полоса выходит на северном склоне высоты 620, где светлые известняки с красными роговиками находятся и в самой верхней части желвакообразных известняков. В обеих этих полосах их покровом являются темные пластообразные известняки с роговиками, а подошвой светлые известняки с слоями светлых доломитов. Другие две — гораздо меньшие полосы выходят в массе светлых известняков и сопровождают глыбу доломитов и гутенштейнских известняков высоты 601. Состоят они только из желвакообразных и светлых известняков с красными роговиками. Их повторное выходжение свидетельствует о значительной дислокации. В никаком случае их нельзя считать эквивалентом темносерых доломитов как это делает Гомола. (1951).

Зона тринодоза выступает, вероятно, и в фации светлых известняков с аммонитами. На южном склоне Берца (высота 848) желвакообразные известняки уже не находятся. Подошвой темных роговиковых известняков являются слабо развитые светлые известняки с красными роговиками, которые лежат на светлых неопределенно пластообразных известняках, создающих вершину и самую верхнюю часть южного склона высоты 864. Они содержат местами аммонитов, которые из-за их недостаточной цельности не могли быть определены. В небольшом обломке светлых известняков, выходящем между темносерыми доломитами нижнего аниза и темносерыми пластообразными известняками нижнего ладина, которые доходят от области Фаркаши пуста до восточного подножья Плешивецкого плоскогорья (на юго-запад от Брзотина), мною открыта брахиоподная фауна (на запад от высоты 298):

Spirigera trigonella Schloth. *Mentzelia mentzelii* Dunk. *Spirigera* (*Anisactinella*) *quadriplecta* Münst. var. *euplecta* Bittn. *Spiriferina* cf. *canavaria* Tomm. *Spiriferina fragilis* Schloth. *Rhynchonella teutonica* Bittn. *Rhynchonella vivida* var. *excavata* Bittn. *Rhynchonella trinidosi* Bittn. *Rhynchonella trinidosi* var. *minutala* Bittn. *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *angusta* Schloth.

Фауна состоит главным образом из форм обнаруженных в зоне декуртат на западном склоне Плешивецкого плоскогорья (западный склон высоты 802). Но так как в ней находим и формы более молодые, является правдоподобным, что светлые известняки этого местонахождения принадлежат уже зоне тринодоза (*zona trinodosus*). Стратиграфическое определение светлых известняков с слоями светлых доломитов будет возможно произвести только после палеонтологической обработки водорослей и гастроподов мною в них найденных. Бартко их относит к верхнему ладину. Но их позиция между темносерыми доломитами нижнего аниза и темными пластообразными известняками с роговиками, на основании которых локально развиты желвакообразные известняки, говорит больше в пользу их приурочения к анизу.

Ладин.

Темные роговиковые известняки. Покровом желвакообразных известняков высоты 848 в северной части Плешивецкого плоскогорья и светлых неотчетливо пластообразных известняков с аммонитами Берца (высоты 846), являются темносерые роговиковые известняки, которые в согласности с Балогом (1950, 1953) можем приурочить к нижнему ладину. Они пласто — и плитообразны. Ро-

говики, выходящие в пластообразной отдельности, неправильной формы и различной величины. Они находятся главным образом в нижних частях свиты, в направлении к кровле роговиков становится меньше а в верхней — безроговиковой части они встречаются только поодиночно. Но и в нижних частях роговиковых известняков находим известняки без роговиков или только с единичными роговиками. Поэтому и на карте тяжело отграничить нижнюю роговиковую часть, представляющую нижний ладин и безроговиковую верхнюю часть среднего ладина. (На карте поэтому обе части свиты зарисованы вместе. Красные желвакообразные известняки в их подошве вследствие незначительной мощности не оказалось возможным отличить путем условных знаков. Они заключены в пояснении: роговиковые известняки).

Светлые известняки. Безроговиковые темносерые пластообразные известняки среднего ладина переходят в направлении к кровле обыкновенно в светлые местами массивнопластообразные известняки, которые благодаря открытиям водорослей Балогом (1953) на Силицком плоскогорье, можем приурочить к верхнему ладину. На западном склоне Плешивецкого плоскогорья, в прорезе Штитницкой ложбины, на юго-запад от высоты 673, заканчиваются темные пластообразные известняки с единичными роговиками массивным — в 2—3 м, слоем серого доломита и доломитового известняка, который в кровле сопровождают красные брекчиевые известняки характера эбдоэратичной брекчии.

Роговиковые известняки также как и их кровленная безроговиковая часть совершенно без окаменелостей. На Силицком плоскогорье в темных пластообразных известняках без роговиков, располагающихся в дорожной выемке на северо-восток от высоты 620 (Тилалмаш), мною найдено несколько несовершенно уцелевших брахиоподов. Брахиоподы содержат также и светлые пластообразные известняки, находящиеся в их кровле. Но окаменелости надобно еще подвергнуть палеонтологической обработке. Светлые известняки из кровли темных пластообразных известняков с единичными роговиками содержат лумахелы ближе неопределенных ламеллибранхиатов.

Верхнеладинскую фауну светлых известняков Плешивецкого плоскогорья приводит Бартко (1953). А из самой южной части Плешивецкого плоскогорья Балог (1953) *Diplogora annulata* Schafh. Верхний триас. (карн-нориен). Стратиграфическая позиция светлых известняков на север от могучей антиклинальной полосы, которая на Плешивецком плоскогорье только неясно намечена тектоническими брекчиями в Вихтельской ложбине, не совсем ясная и отличить эти светлые известняки от таковых верхнего ладина невозможно. Здесь нет никакого фациального отличительного горизонта, который бы предоставил возможность их более подробного расчленения. Темные известняки подобные известнякам среднего ладина здесь без окаменелостей и выходят только небольшими линзами. На высоте 667 (на северо-восток от Надьгедеша — высота 777) они имеют оолитовый характер и содержат слабо уцелевшие ламеллибранхиаты. Темные сланцы, расположенные в массе светлых известняков Гомбасецкой каменоломни, обнаженные в течении последних лет на самом нижнем этаже, также без окаменелостей. Окаменелости не удалось найти и в пластообразных и плитообразных известняках с пропластками сланцевых известняков, которые выходят на дневную поверхность под зданием верхней станции подвесной дороги Гомбашской каменоломни.

Только на Надьгедеше, между высотами 696 и 777 и потом на северном склоне Кишгедеша, вблизи от высоты 741, удалось мне найти в светлых известняках богатых мелкими ламеллибранхиатами несколько экземпляров Галобий. Фауна этого местонахождения не была до сих пор обработана. Вероятным кажется, что эти известняки принадлежат верхнему триасу — нориену. Это в согласности с наблюдениями Бартко (1953), подтвержденными и определением водорослей произведенным Пиом.

В верхнем триасе в окрестности селения Силицка Брезова на местонахождения приведенном у Балого (1940), в светлых известняках кроме обильных видов *Rhynchonella*, *Waldheimia*, *Curtin*, *Pecten*, которые в общем согласованные с фауной описаной у Балого (1940, 1953), мною найдено несколько ювенильных форм аммонитов. По определению Андрусова они принадлежат следующим видам: *Arcestes* (*Pararcestes*) *sublabiatus* Mojs. и *Styrites tropidiformis* Mojs.

Табл. I

Рис. 1. Вид на северную часть Плешивецкого плоскогорья от запада.

1. филиты и известняки — карбон, 2. мергеловые сланцы и известняки — кампиль, 3. гутенштейнский известняк — нижний аниз, 4. темносерый пластообразный доломит — нижний аниз, 5. светлый известняк с слоями светлого доломита — средний и верхний аниз, 6. темносерый пластообразный известняк с роговиками, — нижний и средний ладин, 7. светлый известняк — верхний ладин: а, б, — местонахождения брахиоподов с — местонахождение *Norites aspidoides* Arth., д, е, — местонахождение мелких ламеллибранхиатов.

Табл. II

Рис. 1. Плешивецкое плоскогорье, северный склон высоты 848. Красно-ватые известняки с аммонитами (зона тринодоза). На их основании светлые пластообразные известняки с красными роговиками.

Рис. 2. Плешивецкое плоскогорье, южный склон Берца (высоты 846). Темносерые пластообразные известняки с роговиками. Нижний ладин.

Табл. III

Рис. 1. Плешивецкое плоскогорье, Гомбашецкая каменоломня. Линза темных сланцев с песчанными пропластками в светлых известняках.

Рис. 2. Силицкое плоскогорье — западный склон. Выемка шоссе Гомбашек — Силица кампиля. Сдвиг складки.

Табл. IV

Рис. 1. Плешивецкое плоскогорье, высота 667 (на северо-запад от Надьгедеша). Серый оолитический известняк. Увеличение в 16 раз.

Рис. 2. Плешивецкое плоскогорье, на юг от селения Гонце (Генч). Криноидовые известняки кампиля. Увеличение в 16 раз.

Табл. XI

Геологическая карта Плешивецкого плоскогорья и западной части Силицкого плоскогорья.

Составил И. Быстрицкий, 1954.

Пояснительный текст:

1. аллювий, 2. Суглинки, осыпи 3. конусы выноса 4. галечник террас 5. травертины 6. галечники — плиоцен, 7. темные известняки местами оолитической структуры, (? нориец), 8. ветерштайнский известняк — аниз, ладин (на Плешивецком плоскогорье и ? карн — нориец), 9. темносерый пластообразный известняк с роговиками — нижний и средний ладин) в основании находятся красноватые желвакообразные известняки с включениями светлых известняков с красными роговиками — зона тринодоза), 10. светлые известняки с полосками и линзами светлых доломитов, брахиоподовые известняки — средний и верхний аниз, 11. темносерый пластообразный доломит, 12 гутенштейнский известняк, (11 и 12 — нижний аниз), 13. мергеловые сланцы с слоями серых известняков — верхний кампиль, 14. песчаные, слюдовые известняки и сланцы — нижний кампиль, 15. пестрые сланцы, песчаники, кварциты и радиолариты — сейс, 16. темносерые филиты карбона; белые известняки — карбон, 18. глакофанит, 19. простираение и падение пластов, 20. местонахождения окаменелостей.

BEITRAG ZUR STRATIGRAPHIE DES SÜDSLOWAKISCHEN KARSTES

(Tab. I—IV, Die Landkarte)

Der nördliche Teil des Plateaus von Plešivec, das durch die Faltung fast unberührt blieb, ist ein sehr geeignetes Terrain für das Studium der Stratigraphie der Trias des südslowakischen Karstes. Es sind hier alle, aus dem südslowakischen Karst bekannte Triashorizonte von der Zeiss bis zum höchsten Ladin vertreten, die in einer ganzen Reihe Lokalitäten viele Versteinerungen enthalten. Der Fund von Versteinerungen in der Untertrias und dann hauptsächlich in den lichten anisischen Kalksteinen hat mir ihre ausführlichere Zergliederung ermöglicht. Diese unterscheidet sich vollständig von der durch Šuf (1935, 1936) publizierten Stratigraphie, welcher am nördlichsten Abhange des Plešivec-er Plateaus das Auftreten der Zonen mit *Rhynchonella decurtata* und *Ceratites trinodosus* in den Guttensteiner Kalksteinen festgestellt hat. Das Auftreten dieser beiden anisischen Zonen in der Schichtenfolge, die Šuf (1935, 1936) als Guttensteiner Kalksteine bezeichnet hat, ist ausgeschlossen, da sie de facto zu der unteren Trias — zum Kampil gehört.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Plateaus von Plešivec, die ich hier unterbreite, sind im ganzen mit den Angaben von Balogh (1950) und mit der Ausnahme der unteren Trias auch mit den Angaben von Bartko (1953) übereinstimmend. Bartko's Gliederung der Untertrias des Plateaus von Plešivec stützt sich auf die durch Šuf (1935, 1936) angeführte *Pseudomonotis clarai* Emmr. Zum Unterschied von Šuf (1935, 1936) und Bartko (1953) zähle ich aber die sandige Schichtenfolge zu Kampil, da ich in ihr nur kampiler Formen gefunden habe. Die durch Šuf (1953) angeführte *Pseudomonotis clarai* Emmr. kommt in dieser Schichtenfolge wahrscheinlich nicht vor, da es sich hier um dieselbe Schichtenfolge handelt, aus welcher er *Myophorien* und *Rhynchonella decurtata* Gir. anführt. Es ist wahrscheinlicher, dass die erwähnte sandige Schichtenfolge den unteren Kampilteil vertretet, der ins Hangende in einen tonig-mergeligen Schieferkomplex mit Lagen grauer bis dunkelgrauer Kalksteine, welche hier die höheren Teile der Kampil-Stufe vertreten, übergeht.

Zeiss:

Tritt nur am östlichen Abhang des Nyergeshegy und im Gebiet südlich von der Gemeinde Honca (Genč) auf. Es handelt sich um bunte, überwiegend rote Schiefer, rötliche Sandsteine und Quarzite mit Radiolariten-Lagen. In dem Gebiet südlich von der Gemeinde Honca (Genč) ist ein schwacher Zeiss-Streifen in die Karbonschichten eingeklemmt, resp. tritt er in der Form einer kleinen Scholle im Hangenden der karbonischen Kalksteine, die die Kote 430 bauen, auf.

Ich habe hier nirgends Versteinerungen gefunden.

Kampil:

a) Unterkampil — rötliche, glimmerige Schiefer, bänkige bis brettförmige Kalksteine mit stark glimmeriger Oberfläche der Bänke, gelbgrünliche glimmerige Schiefer und rote, stellenweise graue, grobbänkige Kalksteine mit der durch Bartko (1953) angeführten *Heminajas balatonis* Frech.

Die Fauna: *Myophoria costata* Z e n k.,
Natiria costata M ü n s t.,
Turbo rectecostatus H a u.,
Tirolites sp.
Tirolites spinosus M o j s.,
Gervilleia sp.

Lokalitäten: Südwestlich von der Gemeinde Rakovnica (Rekeňa) auf der Gabelung zwischen den Koten 511 und 492 im Liegenden der grobbänkigen roten Kalksteine, die Bartko (1953) als Basis der Kampilstufe betrachtet.

Südwestlich von der Gemeinde Kružná (Kerešovce) im kleinen Steinbruch südwestlich von der Kote 367.

Südlich von der Gemeinde Rožňavské Bystré in dem von der Kote 361 nach Süden führenden Karrenweg.

Die roten, grobbänkigen Kalksteine sind auf der obenerwähnten Gabelung südwestlich von der Gemeinde Rakovnica (Rekeňa) auf Versteinerungen besonders reich. Faunenliste siehe Bartko (1953).

Südlich von der Gemeinde Rožňavské Bystré (südlich von der Kote 361) auf der durch Šuf (1935, 1936) angeführten Lokalität enthalten sie ausser grosser Menge von *Myophorien* *Pseudomonotis* sp. (? *inaequicostata* Ben).

Gervilleia cfr. *exporecta* Lep s.,

Natiria sp. (? *costata* Münst.)

Gervilleia sp.

Was die Entwicklung und den Gehalt an Fauna betrifft, sind sie also mit den grauen, stellenweise rötlichen bis roten Kalksteinen von Rakovnica übereinstimmend.

b) Oberkampil — glimmerig-tonige Schiefer mit Lagen grauer bis dunkelgrauer Kalksteine. Sandige Lagen kommen nur lokal vor. Für solche kann man die durch Šuf (1935) zu Zeiss gezählte, östlich von Roveň (Kote 529) und auf den südwestlichen Abhängen von Nyergeshegy auftretende glimmerige Schiefer halten. Auf der Oberfläche der Schiefer und Kalksteine sind oft *Fukoide* entwickelt.

Normal entwickelte Kampiler-Schichten bauen hier ein ausgedehntes Gebiet:

a) zwischen den Gemeinden Rakovnica (Rekeňa) — Rudná — Kružná (Kerešovce). Ihr Kontakt mit der sandigen Schichtenfolge, die ich in Unterkampil lege, ist tektonisch.

b) als das Hangende der sandigen Schichtenfolge säumen sie Guttensteiner Kalksteine des Plateaus von Plešivec vom Osten und Norden ein.

Lokalitäten mit Versteinerungen:

Südwestlich von der Gemeinde Honce (Genč) im Wege zwischen den Koten 480 und im Höhenintervall zwischen 550—640 m Höhe über Meer:

550 m — *Myophoria* cfr. *ovata* Goldf.,

600 m — *Tirolites carniolicus* Mojs.,

Tirolites spinosus Mojs.,

620 m — *Turbo rectecostatus* Hau.,

Natiria costata Zenk.,

Myophoria costata Zenk.,

Tirolites sp.,

640 m — *Tirolites cassianus*? *tenuis* Mojs.

Die Gabelung südlich von der Kote 484 (westlich von der Gemeinde Kružná (Kerešovce) in der Höhe cca 480 m:

Natiria costata Münst.,

Dinarites nudus Mojs.,

Tirolites carniolicus Mojs.

Südwestlich von der Gemeinde Honce (Genč) im Wege zwischen den Koten 480 und 430:

Gervilleia sp.,

Natiria costata Münst.,

Myophoria costata Zenk.,

Rhizocoralium sp.

Die Versteinerungen auf dieser Lokalität stammen aus Abhangsschutt. Die Position der Krinoiden-Kalksteine in der Kampilschichtenfolge konnte man nicht feststellen, weil sie auch nur im Schutt gefunden wurden.

Im Gebiete Roveň — Szölöhegy.

Südöstlicher Abhang von Szölöhegy:

Natiria costata Münst.,

Ammoniten — Bruchstücke.

Diese Formen habe ich dann auch im Wege von der Gemeinde Kružná (Kerešovce)

auf die Kote 367, auf der Kote 341 (südlich von Kružná), wie auch auf dem Gebirgskamm von Roveň, zwischen den Koten 396 und 430 gefunden. *Natiria costata* Münst., *Tirolites* sp. kommen auch in kleinen Steinbrüchen im Bach Genčský potok bei der Mühle, westlich von der Gemeinde Rakovnica (Rekeňa) vor.

Anis.

Guttensteiner Kalksteine. — Gut geschichtete, grob- und dünnbänkgige Kalksteine, stellenweise mit einem Netz weisser Kalzitaderchen. Lagen dunkelgrauer Dolomite sind ziemlich selten. Sie bauen steile Wände, die sogenannten „Gerlachské skaly“, welche Šuf (1935) in Ladin legt.

Fauna: *Natica* sp. (auf der Oberfläche der Bänke ausgewitterte kleine Gastropoden, die wahrscheinlich der Art *Natica* sp. angehören).

Lokalität: „Gerlachské skaly“ in dem über die Kote 742 in den Sattel östlich von Berc (Kote 846) führenden Wege dicht im Liegenden der dunkelgrauen Dolomite.

Dolomite. — Dunkelgrau, bänkgig, ohne Versteinerungen. In ihrem basalen, ähnlich wie auch in ihrem höchsten Teil sind rote brettförmige Kalksteine.

Lichte Kalksteine. — Weisse, feinkristalline, stellenweise auch rötliche Kalksteine mit Lagen, oder grösseren Körpern lichter, körniger, lokal auch bänkgiger Dolomite. Die Dolomite sind faunenlos. Die lichten Kalksteine enthalten in ihrem höheren Teil Brachiopoden, kleine Lamellibranchiaten und Ammoniten.

Fauna: *Spirigera trigonella* Schloth.,
Mentzelia mentzelii Dunk.,
Spiriferina fragilis Schloth.,
Rhynchonella decurtata Gir.,
Waldheimia (*Aulacothyria*) *angusta* Schloth.,
Waldheimia (*A.*) *angustaeformis* Böckh,
Terebratula (*Coenothyris*) *vulgaris* Schloth.,
Rhynchonella cfr. *vivida* var. *excavata* Bittn.
Rhynchonella sp.,
Waldheimia sp.,

Lokalität: Westlicher Abhang der Kote 802 in den steilen Wänden der lichten Kalksteine in einer Höhe von cca 720 m.

In ihrem Hangenden treten lichte Kalksteine mit Ammoniten auf. Bisher wurde nur ein Exemplar gefunden, das durch Andrusov als *Norites aspidoides* Arth. bestimmt wurde.

Etwas südlicher von diesen Kalksteinen mit *Norites aspidoides* Arth. treten dicht im Hangenden der Kalksteine mit Brachiopoden lichte, stellenweise rosafarbige, mit kleinen Lamellibranchiaten überfüllte Kalksteine auf. Sie treten in den steilen Wänden des westlichen Randes des Plateaus von Plešivec auf und reichen bis zum westlichen Rand der Wiese, südlich der Kote 802. Im letzten Fall treten sie zusammen mit den lichten Dolomiten auf.

Ähliche Kalksteine mit kleinen Lamellibranchiaten: *Damesiella torulosa* Tornq. und *Posidonia* cf. *wengensis* Wissm. treten südöstlich von Hucín in den lichten Kalksteinen, die im Liegenden der dunklen bänkgigen, hornsteinhaltigen Kalksteine (am rechten Ufer des Tales Ritka, südlich von der Kote 245 und in der Masse der lichten Kalksteine des linken Ufers, nördlich von der Strasse nach Plešivec), wie auch am nördlichen Abhang von Sóshegy, der Kote 430 auf. Hier aber treten sie im Liegenden der bänkgigen Kalksteine mit roten Hornsteinen auf, welche sich auf der Basis der dunklen hornsteinhaltigen Kalksteine befinden.

Lichte Kalksteine mit Brachiopoden des westlichen Abhanges des Plateaus von Plešivec vertreten die Zone mit *Rhynchonella decurtata*, deren höheren Teil die lichten Kalksteine mit kleinen Lamellibranchiaten, wie auch lichte Kalksteine mit vereinzelt Ammoniten — *Norites aspidoides* Arth. darstellen.

Die Trinodosen-Zone repräsentieren am nördlichen Rand des Abhanges des Plateaus von Plešivec rote grobbänkgige, knollige Kalksteine, auf deren Basis lichte bänkgige

Kalksteine mit roten Hornsteinen auftreten. Balogh (1950) legt diese Kalksteine in die Basis der Ladinstufe und bezeichnet sie als rote Kalksteine mit Halobien. Es wurden aber in ihnen keine Halobien gefunden. Dafür sind die knolligen Kalksteine an Ammoniten besonders reich. Mit ihrer Verarbeitung befasst sich Andrusov. Nach der mündlichen Mitteilung handelt es sich um Ammonite des höchsten Anis, der Trinodosen-Zone: *Ptychites flexuosus* Mojs.

Diese, auf dem Plateau von Plešivec cca 5 m mächtige Schichten findet man auch südöstlich von der Kote 749 (südlicher Abhang der Kote 814), wo die knolligen Kalksteine überwiegend grau sind und die lichten Kalksteine mit den roten Hornsteinen auch in ihrem höchsten Teil auftreten.

Rote, knollige Kalksteine, die mit den knolligen Kalksteinen von Berec (Kote 848) vollkommen übereinstimmend sind, findet man auch auf dem Plateau von Silica. Sie treten im nördlichen Schenkel der Antiklinale Silica — Gombasek, in dem Streifen Gombasek — Barazdalas, der im westlichen Teil durch die Strasseneinschnitte gut aufgeschlossen ist, im östlichen Teil wiederum in den Wänden der Karsttäler auf. Ihr weiterer Streifen tritt am nördlichen Abhang der Kote 620, wo die lichten Kalksteine mit roten Hornsteinen auch in dem höchsten Teil der knolligen Kalksteine vorkommen, auf. In diesen beiden Streifen bilden ihr Hangende dunkle bänkige Kalksteine mit Hornsteinen und das Liegende lichte Kalksteine mit Lagen lichter Dolomite. Weitere zwei, schon viel schwächere Streifen treten in der Masse der lichten Kalksteine auf und begleiten die Scholle der Dolomite und Guttensteiner Kalksteine der Kote 601.

Sie bestehen nur aus den knolligen Kalksteinen und aus den lichten hornsteinhaltigen Kalksteinen. Ihr wiederholtes Auftreten deutet auf eine mächtigere, längliche Dislokation. In keinem Fall kann man sie für ein Äquivalent der dunkelgrauen Dolomite halten, wie es Homola (1951) tut.

Die Trinodosen-Zone tritt wahrscheinlich auch in der Entwicklung der lichten Kalksteine mit Ammoniten auf. Am südlichen Abhang von Berec (Kote 846) kommen die knolligen Kalksteine nicht mehr vor. Das Liegende der dunklen hornsteinhaltigen Kalksteine bilden schwach entwickelte lichte Kalksteine mit roten Hornsteinen, die auf den lichten, undeutlich bänkigen Kalksteinen, die den Scheitel und den höchsten Teil des südlichen Abhanges der Kote 846 bauen, ruhen.

Diese enthalten stellenweise Ammonite, die aber wegen mangelhafter Erhaltung nicht bestimmt werden konnten.

In kleiner Scholle der lichten Kalksteine, die zwischen den dunkelgrauen unteranischen Dolomiten und den dunkelgrauen dünnbänkigen unterladinischen Kalksteinen auftreten und aus dem Gebiete von Farkaši pusta bis auf den östlichen Fuss des Plateaus von Plešivec (südwestlich von Brzotin) reichen, habe ich auch Brachiopoden-Fauna (westlich von der Kote 298) gefunden:

Spirigera trigonella Schloth.,

Mentzelia mentzelii Dunk.,

Spirigera (*Anisactinella*) *quadriplecta* Münst. var. *euplecta* Bittn.,

Spirigera cf. *canavarica* Tomm.,

Spiriferina fragilis Schloth.,

Rhynchonella teutonica Bittn.,

Rhynchonella vivida Bittn.,

Rhynchonella vivida var. *excavata* Bittn.,

Rhynchonella trinodosi Bittn.,

Rhynchonella trinodosi var. *minutula* Bittn.,

Waldheimia (*Aulacothyris*) *angusta* Schloth.

Die Fauna besteht überwiegend aus den am westlichen Abhang des Plateaus von Plešivec in der Decurtata-Zone gefundenen Formen. Da man aber in ihr auch jüngere Formen findet, ist es wahrscheinlich, dass die lichten Kalksteine dieser Lokalität schon der Trinodosen Zone angehören.

Die stratigraphische Einreihung der die Kote 814 bauenden lichten Kalksteine mit Lagen lichter Dolomite wird erst nach der paläontologischen Verarbeitung der Algen

und Gastropoden, die ich in ihnen gefunden habe, möglich sein. Bartko (1953) legt sie in den oberen Ladin. Aber ihre Position zwischen den dunkelgrauen unteranisischen Dolomiten und den dunklen bänkgigen hornsteinhaltigen Kalksteinen, auf deren Basis die knolligen Kalksteine entwickelt sind, spricht eher für Anis. Ladin.

Dunkle Hornsteinkalke. — Das Hangende der knolligen Kalksteine der Kote 848 im nördlichen Teil des Plateaus von Plešivec und der lichten, undeutlich bänkgigen Kalksteine mit Ammoniten von Berc (Kote 846), bilden dunkelgraue Hornsteinkalke, die man mit Balogh (1950, 1953) übereinstimmend zum unteren Ladin zählen kann. Sie sind bänkgig und auch brettförmig. Die in den Bänken auftretenden Hornsteine haben eine unregelmässige Form und verschiedene Grösse. Sie kommen überwiegend in den unteren Teilen der Schichtenfolge vor, in der Richtung zum Hangenden nehmen die Hornsteine ab, so dass sie im oberen hornsteinlosen Teil nur vereinzelt vorkommen. Aber auch in den unteren Partien der Hornsteinkalke findet man hornsteinlose Kalksteine, oder nur mit vereinzelt Hornsteinen. Deshalb ist es auch auf der Karte schwer den unteren hornsteinigen Teil, der den unteren Ladin vertritt und den hornsteinlosen oberen Teil des mittleren Ladin abzusondern.

Lichte Kalksteine. — Die hornsteinlosen, dunkelgrauen bänkgigen Kalksteine des unteren Ladin übergehen gewöhnlich in das Hangende in stellenweise grobbänkgige, überwiegend aber massive lichte Kalksteine, die man, dank dem Funde von Algen durch Balogh (1953) am Plateau von Silica, zur oberen Ladinstufe eingliedern kann. Am westlichen Abhang des Plateaus von Plešivec, in dem Einschnitte des Štítnický závoz, südwestlich von der Kote 673 enden die bänkgigen, vereinzelt Hornsteine enthaltenden Kalksteine mit einer 2—3 m mächtigen Lage grauen Dolomites, bis dolomitischen Kalksteines, welche in ihrem Hangenden durch rote brekziöse Kalksteine, die den Charakter endostratischer Brekzien haben, begleitet wird.

Die Hornsteinkalke, wie auch ihr hornsteinloser hangender Teil, enthalten keine Versteinerungen. Auf dem Plateau von Silica habe ich in den dunklen, bänkgigen, hornsteinlosen Kalksteinen, die sich im Wege nordöstlich von der Kote 620 (Tilalmas) befinden, einige schlecht erhaltene Brachiopoden gefunden. Lichte, bänkgige Kalksteine enthalten in ihrem Hangenden auch Brachiopoden.

Südlich von der Gemeinde Silica auftretende lichte Kalksteine im Hangenden der dunklen bänkgigen Kalksteine mit den vereinzelt Hornsteinen, enthalten Lumachellen kleiner, näher nicht bestimmbarer Lamellibranchiaten.

Die oberladinische Fauna aus den lichten Kalksteinen des Plateaus von Plešivec führt Bartko (1953) an. Aus dem südwestlichen Teil des Plateaus von Plešivec gibt wiederum Balogh (1953) *Diplopora annulata* Schafh. an. Obere Trias (Karn — Norien).

Die stratigraphische Stellung der lichten Kalksteine nördlich von der antiklinalen Zone, die auf dem Plateau von Plešivec nur undeutlich durch die tektonischen Brekzien im Vichtelský závor angedeutet ist, ist vorläufig nicht ganz sicher und ihre Absonderung von den oberladinischen Kalksteinen ist auch unmöglich. Es ist da kein faziell abstechender Horizont vorhanden, der ihre ausführlichere Zergliederung ermöglichen könnte. Den mittelladinischen Kalksteinen ähnliche dunkle Kalksteine enthalten keine Versteinerungen und treten nur in kleinen Linsen auf. Auf der Kote 667, nordöstlich von Nagyhegyes — Kote 777 sind sie oolitisch und enthalten unvollkommen erhaltene Lamellibranchiaten. Auch die dunklen Schiefer in der Masse der lichten Kalksteine, die in den letzten Jahren an der untersten Etage des Bruches von Gombasek aufgeschlossen wurden, enthalten keine Versteinerungen. Nicht einmal in den bänkgigen und brettförmigen Kalksteinen mit Einlagen schieferiger Kalksteine, welche knapp unter der oberen Drahtseilbahnstation auftreten, konnte ich Versteinerungen zu finden.

Nur am Nagyhegyes, zwischen den Koten 696 und 777 und dann am nördlichen Abhang von Kishegyes, dicht unter der Kote 741, ist es mir gelungen in den mit kleinen Lamellibranchiaten überfüllten lichten Kalksteinen einige grössere Halobien zu finden.

Die Fauna dieser Lokalität wurde bis jetzt noch nicht verarbeitet. Es ist aber wahrscheinlich, dass diese Kalksteine der Obertrias — Norien angehören. Es stimmt mit den Beobachtungen von Bartko (1953), welche auch durch die durch Pia bestimmten Algen bestätigt wurden, überein.

Auf der durch Balogh (1940) angegebenen Lokalität bei der Gemeinde Silická Brezová habe ich in der Obertrias in den lichten Kalksteinen ausser zahlreichen Rhynchonellen, Waldheimien, Cyrtinen, Pecten, die überwiegend mit der durch Balogh (1940, 1953) angeführten Fauna übereinstimmen, auch einige kleine juvenile Formen der Ammoniten gefunden. Nach Andrusov's Bestimmung gehören sie zu den Formen: *Arcestes* (*Pararcestes*) *sublabiatus* Mojs. und *Styrites tropidiformis* Mojs.

Tab. I.

Bild 1. Ansicht auf den nördlichen Teil des Plateaus von Plešivec vom Westen.

1. Phyllite und Kalksteine — Karbon; 2. Mergelige Schiefer und Kalksteine — Kampil; 3. Guttensteiner Kalkstein — Unteranis; 5. Lichter Kalkstein mit Lagen lichter Dolomite — Mittel- und Oberanis; 6. Dunkelgrauer bänkiger Kalkstein mit Hornsteinen — Unter- und Mittelladin; 7. Lichter Kalkstein — Oberladin: a, b — Vorkommen von Brachiopoden, c — Vorkommen von *Norites aspidoides* Arth., d, e — Vorkommen der kleinen Lamellibranchiaten.

Tab. II.

Bild 1. Das Plateau von Plešivec, nördlicher Abhang der Kote 848. Rötliche knollige Kalksteine mit Ammoniten (Trinodosen-Zone). Auf ihrer Basis lichte bänke Kalksteine mit roten Hornsteinen.

Bild 2. Das Plateau von Plešivec, südlicher Abhang von Berc (Kote 846). Dunkelgraue bänke Kalksteine mit den Hornsteinen. Unterladin.

Tab. III.

Bild 1. Das Plateau von Plešivec, der Steinbruch von Gombasek. Eine Linse der dunklen Schiefer mit sandigeren dünnen Einlagerungen in den lichten Kalksteinen.

Bild 2. Das Plateau von Silica — nördlicher Abhang. Einschnitt der Strasse Gombasek — Silica in den kampiler Schichten. Faltungsüberschiebung.

Tab. IV.

Bild 1. Das Plateau von Plešivec, Kote 667 (nordöstlich von Nagyhegyes, Kote 777). Dunkle oolithische Kalksteine. 16 x vergrößert.

Bild 2. Das Plateau von Plešivec, südlich von der Gemeinde Honce (Genč). Krinoide Kalksteine der Kampilstufe. 16 x vergrößert.

GEOLOGISCHE KARTE DES PLATEAUS VON PLEŠIVEC UND DES WESTLICHEN TEILES DES PLATEAUS VON SILICA.

Zusammengestellt durch J. Bystrický, 1954.

Die Landkarte.

Legende:

1. Alluvium; 2. Ton, Schutt; 3. Dejektionskegel; 4. Terrassenschotter; 5. Travertine; 6. Schotter — Pliozän; 7. Dunkle, stellenweise oolithische Kalksteine (? Norien); 8. Wettersteiner Kalkstein — Anis, Ladin (auf dem Plateau von Plešivec auch ?Karn-Norien); 9. Dunkelgrauer bänkiger Kalkstein mit Hornsteinen — Unter- und Mittelladin (auf der Basis rötliche knollige Kalksteine mit Lagen roter Hornsteine — Trinodosen-Zone); 10. Lichte Kalksteine mit Lagen und Linsen lichter Dolomite, brachiopodenhaltige Kalksteine — Mittel- und Oberanis; 11. Dunkelgrauer bänkiger Dolomit; 12. Guttensteiner Kalkstein (11. und 12. Unteranis); 13. Mergelige Schiefer mit Lagen grauer Kalksteine — Oberkampil; 14. Sandige, glimmerige Kalksteine und Schiefer — Unterkampil; 15. Bunte Schiefer, Sandsteine, Quarzite und Radiolarite — Zeiss; 16. Dunkelgraue Phyllite — Karbon; 17. Weisse Kalksteine — Karbon; 18. Glaukophanit; 19. Streichen und Fallen der Schichten; 20. Vorkommen von Versteinerungen.

JÁN KANTOR

NÁLEZ HÜBNERITU PRI CHYŽNOM V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

(Tab. V—VII, ruské a nemecké resumé)

V okolí Chyžného bola zistená sulfidická mineralizácia s hübneritom. Hübnerit patrí k najmladším členom sukcesie, vylučujúcim sa sčasti súčasne s Sb-minerálmi. Je pomerne nízkotermálny. Nový nález dobre dopĺňa špecifický ráz paragenéz volfrámových minerálov v Spišsko-gemerskom rudohorí a ich analógiu s niektorými bolívijskými výskytmi, zdôraznenú nedávno autorom v článku o ferberit-antimonit-šelitovej paragenéze zo Spišskej bane.

I. Úvod

Z minerálov volframitovej skupiny sú intenzívne aj extenzívne najrozšírenejšie členy stredného zloženia, zodpovedajúce v užšom slova zmysle vlastnému volframitu. Oba krajné členy-hübnerit na jednej a ferberit na druhej strane sú naproti tomu ďaleko vzácnejšie a svojím výskytom viazané na pomerne málo oblastí.

Zriedkavosť týchto minerálov a vystupovanie v paragenézach značne odchylných od bežných, dobre preskúmaných typov pneumatolytických, volfrámových a volfrámo-cínových ložísk oprávnene upútavajú pozornosť na každý nový výskyt, a to tým viac, že doterajšia literatúra o nich je pomerne málo rozsiahla. Znalosť paragenézy a genetických podmienok práve pri týchto ložiskách pomáha odstraňovať značné medzery, ktoré v názoroch na geochemickú migráciu volfrámu až do najnovšej doby jestvovali.

Otázku rozdielnej termálnosti volfrámových ložísk, ktorú nadhodili niektorí americkí autori a Ahlfeld, najnovšie F. Leutwein (1952) sa pokúsil postaviť na exaktnú bázu chemizmu, ako sa o tom ešte zmienim.

Autor nedávno (1953) opísal ferberit so šelitom z kremitoantimonitovej žily v Spišskej bani v Spišsko-gemerskom rudohorí. Poukázal na značné analógie medzi tunajšou paragenézou a epitermálnymi, volfrámo-antimónovými ložiskami Bolívie, ktoré spracoval Ahlfeld (1932, 1938). Pri novších výskumoch v Spišsko-gemerskom rudohorí autor zistil v okolí Chyžného výskyt druhého krajného člena volfrámitového radu-hübneritu, ktorý doteraz na Slovensku nebol vôbec nájdený.

II. Prehľad geologických pomerov.

Širšie okolie Chyžného (ca 5 km SZ od Jelšavy) je územím, pozdĺž ktorého sa stýkajú dve význačné tektonické jednotky slovenských Karpát — veporidy s gemeridami. Hranica medzi nimi prebieha juhozápadne severovýchodným smerom zhruba medzi Umlou Lehotou, Koprášom a Rochovcami.

Veporidy sú zastúpené (Mišík, 1953) biotitickými fylitmi (svo-ry), plodovými bridlicami, metamorfovanými pieskovecami, slabými polohami metamorfovaných diabázových tufov (amfibolity). V týchto horninách sa vyskytujú apofýzy stlačených žúl, kým hlavné žulové teleso tvorí rozsiahlejší masív kohúta, ležiaci odtiaľ ďalej k severu.

Tunajší granit je relatívne hrubozrnitý, až na jemnozrnitejšie vyvinutú aplitickú fáciu. Je tvorený undulóznym kremeňom, pertitickým ortoklasom, oligoklasom a zirkónom. Z ďalších minerálov sú zastúpené vláskovité mikrolity rutilu v kremeň, mikroklin, myrmekity vytvárané niekedy pozdĺž styku draselných živcov s plagioklasmi, titanit a v oblasti Herichovej aj ojedinelé kryštálíky granátu. Plagioklasy bývajú sericitizované, biotit chloritizovaný na penín. Pri tejto premene vznikajú typické sagenity. Epidot býva tiež obvyklým produktom rozkladu biotitu.

Gemeridy budujú územie južne od veporid a sú zastúpené najmä karbónom so známymi ložiskami magnezitu.

Na území severne a severovýchodne od Chyžného (oblasť Chyžné—Och-
tiná—Čierna Lehota—Umlá Lehota) je známe relatívne málo rudných vý-
skytov, na ktorých sa nikdy nepodnikalo baníctvo vo väčšom rozsahu. Ide
prevažne o kremenné žily s menšími alebo väčšími po-
dielmi sulfidických rúd. Sú zastúpené najmä pyrit, arzenopyrit,
antimonit, galenit, sfalerit, chalkopyrit a miestami pyrhotín. Na jednotli-
vých žilách býva toto zoskupenie rozdielne. Hojné sú v tejto oblasti aj tak-
mer jalové kremenné žily s nepatrnými impregnáciami sulfidov.

Na jednej z týchto sulfidických žíl s brekciovitou štruktúrou som zistil
v oblasti Herichovej h ü b n e r i t.

III. Mineralógia.

H ü b n e r i t vzhľadom na to, že dosahuje väčšie rozmery do 3—4 mm
dĺžky, býva dobre viditeľný aj makroskopicky. Vyznačuje sa čokoládovo-
hnedou až hnedočervenkastou farbou a polokovovým až smolným leskom.
Vryp je svetlohnedý až žltohnedý. Na väčších kryštáloch je patrná tiež
makroskopicky dobrá štiepatelnosť podľa 010; kryštálíky majú stĺpcovitý
habit. Drobné, idiomorfne vyvinuté kryštálíky vystupujú niekedy v drú-
zach na kremenných kryštálikoch (tab. V., obr. 1).

Drobnejšie úlomky sú pri silnejšom zväčšení pod binokulárnou lupou
priesvitné v krvavočervených, hnedočervených až hnedastých farbách.

Pod petrografickým mikroskopom je priesvitný v rovnakých farbách. Je anizotropný, veľmi slabo pleochroický. Zháša v súlade s príslušnosťou k monoklinickej sústave šikmo.

V nábrusoch sa pod chalkografickým mikroskopom vyznačuje relatívne nízkou odrazovou mohutnosťou, veľmi podobnou sfaleritu. Farba je šedá až šedomodrastá. Medzi skríženými nikolmi sa objavuje aj vo vzduchu spústa vnútorných reflexov, ktoré sú, pravda, ešte zjavnejšie pri silnejších zväčšeniach s immerziou. Farba vnútorných reflexov je závislá od hrúbky zŕn a ich orientácie a pohybuje sa medzi hnedočervenou až krvavočervenou. V dôsledku týchto vlastností by hübnerit pri celkom zbežnej prehliadke nábrusov mohol snáď byť niekedy omylom považovaný za sfalerit. Od tohto sa však líši svojou zrejmu až silnejšou anizotropiou, ktorá môže byť zastieraná vnútornými reflexmi. Anizotropia hübneritu od Chyžného je však podstatne nižšia ako pri ferberitoch zo Spišskej bane, pri ktorých okrem toho vnútorné reflexy sú zriedkavé a obmedzujú sa na najjemnejšie hrany. I veľké zrná hübneritu sa naproti tomu vyznačujú v ž d y vnútornými reflexmi.

Reflexný pleochroizmus je veľmi slabý, avšak pozdĺž styku rôznych zŕn niekedy bezpečne pozorovateľný. Pri niektorých väčších kryštálikoch je vyvinutý aj systém pomerne výrazných paralelných štiepných trhliniek.

Tvrdosť hübneritu je podstatne nižšia ako pri pyrite a arzenopyrite, ktoré ho sprevádzajú.

Pyrit je makroskopicky veľmi jemnozrnitý. Pod mikroskopom vidieť, že vytvára jednako pomerne jemnozrnité kompaktné masy, jednak idiomorfne kryštáliky, ktoré zriedkavejšie dosahujú veľkosť 0,3—0,5 mm. Vedľa bežného typu boli zistené aj kryštáliky s veľmi slabou anizotropiou. Kvantitatívne je pyrit najrozšírenejším rudným minerálom.

Arzenopyrit možno makroskopicky pozorovať len zriedkavo. Napriek tomu ho pri chalkografickom výskume stretávame bežne, aj keď v kvantách nepomerne menších ako pyrit. Je obvykle dokonale idiomorfne obmedzený. Niekedy sa vyznačuje relatívne dlhostĺpcovitým habitom, pričom kryštáliky dosahujú dĺžku ca 0,40 mm.

V pyritických partiách tunajších rúd bývajú hojne zastúpené i zvláštne lamelárne zrná a zhluky. Na ich stavbe sa zúčastňuje pyrit s markazitom, ktoré sa striedajú vo forme lamiel o menlivej, často nepatrnej šírke (porov. napr. tab. VI, obr. 1). Táto zvláštna štruktúra nebola zatiaľ na žiadnom inom ložisku na Slovensku pozorovaná. Do určitej miery však pripomína lamelárne-meandrovitý vývoj pyritu, ako ho zobrazil **R a m d o h r** (1950) z cínovcovej bane od Arandis v juhozápadnej Afrike. Zatiaľ nebolo možné rozhodnúť, či i v danom prípade pyrit predstavuje reliktnú štruktúru po pyrrhotíne. Arzenopyrit býva v tunajšom materiáli mladším minerálom ako pyrit, čo vyplýva z častej jeho koncentrácie vo forme lemu na lamelárnych útvaroch ako aj z jeho pomeru k pyritu v menej pravidelných lamelárnych útvaroch s prevládajúcim pyritom.

Galenit je zastúpený zriedkavejšie vo forme drobných žiliek.

Jamesonit (?). Na okrajoch galenitu možno pozorovať miestami biely, prostredne tvrdý minerál. Pri jednom nikole vzhľadom na drobné rozmery, analogickú farbu a tvrdosť, je od galenitu ťažko rozoznateľný. Je však pomerne silne anizotropný a voči koncentrovanému KOH rezistentný. Tieto vlastnosti, ako aj nižšia anizotropia vylučujú, že v danom prípade ide o antimonit. Naproti tomu vystupovanie uvedeného minerálu v okrajových častiach galenitu by nasvedčovalo jeho vzniku na úkor Pb,S, teda tomu, že ide o Pb-sulfominerál. Z doterajšieho materiálu nebolo zatiaľ možné vyseparovať dostatočné množstvo pre potrebné skúšky, takže jeho definitívna determinácia v rámci Pb-sulfominerálov sa vykoná po získaní bohatšieho materiálu. Zatiaľ ho však označujem ako jamesonit, pretože podľa výsledkov doterajšieho výskumu sa jeho vlastnosti najviac zhodujú s jamesonitom.

Markazit bol pozorovaný celkom výnimočne vo forme jemnozrnných zhlukov v pyritických partiách tunajších rúd. Vytvára takmer výlučne spomínané markazit — pyritické lamelárne útvary.

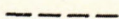
Kremeň je hlavným jalovinným minerálom. Vystupuje jednak jemnozrnný, s pyritom a arzenopyritom, jednak vo forme mladších žiliek a ako výplň drúzovitých dutín.

Sericit. Drobné šupinky sericitu možno miestami pozorovať vo väčších koncentráciách v galenite a jamesonite, zriedka v iných mineráloch.

IV. Genéza.

Pri mineráloch uvedenej paragenézy možno pozorovať určitú sukcesiu. V podstate bolo možné zistiť dve fázy vylučovania (porovnaj tiež genetický diagram).

V prvej fáze vznikol ako najstarší minerál idiomorfne vyvinutý pyrit.

	<i>I. fáza</i>	<i>II. fáza</i>
<i>pyrit</i>		
<i>kremeň</i>		
<i>pyrhotin</i>		
<i>arzenopyrit</i>		
<i>sericit</i>		
<i>galenit</i>		
<i>jamesonit</i>		
<i>hübnerit</i>		

Po ňom a sčasti priebežne s ním dochádzalo k vylučovaniu arzenopyritu a kremeňa (tab. VII., obr. 1). Pravdepodobne vtedy vznikli aj malé kvantá pyrrhotínu, zastúpené teraz vo forme opísaných lamelárnych pseudomorfóz. V sukcesii nasledovalo niečo galenitu a najmä po ňom aj jamesonit. Ojedinelé šupinky sericitu sa datujú z tohto obdobia.

Prvá fáza mineralizácie je od hrubej fázy oddelená kataklázou.

Ako najstarší minerál druhej fázy sa začal vylučovať arzenopyrit II. s kremeňom II., ktorý priebežne vznikal počas trvania celej II. fázy. Po ňom sa objavuje hübnerit. Jeho stĺpcovité kryštáliky nasadajú na steny trhlín v sulfidoch I. fázy (tab. VI., obr. 1). Hübnerit s arzenopyritom II. a kremeňom II. vypĺňajú žilky v mineralizácii I. fázy (tab. VI., obr. 2). V takýchto žilkách býva arzenopyrit II. pomerne často vo forme idiomorfických kryštálikov obklopaný mladším hübneritom (tab. V., obr. 3; tab. VI., obr. 2).

Niektoré kryštáliky a zhľuky hübneritu bývajú popretkávané žilkami (tiež výplň štiepných trhlín) mladšieho pyritu II., (tab. V., obr. 4), ktorý je však kvantitatívne nepatrne zastúpený v porovnaní s veľmi hojným pyritom I.

Po arzenopyrite II. a časti hübneritu došlo v druhej fáze aj k vylučovaniu jamesonitu (?) II. vo forme vláskovitých mikrolitov. Vystupuje najmä v kmeni II. Lokálne však možno pozorovať jeho vláskovité kryštáliky aj v hübneritoch. Je teda zrejmé, že hübnerit sa čiastočne vylučoval súčasne s jamesonitom II. Nález hübneritu v drúzach SiO_2 II. je v súlade s týmto pozorovaním.

Z uvedeného opisu je zrejmé, že hübnerit patrí k najmladším členom paragenézy a vylučoval sa pri jej doznievaní. Medzi minerálmi prvej fázy sú vedľa pyritu a arzenopyritu zastúpené galenit s jamesonitom. Prítomnosť týchto minerálov a chýbanie typických predstaviteľov pneumatolytických asociácií nasvedčujú, že minerály prvej fázy sa vylučovali za hydrotermálnych podmienok.

Ešte nižšie teploty boli počas druhej fázy mladšej ako napr. galenit prvej fázy. Vystupovanie hübneritu v drúzach kremeňa II., jeho prerastanie jamesonitom a celkové pomery vôbec sú odzrkadlením genézy z relatívne nízkotermálnych, hydrotermálnych roztokov. Dekrepitácia kremeňov z drúz, v ktorých boli narastené vedľa SiO_2 aj kryštáliky hübneritu, prebiehala najmä v rozpätí 250—290 °C, čo nám vedľa paragenézy poskytuje približné údaje o teplotách, za akých vznikol hübnerit.

Pokusy F. Leutweina (1952) ukázali, že volframit môže vznikať za uvedených, ba dokonca aj za podstatne nižších teplôt. Synteticky bol ním pripravený volframit a ferberit v rozpätí 100—150 °C a za tlakov 20—200 atmofér.

Na možnosť vzniku krajných členov volframitovej skupiny za nízkotermálnych až epitermálnych podmienok poukázal najmä Ahlfeld (1932, 1938) a niektorí americkí bádatelia, zaoberajúci sa výskumom ferberito-

vých a striebornato-zlatnatých ložísk záp. štátov USA, ako napr. Hess—Schaller (1914), Loomis (1937), Gianella (1938) a Lovering (1914). U nás opísal autor (1953) nízkotermálne, antimonitovoferberitové zrudnenie, sprevádzané šelitom zo Spišskej bane v Spišsko-gemerskom rudohorí.

F. Leutwein (1952) sa pokúsil známe pribúdanie ferberitovej molekuly v ložiskách podľa klesajúcej teploty využiť pre určovanie termálnosti volframitov podľa pomeru hübneritovej molekuly k ferberitovej molekule.

Podľa neho rôzne ložiská volfrámových rúd sa vyznačujú týmito hodnotami H/F:

	H/F
a) pegmatiticko-deuteritické ložiská	1—2
b) pneumatolyticko-greisénové ložiská	0,5—4 (?)
c) pneumatolyticko-pegmatitické žily s SiO_2	0,5—1
d) kremité žily so sulfidmi	0,05—0,5
e) hydrotermálne žily so sulfidmi a epitermálne ložiská	0,05

Pravda, táto Leutweinova klasifikácia bola prepracovaná pre ložiská ferberitu a volframitu v užšom slova zmysle. Otázku závislosti vzájomného pomeru medzi hübneritom a volframitom podľa termálnych podmienok necháva sčasti otvorenou.

Výskumy citovaných amerických autorov a najmä Ahlfeldove (1932, 1938) však naznačujú, že aj hübnerit rovnako ako ferberit býva niekedy spätý prechodmi s vlastnými volframitmi v Hessovom (1914) ponímaní. Pritom hübnerit patrí spravidla k mladším členom paragenézy a býva nižšie temperovaný ako volframit.

Z uvedeného by teda vyplývalo, že pomer H/F nemôže sa od epitermálnych po pneumatolytické až pegmatitické volfrámové ložiská neustále zvyšovať, pretože práve niektoré epitermálne ložiská hübneritu sa vyznačujú veľmi vysokými hodnotami H/F. To znamená, že pri ferberitovo-volframitových ložiskách sa so zvyšujúcou termálnosťou zvyšuje aj pomer H/F až po určitú hodnotu (pozri vyššie). Pri volframitovo-hübneritových ložiskách by naproti tomu hodnota H/F mala pri stúpaní termálnosti postupne klesať.

Vzájomné vzťahy medzi termálnosťou minerálov volframitovej skupiny a ich chemizmom zrejme nie sú také jednoduché, ako by sa z prác niektorých autorov zdalo. Je celkom evidentné, že čisto mechanické usudzovanie na termálnosť volframitových ložísk v širšom slova zmysle výlučne na základe pomeru H/F nemožno považovať za jediné a dostatočné kritérium. Môže však byť cennou pomôckou, ak prihliadneme k chemizmu ložiskovej výplne, celkovému charakteru príslušnej metalogenetickej provincie a pod.

Keby sme celkom vylúčili možnosť vplyvu chemizmu rudonosného procesu na utváranie pomeru H/F týmto procesom vznikajúceho člena volframitovej skupiny v zmysle Leutweinovom, musíme na každom výskyte vol-

frámových minerálov predpokladať dostatok Fe a Mn za ich vylučovania. V súlade s týmto predpokladom by bolo časté aj zatlačovanie volframitu hübneritom, na ktoré uvedený autor upozorňuje.

Keď si však všimneme hydrotermálne výskyty ferberitov a hübneritov (porovnaj tiež ďalšie kapitoly), a to predovšetkým v oblastiach ich najväčšieho rozšírenia — v USA a Bolívii, je nápadná jedna vec: hübnerity vystupujú na žilách samostatne bez zastúpenia ferberitu a naopak, v paragenézach s ferberitom hübnerit nebýva zastúpený.

Rovnako v Spišsko-gemerskom rudohorí autor zistil na jednej strane paragenézu s ferberitom a šelitom (bez hübneritu) a na druhej strane v tomto článku opisovanú paragenézu s hübneritom bez ferberitu. Došlo teda i v tomto prípade — podobne ako v USA a Bolívii — k samostatnému a oddelenému vystupovaniu oboch krajných členov volframitovej skupiny.

Táto skutočnosť je, pravda, do istej miery v rozpore s Leutweinovým predpokladom, pretože by sa na nízkotermálnych volfrámových ložiskách mali bežne stretávať ferberity s hübneritmi v spoločnej paragenéze.

Že by sa jednalo o zjav ovplyvnený čisto termálnosťou v dôsledku rozdielnych energií mriežok medzi hübneritom a ferberitom, je málo pravdepodobné. Paragenézy s ferberitom alebo hübneritom sú si často také podobné, že iste zodpovedajú často aj rovnakým termálnym intervalom.

Nie je preto bez zaujímavosti všimnúť si niektoré minerály z volfrámových paragenéz. Tak napr. *rodochrosit* je známy z Tonopah v Nevade, od Silvertonu a celého pohoria San Juan, ako aj od Cripple-Creek v Colorade; pri Butte v Montagne je známa celá rudonosná zóna, v ktorej je veľmi rozšírený *rodochrosit* s malými podielmi *rodonitu*. Volfrámovým minerálom vo všetkých uvedených oblastiach je hübnerit, kým ferberit celkom chýba.

Medzi oblasti, kde je na ložiskách zastúpený *siderit* alebo *ankerit*, patria: početné ložiská v Boulder County a Gilpin County v Colorade (miestami sprevádzané hematitom a magnetitom), ďalej ložiská Calacalanni, Juliana (Condeauque) a Caluyo de Nohoza v Bolívii. Z volfrámových minerálov je na týchto výskytoch zastúpený ferberit, kým hübnerit nie je prítomný.

V Spišsko-gemerskom rudohorí na lokalite v Spišskej bani je veľmi hojný *ankerit*, z volfrámových minerálov sa tu vyskytuje iba ferberit a šelit. Vzťah volfrámového výskytu pri Chyžnom k okolitým rudným žilám nebol doteraz detailne prepracovaný. Na lokalite s hübneritom som však zistil prítomnosť *rodochrozitu*.

V citovaných paragenézach je povaha príslušného minerálu volframitovej skupiny zrejme závislá od chemizmu hydrotermálnych roztokov. V iných prípadoch nebýva závislosť zjavná, najmä pri hojnejšom zastúpení Fe viazaného sulfidicky, keď v paragenézach vystupuje ferberit a hübnerit.

Uvedené skutočnosti nasvedčujú tomu, že pri posudzovaní chemizmu minerálov volframitovej skupiny a ich termálnosti treba prihliadať aj k celkovému chemizmu hydrotermálnych roztokov, hodnotám pH, koncentráciám a pod., ako to už bolo naznačené.

V. Chemizmus.

Z hübneritu od Chyžného boli pod chalkografickým mikroskopom vyhladenuté väčšie homogénne zhľuky, neprerastané inými minerálmi. Z týchto partií sme vybrali pod binokulárnym mikroskopom materiál, ktorý sa aj pri silnom zväčšení javil ako čistý hübnerit.

Z takto vyseparovaného materiálu urobil V. Dvoň chemickú analýzu. Výsledok:

MnO	20,78%
FeO	3,96%
WO ₃	75,30%
	100,04%

Uvedená analýza bola podľa spôsobu, ktorý navrhol Hess (1914), prepočítaná tak, že k celému množstvu MnO bolo dané potrebné množstvo WO₃ na vytvorenie hübneritu. Podiel ferberitovej molekuly bol naproti tomu získaný z ostávajúceho WO₃, ku ktorému bola pripočítaná potrebná časť FeO. Zvyšok FeO sa vykázal ako prebytok. FeWO₄ a MnWO₄ po prepočte na sumu = 100 dali:

MnO	21,1%
FeO	2,3%
WO ₃	76,6%
	100,0%

$$\begin{aligned} \text{čiže } \text{MnWO}_4 &= 90,2\% \\ \text{FeWO}_4 &= 9,8\% \end{aligned}$$

Pre porovnanie s chemizmom hübneritov z iných lokalít uvádzam na tab. I chemické analýzy podľa prístupnej literatúry, a to najmä podľa Hessa — Schallera 1914), Doeltera (1929), Leutweina (1952) a Gianella (1938).

Na tabuľke II sú uvedené tie isté analýzy po prepočte na sumu hübneritovej a ferberitovej molekuly rovnú 100%. Z tejto sumy sú prepočítané MnO, FeO a WO₃. CaWO₄ je vykázané zvlášť, ako aj prípadné prebytky FeO, MnO, príp. WO₃.

Ako z uvedených analýz vyplýva, hübnerit od Chyžného (analýza 23, tab. I., II.) zapadá dobre svojím chemizmom medzi ostatné tu citované analýzy hübneritov. Chemizmom sa mu najviac blížia niektoré hübnerity z USA, a to od Dragoon Mountains (Arizona), Sunday Gulch, Comstock Mine (S. Dakota), Cement Creek a North Star Mine (Colorado), Patterson Creek (Idaho) a Bonito Mountain (N. Mexiko).

T a b. I. Prehľad chemických analýz húbneritov.

č.	WO ₃	FeO	MnO	CaO	SiO ₃	MgO	Rôzne	Suma
1	74,82	0,06	25,00	—	—	—		99,88
2	73,97	2,38	23,64	—	—	—		99,99
3	74,88	0,56	23,87	0,14	—	0,08		99,75
4	76,40	—	23,40	—	—	—		99,80
5	75,58	0,24	23,40	0,13	0,62	—	Nb ₂ O ₅ = 0,05	100,02
6	75,45	0,55	23,31	0,32	0,48	—		100,51
7	75,12	1,42	23,21	—	—	—		99,75
8	71,50	5,40	23,10	—	—	—		100,00
9	74,28	0,47	22,73	0,02	1,33	0,86	Mo — stopy	99,69
10	70,21	2,03	21,72	0,37	4,91	—	Al ₂ O ₃ = 0,56	99,80
11	76,13	0,82	23,15	—	—	—		100,10
12	74,53	2,12	20,96	1,31	—	—		98,92
13	74,32	2,11	20,90	1,30	0,28	—		98,91
14	73,60	3,74	22,24	—	—	—		99,58
15	75,50	0,70	22,45	0,23	1,19	—		100,07
16	74,25	3,18	20,84	1,01	—	st.		99,28
17	74,75	2,91	21,93	0,11	—	st.		99,70
18	75,12	3,01	20,54	1,04	—	—		99,71
19	76,63	1,61	21,78	0,09	—	st.		100,11
20	75,94	2,38	21,57	—	—	—	S = 0,01	99,90
21	76,14	2,11	21,63	—	—	—	CuO W 0,12	100,00
22	74,46	3,29	19,90	1,05	0,42	—	žih. 0,75	99,87
23	75,30	3,96	20,78	—	—	—		100,04
24	75,36	2,66	19,50	—	1,70	—	zvyšok 0,78	100,00
25	76,33	3,82	19,72	0,13	—	st.		100,00
26	76,50	4,40	18,50	0,17	0,70	—		100,30
27	76,61	4,64	18,59	0,20	—	0,20		100,21

Tab. II. Prehľad prepočítaných analýz húbneritov (MnWO₄ + FeWO₄ = 100%).

č.	WO ₃	FeO	MnO	FeWO ₄	Mn=O ₄	Prebytok			CaWO ₄	Šp. váha
						FeO	MnO	WO ₃		
1	76,6	—	23,4	—	100,0	0,1	2,1	—	—	—
2	76,6	—	23,4	—	100,0	2,38	1,0	—	—	—
3	76,6	—	23,4	—	100,0	0,6	0,2	—	0,7	—
4	76,6	—	23,4	—	100,0	—	0,1	—	—	—
5	76,6	—	23,4	—	100,0	0,2	0,5	—	0,7	7,177
6	76,6	—	23,4	—	100,0	0,6	0,2	—	—	—
7	76,6	—	23,4	—	100,0	1,4	0,5	—	—	—
8	76,6	—	23,4	—	100,0	5,4	1,2	—	—	6,45
9	76,6	—	23,4	—	100,0	0,5	—	—	0,1	—
10	76,6	—	23,4	—	100,0	2,0	0,7	—	1,9	—
11	76,6	0,1	23,3	0,6	99,4	0,7	—	—	—	—
12	76,6	0,2	23,2	0,8	99,2	1,9	—	—	6,7	—
13	76,6	0,2	23,2	0,8	99,2	1,9	—	—	6,7	7,357
14	76,6	0,3	23,1	1,2	98,8	3,47	—	—	—	—
15	76,6	0,4	23,0	1,5	98,5	0,3	—	—	1,2	—
16	76,5	0,7	22,8	2,8	97,2	2,6	—	—	5,2	—
17	76,6	0,8	22,6	3,2	96,8	2,3	—	—	0,6	6,713
18	76,6	1,4	22,0	6,0	94,0	1,2	—	—	5,4	—
19	76,6	1,6	21,8	6,7	93,3	0,1	—	—	0,5	6,891
20	76,6	1,6	21,8	6,9	93,1	0,8	—	—	—	—
21	76,5	1,7	21,8	7,1	92,9	0,4	—	—	—	—
22	76,6	1,7	21,7	7,2	92,8	1,7	—	—	4,4	—
23	76,6	2,3	21,1	9,8	90,2	1,7	—	—	—	—
24	76,5	2,8	20,7	11,6	88,4	0,1	—	—	4,1	—
25	76,6	3,5	19,9	14,9	85,1	0,3	—	—	0,7	7,163
26	76,6	4,5	18,9	19,1	80,9	—	—	1,7	1,0	7,20
27	76,5	4,7	18,8	19,8	80,2	—	—	0,1	1,0	7,267

1. Philipsburg, Mont., USA; anal. A. H. Low. U. S. Geol. Surv. Bull. 20, 1885.
2. Monitor District, California, USA; anal. Palmer W. S. u Gianella. Econ. Geol. vol. 33. (1938).
3. Ellsworth, dištr. Mammouth, Nevada, USA; annal. F. A. Genth, Amer. Jour. Sc. vol. 43, 1892.
4. Riotte v dištr. Mammouth, Nevada, USA; anal. H. Credner. N. J. Min. 87, 1866.
5. Ouray County, Colorado, USA; anal. W. F. Hillebrand; U. S. Geol. Surv. Bull. 20, 1885.
6. Homestake Mine, White Oax, N. Mex., USA; anal. J. G. Dinwiddie; U. S. Geol. Surv. Bull. 24, 1914.
7. Morococha, Peru; anal. H. Pfluecker J. Rico; C. F. Rammelsberg, Min.-Chem. I. 267 (1886).
8. Slavkov, ČSR; anal. C. F. Rammelsberg, Min.-Chem. 117 (1886).
9. Margarec Forks, Inverness County, Canada; anal. A. Johnston; Ann. Rep. Geol. Surv. Canada II. (1898).
10. Natalie mine, Silverton, Colorado, USA; J. B. Ekeley; Min. World vol. 30 (1909).
11. Dragoon, Arizona, USA; anal. S. V. Peppel; Am. Geol. 3/36 (1906). Z. Kryst. 43, 1907.)
12. Bajevka, Ural, SSSR; anal. K. Kulibin u C. F. Rammelsberga Min.-Chem. 286 (1875).
13. Bajevka, Ural, SSSR; priemer z dvoch analýz; anal. K. Kulibin; Russ. — k. Min. Gesell. St. Petersburg Verh. Vol. 3; II. ser. (1868).
14. Slavkov, ČSR; anal. C. Philipp u C. F. Rammelsberga, Min.-Chem. 286 (1875).
15. Silverton, Colorado, USA; F. Leutwein, Acta Geol. Ac. Sc. Hungaricae, 1952.
16. Nishizawa; provincia Shimotsuke, Japonsko; anal. K. Jimbo, Beitr. Min. Japan. No 5 (1915).
17. North Star Mine, Colorado, USA; anal. F. A. Genth; Am. Jour. Sc. III. vol. 43. (1892).
18. Comstock mine, Lawrence County, S. Dakota, USA; anal. Headden W. P.; Colorado Sci. Soc. Proc., vol. 8. (1906).
19. Cement Creek, Colorado, USA; anal. F. A. Genth; Am. Jour. Sc. III. vol. 43 (1892).
20. Patterson Creek, Lemhi County, Idaho, USA; anal. J. E. Talmadge, Hess F. L. — Schaller W. T.; U. S. Geol. Surv. Bull. 583 (1914).
21. Cement Creek, Colorado, USA; anal. F. A. Genth; Am. Jour. Sc. III. vol. 43 (1892).
22. Sunday Gulch pri Hill City, S. Dakota, USA; anal. Headden W. P.; Colorado Sci. Soc. Proc., vol. 8 (1906).
23. Chyžné, Spiško-gemerské rudohorie, ČSR; anal. V. Dvonč.
24. Dragoon Mountains, Arizona, USA; anal. Guild F. N. The Mineralogy of Arizona, 1910.
25. Bonito Mountain; N. Mexico, USA; anal. F. A. Genth; Am. Jour. Sc. III. ser. 43 (1892).
26. Oroville, Washingt., USA; anal. R. C. Wells, Hess F. L. — Schaller W. T.; U. S. Geol. Surv. Bull. 583 (1914).
27. Bajevka, Ural, SSSR; anal. Beck W. — Teich N.; Russ. — k. Min. Gesell. St. Petersburg Verb. II. ser., vol. 4 (1869).

Mikroskopický a chemický rozbor hübneritu od Chyžného bol doplnený tiež röntgenovou analýzou pomocou Cu—K α — žiarenia. Hodnoty d z debey-gramu udáva pripojená tabuľka (vzorka 1.).

1.	2.	3.	4.
5,75		5,72	
5,37		5,28	
4,81	4,796	4,83	4,72
4,10		4,11	
3,72	3,728	3,77	3,71
3,27	3,276	3,28	3,21
2,97	2,989	2,965	2,917
2,87	2,871	2,87	2,83
	2,658	2,74	2,70
	2,567		
2,49	2,497	2,49	2,46
2,41		2,41	2,35
	2,292		2,26
2,21	2,217	2,22	2,18
2,04	2,062	2,05	2,04
2,02	2,022	2,02	
	1,919		1,986
1,885	1,889	1,885	1,866
1,834	1,838		1,810
1,778	1,783	1,785	1,758
1,740	1,741	1,745	
1,720	1,721	1,715	1,702
1,653	1,639		
1,599	1,597	1,600	1,585
1,521	1,520	1,525	1,503
1,470	1,474	1,470	
1,438	1,441		1,445
			1,428
1,375	1,378	1,380	1,365
1,325	1,322	1,325	1,312
1,278	1,287		
1,241	1,243		
1,224	1,226	1,225	
1,195	1,198	1,198	
	1,172		1,178
1,140			
1,112	1,119		
1,085	1,087		1,078
			1,065

V z o r k a 1. Hübnerit, Chyžné.

2. Hübnerit, Karash, Kazachstan, SSSR.

3. Hübnerit, Silverton, Colorado, USA.

4. Wolframit, Torrington Mine, N. S. Wales, Austrália.

VI. Prehľad iných výskytov hübneritu.

Hübnerit je v značnejších koncentráciách a na početnejších lokalitách známy najmä zo Spojených štátov amerických (Ransome 1901, Hess—Schaller 1914, Burbank 1933, Loomis 1937, Gianella 1938, Lovering 1941) a Bolívie (Ahlfeld 1932, 1938).

V Spojených štátoch amerických sú to:

Colorado s lokalitou Ouray (dištr. Uncompahgre); ďalej Natalie mine, North mine a oblasťou Cement-Creek pri Silvertone, Cripple-Creek. S. Dakota — Comstock mine v Lawrence County, Sunday Gulch pri Hill City a Dead-Wood. New Mexico — South Homestake mine a Bonito Mountain pri White Oax. Montana — Philipsburg, Butte, Pony. Nevada — Ellsworth v dištr. Mammouth; Regan mine dištr., Osceola. Washington — Oroville. Idaho — Patterson Creek v Lemhi County. Arizona — Dragoon Mountains. California — Monitor District v Alpine County.

Z Kanady sa uvádza hübnerit ešte od Margarec Forks v Ivernes County.

I v Bolívii vystupuje hübnerit na viacerých lokalitách, a to pri Ancoraimes, Huanuni, Colquiri, Condeauque a Uncia-Llallagua.

V Peru sú zastúpené hübnerity v malej miere na ložiskách Morococha a Cerro Pelagatos.

V Japonsku bol nájdený v Nishizawe, provincia Shimotsuke.

V Sovietskom sväze sa vyskytuje hübnerit pri Bajevke na Urale.

V Československej republike bol zaznamenaný od Slavkova v Krušných horách (Doelter, 1929). Ježek (1932) ani Slavík (1927) naproti tomu žiadne nálezisko hübneritu nespomínajú.

Pomerne najucelenejší pohľad na niektoré z uvedených lokalít poskytujú práce Ahlfelda (1932, 1938), kde bývajú uvedené geologické pomery a paragenéza sprievodných minerálov.

V Colquiri (Ahlfeld, l. c.) vystupuje tabuľkovitý hübnerit na pyritovo-markazitovej žile a tvorí ako najmladší člen výplň medzi kryštálkami uvedených sulfidov. Sporadicky sa objavuje aj ihličkovitý kasiterit. V blízkom okolí vystupuje sulfidické ložisko s pyrrhotinom, cínovcom, sfaleritom, chalkopyritom, galenitom, arzenopyritom, volframitom, kremeňom a fluoritom.

V Condeauque v poli Santa Isabella podľa toho istého autora vystupujú okrem ferberitových žíl aj kremítohübneritové žily až 1 m mocné s tenkotabuľkovitým hübneritom v centrálnej časti. Blízko tohto výskytu je známe aj antimónové zrudnenie.

Na volfrámovom ložisku v Ancoraimes (Ahlfeld, l. c.) tvorí hübnerit stebelnaté kryštálky narastené v drúzach kremeňa. Hojne je tu zastúpený ferberit, baryt, málo kasiterit, pyrit a Pb-sulfominerály.

V Huanuni (Ahlfeld, 1938) vystupuje kremitá žilovina s jemnozrnným pyritom a stebelnatým antimonitom. Ako mladší minerál je zastúpený hübnerit blízky mangánatý volframit. Do hĺbky prechádza toto zrudnenie do pyriticko-sfaleritického ložiska so stopami cínu.

Pri Uncia — Llallagua na cínovcovo-volframitovom pneumatolytickom ložísku sú známe povlaky a žilky mladších mangánatých volframitov až hübneritov (A h l f e l d, 1932).

Z lokalít v U S A podľa H e s s a a S c h a l l e r a (1914) je hübnerit viazaný najmä na kremité žily so striebornými rudami, ako je to pri Pony, Philipsburgu a Butte v Montane, pri Ellsworth, Tonopah v Nevade. Rovnako v oblasti Silvertonu vystupuje hübnerit na Pb-Zn žilách s Au-Ag minerálmi. Z minerálov tu vystupujúcich treba spomenúť pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, rodonit, kremeň a v malých množstvách hübnerit, tetraedrit, fluorit a kalcit (B u r b a n k, 1933). V oblasti Silvertonu, Colorado vystupuje hübnerit samostatne na kremitých žilách, je sprevádzaný iba fluoritom (Ransome 1901), a to v okolí Cement-Creek.

V oblasti Dragoon Mts, Arizona je hübnerit viazaný na kremité žily so šelitom a fluoritom.

Zaujímavé výskyty hübneritu z viacerých zlatnatostrieborných ložísk Monitor Districtu v Alpine County, California, opísal G i a n e l l a (1938). Vedľa jemnozrnného kremeňa sú zastúpené: pyrit, galenit, sfalerit, tetraedrit, argentit, stefanit, rodonit, sericit, a hübnerit, ktorý patrí k veľmi mladým členom paragenézy, pretože obaľuje prv spomínané rudy a vyplňa drúzovité dutiny v kremeň.

Mnohé žilné ložiská z U S A pripomína paragenetickým spätím s Cu-Ag rudami aj výskyt hübneritu v Cerro Pelagatos v Peru (A h l f e l d, 1938).

Z prehľadu sprievodných minerálov hübneritu na citovaných lokalitách zrejme vplýva ich nízko termálny vznik.

K epitermálnym ložiskám A h l f e l d (1932, 1938) prirad'oval časť bolívijských volfrámových ložísk, a to najmä výskyty s ferberitom i hübneritom.

Rovnako aj pre podobné výskyty z U S A sa niektorí autori (L o o m i s, 1937, Gianella 1938, Lovering (1941) vyslovili za epitermálny vznik takýchto metalizácií. L o o m i s (l. c.) považuje ferberity z Boulder County, Colorado za mineralizáciu vzniknutú v nepatrných hĺbkach pod povrchom, za pomerne nízkych teplôt a podmienok, aké panujú napr. dnes v prírodných kanáloch pod horúcimi prameňmi Yellowstoneského parku. Tento predpoklad sa dobre zhoduje s výskumami L i n d g r é n a (1922) o recentných sedimentoch termálneho prameňa od Uncia v Bolívii, obsahujúcich volfrám.

Na základe práce uvedených autorov S c h n e i d e r h ö h n (1931) v svojej učebnici rudných ložísk vyčlenil zvláštnu skupinu epitermálnych ložísk volfrámu.

Záver

V S p i š s k o - g e m e r s k o m rudohorí vystupujú veľmi vzácne ako mineralogická zvláštnosť volfrámové minerály, šelit, ferberit a hübnerit v paragenézach pre Európu celkom neobvyklých. Z nich

ferberit-šelit-antimonitovú paragenézu autor už prv spracoval (1953) a zdôraznil jej nízko termálny charakter a analógiu, najmä s niektorými bolívijskými ložiskami.

Hübnerit od Chyžného vystupuje v odchyľnej asociácii bohatej na sulfidy, predovšetkým na pyrit. Prítomnosť arzenopyritu svedčí o niečo vyšších teplotách pri vzniku ako bolo v prípade antimonit-ferberit-šelitovej mineralizácie. Hojnosťou sulfidov a celkovým charakterom táto paragenéza pripomína opäť niektoré sulfidicko-volfrámové ložiská z Bolívie, najmä Colquiri, prípadne Ancoraimes a Huanuni.

Pristupovanie Sb k hydrotermálnemu roztoku počas vylučovania sa hübneritu pri Chyžnom je zrejmým náznakom určitých genetických vzťahov aj k tunajšiemu antimonitovému zrudneniu. Táto skutočnosť ešte viac zvýrazňuje osobitný charakter vystupovania volfrámových minerálov v Spišsko-gemerskom rudohorí a je spojitom medzi oboma, autorom spracovanými výskytmi, Spišskou baňou a Chyžným.

Geologický ústav E. Štúra, Bratislava.

17. 3. 1955

LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Ahlfeld F., 1932: Über die Verteilung des Wolframs in der bolivianischen Metallprovinz. — Chemie d. Erde Bd. VII. Jena.

Ahlfeld., 1938: Epithermale Wolframlagerstätten in Bolivien. — NJMGP 74 A. Stuttgart.

Burbank W. S., 1933: Grand Junction to Mesa Verde. — XVI. Internat. Geol. Congr. Washington. Guidebook 19.

Doelter C. — Leitmeier H., 1929: Handbuch der Mineralchemie. Bd. IV/2. Dresden — Leipzig.

Gianella V., 1938: Epithermal hübnerite from the Monitor district, Alpine County, California. Econ. Geol. 33.

Hess F. L. — Schaller W. T., 1914: Colorado ferberite and the wolframite series. U. S. GSB 583. Washington.

Ježek B., 1932: Mineralogie, Praha.

Kantor J., 1953: O volfráme na antimonovom ložisku v Spišskej bani juhozápadne od Mníšku nad Hnilcom. Geol. sborník SAV IV, č. 1—2. Bratislava.

Leutwein F., 1952: Die chemische Zusammensetzung der Wolframite und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. Acta Geol. Acad. Sc. Hungaricae. Budapest.

Lindgren W., 1922: A recent deposit of a thermal spring in Bolivia. Econ. Geol., 17. Lancaster.

Loomis F. B., 1937: Boulder County tungsten ores. — Econ. Geol. 32. Lancaster.

Lovering T. S., 1941: The origin of tungsten ores of Boulder County, Colorado. Econ. Geol. 36., No 3. Lancaster.

Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník IV., č. 3—4. Bratislava.

Ramdohr P., 1950: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.

Ransome F. L., 1901: Report on the Economic Geology of the Silverton Quadrangle, Colorado. — U. S. Geol. Survey Bull., 182.

Schneiderhöhn H. — Ramdohr P., 1931: Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin.

Slavík F., 1927: Mineralogie speciální.

Открытие гюбнерита в окрестности сел. Хижне в Спишко-гемерском рудогорьи.
(Табл. V—VII)

В окрестности селения Хижне, около 5-и км на северо-запад от сел. Елшавы соприкасаются две характерные тектонические единицы — Гемериды и Вепориды. Гемериды представлены главным образом карбоном, в котором находятся значительные месторождения метасоматичных магнезитов. В глубже метаморфированных Вепоридах напротив того находятся частые кварцевые жилы с сульфидами, главным образом с пиритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, антимонитом. Доля этих сульфидов очень переменчивая — находим почти чистые SiO_2 — жилы, а изредка преобладают сульфиды над кварцем. Одинаковым способом меняются и парагенетичные ассоциации упомянутых сульфидов в различных жилах. Хотя в прошлом многие жилы этой территории шурфовались, из-за неприятных результатов не возникла здесь более значительная горная промышленность.

При исследовании упомянутой области открыл автор сульфидовое оруднение с гюбнеритом, который до сих пор в Спишко-гемерском рудогорьи не наблюдался. В оруднении можно отличить две фазы: более старую, главным образом сульфидовую, и младшую, главным образом кварцевую с второстепенными сульфидами и гюбнеритом.

В первой фазе возникал главным образом пирит, меньше арсенопирит, кварц, пирротин, галенит и ямесонит. В младшей фазе выделялся прежде всего кварц, меньше арсенопирит, ямесонит, пирит и гюбнерит. Гюбнерит принадлежит к самым младшим минералам второй фазы. Выделялся он после арсенопирита, совместно с ямесонитом, иголки которого в себя часто включает. Образовывает также идиоморфные кристаллы, нарастающие на друзьях кварца. Генетичная схема подана на стр. 00 словацкого текста.

Кроме микроскопической характеристики приводятся и результаты рентгеновского и химического анализа.

Химический состав здешнего гюбнерита (анализ нр. 23, табл. 1 и 2), автор сравнивает с химическим составом гюбнеритов иных месторождений. В табл. 1 помещены нормальные результаты анализов, между тем как табл. 2 приводит те самые анализы после перечисления $\text{FeWO}_4 + \text{MnWO}_4 = 100\%$ по способу предложенному Гессом и Шаллером (1914).

Из исследований вытекает, что возникновение гюбнерита относительно низкотермальное. В дальнейшем автор касается вопроса определения термальности вольфрамитовых месторождений на основе химического состава вольфрамовых минералов — метод разработанный в последнее время Леутваином (1952) и указывает на его недостатки при определении термальности гюбнерит — вольфрамитовых месторождений, с какими встречаемся например в Боливии и США. Является очевидным, что без детальных парагенетичных исследований вольфрамитовых месторождений, не принимая во внимание общий характер металлогенетичной провинции, аппликация лишь метода разработанного Леутваином может вести к неправильным результатам.

Сульфидно-гюбнеритовый парагенез из окрестности сел. Хижне сравнивает автор с подобными находжениями в Боливии и США. Сходство особенно выразительное с некоторыми аналогичными парагенезисами в Боливии, описанными Альфельдом (1932, 1938). На это обстоятельство автор обратил свое внимание в статье (1953) о антимонит-ферберит-шелитовом парагенезисе Спишко-го рудника в Спишко-гемерском рудогорьи.

Открытие гюбнерита в окрестности сел. Хижне подтверждает мнение автора об оруднении Спишко-го рудника и подчеркивает своеобразие парагенезов вольфрамовых минералов в Спишко-гемерском рудогорьи.

Пояснения к таблицам.

Табл. V.

- Рис. 1.* Идиоморфный кристалл гюбернита в друзе кварца. Увеличение в 28 раз.
- Рис. 2.* Особая ламелловая структура марказита с более плотной арсенопиритовой каймой (правый край марказита). Арсенопирит также в форме идиоморфных кристалликов в SiO_2 (черносерое). Полированный шлиф, увеличение в 140 раз
- Рис. 3.* Гюбернит (серое) включает в себя идиоморфно развитые кристаллы арсенопирита (белое). В трещинах гюбернита — пирит (белый рельеф). Кварц — черный. Полированный шлиф, увеличение в 400 раз.

Табл. VI.

- Рис. 1..* Столбчатые кристаллики гюбернита (светлосерое) образовавшиеся на обломке пиритовой руды (левый нижний край). Около гюбернита кварц (темносерое). Полированный шлиф, увеличение в 72 раза.
- Рис. 2.* Жилка в мелкозернистой пиритовой руде, ее состав: арсенопирит (белое), гюбернит (светлосерое), и вкарц (черносерое). Пирит — неровная поверхность. Полированный шлиф, увеличение в 140 раз.

Табл. VII.

- Рис. 1.* Идиоморфные кристаллики пирита окруженные кварцем и арсенопиритом. Полированный шлиф, увеличение в 70 раз.
- Рис. 2.* Дибей — Шерерограмма гюбернита из Колореда, США (б.). CuK.

JÁN KANTOR

EIN HÜBNERIT-FUND BEI CHYŽNĚ IM ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE (Tab. V—VII)

Von Mineralen der Wolframitgruppe sind die Glieder mittlerer Zusammensetzung, die dem eigentlichen Wolframit im engeren Sinne des Wortes entsprechen, intensiv und extensiv am häufigsten. Die beiden Endglieder — Hübnerit auf der einen, Ferberit auf der anderen Seite sind dagegen viel seltener.

Die relative Seltenheit dieser Minerale und ihr Vorkommen in Paragenesen, die sich wesentlich von den gut untersuchten pneumatolitischen Paragenesen der Wolframit- und Wolfram-Zinn-Lagerstätten unterscheiden, lenken mit Recht die Aufmerksamkeit auf jedes neue Vorkommen desto mehr, dass die bisherige Literatur über solche Paragenesen verhältnismässig unumfangreich ist. Die Kenntnis der Paragenesen und der genetischen Bedingungen gerade bei diesen Lagerstätten hilft die grossen Lücken, welche über die geochemische Migration des Wolframites bis zur neuesten Zeit existierten, zu beseitigen.

Die unterschiedliche Thermalität der Wolframlagerstätten, auf die einige amerikanische Autoren und Ahlfeld hinwiesen, versuchte neuestens Leutwein (1952) auf eine exakte Basis des Chemismus zu stellen, worüber noch weiter berichtet wird.

Der Autor beschrieb unlängst (1953) Ferberit und Scheelit aus einem Quarz-Antimonitgang in Spišská Baňa, Zips-gömörer Erzgebirge. Er wies auf grosse Analogien

zwischen der hiesigen Paragenese und einigen epithermalen Antimon-Wolframlagerstätten Boliviens, die durch Ahlfeld (1932, 1938) verarbeitet wurden, hin.

Bei neueren geologischen Untersuchungen im Zips-gömörer Erzgebirge wurde durch den Autor unweit von Chyžné das zweite Endglied der Wolframitgruppe — Hübnerit, der bisher in der Slowakei unbekannt war, aufgefunden.

ÜBERSICHT DER GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE

Die weitere Umgebung der Gemeinde Chyžné (cca 5 km NW von Jelšava) ist ein Gebiet längs welchem sich zwei tektonische Einheiten ersten Ranges der slowakischen Karpaten — die Veporiden mit den Gemeriden berühren. Die Grenze verläuft in nordöstlich-südwestlicher Richtung beiläufig zwischen den Gemeinden Umlá Lehota, Kapráš und Rochovce.

Die *Veporiden* sind durch biotitische Phyllite (Gneise), Fruchtschiefer, metamorphierte Sandsteine und schwache Lagen metamorphierter Diabastuffe vertreten (Mišík 1953). In diesen Gesteinen kommen Apophysen gepresster Granite vor, während die Hauptmasse des Granites den umfangreichen, nördlicher gelegenen Massiv des Berges Kohút bildet.

Der hiesige Granit ist relativ grobkörnig und zeichnet sich nur stellenweise durch eine feinkörnig entwickelte aplitische Fazies aus. Er wird durch undulösen Quarz, perthitischen Orthoklas, Oligoklas, Biotit und Zirkon gebaut. Weiter sind vertreten: Rutil in haarförmigen Mikrolithen n Quarz eingewachsen, Mikroklin, Myrmekite, die hauptsächlich an der Grenze zwischen den K-Feldspaten und Plagioklasen vorkommen, Titanit und im Gebiete der Herichová auch vereinzelte Granatkristalle. Die Plagioklasse pflegen serizitisiert, der Biotit in Pennin chloritisiert zu sein. Bei dieser Umwandlung entstehen typische Sagenite. Auch Epidot ist ein häufiges Umwandlungsprodukt des Biotites.

Die *Gemeriden* bauen das Gebiet südlich der Veporiden auf und sind durch Karbon mit den bekannten Magnesitlagerstätten vertreten.

Im Gebiete nördlich und nordöstlich von Chyžné (Gebiet zwischen Chyžné — Ochtiná — Čierna Lehota — Umlá Lehota) sind nur wenige Erzvorkommen bekannt, auf denen sich aber nie eine bedeutendere Bergbautätigkeit entwickelte. Es handelt sich überwiegend um Quarzgänge mit grösseren oder geringeren Sulfidgehalten. Vertreten sind hauptsächlich Pyrit, Arsenopyrit, Antimonit, Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit und Pyrrhotin. Auf den einzelnen Gängen wechselt natürlich die paragenetische Vergesellschaftung dieser Minerale. Häufig sind auch fast taube Quarzgänge mit sehr geringen Sulfidimpregnationen vertreten.

Auf einem dieser sulfidischen Erzgänge mit brekziöser Textur, der durch einem heutzutage verlassenen Stollen in der Lokalität Herichová erschlossen wurde, konstatierte ich auch das Vorhandensein von Hübnerit.

MINERALOGISCHER TEIL

Hübnerit ist auch makroskopisch gut wahrnehmbar, da seine Kristallchen oft eine Grösse von 3—5mm erreichen. Er zeichnet sich durch schokoladenbraune bis braunrote Farbe, halbmatalischen bis pechartigen Glanz und lichtbraunen bis gelben Strich aus. Säulenförmige idiomorph entwickelte Kristalle sitzen manchmal auf Quarzkristallen in Drusenräumen auf. Kleine Fragmente scheinen in blutroten, braunroten bis braunen Farben durch. Unter dem petrographischen Mikroskop ist Hübnerit in gleichen Farben durchscheinend. Er ist anisotrop, sehr schwach pleochroitisch und löscht im Einklang mit seiner Zugehörigkeit zum monoklinen System schief aus.

In den Anschliffen zeichnet er sich durch sein niedriges, dem Sphalerit ähnliches Reflexionsvermögen. Zwischen gekreuzten Nicols kommen auch in der Luft die sehr häufigen Innenreflexe zum Vorschein, welche sich noch bei stärkeren Vergrösserun-

gen im Immersionsöl beträchtlich vermehren. Die Farbe der Innenreflexe ist von der Dicke der Körner und ihrer Orientation abhängig und schwankt zwischen braunrot bis blutrot. Hübnerit kann durch diese Eigenschaften bei flüchtiger Betrachtung unter 1 Nicol den Sphalerit erinnern; er unterscheidet sich von diesem durch seine Anisotropie, die jedoch durch Innenreflexe verschleiert sein kann.

Die Anisotropie des Hübnerites von Chyžné ist im Vergleich zum Ferberit von Spišská Baňa niedriger. Beim letzten sind Innenreflexe äusserst selten und nur auf allerfeinsten Kannten beschränkt. Auch die relativ groben Hübneritkristalle sind dagegen immer durch Innenreflexe gekennzeichnet.

Der Reflexionspleochroismus ist gering, doch manchmal an den Korngrenzen deutlich wahrnehmbar.

Pyrit ist makroskopisch sehr feinkörnig und das häufigste Mineral. Er bildet feinkörnige kompakte Massen und idiomorphe 0.3—0.5mm grosse Kriställchen. Ausser dem gewöhnlichen Typus wurden stellenweise auch sehr schwach anisotrope Kristalle beobachtet. Die Anisotropie scheint hier durch As-Gehalte bedingt zu sein.

Arsenopyrit ist makroskopisch seltener sichtbar. Trotzdem begegnet man ihn bei der chalkographischen Untersuchung in jedem Anschliff, obzwar in geringeren Mengen als den Pyrit. Arsenopyrit pflegt idiomorph entwickelt zu sein. In den pyritischen Partien der hiesigen Erze pflegen häufig auch lamellare Gebilde vertreten zu sein. An deren Aufbau beteiligen sich Pyrit und Markazit, die in der Form feiner, oft äusserst dünner Lamellen (Tab. VI. Abb. 1) wechsellagern. Diese besondere Struktur wurde bisher auf keiner slowakischen Lagerstätte beobachtet. In mancher Hinsicht erinnert sie die lamellar—meanderförmige Pyritentwicklung, wie sie Ramdohr (1950) von der Zinngrube bei Arandis in SW Afrika abbildete. Man konnte bisher nicht entscheiden ob es sich auch in diesem Falle um eine Reliktstruktur nach Pyrrhotin handelt. Der Arsenopyrit ist in diesen lamellaren Gebilden jünger als Pyrit, wie es die häufige Konzentration von FeAsS als Umsäumung der lamellaren Anhäufungen und auch sein Verhältniss in weniger regelmässigen lamellaren Gebilden zum quantitativ überwiegenden Pyrit beweisen.

Galenit kommt seltener und zwar in der Form kleiner Aderchen oder unregelmässiger Impregnationen vor.

Jamesonit (?). Als Umsäumung von Galenit kommt stellenweise ein stark anisotropes, dem Antimonglanz ähnliches, aber gegen KOH resistentes Mineral vor. Es stand in den bisherigen Untersuchungen zu wenig Material zur Verfügung für eine genauere Determination. Es wird mit Vorbehalt als Jamesonit bezeichnet, da es diesem in den Eigenschaften am nächsten steht.

Markazit wurde sehr selten in feinkörnigen Massen in den pyritreichen Partien beobachtet. Häufig sind jedoch die erwähnten lamellaren Markazit-Pyrit Gebilde.

Quarz ist feinkörnig oder bildet idiomorphe Kristalle in Drusenräumen. Andere Gangminerale fehlen praktisch völlig.

Serizit ist sehr spärlich zugegen. Er kommt hauptsächlich im Galenit, seltener im Arsenopyrit oder anderen Mineralen vor.

GENESE

Die Paragenese des Sulfid-Hübneritganges bei Chyžné wird durch zwei mineralbildende Phasen gekennzeichnet (siehe auch Diagramm).

Während der ersten Phase entstand als ältestes Mineral idiomorpher Pyrit. Später

und teilweise gleichzeitig mit diesem sonderten sich Arsenopyrit und geringe Mengen von Quarz I. aus. In der Sukzession folgte wenig Bleiglanz und danach auch der Jamesonit. Die vereinzelt Serizitschlüppchen datieren sich aus dieser Periode. Die erste Phase ist von der zweiten durch Kataklyse abgetrennt.

Als ältestes Mineral der zweiten Phase schied sich Arsenopyrit II mit Quarz II aus, der letzte mit einem Ausscheidungsintervall bis zum Ausklingen der zweiten Phase. Danach folgt Hübnerit. Die säulenförmigen Kristalle sitzen auf den Wänden von Spalten in den Sulfiden der I. Phase (Tab. VI. Abb. 1) auf. Als Ausfüllung von Trümmern in der Mineralisation der I. Phase kommt neben Hübnerit Arsenopyrit II und Quarz II (Tab. VI. Abb. 2) vor. In diesen Aderchen werden idiomorphe Arsenopyritkristalle durch jüngeren Hübnerit umschlossen.

Manche Hübneritkristalle sind durch Aderchen (auch Ausfüllung von Spaltrissen) des jüngeren Pyrit II durchgesetzt (Tab. V, Abb. 3). Pyrit II ist jedoch quantitativ ganz unbedeutend im Vergleich mit Pyrit I vertreten.

Nach Arsenopyrit II und einem Teil des Hübnerites kam es in der II. Phase auch zur Ausfüllung von Jamesonit II in der Form haarförmiger Mikrolithen im Quarz II. Lokal sind diese Kristalle auch durch Hübnerit umschlossen, was man als Beweis einer teilweise gleichzeitigen Ausfällung von Hübnerit und Jamesonit betrachten kann. Der Fund von Hübneritkristallen am Drusenquarz steht in Einklang mit dieser Beobachtung. Aus dem Erwähnten ist ersichtlich, dass sich Hübnerit als jüngstes Glied der Paragenese beim Ausklingen der Metallisation bildete.

Zu den Mineralen der ersten Phase gehören neben Pyrit und Arsenopyrit hauptsächlich Galenit und Jamesonit. Die Anwesenheit dieser Minerale und das Fehlen typischer pneumatolytischer Vertreter in der Assoziation sprechen für eine hydrothermale Entstehung der Paragenese.

Noch tiefere Temperaturen herrschten während der zweiten Phase. Das Vorkommen von Hübnerit am Drusenquarz und sein Durchwachsen mit Jamesonit spiegeln auch die relativ niedrigeren Temperaturen der hydrothermalen Lösungen ab. Die Dekrepitation der Quarze die gemeinsam mit Hübnerit in den Drusenräumen vorkommen, verlief hauptsächlich zwischen 250—290°C, was neben der Paragenese auch Angaben über die Thermalität der hydrothermalen Lösungen bringt.

Leutwein's (1952) Experimente bewiesen, dass sich Wolframit bei diesen und auch wesentlich geringeren Temperaturen bilden kann. Synthetisch wurde durch ihn Wolframit und Ferberit bei Temperaturen zwischen 100—150°C und Drucken von 20—200 Atmosphären bereitet.

Auf die Möglichkeit der Bildung der beiden Endglieder der Wolframitgruppe unter nieder- bis epithermalen Bedingungen wies vor allen Ahlfeld (1932, 1938) und manche amerikanischen Forscher, die sich mit Untersuchungen der Ferberit- und Gold-Silberlagerstätten der westlichen Staaten der USA befassten, hin (Hess Schaller 1914, Loomis 1937, Gianella 1938, Lovering 1941). Bei uns beschrieb der Autor eine niedrigthermale Antimonit-Ferberit aus Spišská Baňa im Zips-gömörer Erzgebirge.

F. Leutwein (1952) versuchte das bekannte Zunehmen der Ferberitmolekülen in den Wolframlagerstätten mit sinkender Temperatur zur Bestimmung der Bildungstemperatur der Wolframite nach dem Verhältnis der Ferberit- zum Hübneritmolekül auszunützen.

Leutwein's Klassifikation wurde hauptsächlich für Ferberit- und Wolframitlagerstätten ausgearbeitet. Die Untersuchungen der zitierten amerikanischen Forscher und auch Ahlfelds deuten jedoch darauf hin, dass Hübnerit wie Ferberit durch allmähliche Übergänge mit den eigentlichen Wolframiten verbunden sein pflegt. Hübnerit gehört dabei gewöhnlich zu den jüngeren Gliedern der Paragenese und ist auch niedriger temperiert als der Wolframit. Daraus folgt, dass das Verhältnis H/F von den pegmatitischen und pneumatolytischen bis zu den epithermalen Wolframlagerstätten nicht in allen Fällen abnehmen kann, da in Wolframit- Hübneritprovinzen mit fallender Temperatur der Hübneritanteil bis zu reinen Hübneriten zunimmt.

Wenn wir völlig den Einfluss des Chemismus der erzbringenden Prozesse auf das Verhältniss H/F des entstehenden Wolframitminerales ablehnen wollen, müssen wir mit Leutwein übereinstimmend auf jedem Vorkommen der Wolframite während ihrer Genese genügend Fe und Mn voraussetzen. In den meisten Fällen ist es tatsächlich so. Im Einklang mit dieser Voraussetzung wäre auch die häufige Verdrängung des Wolframites durch Hübnerit (Ferberit), worauf Leutwein hinwies.

In den grössten hydrothermalen Wolframprovinzen der USA und Boliviens treten Hübnerite auf Gängen selbständig ohne Ferberite auf; in Ferberitparagenesen pflegt dagegen Hübnerit nicht vertreten zu sein.

Im Zips-gömörer Erzgebirge wurde durch den Autor auf einer Seite schon früher eine Antimonit-Ferberitparagenese ohne Hübnerit beschrieben, auf der anderen Seite entdeckte er ein neues in diesem Artikel beschriebenes Hübneritvorkommen ohne Ferberit. Es kam also auch hier — analog den Vorkommen von Bolivien und USA — zur selbständigen und abgetrennten Ausfällung der beiden Endglieder der Wolframitgruppe. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Erscheinung ausschliesslich durch die Thermalität als Folge einer unterschiedlichen Gitterenergie zwischen Ferberit und Hübnerit beeinflusst wäre. Die Paragenesen mit Ferberit sind oft den Hübneritparagenesen so ähnlich, dass sie zweifellos auch gleichen Temperaturintervallen entsprechen.

Nicht ohne Interesse sind daher einige Minerale der Wolframparagenesen. Rhodochrosit ist aus Tonopah (Nevada), Silverton und den ganzen San Juan Bergen und aus Cripple-Creek in Colorado bekannt. Bei Butte, Montana tritt eine ausgedehnte Zone mit sehr verbreitetem Rhodochrosit und geringen Mengen Rhodonit auf. Das Wolframmineral ist in allen erwähnten Fällen Hübnerit, während Ferberit völlig fehlt.

Zu den Gebieten, wo auf Lagerstätten Siderit oder Ankerit vertreten sind, gehören: zahlreiche Lagerstätten im Boulder County und Gilpin County, Colorado (stellenweise durch Hämatit und Magnetit begleitet), weiter die Lagerstätten Calacalani, Juliana (Condeauque) und Caluyo de Nohozá in Bolivien. Als Wolframmineral kommt auf diesen Lagerstätten ausschliesslich Ferberit ohne Hübnerit vor.

Im Zips-gömörer Erzgebirge ist auf der Lokalität Spišská Baňa Ankerit sehr häufig — Wolfram ist hier nur an Ferberit und Scheelit gebunden. Die Beziehungen des Wolframvorkommens bei Chyžné zu den Erzgängen dieses Gebietes wurden noch nicht detailliert bearbeitet. Auf der Hübneritlokalität bei Chyžné (Herichová) konnte ich jedoch die Anwesenheit von Rhodochrosit nachweisen.

In den erwähnten Paragenesen ist die Natur des bezüglichen Mineralen der Wolframitgruppe evident vom Chemismus der hydrothermalen Lösungen abhängig. In anderen Fällen ist diese Abhängigkeit nicht so auffallend und zwar hauptsächlich bei reichem sulfidisch gebundenem Fe, wenn in den Paragenesen entweder Ferberit oder Hübnerit vorkommt.

Diese Beispiele enger Zusammenhänge zwischen den Chemismus der hydrothermalen Lösungen und der Natur des Mineralen der Wolframitgruppe beziehen sich auf relativ niedrigthermale Lagerstätten. Sie dürften trotzdem dafür deuten, dass auch bei den hochtemperierten Lagerstätten der Chemismus des erzbildenden Mediums einen gewissen Einfluss auf die Zusammensetzung der Wolframite ausübt.

Bei der Auswertung der Thermalität der Wolframite zeigen sich die durch Leutwein ausgearbeiteten H/F Koeffizienten als sehr wertvolle Hilfsmittel bei lagerstättenkundlichen Untersuchungen. Ein völliges Ablehnen der Möglichkeit einer gewissen Modifizierung der H/F Werte durch den Chemismus der hydrothermalen Lösungen scheint jedoch nach Autors Meinung übertrieben zu sein.

CHEMISMUS

Aus dem Hübnerit von Chyžné wurden unter dem chalkographischen Mikroskop Partien ohne Verwachsung mit anderen Mineralen ausgebohrt und durch Kollege V. Dvořák analysiert. Es wurde festgestellt:

MnO	— 20,78%
FeO	— 3,96%
WO ₃	— 75,30%

100,04%

Die Ergebnisse wurden nach der von Hess (1914) entworfenen Methode umgerechnet. Der Chemismus des Hübnerites von Chyžné ist mit Hübneritanalysen von anderen Lokalitäten verglichen, hauptsächlich nach den Angaben von Hess-Schaller (1914), Doelter (1929), Leutwein (1952) und Gianella (1938).

Die Analysenresultate sind in der Tabelle Nr. 1., die umgerechneten Werte in Tabelle Nr. 2., angegeben. Aus diesen Angaben ergibt sich eine gute Übereinstimmung des Hübnerites von Chyžné mit anderen Analysen, hauptsächlich aus USA.

Eine Übersicht über andere Hübneritvorkommen hauptsächlich in USA, Bolivien und Peru ist in V. Kapitel des slowakischen Textes angegeben, wobei gewisse Analogien mit den bolivianischen Erzgängen bestehen.

Im Zips-gömörer Erzebirge kommen selten Wolframitminerale Scheelit, Ferberit und Hübnerit in für Europa ungewöhnlichen Paragenesen vor. Von diesen wurde die Paragenese Ferberit-Scheelit-Antimonit schon früher durch den Autor (1953) beschrieben und ihr niedrigthermaler Charakter und gewisse Analogien mit einigen bolivianischen Vorkommen hervorgehoben.

Der Hübnerit tritt bei Chyžné in anderer, an Sulfide, besonders Pyrit, reichen Paragenese auf. Das Vorhandensein von Arsenopyrit deutet auf höhere Temperaturen bei der Genese als es im Falle der Antimonit-Ferberit-Scheelit Paragenese war. Durch die Häufigkeit der Sulfide und den Gesamtcharakter erinnert auch diese Paragenese gewisse sulfidische Wolframlagerstätten Boliviens.

Das Zutreten von Sb zu den hydrothermalen Lösungen während der Bildung des Hübnerites bei Chyžné deutet auf genetische Beziehungen auch zu der hiesigen Antimonitvererzung. Diese Tatsache hebt noch mehr den ungewöhnlichen Charakter der Wolframvorkommen im Zips-gömörer Erzebirge hervor und bildet ein Verbindungsglied zwischen den beiden Lokalitäten: Spišská Baňa und Chyžné.

Geologisches Institut Dionys Štúr's, Bratislava

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN BILDBEILAGEN

- Tab. V. Abb. 1. Idiomorpher Hübnerit in einer Quarzdruse. Vergr. 28. x.
 Abb. 2. Lamellare Struktur von Pyrit-Markasit mit kompakterer Arsenopyritumrandung. Arsenopyrit auch in der Form idiomorpher Kristalle im Quarz. Unten links Jamesonit (lichtgrau). Anschliff, Vergr. 140 x.
 Abb. 3. Hübnerit (grau) umschliesst idiomorphen Arsenopyrit (weis). Risse im Hübnerit durch Pyrit ausgefüllt. Quarz (schwarz). Anschliff, Vergr. 400 x.
 Abb. 4. Hübnerit (grau) mit Pyritaderchen (weis), welche auch den Spaltflächen folgen. Quarz (schwarz). Anschliff, Vergr. 400 x.
- Tab. VI. Abb. 1. Säulenförmige Hübneritkristalle umwachsen ein Fragment pyritischen Erzes (links unten). Um den Hübnerit ist Quarz (dunkelgrau). Anschliff, Vergr. 72 x.
 Abb. 2. Aderchen im feinkörnigen Pyriterz das aus Arsenopyrit (weis), Hübnerit (lichtgrau) und Quarz (dunkelgrau-schwarz) besteht. Pyrit (unebene Oberfläche). Anschliff, Vergr. 140 x.
- Tab. VII. Abb. 1. Idiomorpher Pyrit durch Quarz und Arsenopyrit umgeben. Anschliff, Vergr. 70 x.
 Abb. 2. Debey-Scherrerogramme von Hübnerit a-Chyžné, b-Colorado, USA.

VÁCLAV ZÝKA

**GEOCHEMIE MINERÁLNÍCH VOD OBLASTI ŠAFÁRIKOV—
LUČENEC—LEVICE**

(Ruské a německé resumé)

I. ÚVOD

Jižní Slovensko je neobyčejně bohaté minerálními vodami pozoruhodného chemického složení. Tyto vody, především jejich genese a pak problémy týkající se jejich vztahů k možným ložiskům nerostných surovin, zejména paliv (t. j. nafty a plynů), jsou neobyčejně zajímavým předmětem studia a mají velký význam pro náš nerostný průzkum.

Hydrogeochemií minerálních vod v oblasti Šafárikovo—Lučenec zabýval jsem se průběhem roku 1952. Roku 1953 byl průzkum vod rozšířen i na přilehlou západnější část, t. j. oblast mezi Lučencem a Levicemi. V první části studovaného území je 33 minerálních pramenů, z převážné části t. zv. uhličitých kyselk. Chemický rozbor byl proveden u 28 vod.

Pro zajímavost a porovnání jsem použil též analýsy vody vyvěrající v Šóshartyani (Maďarská lidová republika); rozbor byl proveden P. Seberényim roku 1948. V druhé části studované oblasti, t. j. v území mezi Lučencem a Levicemi je ca 20 vývěrů minerálních vod. Z těchto pramenů byla analysována pouze voda v Borech, Santovce a Slatině. Ostatní analýsy po jejich revisním přezkoušení byly převzaty z literatury (viz seznam), pokud nebyly staršího data. Tato oblast představuje s hydrochemického hlediska neobyčejně složitý územní celek, proto vodám, které zde vyvěrají, je věnována zvláštní stať.

Předmětem této studie je hydrochemická klasifikace vod uvedené oblasti a vyřešení současného vztahu vod k ložiskům nerostných surovin. S tím pochopitelně souvisí i otázky týkající se genese vod a etap přeměn jejich chemického složení v geologické historii.

Značná pozornost byla věnována studiu stopových prvků ve vodách, neboť přítomnost prvků v určitých asociacích ve vodách by mohla (ovšem v příznivém případě) odhalit skrytá, dosud neznámá ložiska rud. Z plyných součástí byl sledován obsah volného CO_2 a H_2S , dále pak H_2 a CH_4 .

K účelům klasifikačním jsem použil systému Palmerova, který se v předchozích průzkumných pracích ukázal nejvhodnějším.

Geologické poznatky byly čerpány z obsáhlých studií slovenských geologů, zejména Ivana, Mahela, Seneše a Cílka (viz seznam literatury). Pro detailnější informace odkazují na tyto práce.

II. HLAVNÍ TYPY MINERÁLNÍCH VOD. HYDROGEOCHEMICKÉ ZONY

Chemické rozbory a jejich grafická interpretace umožnily rozlišení těchto základních typů minerálních vod zkoumané oblasti:

- a) vody kalcium-bikarbonátového typu (nízké mineralisace),
- b) vody natrium-bikarbonátového typu,
- c) vody natrium-chloridového typu,
- d) vody kalcium-bikarbonátového typu (vysoké mineralisace).

Poslední skupina vod postrádá však výrazného kalcium-bikarbonátového charakteru a má kromě toho i některé rysy jiných typů, proto v dalším budou vody této zony označovány jako vody smíšeného charakteru. Chemické složení představitelů hlavních typů minerálních vod zkoumaného území je graficky zobrazeno na obr. 1. Jednotlivé základní skupiny minerálních vod se od sebe navzájem liší svým chemickým složením, mineralisací i vlastnostmi fyzikálními.

Vody kalcium-bikarbonátového typu náleží mezi nejméně mineralisované; obsah rozpuštěných anorganických látek se pohybuje v rozmezí od 238,2 do 1810,0 mg v 1 l vody, ve většině případů nepřesahuje obsah solí hranici 1000 mg v 1 l vody. Dominující postavení ve vodách této skupiny zaujímají karbonáty a bikarbonáty Ca^{++} a Mg^{++} ; v podřízeném postavení vystupují chloridy a sulfáty Na^+ a K^+ . Poměrné zastoupení jednotlivých složek ve vodách je ovšem různé. Různosti chemického složení existující mezi jednotlivými vodami této skupiny vystihují dobře Palmerovy charakteristiky, sestavené v pořadí ubývajících hodnot:

Šafárikovo: $\text{A}_2 \text{S}_1 \text{S}_2$, Barca: $\text{A}_2 \text{S}_1 \text{A}_1$, Cakov 1: $\text{A}_2 \text{S}_2 \text{S}_1$, Cakov 2: $\text{A}_2 \text{A}_1 \text{S}_1$, Poltár: $\text{A}_2 \text{S}_1$ atd.

pH vod kalcium-bikarbonátového typu se pohybuje v rozmezí 4,84—6,8, tedy v zoně mírně kyselé. S balneologického hlediska můžeme tyto vody zařadit k slabě mineralisovaným uhličitým kyselkám.

Volný kyslíčník uhličitý je ve všech vodách tohoto typu zastoupen ve značných kvantech (až 1800 mg CO_2 v 1 l vody). Volný sirovodík je obsažen pouze ve vodě v H a j n á č c e a ve vodě z vrtby 36. Jeho množství je však poměrně velmi malé (max. 0,8 mg v 1 l vody).

Chemické rozbory viz v příloze. Palmerovy diagramy jsou uvedeny na obr. 1, 2, 3, a 4.

Vody natrium-bikarbonátového typu jsou již silněji mineralisované než vody předchozí skupiny. Obsah rozpuštěných anorganických látek se pohybuje v rozmezí od 2350,0 do 3292,4 mg/l. Ve vodách značně převládají karbonáty a bikarbonáty Na^+ a K^+ , další místo zaujímají chloridy (resp. i sulfáty) Na^+ a K^+ a karbonáty a bikarbonáty Ca^{++} a Mg^{++} . I v této skupině se vyskytují variace chemického složení, jak ukazují vzorce Palmerových charakteristik: Lučenec: $\text{A}_1 \text{S}_1 \text{A}_2$, Muľa: $\text{A}_1 \text{A}_2 \text{S}_1$.

Specifickým rysem těchto vod je poměrně značný obsah jodu a bromu

(max. obsah těchto prvků u vody z Lučence: 1,3 mg jodu a 1,9 mg bromu v 1 l vody).

pH vod se pohybuje v rozmezí 6,17—7,1.

Volný CO_2 je zastoupen ve značném množství ve všech vodách této skupiny: volný H_2S pouze v minerální vodě z Lučence. Chemické rozbory viz v příloze. Palmerovy diagramy vod jsou uvedeny na obr. 4, 5 a 6.

Vody natrium-chloridového typu náleží mezi nejsilněji mineralisované. Obsah rozpuštěných anorganických látek dosahuje až 23.059,6 mg v 1 l vody. Absolutně dominující postavení v chemismu vod mají chloridy alkálií (draslík je zastoupen vzhledem k sodíku v bezvýznamném množství). Další místo zaujímají karbonáty a bikarbonáty kovů alkalických zemin, resp. alkálií. Ve značných kvantech je zastoupen jod a brom. Nejbohatší těmito prvky je voda pramene Hygiea v lázních Číz (58,8 mg jodu a 71,4 bromu v 1 l vody.) Značně vyšší obsah obou prvků vykazuje však voda v Šóshartyáni (Maďarská lidová republika), jejíž rozbor uvádím pro srovnání (93,5 mg jodu a 112,0 mg bromu v 1 l vody).

Volný CO_2 je přítomen v poměrně velmi malém množství (vzhledem k jeho obsahu ve vodách dříve uvedených skupin).

Chemické rozbory viz v přílohách. Grafická interpretace analys vod natrium-chloridového typu na obr. 4.

Vody smíšeného charakteru se vyskytují v západnější části zkoumaného území v oblasti Lučenec—Levice. Tyto vody, z nichž většina náleží kalcium-bikarbonátovému typu, byly odlišeny pro svou specifickou geochemickou historii ode všech předchozích skupin.

V zoně těchto vod se vyskytují vody dvou hydrochemických typů:

- a) natrium-bikarbonátového (s převládající první alkalinitou),
- b) kalcium-bikarbonátového (s převládající druhou alkalinitou).

Toto rozdělení je však čistě empirické, a jak později uvidíme, všechny tyto vody prodělaly v geologické minulosti (a v přítomnosti prodělávají) přibližně stejné procesy přeměn svého chemického složení.

Mineralisace vod je značně vyšší než u vod kalcium-bikarbonátové skupiny nízké mineralisace, obsah rozpuštěných anorganických látek dosahuje hodnoty až 5448,4 mg v 1 l vody. V chemickém složení vod převládají karbonáty a bikarbonáty Ca^{++} a Mg^{++} ; jejich postavení vůči ostatním složkám však ani zdaleka není tak významné, jak je tomu u vod kalcium-bikarbonátové skupiny nízké mineralisace (viz grafickou interpretaci chemických rozborů obr. 5, 6 a 7). Dále jsou ve vodách zastoupeny chloridy a sulfáty Na^+ a K^+ , karbonáty a bikarbonáty Ca^{++} a Mg^{++} , resp. i sulfáty Ca^{++} a Mg^{++} . Volný CO_2 je v těchto vodách opět přítomný ve značném množství. V některých vodách je též zastoupen volný H_2 (ve značném množství až 8 mg/l).

Chemické rozborý vod jsou uvedeny v příloze; grafická interpretace analýs na obr. 5, 6 a 7.

Jednotlivým typům minerálních vod popsané oblasti odpovídá i určité plošné rozšíření. V soulase s rozlišením a rozšířením čtyř hlavních typů vod můžeme v oblasti Šafárikovo—Lučenec—Levice rozlišit i čtyři hydrogeochemické zony (provincie):

- a) provincii vod kalcium-bikarbonátového typu (nízké mineralisace),
- b) provincii vod natrium-bikarbonátového typu,
- c) provincii vod natrium-chloridového typu,
- d) provincii vod smíšeného charakteru (vody kalcium-bikarbonátového typu vysoké mineralisace).

Zona vod sub a) je reprezentovaná vývěry vod v těchto lokalitách: Šafárikovo, Barca (Borica), Radenovec, Čakov, Sutor, Belín, Hodejovec, Hajnalvölgy, Durenda, Hajnáčka, Šíd, Konrádovec, Ožďany, Štiavica, Velká Suchá, Poltár, Filákov, Geologická posice vývěru je různá; vody se mineralisují v horninách různého geologického stáří i složení. Jsou vázány na dislokační linie, z čehož vyplývá i jejich lineární rozšíření.

Zona vod sub b) je reprezentována vývěry v Lučenci, Kalinově, Mule a Santovce. Do této skupiny náležela též voda vrtby 36, na severozápad od Čakova (podle rozboru v roce 1952). Voda této vrtby je vázána na oligocenní souvrství, kdežto všechny ostatní vody pravděpodobně vyvěrají v neogenu.

Zona sub c): sem náleží voda v lázních Číz a další pramen na jihovýchod od téže obce. I tyto vody jsou vázány na oligocén.

Zona sub d) je představována řadou vývěrů v lokalitách: Želovce, Slatina, Dudince, Malinovec, Bory, Kalinčiakovo atd. Geneticky náleží k této zóně i voda ze Santovky, i když má zachovaný natrium-bikarbonátový charakter. Vody této skupiny jsou vázány na neogenní sedimenty.

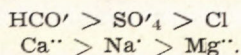
Jednotlivé zony minerálních vod jsou rozlišeny v přiložené hydrogeochemické mapě.

III. GENESE MINERÁLNÍCH VOD V OBLASTI ŠAFÁRIKOVO—LUČENEC

Jak jsem již uvedl v předchozí stati, ve zkoumaném území lze rozlišit čtyři skupiny minerálních vod. V této kapitole si povšímneme geneze prvních tříd skupin: vod kalcium-bikarbonátového, natrium-bikarbonátového a natrium-chloridového typu. Vzhledem k specifické historii vod kalcium-bikarbonátového typu vysoké mineralisace, vyvěrajících v druhé části území, bude těmto vodám a jejich genesi věnována zvláštní stať.

a) Vody kalcium-bikarbonátového typu.

Původ těchto vod se zdá na první pohled otázkou nepříliš složitou. Vody kalcium-bikarbonátového typu jsou ve svrchních částech kůry zemské a na jejím povrchu široce rozšířeny. Vztah složek vod kalcium-bikarbonátového charakteru se nijak podstatněji neliší od vztahu, který existuje mezi jednotlivými komponentami vod souše, resp. středního chemického složení vod řek:



Chemické složení těchto vod závisí v první řadě na složení hornin a půd, kterými daná voda cirkulovala. Domnívám se, že výhradně složení hornin a půd bylo určujícím faktorem chemického složení vod tohoto typu. Postupné vyluhování hornin cirkulujícími vodami vede pochopitelně ke změně hornin a samozřejmě i složení vod a i složení solí vstupujících do roztoku. Povšimneme-li si složení vod, můžeme lehce stanovit posloupnost, v jaké se určité soli z hornin vyluhují. Jsou to postupně: chloridy, sulfáty a karbonáty. V dnešní době je již otázka o posloupnosti vyluhování jednotlivých solí z hornin a půd poměrně dobře vyjasněná. Postupně se z hornin vyluhují a ve vodách objevují tyto složky: chloridy Mg'' a Na' , sulfáty Mg'' a Na' , karbonáty a sulfáty Ca'' , karbonáty Ca'' a Mg'' , křemík, kysličníky Fe a Al atd.

Podle tohoto pořadí vyluhování jednotlivých složek hornin vodami můžeme také rozlišit příslušné fáze vyluhování: fázi chloridovou, sulfátovou, kalcium-bikarbonátovou, natrium-bikarbonátovou, silikátovou.

Prohlédneme-li chemické složení vod, nemusíme zajisté vůbec pochybovat o původu jednotlivých složek.

Chloridy Na' a K' a sulfáty Na' a K' nepochybně mají svůj původ v solném obsahu hornin a půd, kterými vody protékají. Totéž pochopitelně platí i pro ostatní složky, na př. sulfáty Ca'' a Mg'' atd. Karbonáty Ca'' , ač těžce rozpustné, vděčí za svou zvýšenou existenci ve vodách značné agresivitě vod, způsobené velkými kvanty volného CO_2 . V některých vodách se objevují i relativně značnější množství karbonátů a bikarbonátů Na' a K' . Tyto soli mohly pocházet jednak z rozrušených živců, jednak jejich původ možno hledat ve vyluhování karbonátů a bikarbonátů alkálií z usazenin mořského původu, které kdysi nesly vody natrium-bikarbonátového typu. Vcelku možno vznik těchto vod řadit k vyluhovací fázi kalcium-bikarbonátové. Nelze ovšem hovořit o přísné příslušnosti těchto vod kalcium-bikarbonátové fázi vyluhování, neboť fáze natrium-bikarbonátová, kalcium-bikarbonátová, silikátová atd. se navzájem prolínají, zejména v těchto ne jednoduchých podmínkách vyluhování. Variace v chemickém složení vod, zejména v zastoupení vedlejších složek mimo karbonáty a bikarbonáty kovů alkalických zemin jsou pochopitelně způsobeny lokálními podmínkami geologickými a petrografickými. Jinak tyto vody nepředstavují příliš zajímavý problém

s hlediska své genese; vod tohoto typu je u nás (zejména na Slovensku) značný počet. Teplota vod řadí je všechny mezi skupinu vod chladných. ovšem uvážit procesy redukce sulfátů, jakož i příchod CO_2 , iontovou vý- (vápence, snad triasové).

b) Vody natrium-bikarbonátového typu.

V oblasti Šafárikovo—Lučenec vyvěrají čtyři minerální vody tohoto typu: v Kalinově dva prameny, v Lučenci a v lázních Mule. Všechny tyto vody mají výrazný natrium-bikarbonátový charakter, zvýšenou mineralisaci a značný obsah jodu a bromu. To jsou vlastnosti charakteristické pro vody naftových ložisek. V geologické historii rozlišují etapy hydrochemických přeměn: 1. vznik primární vody naftových ložisek, 2. vytvoření natrium-bikarbonátového charakteru, 3. příchod volného CO_2 , 4. infiltrace povrchových vod.

Původní voda svým chemickým složením se podobala vodě mořské, měla výrazný natrium-chloridový charakter a relativně dosti značný obsah sulfátů. Procesy biogenní redukce SO_4^{2-} v roztoku se vytvářel natrium-bikarbonátový charakter vod. CO_2 , nyní ve vodách přítomný ve značném množství, je sekundárního původu, účastnil se však procesu zvýraznění natrium-bikarbonátového charakteru vod. Konečně v posledním stadiu došlo k jistým, avšak nepříliš výrazným změnám chemického složení vod vlivem infiltrace vod povrchových. Tyto změny se týkají hlavně snížení mineralisace vody, v celkovém chemismu se projevila tato etapa jen málo. Obsah SO_4^{2-} , během druhé etapy nepatrný, počal vzrůstat nástupem třetí etapy. Silně redukční prostředí vod počínaje třetí etapou přechází do mírně oxidační zony rH. Genetickou příslušnost vod uvedených lokalit k vodám naftových ložisek zdůrazňuje poměr $\text{Cl}^- : \text{Br}^-$ menší než 1000 (tab. I).

K vodám natrium bikarbonátového charakteru náležela též voda vrtby 36, analysovaná v roce 1952 Janákem (viz chemický rozbor, dále grafickou interpretaci rozboru obr. 9, 10). Voda byla vysoce mineralisovaná (20.901 mg anorganických látek v 1 l vody), výrazného natrium-bikarbonátového charakteru. Janák (1952) rozlišil jednotlivá stadia přeměny chemismu vody takto: 1. vznik prvotní živické vody, 2. druhotný příchod CO_2 a vytvoření karbonátového charakteru, 3. změna uložení vody.

(„Je mimo pochybnost, že voda tohoto charakteru, vytrysklá z hloubky 200—300 m, mohla se zde uchovat pouze v případě dokonale uzavřeného basénu, t. j. v basénu bez jakékoliv výměny vody a styku s povrchem atp. Voda je nepochybně naftového charakteru.“ Janák, cit.)

Vznik CO_2 v naftových vodách vysvětlují někteří autoři oxydací živíc. Tento názor nepovažují v souhlase s Janákem v našem případě za platný; CO_2 má svůj původ ve stejném zdroji jako všechny ostatní vody studovaného území: je důsledkem postvulkanické činnosti terciární.

V roce 1953 jsem navštívil lokalitu vrtby 36 znovu. Ve vrtu až po povrch zaplněném mírně slanou vodou byly výrony volného kysličníku uhličitýho.

Odebraný vzorek byl analysován. Zjistil jsem, že voda má zcela jiný charakter než voda analysovaná J a n á k e m v roce 1952, i když jisté složky jsou dodnes zachovány (NaCl). Dnešní voda má již charakter kalcium-bikarbonátový. Domnívám se proto, že původní zdroj vody byl vyčerpán již při erupci v roce 1952 (kapacita zdroje). Zbýlý obsah s vodou infiltrovanou vytváří již nový charakter výsledné vody. Původní natrium-bikarbonátový charakter je zatlačován charakterem vody infiltrované; nejde tedy o metamorfosu chemického složení původní vody.

V souhlase s tím, co jsem řekl, můžeme tedy etapy stanovené J a n á k e m (cit.) doplnit takto: 1. vznik prvotní vody natrium-chloridového charakteru, 2. vytvoření natrium-bikarbonátového charakteru procesy biogenní redukce sulfátů, 3. příchod CO_2 a zvýraznění natrium-bikarbonátového charakteru, 4. mírné změny způsobené agresivními účinky vody na okolní horniny, 5. etapy přechodů původního typu vody v typ kalcium-bikarbonátový.

Považuji za pravděpodobné, že podobné etapy přeměn prodělalo více vod, t. zv. uhličitých kyselek studovaného území. Etapa sub 5 je totiž charakterisována nástupem kalcium-bikarbonátové fáze vyluhování hornin. Na obr. 10 jsou graficky znázorněna jednotlivá stadia vývojových etap chemického složení vody vrtby 36. Tato stadia jsou znázorněna grafickou interpretací analys některých vod studovaného území; nutno je tedy považovat za přibližná. Mezi prvním stadiem představovaným vodou v lázních Č í z a stadiem druhým (původní voda vrtby 36 podle rozboru z roku 1952) nutno ovšem uvážit procesy redukce sulfátů, jakož i příchod CO_2 , iontovou výměnu mezi vodou a okolními horninami, zvýšenou rozpouštěcí schopnost vody atp., kteréžto procesy podminily vznik vysoce mineralisované vody natrium-bikarbonátového charakteru (v uzavřeném basénu). Mezi etapou druhou a třetí nastala infiltrace vod. Budoucí stadium je reprezentováno grafickou interpretací chemického rozboru vody v pustě B o r i c a (B a r c a). V roce 1953 (viz chemický rozbor v přílohách) byla ve vodě vrtby 36 zjištěna přítomnost volného H_2S ; sirovodík je důkazem pokračujících procesů biogenní redukce sulfátů, a tedy i dokladem o přítomnosti organických látek v kontaktu s vodou.

c) Vody natrium-chloridového typu.

V dané části terénu je tento typ slaných vod omezen na lokality: lázně Č í z (přímo v obci), ca 1 km na jih od lázní ve vrtbě CX a konečně v S ó s h a r t y á n i (Maďarská lidová republika).

Chemický charakter je vyznačen vysokou mineralisací, dominujícím obsahem jodu a bromu. Jediným vodítkem pro genetické závěry je zvýšený obsah jodu a koeficient $\text{Cl}': \text{Br}'$. V geologické historii obou těchto vod (pramenem v S ó s h a r t y á n i se nebudu zabývat; byl uveden jen pro zajímavost) rozlišuji tyto etapy přeměn jejich chemického složení:

1. vznik vody primárního charakteru, složením blízké vodě mořské, s obsahem sulfátů. Voda vysloveně natrium-chloridového charakteru;

2. přeměna natrium-chloridového typu v typ natrium-bikarbonátový procesy biogenní redukce sulfátů v přítomnosti živců; silně redukční prostředí.

3. emigrace uhlovodíků, nástup oxydačního prostředí, koncentrování solného obsahu, vznik natrium-chloridového typu vod.

Vody natrium-chloridového typu jsou zvláštním typem vod hlubších částí zemské kůry se zcela specifickou geochemickou historií. Svým chemickým složením jsou blízké vodě mořské, ve které rovněž chlorid odnů zaujímá dominující postavení. NaCl však není jedinou složkou mořské vody. V pořadí ubývajících množství jsou ve vodách moří a oceánů přítomny chloridy magnesia, sulfáty magnesia a kalcia a bikarbonáty kalcia. Celkovým chemickým složením se vody moří ostře liší od ostatních vod zemského povrchu. Složení mořské vody, především vysoký obsah chloridů byl dříve vysvětlován tím, že prvotní atmosféra země a voda praoceánu obsahovaly značná množství HCl.

Vernadský a Vinogradov vysvětlují přítomnost velkých množství Cl' ve vodách moří podmořskými vulkanickými emanacemi. Podle dnešních názorů je obsah chloridů v mořské vodě určen jednak migrací snadno rozpustného NaCl z pevniny do moře, jednak příchodem chloru z vulkanických emanací do mořské vody.

Mořská voda se liší od natrium-chloridové vody v lázních Čí z obsahem SO_4'' . Sulfáty jsou v mořské vodě přítomny v množstvích nepodstatných (porovnáme-li s obsahem Cl'), avšak značných v porovnání s obsahem SO_4'' ve vodě čí zské, která je téměř prosta sulfátů.

Překvapující je proto konstatování, že voda vrtby CX, vzdálené od prameny Hygiea v lázních Čí z ca 1 km, vykazuje značný obsah SO_4'' (510,6 mg/l). Toto zjištění by svědčilo o tom, že původ vod je dvojí: a) naftový v případě vody v Čí z u, b) fosilní (mořský) v případě vrtby CX.

Názor o fosilním původu vody vrtby CX však nelze považovat za správný, máme-li na zřeteli obsah J' a Br' a genetický koeficient Cl': Br', i když s čistě geologického hlediska nelze tuto možnost vyloučit. V tab. I jsou uvedeny střední obsahy J' a Br' ve vodě mořské, dešťové, říční, dále ve vzduchu, vyvřelých horninách a v půdě ve srovnání s našimi natrium-chloridovými vodami. Z této tabulky vidíme, že v našich minerálních vodách došlo ke značnému nahromadění obou prvků (vzhledem k vodě mořské i horninám lithosféry atp.).

Tab. I.

	J' mg/kg	Br' mg/kg	Poznámka
Voda mořská	0,010—0,070	65,0	Podle Goldschmidta (1933, 1934)
Voda dešťová	0,0001—0,0015		
Voda říční	0,0002—0,005		
Vzduch	0,0001—0,0015		
Čiz, Hygiea	58,8	71,4	
Čiz, vrtba 36	27,5	21,0	
Čiz vrtba CX	57,6	67,7	
Sóshartyáni	93,5	112,0	
Vyvěřelé horniny	0,3	1,6*	
Obdělávaná půda	2,0		*v granitech

Koncentrace obou prvků v těchto vodách je jedním z nejnapadnějších jejich rysů.

Ze základních domněnek o původu vod lze uvést tyto tři: 1. názor o vzniku solného složení vod vyluhováním solných uloženin, 2. názor o t. zv. fosilních vodách mořských, 3. názor o živiničném původu vod.

Že v našem případě nejde o fosilní vody mořské, je zřejmé z uvedené tabulky. Jod se hromadí ve zvýšených kvantech pouze ve vodách naftových ložisek. Domněnku o původu vod vyluhováním solných jílů vodami meteorického původu atp., vyslovenou některými pracovníky v nepublikovaných posudcích, vyvrací genetický koeficient bromu (poměr Cl': Br'), vždy menší než 1000 (vody solných ložisek mají poměr obou prvků větší než 1000), a dokonce menší než příslušný koeficient pro mořskou vodu (292). Poměr obou prvků (Cl a Br) u pramene Hygiea je rovný 103,5, u vody vrtby CX 173,8 a u pramene v Sóshartyáni 98,8 (viz srovnání v tab. IV).

Genetický koeficient Cl': Br' vyvrací obě první možnosti a plně potvrzuje domněnku o živiničném původu vod.

Velmi zajímavý je poměr Na: Cl. U vody v lázních Čiz tento poměr = 1; stejně je tomu u vody v Sóshartyáni. Voda vrtby CX má poměr Na: Cl > 1, nadbytečné natrium je zde jako sulfát. Poměr obou prvků u vody mořské je 0,87, je tedy < 1. Nadbytečný chlor-ion je u vody mořské vázán na Mg. Konečným závěrem těchto úvah je názor o naftovém původu natrium-chloridových vod v okolí Čiz u (totéž pochopitelně platí i pro vodu v Sóshartyáni).

Neobvyklý typ těchto vod ve studovaném území nutí k podrobnějšímu prozkoumání jejich geochemické historie.

Slané vody naftových ložisek byly dříve považovány za fosilní vody mořské pro svou značně vysokou mineralisaci a obsah typicky mořských prvků. Odchytky v koncentraci solí byly vysvětlovány zředovacími procesy. Jindy byly považovány za infiltrované vody solných ložisek. Pravděpodobně vznikla tato domněnka z pozorování dosti častého geografického spojení naftových a solných ložisek. Tímto názorem netřeba se zabývat, je vyloučen již specifickým složením solí solných ložisek (na př. praktická absence J') atd.

Jinou hypotézu naznačil Krejci-Graf (1934). Domníval se, že naftová voda je vedlejším produktem vzniklým při tvoření se nafty. Mikroorganismy mořského původu, ze kterých vzniká nafta, obsahují podle jeho názoru stejné prvky jako mořská voda, avšak v jiném procentuálním zastoupení. Rozpadem odumřelých organických těl přechází jejich minerální obsah do vod a dává jim specifický charakter, odlišný od vod mořských. Rozšířením hypotézy Krejci-Grafa je domněnka De Sitterova (1947), který tvrdí, že větší část vody a nafta jsou dva různé produkty jednoho a téhož procesu. Obě látky vznikají rozpadem organického materiálu.

Změny chemického složení výsledné vody jsou vyvolány procesy desulfatisačními. probíhajícími činnostmi bakterií redukujících sulfáty podle rovnice:



Redukovány jsou $\text{SO}_4^{''}$ ve vodném roztoku a $\text{SO}_4^{''}$ vstupující do vodného roztoku z okolních hornin. Těmito procesy je původní „mořský typ“ vody měněn v typ natrium-bikarbonátový. Po ukončení procesů redukce sulfátu, které nastalo patrně krátce po emigraci uhlovodíků, nemohl se typ natrium-bikarbonátový uchovat. Bikarbonáty Na' reagují se sulfáty kovů alkalických zemin přítomnými v horninách, což vede ke vzniku karbonátů a sulfátů Na' . Tímto způsobem se ve vodách objevuje nová složka, síran sodný. V redukčním prostředí, v přítomnosti organických látek, účastnila by se voda (sulfáty vody) znovu procesů desulfatisačních.

Chybí-li tyto podmínky, t. j. emigrovaly-li organické látky, resp. byla-li tektonickými pohyby přemístěna voda a izolována od ložiska živců, nenastává již desulfatisace a ve vodách se objevuje sulfát Na' a karbonáty a bikarbonáty $\text{Ca}^{''}$ a $\text{Mg}^{''}$ jako stále složky. Takové je pravděpodobné dnešní vývojové stadium vody vrtby CX.

Sledujeme-li obsah volného CO_2 ve vodě vrtby 36, pramene v lázních Čiz a vrtby CX, docházíme k pozoruhodnému zjištění: voda pramene Hygiea a voda vrtby CX obsahují jen malé množství CO_2 (srovnáváme-li s obsahem CO_2 ve vodě vrtby 36, analýza z roku 1952). Již dříve jsem předpokládal (Žýka a Holub, 1952), že v daném případě jde o řadu ker navzájem od sebe izolovaných. Zřídla vody pramene Hygiea a vrtby CX jsou důkazem dokonalé izolovanosti vod od přírodních cest CO_2 . Různosti v chemickém složení obou vod a značná rozdílnost mineralisace svědčí o jejich neexistujícím vzájemném spojení. Předpoklad řady izolovaných ker je nyní potvrzen dosud nepublikovanou prací s. Čílk a (1954).

Lokalisace pramenů a závislost jejich vývěru na tektonice je dobře patrna z tektonické mapy užšího okolí vývěru pramenů (podle Čílk a 1954). Voda pramene Hygiea je vlastně vodou stejného, resp. téměř stejného složení jako voda vrtby CX. Různosti stupně mineralisace vysvětlují infiltraci povrchové vody (v případě vody pramene Hygiea).

IV. GENESE MINERÁLNÍCH VOD V OBLASTI LUČENEC—LEVICE

Vody této oblasti se vyznačují pestrout a složitout geochemickou historií; neobvyklé chemické složení vod celé této hydrogeochemické zony znesnadnilo vyřešení otázky původu vod, ač se o to pokoušelo několik pracovníků.

Ivan (1952) diskutuje původ jednotlivých složek vod. Domnívá se, že kationty $\text{Ca}^{''}$ a $\text{Mg}^{''}$ mají svůj původ ve vápencích a dolomitech triasového stáří, resp. ve vápenitých tufitech neogenu ($\text{Ca}^{''}$). Anion $\text{SO}_4^{''}$ odvo-

zuje od sádrovce triasových hornin (jílovitých břidlic werfenu), HCO_3 z uhličitánových hornin, Cl^- z neogenních sedimentů; uvažuje však o naftovém původu vod („anion Cl^- připomíná naftové vody“).

Maheľ (1952) poukazuje na jisté rysy v chemickém složení těchto vod, které nasvědčují jejich naftovému původu: „Chemické složení popsaných jihoslovenských minerálních vod připouští tedy jejich genetickou spojitost s naftovými terény, avšak nevylučuje, že by to nemohly být obyčejné vadosní vody, které se mineralisují rozpuštěním solí rozložených v horninách, s kterými tyto vody přicházejí do styku...“

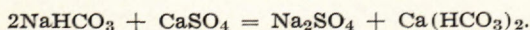
Chemické složení minerálních vod oblasti Lučenec—Levice rozhodně vylučuje možnost jejich vadosního původu, rozumíme-li ovšem pod pojmem „vadosní voda“ vodu infiltrovanou do hornin a zde se mineralisující vyluhováním solí.

Prozkoumáme-li složení vod této hydrochemické zony (obr. 5, 6 a 7, též chemické rozbory v přílohách), docházíme k závěru, že všechny vody této zony bez výjimky jsou trojího původu: 1. naftového („fosilní“ voda), 2. výluhového („vadosní“ voda), 3. juvenilního („postvulkanická“ voda).

V geochemické historii v této zóně vyvěrajících vod rozlišují tyto etapy:

1. vznik prvotní vody, složením blízké vodě mořské, natrium-chloridového typu,
2. vznik natrium-bikarbonátového charakteru, vytvořeného procesy biogenní redukce sulfátů,
3. příchod vody kalcium-sulfátového charakteru (vadosní),
4. změny chemického složení; vznik vody kalcium-bikarbonátového typu, značně mineralisované,
5. příchod CO_2 ,
6. příchod par juvenilní vody a řady chemických prvků pro tyto vody typických,
7. emigrace živin z okolí vod,
8. infiltrace povrchové vody.

Etapy 1. a 2. netřeba diskutovat, byly popsány již v předchozí stati. Významná je však etapa 3., vytvářející výrazný (ve většině případů) kalcium-bikarbonátový charakter vod, tak odlišný a zcela protichůdný charakter vody natrium-bikarbonátového typu. V této etapě předpokládáme prostou přeměnu jednoho typu vody v typ odlišný jednoduchým smíšením dvou uvedených typů vod podle rovnice:



Důsledek je jasný: ve vodách se objevuje sulfát Na^+ a bikarbonát Ca^{++} a mizí z jejich složení úplně nebo alespoň z části bikarbonát sodný. Voda první etapy reprezentuje podle mého názoru směs fosilní vody mořské a vody vzniklé při rozpadu odumřelých, v sedimentech uzavřených organických zbytků (voda vylučovaná při tvoření živin). Voda druhé etapy

představuje již vodu typickou pro naftová ložiska. Nelze dosti dobře rozhodnout, zda přeměna natrium-bikarbonátové vody nastala příchodem vody kalcium-sulfátového typu, nebo zda došlo k vyluhování CaSO_4 z hornin samotnou vodou natrium-bikarbonátovou. Oba procesy jsou možné, přikláním se však k názoru prvnímu. Předpokládám infiltraci vadosní vody do hornin obsahujících polohy CaSO_4 , resp. anhydritu, a pak na vzestupné dráze vody její míšení s vodou natrium-bikarbonátovou.

Vody natrium-bikarbonátového typu jsou pravděpodobně vázány na neogenní sedimenty, vody kalcium-sulfátového charakteru na spodnější partii neogenu, resp. na horniny starší, (triasové?), což se zdá pravděpodobnějším.

Kyslíčník uhličitý se dostal do vod druhotně. Jeho původ je stejný jako u všech ostatních vod celé studované oblasti.

Další významnou etapou je příchod horkých vodních par (pravděpodobně spolu s CO_2) a řady lehce těkavých prvků. Spektrální analysou vod a sintrů vod byla zjištěna řada vzácnějších prvků. Jsou to: Be, Hg, As, Bi, Co, Ge, Ta, Tl, V, In atd. Tyto prvky nebyly sice zjištěny ve všech vodách, avšak spolehlivě byla jejich přítomnost stanovena v sintrech jednotlivých pramenů. Domnívám se, že je to způsobeno nepatrnou koncentrací těchto elementů ve vodách. Při sedimentaci travertinu se srážejí tyto prvky spolu s CaCO_3 ; v sintrech pramenů jsou již obsaženy v dokazatelném množství. Tyto prvky nebyly nikdy zjištěny v neporušených vodách naftových ložisek. Rovněž se nevyskytují ve vodách vyluhujících sádrovcová ložiska atd. Musíme tedy připustit, že přichází s horkou vodou, resp. vodní parou a kyslíčníkem uhličitým, a že všechny tyto složky jsou důsledkem terciérní sopečné činnosti. V prospěch tohoto názoru svědčí zvýšená teplota vod. Měření teploty vod byla provedena v únoru 1954; hodnoty měření jsou v tab. II:

T a b. II.

Lokalita, pramen	Teplota vzduchu °C	Teplota vody °C
Želovce, Slat. kúpele 1	—4	9
Želovce, Slat. kúpele 2	—4	7
Želovce	—6	7
Slatina	—3	14
Santovka	—8	22
Malinovec 1	—14	5
Malinovec 2	—16	9
Dudince, pr. Slobody, malý pr.	—9	24
Dudince, pr. Slobody, velký pr.	—9	29
Bory, Budzgov — louky 1	—3	4
Bory, Budzgov — louky 2	—3	4
Kalinčiakovo 1	—3	23
Kalinčiakovo 2	—4	25

Jinou možností by byla infiltrace povrchových vod do spodnějších partií. Na své sestupné cestě vody pronikají rudnými ložisky, resp. rudnými impregnacemi v horninách. Zde se obohacují a sestupují dále do oblastí zvýšené teploty. Ohřáté vody spolu s CO_2 vystupují vzhůru a při povrchu se mísí nejprve s vodami kalcium-sulfátovými, pak natrium-bikarbonátovými. Tuto možnost považují však za méně pravděpodobnou než dříve uvedenou. Při povrchu země a na něm uniká CO_2 a změnou podmínek nastává srážení CaCO_3 .

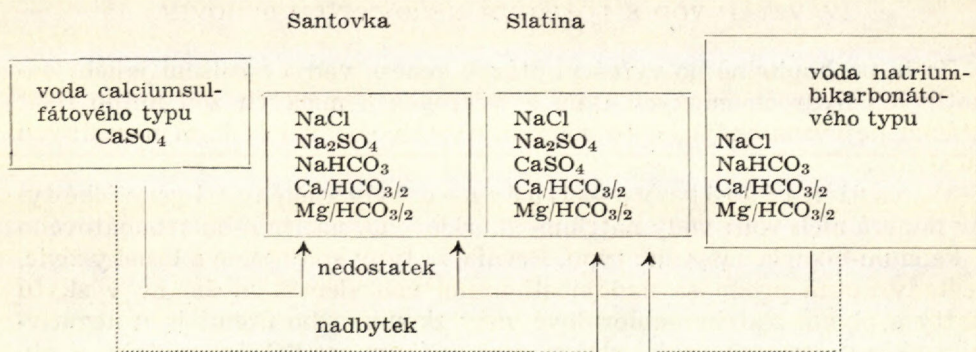
V době tisku byla dokončena souhrnná studie o slovenských minerálních vodách, kterou bylo prokázáno, že tímto procesem vznikla převážná většina lokalit výskytu travertinů na Slovensku.

Podle mého názoru vznik travertinu ve studovaném území je podmíněn převážně procesy míšení vod uvedených typů.

Následující schéma znázorňuje vznik chemického složení minerálních vod a travertinu v oblasti Lučenec — Levice.

Důkazem, že toto vysvětlení genese vod ve studované oblasti je pravděpodobné, jsou grafické reprodukce chemických rozborů. V těch případech, kde množství kalcium-sulfátové vody (resp. CaSO_4 ve vodě) bylo malé, zachovala si voda natrium-bikarbonátový charakter. V případech, kdy kalcium-sulfátové vody (resp. CaSO_4 rozpuštěného ve vodě) byl nadbytek, úplně z vody vymizely bikarbonáty alkálií a objevila se další složka: CaSO_4 . Tyto krajní případy ukazuje tabulka solného složení vod (tab. III).

T a b. III.



Důkazem a potvrzením názoru o naftovém původu podstatné části vod a nastíněných etapách hydrochemických přeměn je genetický koeficient $\text{Cl}^- : \text{Br}^-$. Tab. IV udává poměry těchto dvou prvků pro všechny natrium-chloridové a natrium-bikarbonátové vody oblasti Šafárikovo — Lučenec, jakož i pro vody smíšeného charakteru oblasti Lučenec — Levice. Pro porovnání jsou v tabulce uvedeny poměry těchto dvou prvků u některých typicky naftových vod (oblasti Gbely) a vody solného ložiska v Išle na východním Slovensku.

T a b. IV.

	Cl': Br'
Lučenec	253,8
Kalinovo	310,8
Číz, Hygiea	103,5
Číz, vrtba 36, 1952	322,5
Číz, vrtba CX, 1953	173,8
Sóshartyáni	98,8
Santovka	404,8
Malinovec	708,8
Malinovec, Štrandový	609,6
Dudince 1	403,5
Dudince 2	628,0
Lázně Muľa	157,6
Gbely, naftové pole 1	184,4
Gbely, naftové pole 2	159,0
Gbely, naftové pole 3	167,5
Gbely, naftové pole 4	141,9
Gbely, naftové pole 5	163,6
Voda mořská	292
Išľa, voda solných ložisek	2398,1

Jak pozorujeme, poměr těchto prvků je u všech vod < 1000 . Je svědectvím značné koncentrace Br' v těchto vodách a dalším důkazem jejich živického charakteru.

V. VZTAH VOD K LOŽISKŮM NEROSTNÝCH SUROVIN

Zcela pochopitelně po vyřešení otázek genese vod a rozlišení jejich jednotlivých hydrochemických typů a hydrogeochemických zon nutno řešit otázku nejvýznamnější, a to současný vztah vod k ložiskům nerostných surovin.

V oblasti Š a f á r i k o v o — L u č e n e c byly zjištěny tři genetické typy minerálních vod: vody natrium-chloridového, natrium-bikarbonátového a kalcium-bikarbonátového typu. První dva typy spojujeme s ložisky živců, je tedy nutná prognosa nadějnosti území vzhledem k možnému výskytu nafty a plynu. Natrium-chloridové vody zkoumaného území jsou negativním ukazatelem; chemické složení vod, přítomnost SO_4^{2-} v roztoku a absence sirovodíku — to vše svědčí o nepřítomnosti ložisek živců v širším okolí vývěru těchto vod. Ekonomicky těžitelná ložiska jsou v daném území rozšíření těchto vod zcela vyloučena; pokud jsou živice vůbec přítomny, tedy ve zcela nepatrném, ekonomicky bezvýznamném množství.

Stejně nepříznivým ukazatelem je voda vrtby 36. Tato voda v roce 1952 vykazovala sice rysy vody naftové, avšak přítomnost CO_2 sama o sobě je nepříznivou známkou možné naftonositosti. V roce 1953 byla v této vodě (již jiného hydrochemického charakteru) zjištěna přítomnost volného sirovodíku, což svědčí o stále pokračujících procesech biogenní redukce sulfá-

tů a tedy i o přítomnosti organických látek v kontaktu s vodou. Analýsou plynů, provedenou v roce 1952 J a n á k e m (cit.), byla dokázána přítomnost methanu a vodíku v plynovém obsahu vod (viz rozbor dále v textu). Avšak všechny tyto údaje jsou jen zdánlivě příznivými ukazateli naftonosti. Rozhodně jim nelze v tomto případě přikládat většího významu. Živice přítomné v širším okolí vývěru této vody nemohou mít praktický význam. Změna chemického složení vody průběhem 1 roku ukazuje, že šlo skutečně jen o reliktní vodu, náhodně zachovanou, a že někdejší živice již dávno emigrovaly. Tato změna je dále důkazem dokonalé odkrytosti zřídla původní vody a jeho dokonalého spojení s povrchem.

Poněkud nadějnější se zdá zona vývěru natrium-bikarbonátových vod na čáře K a l i n o v o — L u č e n e c — M u l a, ačkoliv ani zde nelze očekávat příliš mnoho, i když určitá překvapení nejsou vyloučena.

T a b. V.
Chemický rozbor plyného obsahu vody vrtby 36 (1952).

	ml/l vody
CO ₂	910,0
N ₂ + O ₂	20,7
CH ₄	0,65
H ₂	0,3

V únoru 1954 provedl autor odběr vzorků vod za účelem mikroanalýsy plynů. Chemické rozborby byly provedeny ing. J a n á k e m, VÚN, Brno. Tab. VI udává procentuální obsah methanu, dusíku, kyslíku a vodíku ve vodách (kysličník uhličitý není uvažován).

T a b. VI.
Rozpuštěné plyny ve vodách.

Lokalita	Odplyn ml/l	H ₂ %	N ₂ + O ₂ %	CH ₄ %
Kalinovo	19,4	0,0	95,3	4,7
Hajnáčka	—	stopy	97,4	2,6
Filákovo	15,7	0,0	75,0	25,0

Methan je běžnou součástí vod této oblasti. Vyskytuje se ve vodách různého hydrochemického charakteru, a jak se zdá, zcela bez spojitosti s genetickým typem vod. Možnost existence naftových a plyných ložisek nelze tedy v dané části zkoumaného území s jistotou vyloučit; přítomnost methanu však přesto není příliš významná, neboť tento plyn může pocházet z celkem bezvýznamného zdroje (plynonosného horizontu). Hydrogeochemie ukazuje, zdá se, pouze na někdejší bohatou naftonost území.

Výzkum stopových prvků rovněž nepřinesl významnějších výsledků. Všeobecně nejchudší vzácnými a těžkými kovy jsou vody někdejších naftových ložisek (Č í z, K a l i n o v o, L u č e n e c), ačkoliv ani ostatní vody nejsou těmito prvky nijak bohaté. Výskyty asociací prvků charakteristických pro určitá rudná ložiska nebyly téměř zjištěny. Zajímavý je obsah Cu a Pb ve vodě ze Š a f á r i k o v a, S ú t o r u, H a j n á č k y, Š í d u a Š t i a v n i c e, dále zjištěna přítomnost Ag, Cu, Pb a Ni ve vodě v S ú t o r u, pramen 2. Pozoruhodná jsou dále stopová množství Ni, Co a Mo v některých vodách. Prakticky (pro rudný průzkum) nepřinesla tato část studie takových výsledků, aby bylo možno činit přesnější závěry o rudo-
nosnosti této části zkoumaného terénu.

Západnější část území, t. j. oblast L u č e n e c — L e v i c e, nutno s hlediska naftového průzkumu považovat za negativní. Vody jsou sice naftového původu, avšak složitost přeměnných etap a výsledný charakter vod ukazují na absenci ekonomicky významných ložisek živíc. Přesto nevylučuji v daném území možnost existence menších, snad méněcenných ložisek (sotva pravděpodobné).

Rozbor plynného složení vod přinesl výsledky vysloveně negativní (tabulka procentuálního zastoupení plynů ve vodách, tab. VII).

Methan je zastoupen pouze ve vodě sirovočkového pramene v obci M a l ý K r t i š, v prameni 1 S l a t i n n ý c h k ú p e l í a K a l i n ě i a k o v ě. Množství rozpuštěného methanu jsou však poměrně malá (pramen v M a l é m K r t i š i leží mimo rámec studovaného území, nebyl analysován).

T a b. VII.
Rozpuštěné plyny ve vodách.

Lokalita	Odplyn ml/l	H ₂ %	N ₂ +O ₂ %	CH ₄ %
Santovka	4,69	0,0	100,0	0,0
Bory, Budz. 1. 1	11,00	0,0	100,0	0,0
Bory, Budz. 1. 2	17,35	0,0	100,0	0,0
Kalinčiakovo 1	27,25	0,0	100,0	stopy
Kalinčiakovo 2	19,70	0,0	100,0	0,0
Dudince 1	4,23	0,0	100,0	0,0
Dudince 2	10,80	0,0	100,0	0,0
Dudince 3	14,53	0,0	100,0	0,0
Dudince 4	9,40	0,0	100,0	0,0
Dudince 5	20,18	0,0	100,0	0,0
Slatina	4,69	0,0	100,0	0,0
Malinovec 1	9,62	0,0	100,0	0,0
Malinovec 2	12,65	0,0	100,0	0,0
Malinovec 3	3,05	0,0	100,0	0,0
Slatinné kúpele 1	12,65	0,0	98,5	1,5
Slatinné kúpele 2	8,90	0,0	100,0	0,0
Dolné Strháre	12,20	0,0	100,0	0,0
Malý Krtiš	5,62	0,0	97,5	2,5

Mnohem významnějších výsledků bylo dosaženo studiem stopových prvků, a to jak ve vodách, tak i v sintrech a travertinech. Minerální vody této části studovaného území jsou poměrně chudé stopovými prvky (těžkými a vzácnými kovy). Téměř ve všech vodách jsou zastoupena stopová množství Cu, Mn a Fe. Ze vzácnějších prvků jsou přítomny v jednotlivých vodách tyto prvky: Želovce, Slatinné kúpele: V, Dudince 1 a 2: V, Malinovec 1: V, Co, Santovka: V, Bory 1: V, Bory 2: Hg, Kalinčiakovo: Hg, As.

Voda pramene v Malém Krtiši nebyla do hydrochemické studie pojata, avšak spektrální rozbor byl proveden; byla zjištěna přítomnost Bi, Co, Ge, Ta a Tl.

Mnohem pestřejší a stejnorodější je zastoupení vzácnějších prvků v sintrech pramenů (travertinech). V usazeninách vod byla zjištěna přítomnost těchto prvků: Be, Bi, As, Co, In, Hg, Ta, Tl, V, v několika případech též Ge. Domnívám se, že nositelem těchto prvků byla juvenilní voda. Nebyly-li spektrální analysou všechny tyto prvky dokázány i ve vodách, je to způsobeno jejich nepatrnou koncentrací. Sintry a travertiny jsou nepochybně vytvářeny vodami, a tedy původ těchto prvků nelze hledat jinde než ve vodách samých. Konečně zjištěná přítomnost Hg, Co, As a V v některých vodách potvrzuje tento názor. Přítomnost těchto prvků ve vodách a travertinech je více než významná. Není vyloučeno, že hodnota tohoto zjištění je mnohem větší, než je možno nyní soudit. V každém případě se zdá, že jde o novou geochemickou rudnou provincii.

Původ prvků možno vidět v roztocích vytvářejících, resp. vytvořivších ložiska tetraedritu. Hg, As, Bi a Co jsou častými konstituentami minerálů tohoto typu.

Poměrně chudý stopovými prvky je travertin ze Šiklóše, který obsahuje kromě Cu jen Co, Hg a V. Pro zajímavost byla provedena i spektrální analiza limonitu, vyplňujícího dutiny v travertinu. I tento limonit je velmi chudý stopovými prvky; byly zjištěny pouze Cu, Hg a Co.

Zcela odlišný obraz poskytují spektrální rozbor triasového vápence levických lomů, limonitu v dutinách tohoto vápence a červených hlinek zde vystupujících. Triasový vápenec obsahuje stopová množství Cu, Co, Hg a V. V limonitu jsou však zastoupeny tyto prvky: Cu, Zn, Sn, Sb, Be, As, Co, In, Ge a V. Hg není přítomna. Červené hlinky jsou poněkud chudší, obsahují pouze Cu, Cr, As, Co, Hg a V. Původní domněnka o vzniku limonitu větráním travertinu a pod. se tedy nezdá příliš pravděpodobnou. Vhodnější je názor o sekundárním přínosu limonitu (a těchto stopových prvků) vodami rudných ložisek. Konkrétních zjištění je však málo, proto jakékoliv přesnější závěry nejsou možné. Geochemie a genese slovenských travertínů je v současné době předmětem studia pracovníků chem. odd. Geologického ústavu brněnské university.

Pozoruhodné jsou rozdíly v obsahu stopových prvků triasového vápence z Levic a triasového vápence navrtaného v Cakově (hl. 436 m). Pro srovnání viz tabulku stopových prvků obr. 13, 14 a 15.

Všechny tyto údaje (i když v některých případech nepřiliš výrazné) ukazují, že v daném území jde o dvě geochemické provincie, z nichž západnější (v prostoru Lučenec — Levice) s hlediska výskytu rudných ložisek se jeví velmi slibnou. Průzkum celé oblasti (kraje Banská Bystrica) není dosud ukončen, je však pravděpodobné, že přinese určitá překvapení a že po prozkoumání všech výsledků a jejich vzájemných vztahů budou vyřešeny mnohé sporné otázky.

Závěrem bych rád poděkoval s. univ. prof. dr. K. Zapletalovi a dr. R. Lukáčovi za korekci mé práce a cenné rady k dalším průzkumným pracím hydrogeochemickým. Dále děkuji s. RNC M. Škárové a s. RNC E. Komínkovi za obětavou pomoc při zpracování číselného materiálu a. j.

1. II. 1954.

*Ústav pro naftový výzkum,
Katedra geologie
na Přírodovědecké fakultě
Masarykovy university
Brno*

Datum odběru:		Zašafárikovo		Barca		Radnovce		Čakov 1		Čakov 2		Štůr		Belin		Hodějov lázně 1	
29. V. 1953		27. VII. 1952		27. VII. 1952		27. VII. 1952		27. VII. 1952		27. VII. 1952		2. VIII. 1952		27. VII. 1952		8. IX. 1952	
Teplota vzduchu °C:		13,0		23,0		25,0		20,0		20,0		21,1		21,0		18,0	
Teplota vody °C:		13,9		14,5		13,3		14,0		13,5		13,1		11,8		11,0	
pH		6,37		6,42		6,7		6,22		6,35		6,45		6,25		6,80	
Na ⁺ +K ⁺		121,7		46,1		78,2		62,5		98,8		38,5		60,0		48,27	
Ca ⁺⁺		616,0		154,2		150,7		322,6		86,6		142,6		97,1		135,90	
Mg ⁺⁺		—		43,9		22,9		97,8		26,9		51,1		36,0		75,40	
R ₂ O ₃		14,0		1,2		0,7		1,2		1,4		0,6		1,8		6,00	
Cl ⁻		39,0		17,1		2,7		61,0		31,4		11,6		61,1		21,30	
SO ⁴		266,6		50,5		132,0		318,8		18,8		24,0		172,0		22,84	
CO ³		859,5		336,0		297,0		507,5		249,0		344,0		120,0		341,90	
SiO ³		28,3		22,8		36,0		30,5		42,5		27,2		37,5		98,53	
J ⁻		—		—		—		—		—		—		—		—	
Br ⁻		—		—		—		—		—		—		—		—	
Volný CO ₂		682,5		1392,5		445,7		1260,8		780,6		1230,6		1800,5		1367,9	
Volný H ₂ S		—		—		—		—		—		—		—		—	
Odparek 180°		1810,0		632,0		714,6		1525,6		509,3		608,6		580,0		817,0	
S ₁		14,8		11,6		21,0		10,0		11,8		6,4		25,4		7,2	
S ₂		3,8		—		—		24,4		—		—		26,2		—	
A ₁		—		3,8		6,0		—		27,8		6,4		—		6,8	
A ₂		81,4		84,6		73,0		63,6		60,4		87,2		48,4		86,0	

Datum odběru:		30. V. 1953		30. V. 1953		20. IX. 1953		20. IX. 1953		1. VI. 1953		20. IX. 1953	
		Ozdany		Štávice 1		Štávice 2		Velká Suchá		Poltár		Fylakovo, Biskupská	
												Lučenec	
						</							

Datum odběru:		Hodějov		Hodějovec		Hajnalovický		Dřevenda		Hajnáčska		Žid 1		Žid 2		Konrádovec	
8. IX. 1952		8. IX. 1952		8. IX. 1952		9. IX. 1952		8. IX. 1952		29. V. 1953		30. V. 1953		30. V. 1953		30. V. 1953	
Teplota vzduchu °C:		18,0		18,0		19,0		20,0		21,0		14,1		14,1		14,1	
Teplota vody °C:		10,6		14,0		14,0		14,0		8,9		10,8		10,9		10,6	
pH		5,98		5,8		6,05		5,76		6,12		6,11		6,15		5,96	
Na ⁺ + K ⁺		131,0		8,30		2,3		62,07		140,3		108,1		94,3		55,2	
Ca ⁺⁺		124,9		39,48		199,30		65,46		538,7		528,9		223,7		209,5	
Mg ⁺⁺		66,7		14,85		81,60		31,79		—		—		—		—	
R ₂ O ₃		2,0		2,0		5,40		11,40		7,2		12,8		12,0		24,8	
Cl ⁻		30,1		8,86		7,10		10,6		70,9		10,7		7,1		10,7	
SO ₄ ^{''}		16,8		15,40		98,15		13,17		234,1		10,7		11,9		9,5	
CO ₃ ^{''}		410,1		90,10		404,10		180,30		764,7		871,4		376,4		343,8	
SiO ₃ ^{''}		95,7		59,52		39,26		75,22		23,8		61,3		89,1		42,0	
J ⁻		—		—		—		—		—		—		—		—	
Br ⁻		—		—		—		—		—		—		—		—	
Volný CO ₂		1415,5		1258,8		1206,3		1815,6		1331,5		521,0		490,5		520,0	
Volný H ₂ S		—		—		—		—		0,8		—		—		—	
Odparek 180°		786,0		238,2		844,6		371,0		1571,6		1352,4		613,2		—	
S ₁		6,8		10,0		0,6		7,0		12,2		1,6		2,8		3,8	
S ₂		—		—		13,2		—		6,2		—		—		—	
A ₁		26,0		27,2		—		24,4		—		13,6		—		14,6	
A ₂		67,2		62,8		86,8		68,8		81,6		84,8		73,2		81,6	

Datum odběru: 28. V. 1953 1948 14. IX. 1953 14. IX. 1953 14. IX. 1953 14. IX. 1953 14. IX. 1953 14. IX. 1953

Teplota vzduchu °C: 21,0

Teplota vody °C: 9,8

pH 6,65

Na⁺+K⁺Ca⁺⁺ 257,6Mg⁺⁺ 117,2Fe₂O₃ 192,1Cl⁻ 40,4SO³ 138,3CO³ 84,8SiO³ 785,4J⁻ 37,5Br⁻ + st.Volný CO₂ 448,0Volný H₂S 0,5

Odparek 180° 1492,8

S₁ 17,0S₂ —A₁ 17,2A₂ 65,8

18,0

7,7

7164,0

186,9

75,7

17,8

11076,0

24,6

391,7

13,2

93,5

112,0

23,5

19047,4

96,0

—

—

4,0

—

14,0

6,63

1368,0

365,7

204,3

2,3

943,2

935,0

15,1

2934,4

nest.

nest.

787,6

—

5448,4

48,8

—

14,2

37,0

—

6,17

708,3

196,3

38,5

—

242,9

339,5

1788,2

23,0

0,1

0,6

912,1

0,09

2418,4

31,8

—

38,6

29,6

17,8

20,5

1021,0

497,8

153,9

0,9

638,0

576,2

3027,0

26,5

0,4

0,9

1339,9

1,5

4472,0

38,0

—

15,0

47,0

17,8

20,5

1065,6

544,5

159,7

3,1

670,6

827,1

3013,7

21,0

0,3

1,1

970,0

2,5

4811,0

42,0

—

11,0

47,0

17,8

20,5

1068,9

512,7

156,1

1,9

655,0

582,0

3166,0

18,7

+ st.

+ st.

765,5

+ st.

4985,5

37,0

—

21,0

42,0

17,8

9,8

—

272,4

340,2

32,7

767,6

445,8

4153,8

22,5

+ st.

+ st.

799,3

nest.

5295,0

33,0

—

25,0

42,0

17,8

10,0

—

174,9

89,2

3,8

124,5

158,3

1179,1

21,0

nest.

nest.

907,2

nest.

1403,5

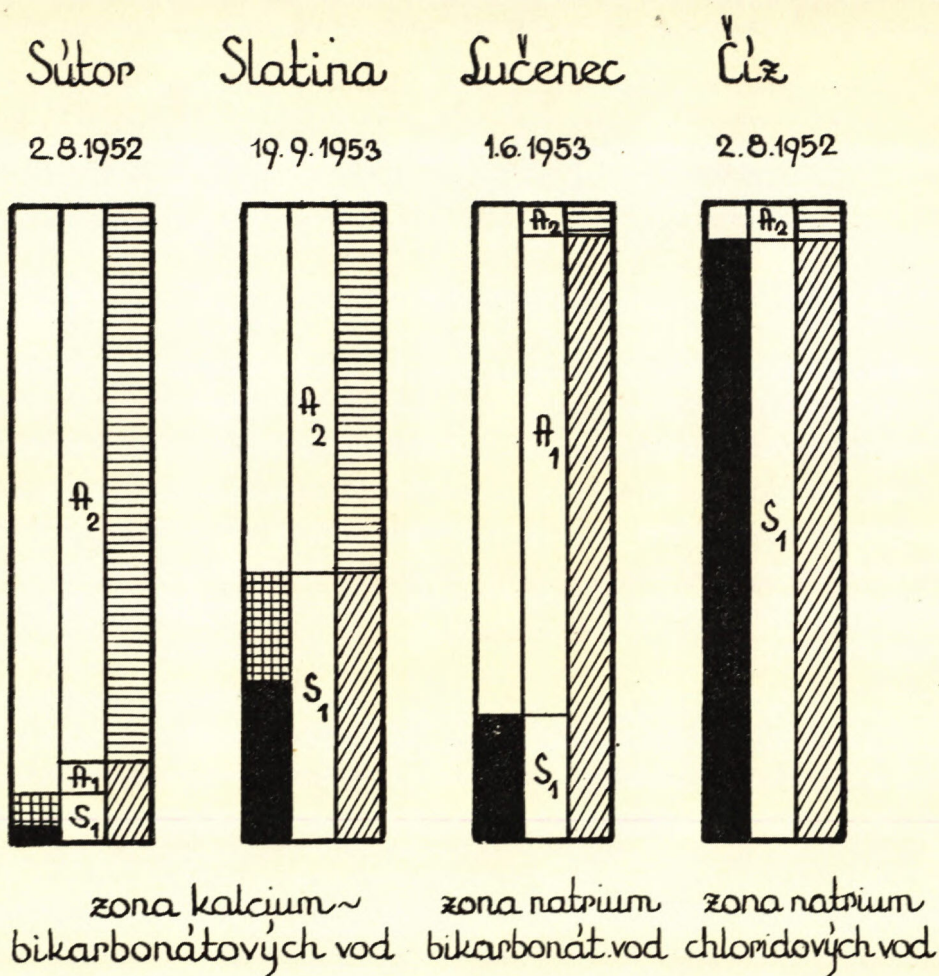
27,0

—

10,0

63,0

Datum odběru: 2. VII. 1952		1953		1952		Lázně Muta		Dudince 1		Dudince 2		Slatina		Kalinčákovo, Margita		Kalinčákovo, Ilona	
Čiz, Hygiea	Čiz, vrtba CX	Čiz, vrtba 36															
Teplota vzduchu °C: —	—	—	—	—	—	—	—	17,8	17,8	17,8	17,8	17,8	17,8	—	—	—	
Teplota vody °C:	—	—	—	—	—	—	—	25,1	25,1	25,1	25,1	20,0	20,0	25	23	23	
pH	7,3	—	—	—	—	—	—	6,63	6,63	6,10	6,10	6,04	6,04	—	—	—	
Na ⁺ +K ⁺	8751,0	7487,3	—	—	—	—	736,37	517,3	517,3	516,4	516,4	423,1	423,1	144,6	145,8	145,8	
Ca ⁺⁺	126,9	278,2	—	—	—	—	144,00	134,7	134,7	133,5	133,5	120,0	120,0	43,7	43,6	43,6	
Mg ⁺⁺	90,7	467,6	—	—	—	—	131,42	0,6	0,6	0,7	0,7	3,4	3,4	2,5	3,0	3,0	
R ₂ O ₃	0,8	6,6	—	—	—	—	19,45	564,9	564,9	565,2	565,2	425,5	425,5	12,1	13,6	13,6	
Cl ⁻	7392,4	6772,9	—	—	—	—	252,2	539,2	539,2	544,2	544,2	371,1	371,1	256,7	253,3	253,3	
SO ⁴	0,5	1,6	—	—	—	—	94,4	3086,0	3086,0	3074,0	3074,0	1594,2	1594,2	453,2	455,0	455,0	
CO ³	423,0	5594,9	—	—	—	—	2433,8	16,5	16,5	11,3	11,3	14,8	14,8	—	—	—	
SiO ³	11,3	26,9	—	—	—	—	52,30	0,5	0,5	0,4	0,4	+ st.	+ st.	—	—	—	
J ⁻	58,8	27,5	—	—	—	—	0,9	1,4	1,4	0,9	0,9	+ st.	+ st.	—	—	—	
Br ⁻	71,4	21,0	—	—	—	—	1,6	1067,7	1067,7	1090,0	1090,0	787,0	787,0	94,2	94,2	94,2	
Volný CO ₂	287,3	735,0	—	—	—	—	1327,5	8,0	8,0	6,51	6,51	+ st.	+ st.	—	—	—	
Volný H ₂ S	—	—	—	—	—	—	nest.	4222,8	4222,8	4080,9	4080,9	2582,4	2582,4	817,0	820,5	820,5	
Odparek 180°	12780,2	20901,0	—	—	—	—	3219,9	40,0	40,0	43,0	43,0	40,4	40,4	17,0	18,0	18,0	
S ₁	93,4	50,6	—	—	—	—	18,0	—	—	—	—	2,8	2,8	26,0	25,0	25,0	
S ₂	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
A ₁	—	35,6	—	—	—	—	46,0	6,0	6,0	9,0	9,0	—	—	—	—	—	
A ₂	5,6	13,8	—	—	—	—	36,0	54,0	54,0	48,0	48,0	56,8	56,8	57,0	57,0	57,0	



Obr. 1. Grafické znázornění hlavních typů minerálních vod v oblasti Šafárikovo —Lučenec—Levice.

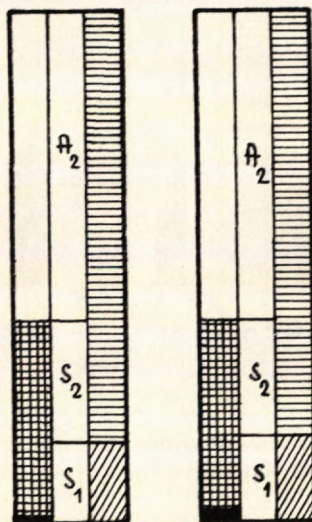
Рис. 1. Графическое изображение главных типов минеральных вод в области Шафариково — Лученец — Левице.

Bild 1: Graphische Darstellung der Haupttypen von Mineralvässern im Gebiet Šafárikovo—Lučenec—Levice.

Kalinciakovo Kalinciakovo
 „Margita“ „Jlona“

1949

1949



anorg. látek mg/l

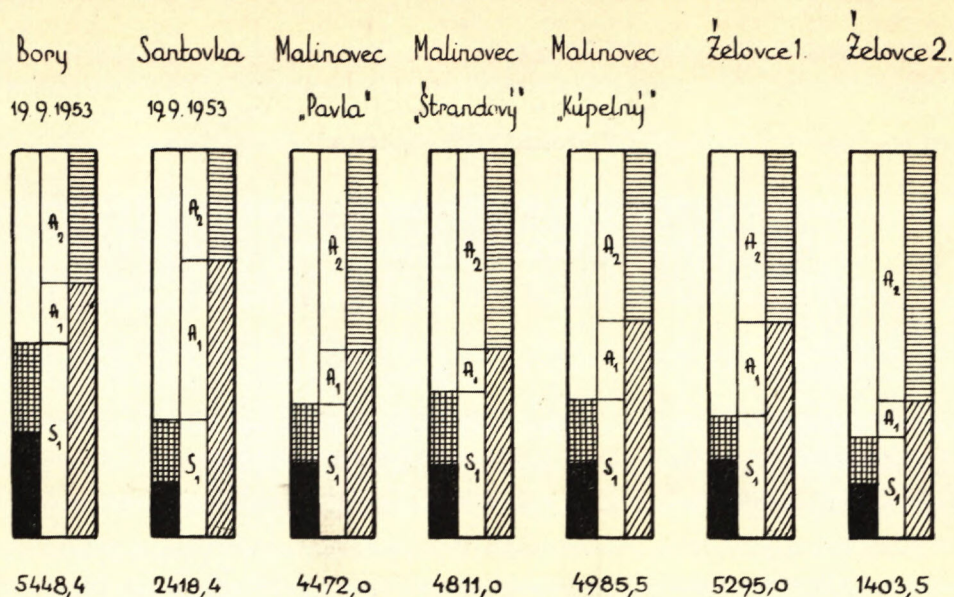
935,2

912,0

Obr. 2. Grafické znázornění chemického složení minerálních vod v oblasti Lučenec—Levice.

Рис. 2. Графическое изображение химического состава минеральных вод в области Лученец — Левице.

Bild 2. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer im Gebiet Lučenec—Levice.



anorg. látek mg/l

Obr. 3. Grafické znázornění chemického složení minerálních vod v oblasti Lučenec—Levice.

Рис. 3. Графическое изображение химического состава минеральных вод в области Лученец — Левице.

Bild 3. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer im Gebiet Lučenec—Levice.

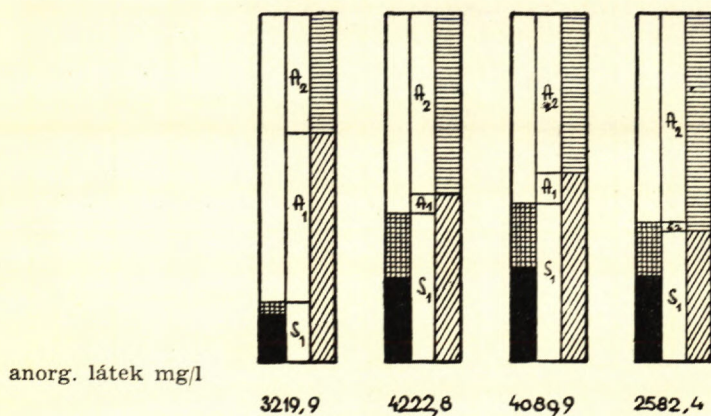
Muľa
kúpele

Dudince 1

Dudince 2

Slatina

14 IX 1953

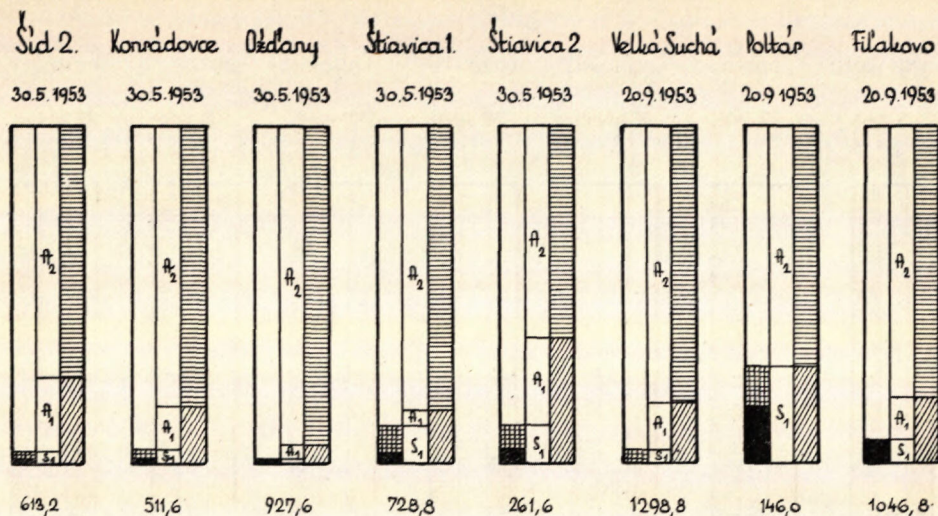


anorg. látek mg/l

Obr. 4. Grafické znázornění chemického složení minerálních vod v oblasti Lučenec—Levice.

Рис. 4. Графическое изображение химического состава минеральных вод в области Лученец — Левице.

Bild 4. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer im Gebiet Lučenec—Levice.

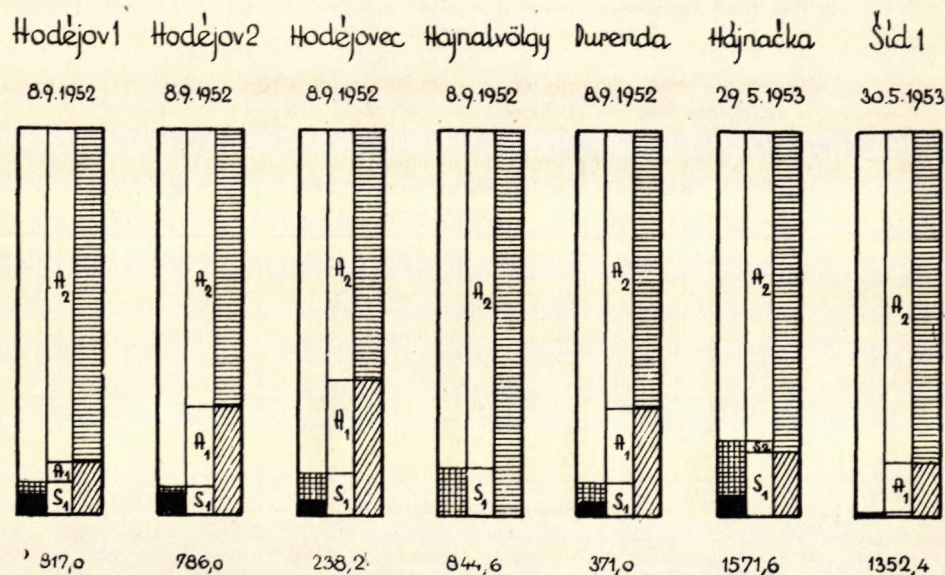


anorg. látek mg/l

Obr. 5. Grafické znázornění chemického složení minerálních vod v oblasti Šafárikovo—Lučenec.

Рис. 5. Графическое изображение химического состава минеральных вод в области Шафариково — Лученец.

Bild 5. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer im Gebiet Šafárikovo—Lučenec.

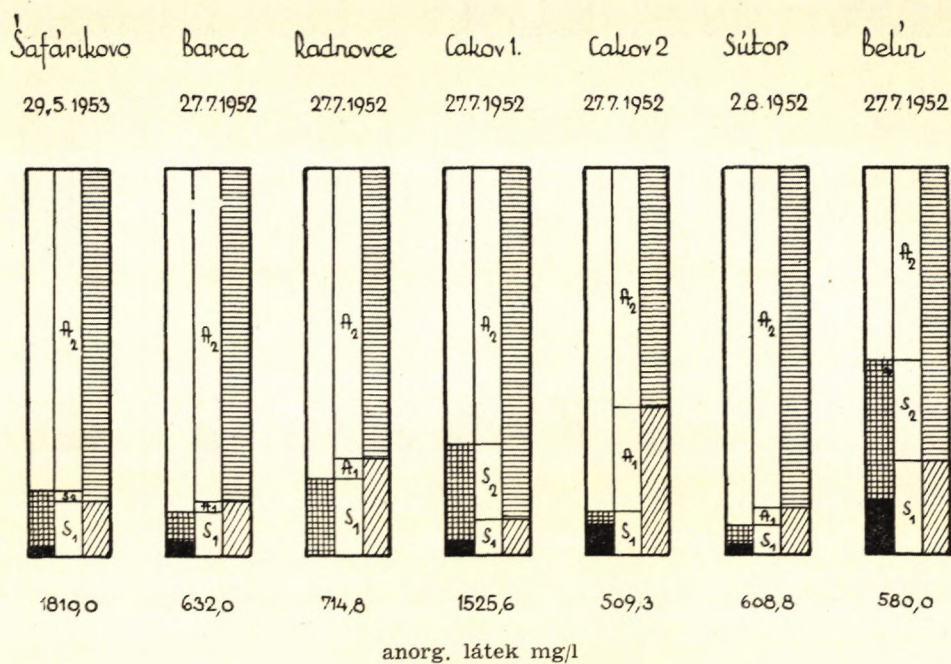


anorg. látek mg/l

Obr. 6. Grafické znázornění chemického složení minerálních vod v oblasti Šafárikovo—Lučenec.

Рис. 6. Графическое изображение химического состава минеральных вод в области Шафариково — Лученец.

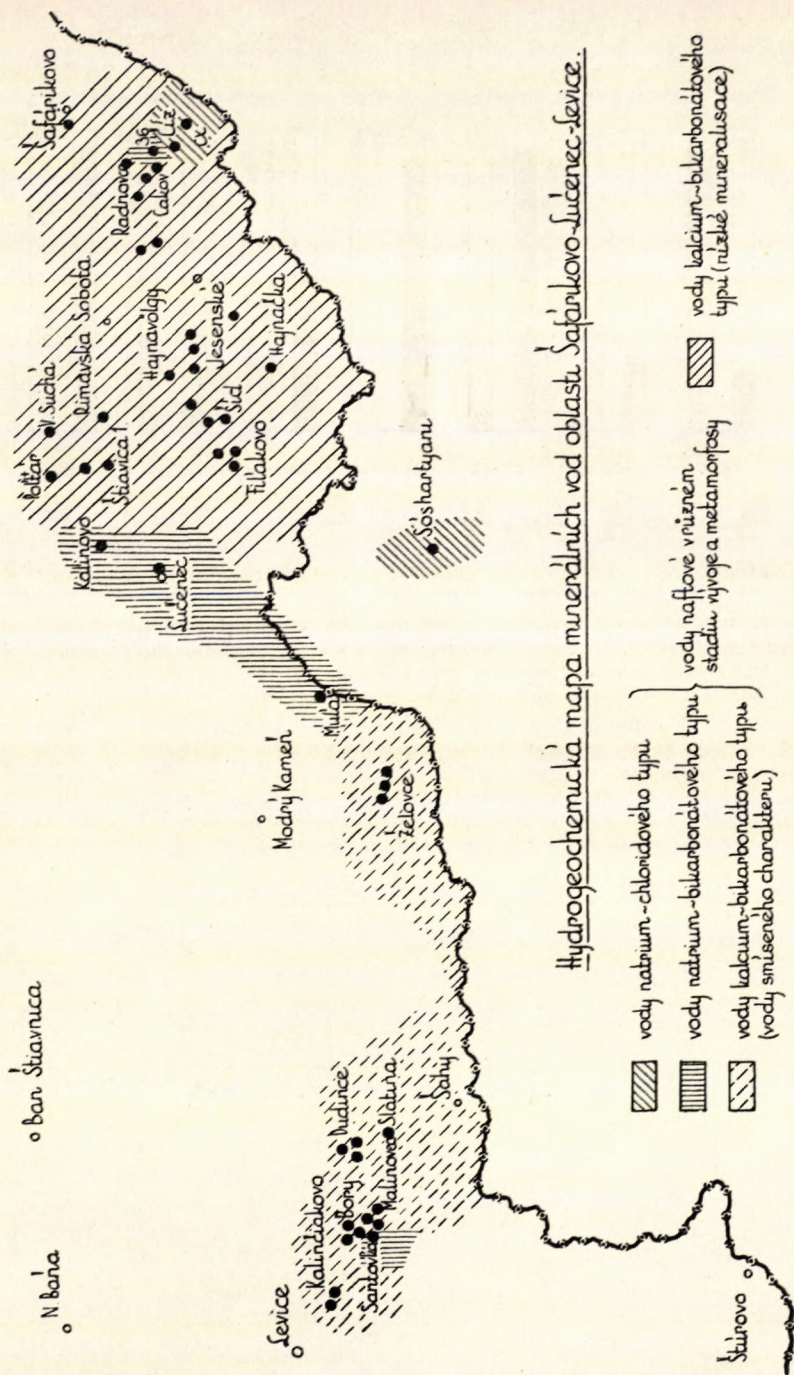
Bild 6. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer im Gebiet Šafárikovo—Lučenec.



Obr. 7. Grafické znázornění chemického složení minerálních vod v oblasti Šafárikovo—Lučenec.

Рис. 7. Графическое изображение химического состава минеральных вод в области Шафариково — Лученец.

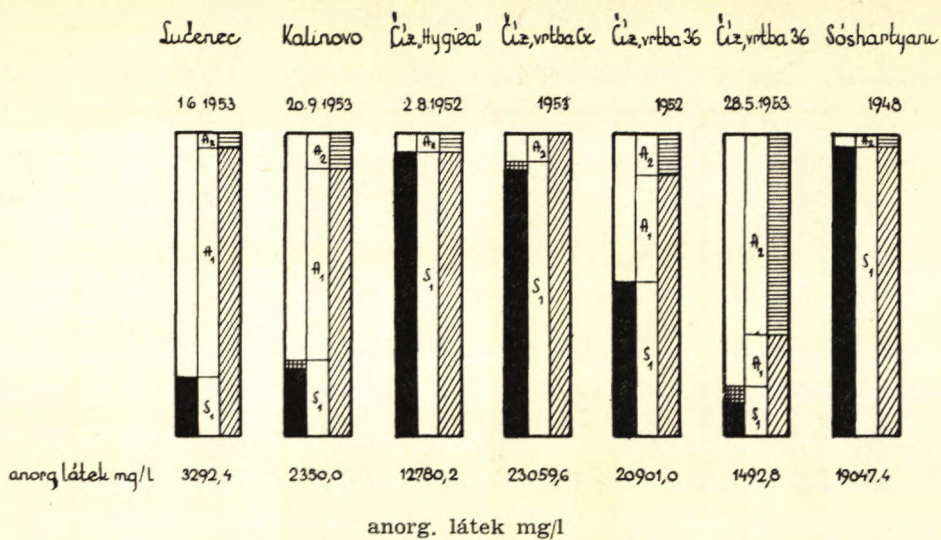
Bild 7. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer im Gebiet Šafárikovo—Lučenec.



Obr. 8.

Рис. 8. Гидрохимическая карта минеральных вод в области Шафариково — Лученец — Левице.

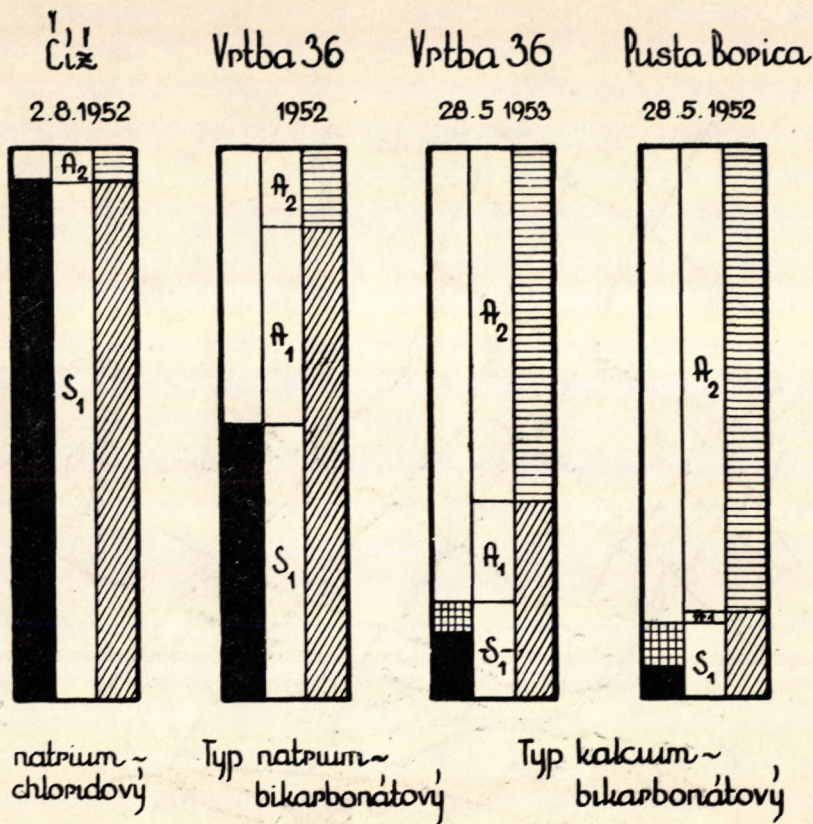
Bild 8. Hydrogeochemische Karte der Mineralwässer im Gebiet Šafárikovo—Lučenec—Levice.



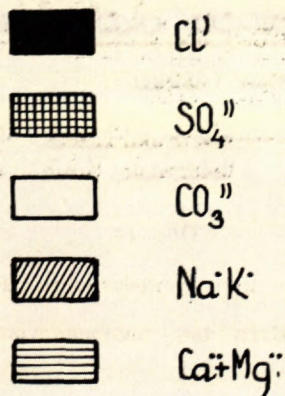
Obr. 9. Grafické znázornění chemického složení minerálních vod v oblasti Šafárikovo—Lučenec.

Рис. 9. Графическое изображение химического состава минеральных вод в области Шафариково — Лученец.

Bild 9. Graphische Darstellung der chemischen Zusammensetzung der Mineralwässer im Gebiet Šafárikovo—Lučenec.

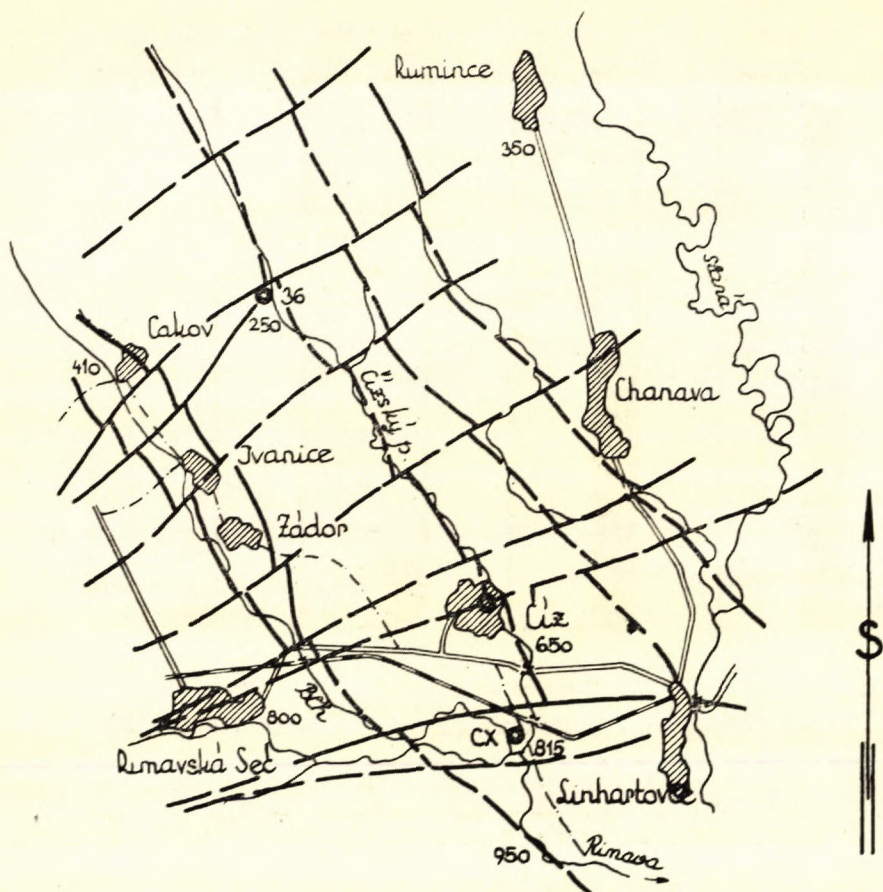


Předpokládané etapy přeměny minerál. vody.
ve vrtbě 36.



Obr. 10.

Рис. 10. Предполагаемые этапы перемены минеральной воды в бурении Нр 36.
 Bild 10. Vorausgesetzte Etappen bei der Umwandlung des Mineralwassers in der Bohrung No 36.



Tektonická mapa okolí Čízu

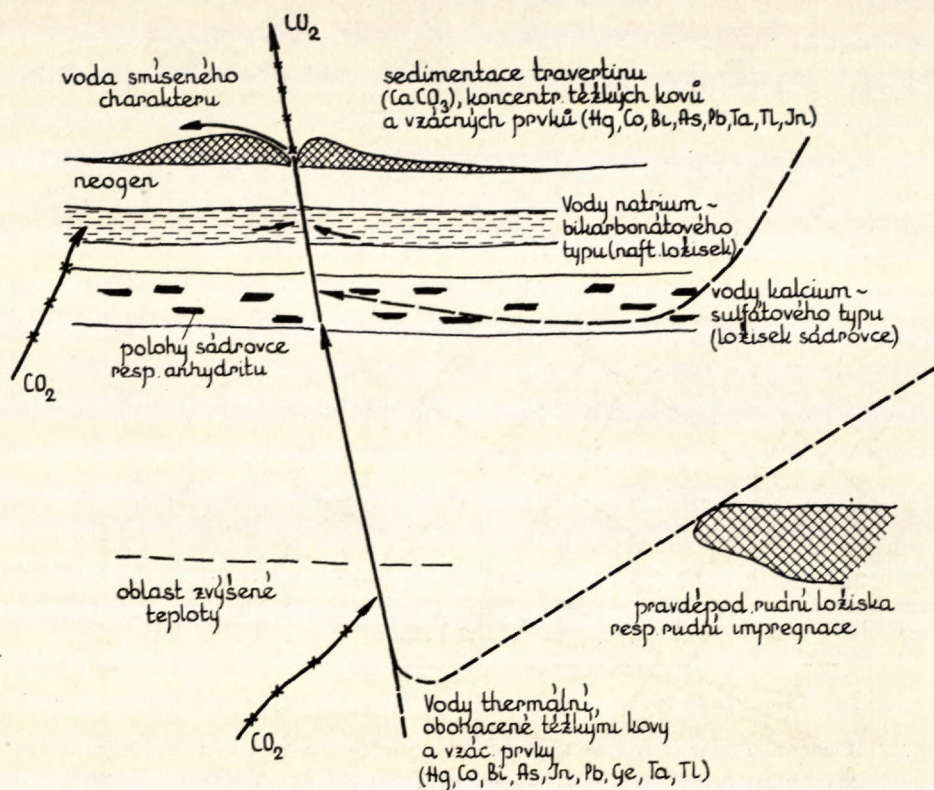
podle V. Čilka.

- | | | |
|--------------------------------|---|---------------------|
| — zjištěné
tektonické linie | — — — předpokládané
tektonické linie | 650 hloubka podlaží |
| | | ● minerální prameny |

Obr. 11.

Рис. 11. Тектоническая карта окрестности Чижа, по В. Цилку.

Bild 11. Tektonische Karte der Umgebung von Číž nach V. Čilek.



Obr. 12. Vznik chemického složení minerálních vod oblasti Lučenec—Levice.

Рис. 12. Возникновение химического состава минеральных вод в области Лыченец — Левице.

Bild 12. Entstehung der chemischen Zusammensetzung der Wässer im Gebiet Lučenec—Levice.

Stopové prvky v minerálních vodách v oblasti Šafárikovo—Lučenec—Levice.

	Na	K	Li	Ca	Sr	Ba	Al	Fe	Mn	Ti	Si	B	Ag	Cu	Pb	Ni	Co	Mo	V
Šafárikovo	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+				
Čakov	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+					
Sútor 1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+				
Sútor 2	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
Hodějov 1	+	+	+	+	+		+	+	+		+	+		+					
Haynavölgy	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		+			
Duranda	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+					
Haynacka	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+				
Haynacka - sediment	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+					
Šid 1	+	+	+	+	+	+	+	+	+					+					
Šid 2	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+			+	+				
Konrádovce	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+								
Ozdany	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+	
Štiavica 1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+				
Štiavica 2	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+					+		
Vel Suchá	+	+		+	+	+	+	+	+		+			+					
Poltár	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+					
Filakovo	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+				
Lučenec	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+					+
Kalunovo	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+					+
Čiz, Húgrea	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+					+
Čiz, vrtna 36	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+		+					
Čiz, vrtna CX	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+					

Obr. 13.

Рис. 13. Следовые элементы в минеральных водах в области Шафариково — Луценец — Левице.

Bild 13. Spurelemente in den Mineralwässern im Gebiet Šafárikovo—Lučenec—Levice.

Stopové prvky v minerálních vodách v oblasti Šafárikovo—Lučenec—Levice.

	Na	K	Li	Ca	Sr	Ba	Mg	Al	Fe	Mn	Ti	Si	Pb	Cu	Zn	Sn	Sb	Cr	Be	Bi	As	Co	In	Ge	Ga	Mg	Ta	Tl	V	Re	
Kúpele Muľa	+	+	+	+	+		+	+		+	+	+		+																	
Slatinka	+	+	+	+	+		+	+		+	+	+		+																	
Dol. Stoháre	+			+	+		+	+	+	+	+	+		+																	
M. Kotiš	+			+	+		+	+	+	+	+	+		+						+		+		+				+	+		
Želovce - Slat. kúpele 1	+	+	+	+	+		+	+			+	+		+																	+
Želovce - Slat. kúpele 2	+	+	+	+	+		+	+			+	+																			
Želovce	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+		+																	

Obr. 14.

Рис. 14. Следовые элементы в минеральных водах в области Шафариково — Луценец — Левице.

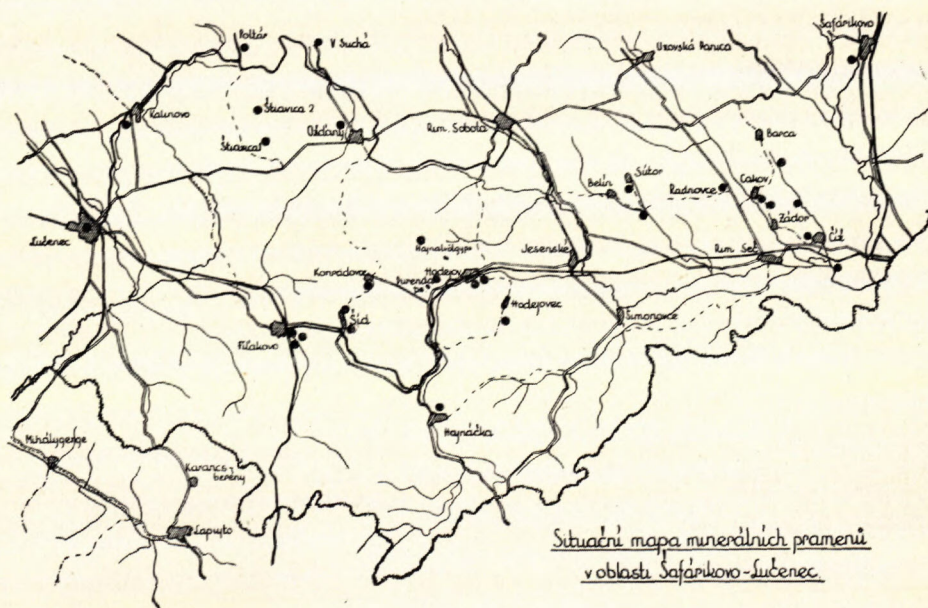
Bild 14. Spurelemente in den Mineralwässern im Gebiet Šafárikovo—Lučenec—Levice.

Stopové prvky v minerálních vodách v oblasti Šafárikovo-Lučenec-Levice

	Na	K	Li	Ca	Sr	Ba	Mg	Mn	Fe	Mn	Ti	Sr	Pb	Cu	Zn	Sn	Sb	Cr	Be	Bi	As	Co	In	Ge	Ga	Hg	Ta	Tl	V	Re
Slatina	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+																	
Dudince 1	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+																+	
Dudince 2	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+																+	
Malinovec 1	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+										+						+	
Malinovec 2	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+																	
Malinovec 3	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+																	
Santovka	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+																+	
Bory (louky Budagov) 1	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+																+	
Bory (louky Budagov) 2	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+														+			
Kalinčákovo 1	+	+		+	+	+	+	+	+		+	+	+								+						+			
Kalinčákovo 2	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+														+			
Malinovec, travertín	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+	+	+	+			+	+	+	+	+
Dudince, sintro a potrubí	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+	+	+	+			+	+	+	+	+
Dudince, travertín	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+	+	+	+			+	+	+	+	+
Bory, travertín	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+	+	+	+			+	+	+	+	+
Šiklův, travertín				+			+	+	+		+	+	+										+				+		+	
Šiklův, limonit				+			+	+	+		+	+	+										+				+		+	
Levice, lomy, limonit	+	+		+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Levice, lomy, drev. hlínka				+			+	+	+		+	+	+						+		+	+				+		+	+	+
Levice, trnás vápence				+			+	+	+		+	+	+										+			+		+	+	+
Čakov, trnás vápence	+		+				+	+	+		+	+	+													+		+	+	+

Obr. 15.

Рис. 15. Следовые элементы в минеральных водах в области Шафариково — Лученец — Левице.
Bild 15. Spurelemente in den Mineralwässern im Gebiet Šafárikovo—Lučenec—Levice.



Obr. 16.

Рис. 16. Ориентировочная карта минеральных источников в области Шафариково — Лученец.

Bild 16. Situationskarte der Mineralquellen im Gebiet Šafárikovo—Lučenec.

LITERATŮRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Buday T., Geolog. poměry okolí Šah na jižním Slovensku, Rozpravy II. tř. Čes. akad., XLVII, Praha 1938.
- Cílek V., Geolog. poměry širšího okolí lázni Čízu na jv. Slovensku, rukopis, 1953.
- Čechovič V., Geológia juhoslov. uhoľnej paňvy, SAV, Bratislava 1952.
- De Sitter L., Diagenesis of Oil-Field Brines, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 31/11, 2030, 1947.
- Goldschmidt V. M., Grundlagen der quantitativen Geochemie, Forsch. Miner. Krist. Petrogr., 17, 1953.
- Goldschmidt V. M., Drei Vorträge über Geochemie, Geol. Fören. Stockholm Föhr., 56, 1934.
- Hensel J. a j., Balneografia Slovenska, SAV, Bratislava 1951.
- Ivan L., Výskyty travertínov na Slovensku, Práce Št. úst. geol., 9, Bratislava 1943.
- Ivan L., Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc, SAV, Bratislava 1952.
- Janák J., Rozbor vzorku vody z vrtby 36, nepubl. práca, Archiv VÚN, Brno 1952.
- Langl S., Geomorfológia tanulmányok Gömörben, Hidrológiai Közölöny, XXIX, 1949.
- Krejci—Graf K., Genetische Einteilung der Ollagestätten, Kali 28/1, 7, 1934.
- Mahel M., Slané vody pri južnom okraji Krupinskej vrchoviny, SAV, Bratislava 1952.
- Palmer Ch., Geochemical Interpretation of Water Analyses, U. S. Geol. Surv. Bull., 479, 1911.
- Parker S. J., Southwell C. A. P., J. I. P. T., 15, 138, 1929.
- Priklonskij V. A., Izučeniye fizičeskich svojstv i chim. sostava podzemnykh vod, ONTI, 1935.
- Reistle C. E., U. S. Bureau Mines, Techn. Paper 404, 1927; 431, 1928.
- Saukov A. A., Geochimija, Moskva 1950, 1951.
- Seneš J., Geologická štúdia terciéru južného Slovenska, Práce Št. úst. geol., 23, Bratislava 1949.
- Seneš J., Niektoré problémy stratigrafie oligocénu južného Slovenska, Geol. sborník, I, Bratislava 1950.
- Seneš J., Oligocén mezi Šahami a Lučencem, Geol. sborník, III, 1—2, Bratislava 1952.
- Sulin V. A., Vody neft'nykh mestoroždenij SSSR, ONTI, 1935.
- Sulin V. A., Vody neft'nykh mestoroždenij v sisteme prirodnykh vod, Gostoptékhizdat, 1946.
- Sulin V. A., Gidrologija neft'nykh mestoroždenij, Gostoptékhizdat, 1948.
- Šukarev S. A., Opytka obščego obzora gruznickich vod z geochimičeskoj točki zrenija, Trudy Gos. Instituta kurortologii, 4, 1934.
- Tolstichin N. N., Numeracija prirodnykh vod, Problemy sovjet. geologii, 8, 1937.
- Tickel E. G., A Method for the graphical Interpretation of Vater Analyses, Report of Calif. State Oil and Gas Supervisor 6(9), 5, 1921.
- Vinogradov A. P., Biogeochemical research in the USSR, Nature, 151, 1943.
- Zýka V., Hydrogeochemie sirovodíkových pramenů na Gottwaldovsku, Archiv MU, nepubl. práce, Brno 1951.
- Zýka V., Holub J., Geochemický průzkum v oblasti Rimavská Seč, nepubl. práce, Archiv VÚN, Brno 1952.

Геохимия минеральных вод области Шафариково — Лученец — Левице.

Гидрохимическим исследованием области Шафариково — Лученец — Левице, произведенным в 1952 — 1954 гг., были обнаружены 3 главные типы минеральных вод и им отвечающие гидрохимические зоны:

- а. бикарбонатно-натриевая зона вод,
- б. бикарбонатно-кальциевая зона вод,
- в. хлористо-натриевая зона вод.

Дальнейшая зона вод, т. е. практически все воды на территории от г. Лученец на запад, по химическому составу принадлежат также к группе бикарбонатно-кальциевой, но вследствие их совершенно иного происхождения и повышенного количества минералий, были определены в самостоятельную тк. зв. группу сложного состава.

Воды бикарбонатно-натриевого типа являются типичными водами нефтяных месторождений, которые от своего возникновения подверглись ряду преобразующих этапов. Отдельные этапы гидрохимических изменений были установлены в следующем порядке:

- а. возникновение первичной воды (по своему химическому составу близкой к воде морской)
- б. возникновение бикарбонатно-натриевого характера процессами биогенной редукции сульфатов при наличии органических веществ (смола).
- в. присоединение свободного CO_2 ,
- г. инфильтрация верхних вод.

Таковы были происхождение и последовательность процессов, которые меняли химический состав вод. Из анионов представлены бикарбонаты, хлориды (также и сульфаты), иод и бром итд. Из катионов Na^+ и K^+ . Ca^{++} и Mg^{++} . В некоторых случаях были обнаружены следы ванадия. Из газообразных веществ доминирует CO_2 ; находим также и метан.

К этой группе принадлежала также и вода бурения н-р. 36. Но в течении года был ее первоначальный гидрохимический характер совершенно подавлен инфильтрационной водой. Процессы перемены химического состава воды этого бурения наглядно изображены в надлежащей таблице, представляющей графическую интерпретацию (диаграммы Пальмера) надлежащих анализов.

Воды хлористо-натриевого типа образуют относительно небольшую гидрохимическую зону. Сюда принадлежат воды курорта Чиж и вода из бурения СХ (на юг от Чижа). В составе вод доминирующее положение занимают из анионов хлориды; содержание карбонатов и бикарбонатов незначительно. Сульфаты не были обнаружены в воде чижских источников, но зато они находятся в значительном количестве в воде из бурения СХ. Обе воды содержат значительное количество иода и брома. Из катионов преобладает Na^+ и K^+ ; Ca^{++} и Mg^{++} представлены несущественным количеством. Из газов здесь только CO_2 , но его количество низкое, если его сравним с количеством этого газа в минеральных водах соседней бикарбонатно-кальциевой зоны. Достопримечательным является различное содержание минеральных веществ. Вода источника Гигиен в селении Чиж содержит 12.780,2 мг, вода бурения СХ 23.059,6 мг растворенных неорганических веществ в 1 л воды. Отсутствие (практически) CO_2 в этих водах свидетельствует о совершенной изолированности вод от приводящих путей CO_2 ; различие в общей минерализации является доказательством отсутствия соединения между водой источника Гигиен в сел. Чиж и водой бурения СХ. У источника Гигиен я кроме этого предполагаю наличие значительной инфильтрации верхней водой. Область разбита в ряд глыб между собой совершенно изолированных. Также и эти воды я отношу к водам нефтяных месторождений. В их геологической истории различаю следующие этапы перемен

- а. возникновение воды первичного характера, по составу близкой воде морской,
- б. перемену хлористо-натриевого типа в тип бикарбонатно-натриевый (процессы биогенной редукции при наличии смолы); сильно редуцирующая среда вод,
- в. эмиграцию смолы, наступление оксидационной среды, концентрация солевого содержания, возникновение хлористо-натриевого характера.

К этой группе относится тоже вода источника в Шошгартани, уже в Мадьярской НР.

Воды этой группы являются последними реликтами бывшей богатой нефтеносности территории.

Воды бикарбонатно-кальциевого типа принадлежат к наиболее распространенным в целой исследуемой области. Все они богаты углекислым газом; в некоторых водах находится растворенным также метан.

В химическом составе вод преобладают из анионов HCO_3^- ; Cl^- и SO_4 представлены меньшим количеством. Из анионов значительно преобладают щелочные земли над щелочами. Генетично воды этой зоны представляют собой малый интерес. Это воды метеорического происхождения инфильтрированные в горные породы и здесь обогащенные более легко растворяющимися неорганическими веществами. Способность выщелачивания у этих вод повышена значительной агрессивностью, вызванной углекислым газом. Воды сложного состава принадлежат к самому интересному типу целой исследуемой территории, с самыми осложненными стадиями перемены. Эти воды занимают большую область на запад от гор. Лученца. Их состав очень разнообразен и не у всех вод одинаков, меняется в зависимости от специфических условий. У большинства вод главной составной частью являются карбонаты и бикарбонаты щелочных земель; хлориды и сульфаты щелочей представлены только второстепенным количеством; в некоторых водах представлены также карбонаты и бикарбонаты щелочей и (единично) также сульфаты щелочных земель. Иод и бром находятся в значительном количестве. У преобладающего большинства вод господствующей газообразной составной частью является CO_2 ; метан находим только в единичных случаях (следы). Некоторые воды богаты свободным H_2S .

Все воды этой зоны тройного происхождения:

- а. нефтяного («фоссильная» вода).
- б. происхождение образованное путем выщелачивания («вадозная» вода)
- в. ювенильного («послевулканическая» вода).

В геохимической истории вод различаю следующие этапы:

- а. возникновение первичной воды, своим составом подобной воде морской, хлористо-натриевого типа,
- б. возникновение бикарбонатно-натриевого характера процессами биогенной редукции сульфатов,
- в. присоединение воды сульфатно-кальциевого характера (вадозной),
- г. изменения химического состава, возникновение воды бикарбонатно-кальциевого характера, в значительной степени минерализированной,
- д. присоединение CO_2 ,
- е. присоединение ювенильной воды вместе с типичными химическими элементами,
- ж. эмиграция смолы из соседства вод бикарбонатно-натриевых,
- з. инфильтрация верхней воды.

Перемена бикарбонатно-натриевого типа в тип бикарбонатно-кальциевый осуществляется по уравнению:



Как результат этого процесса появляется в водах сульфат Na^+ и бикарбонат Ca^{++} , и исчезает из них в совершенстве или частично бикарбонат Na^+ . Конечный состав воды зависит от количества CaSO_4 в водянном растворе. Понятно, что нельзя точно установить последовательность этапов перемен химического состава вод этой зоны; приводимая схема является лишь приблизительной. Воды бикарбонатно-натриевого типа очевидно связанные с отложениями неогенного возраста, воды сульфатно-кальциевого типа с нижними частями неогена (?), или-же с более древними породами.

Углекислый газ, также как и у иных вод, результат нижнетретичной вулканической деятельности. Дальнейшей важной составной частью вод некоторые следовые элементы, прежде всего Cu , Hg , V , Co , As ; эти элементы были в некоторых водах обнаружены. Их происхождение отношу к присоединению ювенильной воды. В некоторых источниках эти элементы, правда, отсутствуют, но в их травертинах эти элементы (кроме ряда других) были достоверно найдены.

Некоторые источники имеют повышенную температуру, которая доказывает, что вадозная вода подогревается водой ювенильной (возможно и горячими газами), выступающей вверх и смешивающейся с водами вадозными а фосфорильными. Возникновение югословацких травертинов надобно рассматривать как результат смешивания упоминаемых типов вод.

В водах области Лученец — Мула — Филяково — Гайначка повышенное количество углеводородных газов. Но этому факту нельзя придавать слишком большого значения. Другие воды вне этой зоны не содержат углеводородных газов.

В зависимости от следовых элементов можем исследуемую область разделить на две геохимические провинции, разграниченные между собой линией Калиново — Лученец — Мула. Западная характеризуется наличием Cu , Hg , V , As , Be , Co и др. в водах, а восточная зона наличием совершенно других следовых элементов (Ag , Cu , Pb , Ni). Для гидрохимической классификации вод была использована система Пальмера. Анализы газов растворенных в водах производились семиквантитативным хроматографическим методом; следовые элементы определены спектрально аппаратом Zeis QUV 24. (См. в тексте надлежащие таблицы, диаграммы, карты).

VÁCLAV ZÝKA

GEOCHEMIE DER MINERALWÄSSER IM GEBIETE ŠAFÁRIKOVŮ—LUČENEC—LEVICE

Durch die während der Jahre 1952—1954 in dem Gebiete Šafárikovo—Lučenec—Levice durchgeführten Untersuchungen wurden 3 Haupttypen von Mineralwässern und ihnen entsprechende hydrochemische Zonen festgestellt:

- a) Zone natriumbicarbonatischer Wässer,
- b) Zone calciumbicarbonatischer Wässer,
- c) Zone natriumchloridischer Wässer.

Eine weitere Zone, d. i. praktisch alle Wässer, die im Gebiete westlich von Lučenec vorkommen, gehört der chemischen Zusammensetzung nach gleichfalls zur calciumbicarbonatischen Gruppe an, aber diese Wässer mussten, wegen ihres anderweitigen Ursprunges und erhöhten Gehaltes an Mineralstoffen, in eine selbständige Gruppe sogenannter gemischter Wässer eingereiht werden.

Die natriumbicarbonatischen Wässer sind typische Wässer der Erdöllagerstätten, die nach ihrer Entstehung durch eine Reihe von Umwandlungsetappen durchgegangen sind. Einzelne Etappen der hydrochemischen Umwandlungen wurden folgend festgesetzt:

- a) Entstehung des primären Wassers (chemisch dem Meerwasser nahe),
- b) Entstehung des natriumbicarbonatischen Charakters durch Prozesse biogener Reduktion der Sulfate in der Anwesenheit organischer Stoffe (Harze),
- c) Zutritt von freiem CO_2 ,
- d) Infiltration der Tagwässer.

Solcher war der Ursprung und Reihenfolge der Prozesse, welche die chemische Zusammensetzung der Wässer änderten. Von den Anionen sind Bicarbonate, Chloride (auch Sulfate), Jod und Brom usw., von den Kationen Na^+ und K^+ , Ca^{++} und Mg^{++} vertreten. In manchen Fällen wurde auch Vanadium in Spuren festgestellt. Von den gasförmigen Bestandteilen herrscht CO_2 vor; auch Methan ist anwesend.

Zu dieser Gruppe gehörte ursprünglich auch das Wasser der Bohrung No 36 an. Im Verlaufe des Jahres wurde aber sein ursprünglicher hydrochemischer Charakter durch das infiltrierte Wasser ganz unterdrückt. Die Umwandlungsprozesse der chemischen Zusammensetzung des Wassers aus dieser Bohrung sind aus der betreffenden Tafel, die eine graphische Interpretation (Palmer'sche Diagramme) der betreffenden Analysen darstellt, gut sichtbar.

Die Wässer des natriumchloridischen Typus bilden, dem Umfang nach, eine verhältnismässig kleine hydrochemische Zone. Hierher gehören die Wässer aus dem Bad Čiz und der Bohrung CX (südlich von Čiz). In der Zusammensetzung der Wässer dominieren von den Anionen die Chloride; Carbonate und Bicarbonate sind in bedeutungslosen Mengen anwesend. Sulfate wurden im Wasser aus den Čiz — Quellen nicht festgestellt, dafür sind sie aber in beträchtlicher Menge im Wasser der Bohrung CX anwesend. Beide Wässer enthalten beträchtliche Mengen Jod und Brom. Von den Kationen herrscht Na^+ und K^+ vor; Ca^{++} und Mg^{++} sind in unbeträchtlichen Mengen vertreten. Von den gasförmigen Bestandteilen ist bloss CO_2 anwesend, aber seine Menge ist im Vergleiche zur Menge dieses Gases in den Mineralwässern der umliegenden Calciumbicarbonat — Zone klein. Bemerkenswert ist die Verschiedenheit des Gehaltes an Mineralstoffen. Das Wasser aus der Quelle Hygiea in der Gemeinde Čiz enthält 12.780,2 mg, das Wasser aus der Bohrung CX 23.059,6 mg gelöster anorganischer Stoffe in 1 Liter Wasser. Die praktische Abwesenheit von CO_2 in diesen Wässern beweist eine vollkommene Isolierung der Wässer von den CO_2 -Zuführungswegen; die Unterschiede in der Gesamtmineralisation beweisen, dass das Wasser in der Quelle Hygiea in Čiz und das Wasser der Bohrung CX keine Verbindung haben. Bei der Quelle Hygiea setze ich ausserdem eine starke Infiltration von Tagwässern voraus. Das Gebiet ist eine Reihe von voneinander isolierter Schollen zerbrochen.

Auch diese Wässer reihe ich zu den Wässern der Erdöllagerstätten ein. In ihrer geologischen Historie unterscheide ich folgende Umwandlungsetappen:

a) Entstehung des Wassers primären Charakters, das nach der Zusammensetzung dem Meerwasser nahe steht,

b) Umwandlung des natriumchloridischen in natriumbicarbonatischen Typus (Prozesse biogener Reduktion von SO_4^{--} bei Anwesenheit der Harze); starkes Reduktionsmilieu der Wässer,

c) Emigration der Harze, Zutritt von Oxydation, Konzentration des Salzgehaltes, Entstehen des natriumchloridischen Charakters.

Zu dieser Gruppe gehört auch das Wasser aus der Quelle in Sósartyan, schon in der Ungarischen Volksrepublik. Die Wässer dieser Gruppe sind die letzten Relikte einer ehemals reichen Erdölführung der Gebietes.

Die Wässer des calciumbicarbonatischen Typus gehören zwischen die verbreitetsten im ganzen studierten Gebiet. Alle sind reich an Kohlendioxyd; in manchen ist auch Methan aufgelöst.

In der chemischen Zusammensetzung der Wässer herrscht von den Anionen HCO_3^- vor; Cl^- und SO_4^{--} sind in kleinerer Menge vertreten. Von den Kationen herrschen beträchtlich Elemente der alkalischen Erden über die Alkalien vor.

Genetisch sind die Wässer dieser Zone wenig interessant. Es sind in die Gesteine infiltrierte Wässer meteorischen Ursprungs, die sich hier mit den leichter auflösbaren anorganischen Komponenten bereichert haben. Die Fähigkeit dieser Wässer zum Auslaugen wird durch beträchtliche Aggressivität erhöht, die durch das Kohlendioxyd verursacht wird.

Die Wässer vom gemischten Charakter gehören zwischen die interessantesten Typen im ganzen studierten Gebiete, mit den kompliziertesten Umwandlungsstadien. Diese Wässer nehmen ein ausgedehntes Gebiet westlich von Lučenec ein. Ihre Zusammensetzung ist sehr bunt und nicht bei allen Wässern gleich; sie ändert sich nach den spezifischen Bedingungen. In den meisten Wässern bilden Carbonate und Bicarbonate der alkalischen Erden die Hauptkomponente; Chloride und Sulfate sind schon in untergeordneter Menge anwesend; in manchen Wässern sind auch Carbonate und Bicarbonate der Alkalien und (vereinzelt) auch Sulfate der alkalischen Erden vertreten. Jod und Brom sind in beträchtlichen Mengen anwesend. In der überwiegenden Mehrheit der Wässer ist CO_2 die vorherrschende Gaskomponente; Methan ist vereinzelt anwesend (Spuren).

Manche Wässer sind reich an freies H_2S .

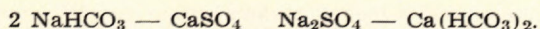
Alle Wässer dieser Zone haben dreierlei Ursprung; es sind:

- a) Erdöl-Wässer („fossiles“ Wasser),
- b) Auslauge-Wässer („vadoses“ Wasser),
- c) Juvenile Wässer („postvulkanisches“ Wasser).

In der geochemischen Historie unterscheide ich folgende Etappen:

- a) Entstehen des primären, der Zusammensetzung nach dem Meerwasser ähnlichen, natriumchloridischen Wasser-Typus,
- b) Entstehen des natriumbicarbonatischen Charakters durch Prozesse biogener Reduktion der Sulfate,
- c) Zutritt von Wasser calciumsulfatischen Charakters (vados),
- d) Aenderungen der chemischen Zusammensetzung; Entstehen des stark mineralisierten calciumbicarbonatischen Wassers,
- e) Zutritt von CO_2 ,
- f) Zutritt von juvenilen Wasser zusammen mit den typischen chemischen Elementen,
- g) Emigration der Harze aus der Umgebung der natriumbicarbonatischen Wässer,
- h) Infiltration von Tagwasser.

Die Umwandlung des natriumbicarbonatischen Typus in den calciumbicarbonatischen Typus erfolgt nach der Gleichung:



Als Ergebnis dieses Prozesses erscheinen in den Wässern Na^+ Sulfat und Ca^{++} Bicarbonat, und verschwindet aus ihnen vollkommen oder teilweise das Bicarbonat von Na^+ . Resultierende Zusammensetzung des Wassers ist von der Menge CaSO_4 in der Wasserlösung abhängig. Es ist begreiflich, dass man die Reihenfolge von Umwandlungsstadien in der chemischen Zusammensetzung der Wässer dieser Zone nicht genau festsetzen kann; das oben erwähnte Schema ist nur annähernd.

Die Wässer des natriumbicarbonatischen Typus sind sichtbar an neogene Ablagerungen, die Wässer des calciumsulfatischen Typus auf die unteren Neogenpartien (?), respektive auf ältere Gesteine gebunden.

Das Kohlendioxyd ist, gleich, wie bei den übrigen Wässern, die Folge des jungtertiären Vulkanismus.

Weitere bedeutungsvolle Komponente der Wässer stellen einige Spurelemente, vor allem Cu, Hg, V, Co, As dar; diese Elemente wurden in manchen Wässern festgestellt. Ihre Herkunft vereinige ich mit dem Zutritt von juvenilem Wasser. Manche Quellen sind zwar von diesen Elementen frei, aber in ihren Sintren (Travertinen) wurden diese Elemente (ausser einer Reihe anderer) verlässlich festgestellt.

Manche Quellen zeichnen sich durch erhöhte Temperaturen aus, was beweist, dass das vadoso Wasser durch juveniles Wasser (resp. auch durch heisse Gase), welches emporsteigt und sich mit den vadosen und fossilen Wässern mischt, gewärmt wird. Die Herkunft der südslowakischen Travertine muss man als Ergebnis einer Mischung der erwähnten Wassertypen erklären.

Erhöhte Mengen von CO_2 kommen in den Wässern des Gebietes Lučenec—Mula—Filakovo—Hájnačka vor. Dieser Tatsache darf man aber nicht zu grosse Bedeutung zuerkennen.

Die übrigen Wässer innerhalb dieser Zone enthalten keine Kohlenwasserstoffgase.

Nach den Spurelementen kann man das studierte Gebiet in zwei geochemische Provinzen teilen, die voneinander durch die Linie Kalinovo—Lučenec—Mula getrennt sind.

Die westlichere ist durch Anwesenheit von Cu, Hg, V, As, Be, Co und anderen in den Wässern, die östliche Zone dagegen durch ganz andere Spurelemente (Ag, Cu, Pb, Ni) charakterisiert.

Zur hydrochemischen Klassifikation wurde Palmer's System benützt.

Die Analysen der in den Wässern aufgelösten Gase wurden mittels der semiquantitativen, chromatographischen Methode durchgeführt; die Spurelemente wurden spektrographisch mittels Zeiss Spektrograph QUV 24 festgestellt. (Siehe beigelegte Tafeln, Diagramme und Karten im Text).

*Kathedr der Geologie der Fakultät der Naturwissenschaften
der Masaryk's Universität, Brunn*

ŠTRKOVÉ SÚVRSTVIA NEOGÉNU KOŠICKEJ KOTLINY

(Tab. VIII, IX, ruské a nemecké resumé)

V neogéne východného Slovenska vystupujú na viacerých miestach štrkové, niekedy aj zlepencové súvrstvia. Nedostatok fauny a súvisle odkrytých kompletnejších profilov často znemožňuje jednotlivé výskyty stratigraficky zaradiť, prípadne určiť, ktoré z nich sú ekvivalentné. Pretože v posledných rokoch prácou kolektívu Uhoľného prieskumu n. p. v Turčianskych Tepliciach boli objasnené mnohé stratigrafické problémy východoslovenského neogénu, mohol som v lete 1954 prikrčiť k sedimentárno-petrografickému rozboru štrkových súvrství. V tejto zpráve predkladám výsledky sedimentárno-petrografických rozborov zlepencov a štrkov v stratigrafickom poradí, pričom hlavná pozornosť bude venovaná najmladšiemu štrkovému súvrstviu na tomto území — košickej štrkovej formácii.

1. Paleogénne zlepence (severná časť kotliny, Hanušovce n/T. a i.) Ich charakter a častý výskyt numulitov v piesčitých vložkách nepôsobí pri ich odlišovaní ťažkosť.

2. Burdigalské zlepence (okolie Prešova) obsahujú podľa Andrusova (1951) valúny vápencov, flyšových pieskovcov, triasových kremencov, žilného kremeňa a kremitých porfýrov. Neboli toho roku podrobnejšie študované.

3. Štrky od Lady a Varhaňoviec — spodný tortón. V ich materiáli sa nenachádzajú valúny neovulkanitov. Nanajvýš sa v ich pieskoch nájdú idiomorfne beta-kremene preplavené asi z rýolitových tufov. Ide teda o súvrstvia predandezitové.

L a d a

(Asi 10 km severovýchodne od Prešova)

Celkove ide o niekoľko menších odkryvov. Priemerný smer vrstiev N 20°E, sklon maximálne 20° k severozápadu. Strmšie sklony niekedy tiež opačného smeru sú jasne spôsobené hákovaním. Ide o jemnozrnné až strednozrnné, silne vápnité piesky (záteky CaCO_3 v puklinách) so zriedkavými tenkými (do 10 cm) preplástkami piesčitého ílu, s pretiahnutými šošovkami drobného štrku. Miestami nadobúdajú prevahu štrky s valúnmi max. 20 cm veľkými. Ojedinele sa vyskytla 20 cm poloha v štrkoch pevne stmelená v zlepence.

V ladských štrkoch nie sú valúny neovulkanitov, sú rozhodne predandezitové, čo dosvedčuje aj chýbanie hypersténu a amfibolu v ťažkej frakcii pieskov. (Z priesvitných súčiastok ťažkej frakcie pod 0,25 mm bolo zistené 58,1—86,4% granátov; 6,9—14,7% staurolitu; 2,3—12,7% zirkónu; 2,9—

7,6% rutilu; 2,0—3,4% turmalínu; 1,2—3,8% apatitu; ojedinele distén a zoizit). V jednej vzorke boli však zistené idiomorfne betakremene. Je málo pravdepodobné, že by mohli pochádzať z rozpadnutých valúnov kremitých porfýrov. Najskôr sú preplavené z neogénnych tufitov usadených ďalej od vulkanických centier. Takto potom nachádzame stopy kyslej vulkanickej fázy v sedimentoch, aj keď v dôsledku vtedajších hydrografických pomerov nedošlo k prínosu rhyolitových valúnov.

2 Za najpravdepodobnejší vek ladských štrkov považujem spodný tortón, čo podporuje tiež ich zhodné zloženie s varhaňoveckými štrkami. Mohli by byť snáď aj burdigalské, čo sa dá rozhodnúť až po preštudovaní burdigalských zlepcov.

Z priemernej vzorky valúnov strednej veľkosti bolo spočítané a určené vyše 200 valúnov. Zloženie v percentách:

Vápence	24%	Zlepence paleogénne	2%
Žilný kremeň	18%	Rohovce (mezozoikum)	9%
Kremitý porfýr a pod.	14%	Triasové kremence	6%
Fylit, svor, rula	10%	Žuly, pegmatity	5%
Lydity, droby, kremence	4%	Metadiabázy	1%
Pieskovce	3%	Migmatit	+
Arkózy	2%		

Dominujú vápence (tmavé žilkované — guttensteinský typ, svetlé-trias, ojedinele krinoidový vápenec — lias a ružový hladký, pravdepodobne malm). Hodne je žilného kremeňa a kremitých porfýrov s bázičkajšími diferenciátmi. Medzi kryštalickými bridlicami nie sú typické fylity. Prítomné sú tiež zlepence súľovského typu a paleogénne pieskovce, ktorých pomerne malé zastúpenie prekvapuje, pretože paleogénne horniny tvoria najbližšie okolie lokality.

Z výbrusového materiálu zasluhujú zmienku kremité porfýry s diferenciátmi:

a) Kremitý porfýr (fialovej farby). Vyrastlice: kremeň (značne korodovaný), šachovnicovitý albit a po niektorých živcoch len sericitové pseudomorfózy, limonitizovaný pyrit. V rozkryštalizovanej základnej hmote zvyšky fluidálnej textúry. Nevykazuje nápadnejšie stopy stlačenia. Vek — perm (verukáno).

b) Kremitý porfýr — porfýroid (zelenkastej farby). Korodované vyrastlice kremeňa, vyrastlice šachovnicovitého albitu. Akcesoricky zonárny zirkón. Kremeň rozpukaný, často undulózne zháša. Hornina je prestúpená žilkami, vyplnenými sekundárnym kremeňom. V silne rozkryštalizovanej základnej hmote vidieť paralelnú textúru, danú mázdrami drobných sericitových lupienkov. Tieto zjavy ukazujú na značnú dynamometamorfózu. Vek — asi staršie paleozoikum.

c) Ortofýr. V silne rozkryštalizovanej základnej hmote bizarne korodované vyrastlice plagioklasov a ortoklasu s hojným sericitom. Ojedinele

aj mikroklinové vyrastlice. Kremeň iba akcesoricky v drobných vyrastliciach rozpadnutých na viac jedincov. Sekundárny chlorit a leukoxén. Vek — staršie paleozoikum.

d) Porfyrítoid — bázičky diferenciát kremitých porfýrov. V rozkryštalizovanej základnej hmote sericitové pseudomorfózy po vyrastliciach živcov. Kremeň celkom akcesoricky v drobných vyrastliciach alebo zrnách nepravidelného obmedzenia (snáď sekundárny). V základnej hmote prístupuje chlorit a šmuhy rudného pigmentu.

Je tu teda zastúpená dosť bohatá škála kyslejších paleovulkanitov (aj pyroklastík). Permské kremité porfýry je niekedy ťažko odlisovať od staropaleozoických. Rozlišovanie kritéria uvádza Kamenický (1953), bolo by však treba prešetriť, či všetky permské kremité porfýry Spišsko-gemerského rudohoria majú dokonale sericitizované porfyrické živce.

e) Krinoidový vápenec. V prevažnej časti je tvorený článkami krinoidov, buď dobre zachovalými alebo zmenenými v dvojčatne lamelované monokryštály kalcitu. Niektoré články sú zo značnej časti silicifikované (tab. VIII, obr. 1), čo patrí medzi pomerne zriedkavé zjavy. (Petránek, 1952). Ďalej sú zastúpené ihlice húb aj so zachovaným axiálnym kanálikom (z radiálne usporiadaných chalcedónových vlákien), 2 úlomky machoviek a 1 úlomok schránky moluska. Z klastických zložiek niekoľko dobre opracovaných zŕn kremeňa, ojedinele mikroklin. Autigénnou súčasťou sú lúčovité agregáty kvarcinu (výplne dutiniek). Ide akiste o lias subtatranského vývoja.

Varhaňovce

Vzorky boli odobraté a vyhodnotené z najväčšieho odkryvu piesčitých štrkov na okraji obce. Detailne boli prehliadnuté aj ostatné odkryvy, pričom sa zistilo, že v stenách, ktoré sú výborne odkryté, nevyskytujú sa žiadne andezitové valúny. Ojedinelé, voľne ležiace valúny čerstvých andezitov sú primiešané z nadložných andezitových brekcií. Taktiež analýzy tunajších pieskov nevykazujú žiadne hyperstény a amfiboly. (Z priesvitných minerálov ťažkej frakcie pod 0,25 mm bolo 51,6—79,8% granátov; 8,3—14,7% rutilu; 1,7—21,6% zirkónu; 2,5—5,6% staurolitu; 1,3—4,8% turmalínu; 1,7—2,3% apatitu; ojedinele distén a titanit. V ľahkej frakcii niekoľko idiomorfnych tvarov beta-kremeňa pochádza snáď z preplavených tufov).

Zloženie varhaňovských štrkov:

Vápenec	26%	Rohovce	2%
Kremitý porfýr	20%	Žula, pegmatit	2%
Žilný kremeň	15%	Arkóza	1%
Triasový kremenec	13%	Verukánske bridlice	1%
Fylit, svor, rula	10%	Báziká	1%
Lyditý, droby, paleoz. kremenec	8%		

Z výbrusového materiálu povšimneme si arkózy:

a) Stlačená arkóza. Obsahuje materiál kremitých porfýrov. Niektoré zrná sú trocha opracované. Klastické zložky: kremeň je undulózny aj opticky neporušený, niekedy so zvyškami idiomorfného obmedzenia; veľmi hojné sú šachovnicovité albity, menej lamelované plagioklasý. Sekundárne chlorit, leukoxén, klenčeky karbonátov. Tmel kremito-sericitický. Zloženie sa najviac približuje typu III. — arkóz z údolia Hornádu od V. a M. Lodiny, opísaných Šalátom (1954).

b) Stlačená arkóza turmalinizovaná. Zrná kremeňa, šachovnicovitého albitu a kyslých plagioklasov v jemnozrnnom kremitom tmeli. Po plochách bridličnatosti sú hojné turmalínové žilky. Turmalíny so zonárnym sfarbením, max. absorpcia — modrý, fialovomodrý alebo olivovohnedý. V strednej časti žiliek druhá generácia (modrá) turmalinickej výplne.

2 Zo zloženia varhaňovských štrkov vysvitá, že sú predandezitové.

Švagrovský (1950) odtiaľto uvádza morskú faunu a správne rozpoznáva, že ide o odlišnú štrkovú formáciu ako je košická. (Porovnanie s košickou formáciou pozri ďalej).

Dôležité je to, že íly, ktoré vystupujú ďalej na svahu v susedstve varhaňovských štrkov, obsahujú už andezitový materiál. V piesčitej prímеси ílov ťažká frakcia z priesvitných zŕn obsahuje nad 70% hypersténu a diopsidického augitu. Vo vyšších polohách sú tieto vystriedané amfibolom (z amfibolických andezitov).

Rozbory teda svedčia pre taký stratigrafický sled v okolí Varhaňoviec, ako ho podal Švagrovský (1951). Varhaňovské štrky sú bazálnym transgresívnym tortónskym súvrstvom bez andezitového materiálu. Íly (spodný tortón podľa mikropaleontologických výsledkov) obsahujú už andezitový materiál, sú teda nadložným súvrstvom. Najstaršia andezitová fáza v tejto oblasti odohrala sa teda v spodnom tortóne.

4. Tepličany — štrky s polohami markazitu. Nie sú zahrnuté v teréne spracovanom v tomto roku. Patria možno tiež spodnému tortóne.

5. Medzivulkanické polohy štrkov a tufitických zlepenčov — vrchnejší tortón a sarmat. Vystupujú v okolí Bunečíc, Kečerských Peklián, Mudroviec a najmä v odkryvoch Hraboveckého potoka.

Význačnejším horizontom v nich zdajú sa byť štrky s valúnmi fluidálnych červenofialových vulkanických skiel a biotitických ryolitov (ryodacitov), z ktorých najmä posledné vystupujú veľmi hojne na východnom úpätí Prešovsko-tokajských hôr pri Zamutove v štrkoch (Mišík, 1954).

Je teda možné efuzívne centrá týchto kyslých vulkanitov lokalizovať niekde do spojnice týchto dvoch oblastí, kde sú dnes skryté pod andezitovými príkrovmi.

Okrem kyslých neovulkanitov pristupuje niekedy materiál Spišsko-gemerského rudohoria, na niektorých lokalitách aj pyroxenické andezity.

Tieto posledné bez kyslých vulkanitov vystupujú v odkryvoch potoka Tristenec a Brestovecký, pri Ptáčkovciach a Bačkovíku.

Pokiaľ ide o stmelené horniny, ich tmel je tufitický (kryštaloklastický tufit), zriedkavo vápnitý alebo železitý.

6. Sarmatský zlepenec—Trstené nad Hornádom (pri južných hraniciach). Makroskopicky veľmi pripomína súľovský paleogénny zlepenec. Je kompaktné tmelený s valúnmi o priemere okolo 1 cm. Tmel (matrix) má povahu jemnozrnného tufitického pieskovca s opálovým inkrušťačným tmelom. V ňom sa nachádzajú ojedinelé kúsky hnedého vulkanického skla, niekedy čiastočne idiomorfne úlomky kryštálov kremeňa a plagioklasov, zriedkavejšie ich ostré odštiepky. Ostatné zrná sú normálne klastické zložky: sčasti opracované undulózne kremene a agregáty kremenných zŕn z kryštalinika.

Valúny patria najčastejšie kremeňu (z laterálnych a hydrotermálnych žíl), kremencom (zväčša paleozoickým) a jemnozrnným vápencom. Zistené boli ešte: jemnozondulovaný grafitický fylit, metamorfovaný pieskovec, porfyroid, kremitá droba a mezozoický rohovec.

Po stratigrafickej spätosti zistenej mapovaním (Š v a g r o v s k ý), bola rozborom tmelu tiež dokázaná genetická spätosť s kyslými sarmatskými vulkanitmi.

7. Košická štrková formácia (panón).

Podrobne bolo preštudované šesť lokalít v bližšom okolí Košíc.

I. Košice, prvý zárez novej cesty do Sečoviec (spodné polohy formácie).

Piesčité a ílovité štrky s vložkou svetlozelenkastošedého ílu. V drobnejších štrkoch často krížové zvrstvenie.

Dolomity a dol. vápence	21%	Lydity, droby, kremence	5%
Žula, pegmatit	20%	Verukánske bridlice	4%
Kremitý porfýr	18%	Arkózy	3%
Triasový kremenec	11%	Kaolinizovaný andezit	1%
Rula, svor, fylit	9%	Metadiabáz	+
Žilný kremeň	8%	Turmalinický aplit	+

Prevládajú dolomitické horniny a stlačené žuly. Valúny kremeňa sú menšie a lepšie zaguľatené. Vyskytuje sa tiež organogénny diplopórový dolomit s riasami zo skupiny Siphoneae verticillatae (Tab. IX, obr. 1). Časté sú bituminózne kremence, dosť je aj typických fylitov. Na rozdiel od Varhaňoviec a Lady sú prítomné valúanky neovulkanitov, všetky veľmi mäkké, rozvetralé, rozsypajúce sa na dotyk. Z hornín treba spomenúť nápadný turmalinický aplit (v niektorých výbrusoch turmalinický mikrogranit).

a) Turmalinický aplit. Biela hornina s tmavými škvrnami. Štruktúra

panalotriomorfne zrnitá. Priemer zŕn okolo 0,1 mm, kremeň, ortoklas (sčasti sericitizovaný) kyslý plagioklas, muskovit. Akcesoricky pristupuje rutil. Čierne škvrny sa pod mikroskopom javia ako zhluky drobných, nepravidelne obmedzených zŕn modrého turmalínu (e-svetlošedofialová, o-atramentovomodrá) — turmalínové slnká (tab. IX, obr. 2).

2 II. Košice, druhý zárez novej cesty do Sečoviec 300 m od predošlého) — stredné polohy.

Kremitý porfýr	26%	Rohovec (jura)	3%
Žilný kremeň	25%	Dolomit, dol. vápenec	2%
Triasový kremenec	10%	Kaolinizovaný andezit	2%
Fylit, svor, rula	9%	Verukánske bridlice	1%
Žula, pegmatit	8%	Pieskovec	1%
Lydit, paleozoický kremenec	5%	Turmalinický aplit	+

Prevalu má kremitý porfýr a žilný kremeň, ktorý okrem hydrotermálneho pôvodu zo značnej časti pochádza z drobných šošovkovitých žiliek, vzniknutých laterálnou sekréciou v kryštalických bridliciach (najmä fylitoch), ktorých zvyšky často na ňom ešte vidieť. To platí pre všetky opisované výskyty.

Oproti podložným polohám je nápadný úbytok žúl a najmä dolomitických hornín. Ojedinele bola pozorovaná tenšia poloha, v ktorej bolo až 15% andezitov a tufitov silne zvetraných.

a) Zvetralý andezit — Makroskopicky ide o svetlý vulkanit, živce sú zatlačené fľovitými minerálmi. Pod mikroskopom má štruktúru takmer nevaditovú (množstvo vyrastlíc). Pseudomorfózy po živcoch (2 generácie) a podľa niektorých prierezov aj po pyroxénoch sú vyplnené takmer izotropnou hmotou, len miestami slabo dvojlovnou (i. l. < k. b.). Niekedy sú bývalé vyrastlice prestúpené kanálikmi (slučkovitá štruktúra). Kanáliky majú izotropný stred a priečne usporiadané žlté vlákenká (r. d. +). Akcesórie: ilmenit, zirkón, ihličky apatitu uzavreté vo vyrastliciach aj v základnej sklovitej hmote. V iných valúnoch bývajú pyroxény pseudomorfované limonitom. Nie je vylúčené, že ide o automorfované andezity, avšak väčšina zmien je jasne spôsobená zvetrávaním.

III. SV od Košíc, opustené štrkovisko.

Žilný kremeň	22%	Kaolinizovaný andezit	1%
Fylit, svor, rula	20%	Arkóza (verukáno)	9%
Kremitý porfýr	18%	Lydit, droba, paleoz. kreme-	
Triasový kremenec	17%	nec	7%
Rohovec (jura)	3%	Metadiabáz	+
Žula, pegmatit	2%	Biotitický rýolit	+
Dolomit, dol. vápenec	1%		

Výškove aj podľa zloženia patrí k stredným polohám košickej formácie. Valúny maximálne o priemere až 50 cm (ojedinele). Zvýšené množstvo fylitov. Pre zaujímavosť poznamenávam, že zastúpenie pegmatitov je takmer také ako zastúpenie žúl. Aj na iných lokalitách tento pomer býva okolo 1 : 4, čo značí vždy veľkú relatívnu hojnosť pegmatitov v porovnaní s materskou oblasťou (Čierna hora a ostatné jaderné pohoria). To ukazuje na väčšiu odolnosť valúnov pegmatitov oproti žulám (podobné zistil Szadecky na štrkoch Dunaja (1933).

Z výbrusového materiálu zaznamenávam:

a) Kremitý porfýr — Obsahuje vyrastlice písmenkovo prerasteného kremeňa a živca (tab. VIII, obr. 2), čo nebolo zatiaľ uvádzané ani z primárnych nálezísk Spiško-gemerského rudohoria.

b) Biotitický ryolit — Fluidálna sférolitická štruktúra základnej hmoty. Korodované vyrastlice kremeňa, ortoklas, biotit (tiež so sagenitom). Vyrastlice živcov sú značne sericitizované. Akcesorický zirkón a limonitizované rudy.

IV. Opátske, severný okraj obce.

5 m vysoký odkryv. Valúny menšie oproti ostatným výskytom, max. do 10 cm.

Kremitý porfýr	16%	Triasový kremenec	7%
Žilný kremeň	16%	Rohovec (mezozoikum)	5%
Fylit, svor, rula	14%	Arkóza	2%
Pieskovec kremitý	13%	Vápenec	1%
Žula, pegmatit	10%	Ryolitový tuf	+
Lydit, droba, paleoz. kremenec	8%	Metadiabáz	+
Dolomit, dol. vápenec	8%	Lignitový valún	+

Zloženie je na prechode medzi najnižšími a strednými polohami košickej formácie. Odchýľne je vysoké percento pieskovcov, asi flyšových. Zaujímavý je nález valúniku lignitického uhlia.

V. Košická Nová Ves — zárez novej cesty na Sečovce — najvyššie polohy.

Žilný kremeň	29%	Žula, pegmatit	6%
Kremitý porfýr	26%	Arkóza (verukáno)	4%
Triasový kremenec	16%	Rohovec	3%
Fylit, svor, rula	9%	Pieskovec	1%
Lydit, droba, paleoz. kremenec	7%	Kaolinizovaný andezit	+
		Turmalinický aplit	+

Žuly sú silne rozvetrané, pri dotyku sa rozpadávajú, čo platí prirodzene aj o neovulkanitoch. Oproti podložným polohám neobsahuje žiadnu karbonátovú horninu. Z toho vidieť, že sa skladá z najstabilnejších hornín, čo

z doteraz spomínaných ukazuje najviac na účinky transportných a zvetrávacích činiteľov.

2 VI. Medzi Košicami a Budimírom (zárez cesty na výšine Chválabohu).

Žilný kremeň	24%	Rohovce	5%
Kremitý porfýr	23%	Pieskovce kremité	3%
Triasový kremenec	18%	Verukánska bridlica	1%
Arkóza-verukáno	9%	Žula, pegmatit	1%
Lydit, droba, paleoz. kremenec	9%	Kyslý tufit (neovulkanický)	+
Fylit, svor, rula	7%	Turmalinický aplit	+

Patrí k najvyšším polohám štrkovej formácie, jednak nadmorskou výškou a aj zložením (chýbanie karbonátových hornín) porovnaj predošlú lokalitu).

Iné lokality boli len orientačne vyhodnotené zo zaslaných vzoriek.

Slanec — Je pravdepodobné, že ide o košickú formáciu, dokázanie by vyžadovalo podrobnejšie štúdium.

2 **Tršťany** — Vo valúnoch sú zastúpené žuly, kremité porfýry, lydity, arkózy a iný materiál Spišsko-gemerského rudohoria. Okrem kyslých neovulkanitov v značnej miere sú prítomné nezvetrané andezity.

Čizatice — Horniny, ako v predošlom, pyroxenický andezit prevláda. Geologická pozícia svedčí pre košickú štrkovú formáciu (Gašparík), avšak odlišuje sa značným obsahom nezvetraných andezitov. Bolo by potrebné sledovať horizontálne zmeny v zložení štrkov na väčšie vzdialenosti. Pribúdanie andezitových valúnov smerom ku Prešovsko-tokajským vrchom dá sa, pravda, predpokladať.

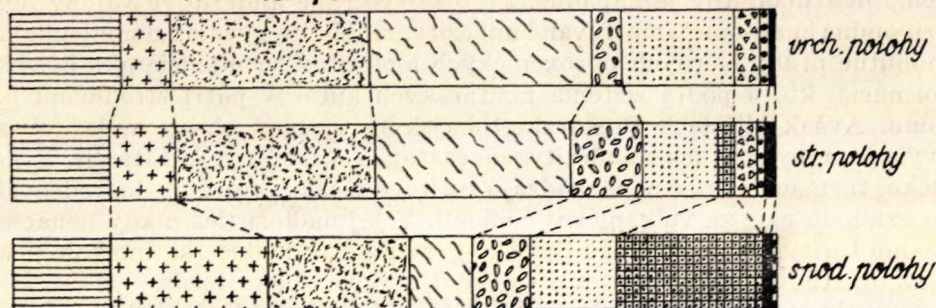
Košická formácia — súhrn.

Pre približné zistenie indexu plochosti bolo premerané vyše 200 valúnov priemerného zloženia podľa možnosti väčších, aby bolo možné porovnávať výsledky s prácou Petránka a Horníša o Hornáde (1952).

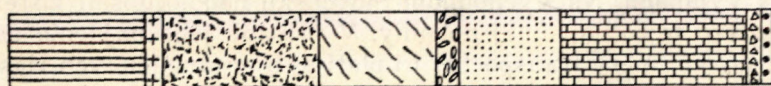
Priemerný index plochosti pri štrkoch košickej formácie vychádza takto na 1,7, teda je značne nižší ako majú štrky Hornádu s podobným materiálom v Čani — 2,1 (Petránek, 1952). Podľa jednotlivých hornín najmenší index plochosti má žilný kremeň — 1,6, nasleduje dolomit a dol. vápenec — 1,7, triasový kremenec — 1,8, žula — 1,9, kremitý porfýr — 2,1. Najvyššie hodnoty poskytujú fylitové valúny (aj nad 6,5). Značne varírujú indexy plochosti pri kremitých porfýroch — od 1,4 do 2,6 (tlakom zbridičnatené odrody). Podobné rozdiely podľa stupňa stlačenia bývajú tiež pri arkózach a žulách, čo komplikuje porovnávanie.

2 Vcelku však valúny sú viac opracované ako napr. riečny materiál po viacstokilometrovom transporte. Okrem spomínaného Hornádu môžeme pre porovnanie uviesť štrk Vltavy pri Štehoviciach (Eliáš—Klír—Zeman 1953), vykazuje kremeň — 1,7, kremenec — 2,2, žuly a pod. — 2,0, porfýr — 2,7. Aj keď nejde o celkom totožné horniny, rozdiel je zrejmy.

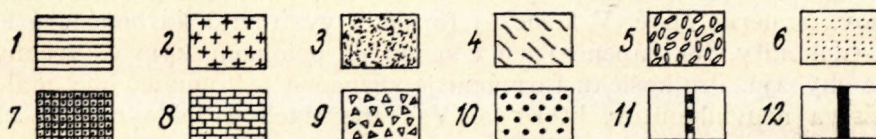
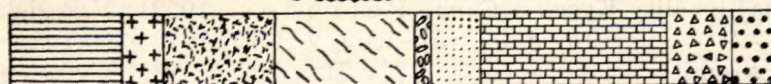
Košická formácia



Varhaňovce



Lada



Porovnanie zloženia štrkov od Lady, Varhaňoviec a košickej štrkovej formácie. 1. Metamorfované horniny Spišsko-gemerského rudohoria. 2. Žula, pegmatit. 3. Kremitý porfýr s diferenciátmi. 4. Žilný kremeň. 5. Verukánske arkózy a bridlice. 6. Triasové kremence. 7. Dolomity a dolomitické vápence. 8. Vápence. 9. Rohovce z mezozoika. 10. Pieskovce a paleogénne zlepence. 11. Kyslé neovulkanity. 12. Andezity a ich tufy.

2 V košickej formácii ide teda o viackrát premiestnené štrky najskôr jazzernej formácie, avšak počet premiestení, resp. dej resedimentácie nebol taký dlhý, aby stačil zmeniť jasne polymiktný charakter štrkov.

Vo vertikálnom vývoji štrkových súvrství treba si povšimnúť nápadný úbytok dolomitických hornín, žúl a andezitov smerom dohora, čo má za následok pribúdanie žilného kremeňa a kremencov. V najvyšších polohách sú valúny niektorých hornín (žuly) celkom rozložené, mäkké — teda najviac postihnuté zvetrávacími pochodmi.

2 Materiál štrkov pochádza takmer výhradne zo Spišsko-gemerského rudohoria a Čiernej hory, len v malej miere z Levočského pohoria (pieskovce)

a z Prešovsko-tokajských hôr (neovulkanity). Najmä veľmi slabé zastúpenie neovulkanitov je nápadné. Pretože zvetrané andezitové valúny dost pripomínajú autometamorfované andezity, mohla by vyvstať domnienka, že mohutné prúdy čiernych pyroxenických andezitov sú mladšie ako košická formácia, ktorá podľa zistenia maďarských autorov patrí strednému pánonu. Avšak bližšie k Prešovsko-tokajským vrchom obsah andezitov sa zvyšuje a pyroxenické andezity sú častejšie (Tršťany, Čizatice). V košickej formácii sa tiež nenachádzajú tufitové vložky, ktoré by dosvedčovali, že vznikala ešte za vulkanickej činnosti. V jej nadloží tiež nikdy nenachádzame tufity. Na každý pád Spišsko-gemerské rudohorie sa morfológicky viac uplatňovalo a bolo intenzívnejšie denudované ako teraz.

Nápadnou horninou, nájdenou na väčšine lokalít pri Košiciach, je turmalinický aplit. Hornina je podobná napr. turmalinickému aplitu z lokality Čubernovo pri Vyhníach. Na Východnom Slovensku nebolo dosiaľ zistené primárne nálezisko tejto nápadnej horniny. V prípade jeho nájdania dali by sa rekonštruovať smery transportu; to platí aj o organogénnych riasových dolomitoch, prípadne o náleze lignitového valúniku.

Hlavné rozdiely košickej formácie oproti zloženiu štrkov Hornádu a jeho terás (porovnaj lokality Kysak a Čaňa, Petránek, 1952): V košickej formácii je 0—21% dolomitov a dol. vápencov, v Hornáde 0—1% (vápencov 1—7%); kremitý porfýr a porfýroid v Hornáde 2—6%, v košickej formácii 16—26%.

Štrky varhaňovské a od Lady majú ako hlavnú súčasť vápence viacerých druhov, pomerne čisté. V košickej formácii vystupujú karbonátové horniny (dolomity, dol. vápence) len v spodných polohách, kým vo vrchných úplne chýbajú. Pre košickú formáciu je význačná prítomnosť hoci malého množstva neovulkanitov, ktoré vo Varhaňovciach a Lade celkom chýbajú.

V okolí Pozdišoviec na východnom úpätí Prešovsko-tokajských hôr vystupujú mladé štrky analogické s košickou formáciou. Štrky (Mišík, 1954) sú tvorené z troch štvrtín z flyšových hornín (kremité pieskovce, niekedy glaukonitické) a z jednej štvrtiny z mezozoických rohovcov. (Podľa dr. Leška sú prítomné aj neovulkanity). Toto monotónne zloženie z veľmi odolných hornín svedčí pre intenzívne prepracovanie sedimentu. Nedostatok kremitých porfýrov a iných hornín vystupujúcich na valúnoch košickej formácie sa dá paleogeograficky interpretovať jedine tak, že v dobe ukladania sa týchto štrkov boli tu už dve oddelené kotliny. Pozdišovské štrky obsahujú takto iba materiál transportovaný od severu z flyša a sub-tatranského mezozoika.

1. III. 1955.

*Katedra geológie a paleontológie Fakulty
geologicko-geografických vied Univerzity
Komenského, Bratislava*

Andrusov D.: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sborník ÚÚG, XVIII, 1951. Praha.

Eliáš M. — Klír S. — Zeman J.: Složení vltavských teras mezi Štěchovicemi a Kralupy. Věstník ÚÚG, XXVIII, 4, 1953.

Kamenický J.: Príspevok k poznaniu hematitových ložísk v okolí Veľkého Folk-mára. Geologický sborník, r. V., 1., 1953, Bratislava.

Mišík M.: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu východného Slovenska. Geologický sborník roč. V., č. 1.

Petránek J.: Mikroskopické složení branických vápenců v pražském okolí. Rozpravy II. tř. české akad., LX. 9/1950, Praha 1951. — Výskum závislosti složení štěrků Hornádu a stupně jejich abraze na délce vodního transportu. Věstník ÚÚG, XXVII, Praha, 1952.

Szadeczky-Kardoss E. v.: Geologie der Rumfugarländischen Kleinen Tiefebene mit Berücksichtigung der Donaugoldfrage. Sopron, 1938 (str. 380).

Šalát J.: Príspevok k petrografii verukánských hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava, 1954.

Švagrovský J.: Štrky z okolia Varhaňoviec. Geologický sborník, I, 2—4, 1950. — Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. Geologický sborník, IV, 1—2, 1953.

М. МИШИК:

Галечные свиты неогена копицкой котловины.

(Табл. VIII—IX)

В неогене восточной Словакии находится несколько галечных свит, параллелизация и возрастное определение которых встречается с затруднениями. Из анализа их материала выходит, что их можно разделить на доандезитовые (сел. Лада, Варганевце — нижний тортон), междувулканические (сел. Бунечице, Кецерске Пекляны и др. — верхний тортон, сармат) и на послеандезитовые (копицкая галечная формация — панон). Недостаточное количество вулканического материала в доандезитовых галечниках было контролируемое анализами тяжелых фракций песков. Междувулканические галечники характерны своим чередованием с туффитическими слоями.

Главное внимание было сосредоточено на галечники копицкой формации. Это галечник озерный несколько раз переплавленный. Индекс уплощенности в среднем значительно меньший, чем у галечников близкой реки Горнад. В вертикальном развитии наблюдается бросающееся в глаза уменьшение карбонатных горных пород — гранитов и андезитов и увеличение устойчивых пород — кварцитов, жильных кварцев. Валуны андезитов а в верхних слоях и валуны гранитов сильно выветрены, мягкие.

В валунах находим некоторые породы (турмалиновый аплит, диплопоровый доломит), которые до сих пор не открыты в первичных месторождениях. Материал галечников происходит главным образом из Спишско-гемерского рудогорья и Черной горы. Только в более восточных местонахождениях прибавляется андезитового материала из Пряшевско-токайских гор. Галечники от сел. Поздишовце (на восток от упомянутых гор), имеют совершенно другой состав (материал флиша и мезозоя перенесенный из севера), что свидетельствует о том, что уже в паноне здесь находились два совершенно отделенные бассейна.

Кафедра геологии и палеонтологии
Факультета Геолого-географических наук Университета им. Коменского в Братиславе.

Пояснения к таблицам.

Табл. VIII.

- Рис. 1.* Криноидовый известняк (валун из галечников у сел. Лада). Видно криноидовое звено большей частью силицификованное. Увеличение в 47 раз, нормальный свет.
- Рис. 2.* Кварцевый порфир (валун кошицкой галечной формации. (Буквообразный вкрапленник кварца и полевого шпата. Увеличение в 16 раз, николи скрешены).

Табл. IX.

- Рис. 1.* Диплопоровый доломит (валун кошицкой галечной формации нижних слоев). Полированный шлиф, увеличение в 1,3 раза.
- Рис. 2.* Турмалиновый аплит (валун кошицкой галечной формации) Видна одна часть турмалинового солнца. Увеличение в 16 раз, нормальный свет.
(По материалам автора, фото — Врбовски).
- Рис. 4.* Сравнение состава галечников из сел. Лада, Варганевице и кошицкой галечной формации.

Текст 1. Метаморфированные породы Спишко-гемерского рудогорья. 2. гранит, пегматит, 3. кварцевый порфир с дифференциатами, 4. жильный кварц, 5. верруканские аркозы и сланцы, 6. триасовые кварциты, 7. доломиты и доломитовые известняки, 8. известняки, 9. роговики мезозоя, 10. песчаники и палеогенные конгломераты, 11. кислые неовулканиды, 12. андезиты и их туфы.

MILAN MIŠÍK

NEOGENE SCHOTTERKOMPLEXE DES BECKENS VON KOŠICE (Tab. VIII—IX)

Im ostslowakischen Neogen kommen einige Schotterkomplexe vor, deren Parallelisation und Alterseinreihung auf Schwierigkeiten stösst. Aus der Analyse ihres Materiales geht hervor, dass man sie in vorandesitische (Lada, Varhaňovce — Untertorton), zwischenvulkanische (Bunečice, Kecerské Pekľany u. a. — Obertorton, Sarmat) und nachandesitische (Schotterformatiön von Košice — Panon) zergliedern kann. Der Mangel am vulkanischen Material wurde in den vorandesitischen Schottern auch durch Analysen der schweren Fraktionen der Sande kontrolliert. Die zwischenvulkanischen Schotter werden durch Abwechslung mit tuffitischen Lagen charakterisiert.

Die Hauptaufmerksamkeit wurde der Schotterformation von Košice gewidmet. Es handelt sich um mehrmals übergeschwemmte Seeschotter. Der Flachheitsindex ist im Durchschnitt bedeutend kleiner als bei den Schottern des nahen Flusses Hornád. In der vertikalen Entwicklung kann man eine auffallende Abnahme der Karbonatgesteine, Granite und Andesite und Zunahme der widerstandsfähigen Gesteine — Quarzite, Gangquarze beobachten. Die andesitischen Gerölle und in den höheren Lagen auch die granitischen Gerölle sind stark verwittert, weich.

In der Form von Rollsteinen findet man einige Gesteine (turmalinischer Aplit, Diploporendolomit), die bisher aus den primären Lokalitäten nicht bekannt sind. Das Schottermaterial stammt grösstenteils aus dem Zips-gömörer Erzgebirge und vom Gebirge Čierna Hora. Nur in den östlicheren Lokalitäten nimmt das Andesitmaterial von den Prešov—Tokajer Bergen zu. Die Schotter von Pozdišovce (östlich von diesem Gebirge) haben eine ganz unterschiedliche Zusammensetzung (vom Norden transportiertes Flysch- und mesozoisches Material), was beweist, dass hier schon im Panon zwei ganz abgesonderte Becken existierten.

*Kathedr der Geologie und Paläontologie
der Fakultät der geologisch-geographischen
Wissenschaften der Komenský's Universi-
tät, Bratislava*

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN

Tab. VIII.

Bild 1. Krinoidenkalkstein (Rollstein aus dem Schotter von Lada). Man sieht das grösstenteils silifizizierte krinoide Element. 47 x vergrössert, gewöhnliches Licht.

Bild 2. Quarzporphyr (Rollstein aus der Schotterformation von Košice). Einsprengling eines graphisch durchgewachsenen Quarzes und Feldspates.

16 X vergrössert, gekreuzte Nicols.

Tab. IX.

Bild 1. Diploporendolomit (Rollstein aus den unteren Lagen der Schotterformation von Košice). Polierte Fläche, schwach vergrössert (1.3 x).

Bild 2. Turmalinischer Aplit (Rollstein aus der Schotterformation von Košice). Es ist ein Teil der turmalinischen Sonne sichtbar. 16 X vergrössert, gewöhnliches Licht. (Nach dem Material des Autors. Photo — Vrbovský).

Text Bild Vergleich der Zusammensetzung der Schotter von Lada, Varhaňovce und der Schotterformation von Košice.

1 — metamorphierte Gesteine des Zips-gömörer Erzgebirges, 2 — Granit, Pegmatit, 3 — Quarzporphyr mit den Differenzialen, 4 — Gangquarz, 5 — Verrucano — Arkosen und Schiefer, 6 — triadische Quarzite, 7 — Dolomite und dolomitische Kalksteine, 8 — Kalksteine, 9 — Hornsteine aus dem Mesozoikum, 10 — Sandsteine und paläogene Konglomerate, 11 — saure Neovulkanite, 12 — Andesite und ihre Tuffe.

B. ZORKOVSKÝ

NIEKOĽKO POZNÁMOK K OTÁZKE VÝSKYTU MAGNEZITU PRI PLIEŠOVCIACH

(Tabuľka X, ruské a nemecké resumé)

V rokoch 1953/1954 som študoval výskyty, ako aj chemizmus slovenských magnezitov, ktoré sa vyskytujú v karbónskom pruhu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Pri svojom štúdiu opieral som sa o práce starších autorov, predovšetkým o práce K. A. Redlicha, C. M. Paula, J. v. Szaba, S. Vitalisa, F. Ulricha a R. Kettnera.

Podrobný opis všetkých lokalít slovenských magnezitov nájdeme najmä v prácach F. Ulricha (1933) a K. A. Redlicha (1934). Títo, opierajúc sa o prácu S. Vitálisha (1915), uvádzajú ako prvý výskyt magnezitu pri Pliešovciach.

S. Vitális (1915), podávajúc podrobný opis geologických pomerov v okolí Pliešoviec, uvádza výskyt vápencov, ktoré podľa neho boli postihnuté metasomatózou, pričom došlo ku vzniku dolomitov až magnezitov, miestami aj sideritov. Tieto vápence S. Vitális pokladá za jedného člena spodnokarbónskeho bridličnatého súvrstvia Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré pripomína alpskú „grauwacken“ zónu.

Najspodnejším členom karbónskeho bridličnatého komplexu sú podľa S. Vitalisa svorovité a fylitické bridlice, v nadloží ktorých prichádzajú kremence, vystupujúce východne, avšak najmä severne od obce Pliešovce na kopci Hrádok (kóta 540).

V nadloží kremencov vystupujú už spomenuté tmavé, miestami modrošedé vápence, tiahnuce sa smerom SV—JV so sklonom 60° k západu.

R. Kettner vo svojej práci (1939) pokladá Vitálishov opis jednotlivých druhov hornín v okolí Pliešoviec za celkom správny, avšak interpretáciu stratigrafickej príslušnosti týchto hornín, ako ich udáva S. Vitális, pokladá za celkom pochybnú.

Svorovité a fylitické bridlice, ktoré vystupujú na juhovýchodnom konci Pliešoviec, ako aj na východnom konci kopca Hrádku smerom na samotu „Pod Ježovú“ a ktoré S. Vitális pokladá za karbónske, R. Kettner dáva do súvislosti s kryštalinikom krakľovskej zóny. Svetlé kremence, ktoré tvoria nadložie fylitických hornín a ktoré S. Vitális tiež pokladá za karbónske, R. Kettner pokladá za kremence spodnotriasové, spodného subatranského príkrovu. Podobne aj Vitalisove karbónske vápence R. Kettner pokladá za typické guttensteinské vápence, aké vystupujú na mnohých iných miestach v subatranských príkrovoch. Prikláňa sa takto

k názoru starších autorov C. M. Paula (1866), J. v. S z a b a (1891), ktorí týmto vápencom pripisujú triasový vek. Dolomity, resp. dolomitické vápence, ktoré podľa S. Vitálisha vznikli metasomatózou karbónskych vápencov, R. Kettner pokladá za typické ladinské dolomity, zhodné s dolomitmi subtatranských príkrovov.

Podľa R. Kettnera Ulrichove a Redlichove údaje, opierajúce sa o S. Vitálishovu zprávu, sú nesprávne a karbónsky pruh s magnezitovými výskytmi sa nezačína pri Pliešovciach, ale východnejšie pri Divíne a Ružíne, neďaleko od Lovinobane. Podľa Kettnera tu nejde o pokračovanie gemeríd, ale o pokračovanie subtatranského príkrovu, a to asi od jeho koreňovej zóny, ktorá sa vynoruje z podložia andezitových príkrovov a aglomerátov. Pliešovce, podľa R. Kettnera sú vraj príliš ďaleko na severozápade, kde by mohli pokračovať série Spišsko-gemerského rudohoria.

V letných mesiacoch r. 1954 navštívil som miesto domnelého výskytu magnezitu pri Pliešovciach a venoval som otázke výskytu Vitálishovho magnezitu zvýšenú pozornosť.

V kotline v okolí Pliešoviec, približne v trojuholníku Sasa—osada „Pod Ježovú“—Pliešovce, ako to vidieť z priloženého geologického náčrtku, v podloží andezitových aglomerátov a tufov, vystupuje kryštalinikum, kremence, dolomitické vápence až dolomity a čisté vápence.

Kryštalinikum je tvorené chloriticko-sericitickými bridlicami, ktoré s fylitickými bridlicami vystupujú, ako bolo už spomenuté, na východnom svahu kopca Hrádok smerom k osade „Pod Ježovú“, ako aj na juhovýchodnom konci obce Pliešovce, kde medzi úlomkami bridlíc sa vyskytujú aj úlomky hydrotermálneho kremeňa so sideritom premeneným na limonit. Ide o úlomky pochádzajúce z rozrušenej hydrotermálnej kremennej žily, ktorá sa nachádza v kryštaliniku.

Domnievam sa, že Vitálish vo svojej práci (1915) tento výskyt sideritu uvádza a pokladá ho za produkt metasomatózy karbónskych vápencov, pretože nikde inde v karbonátovom súvrství som nenašiel čo len náznak na siderit. Nejde tu však o siderit metasomatický, ale o siderit, ktorý vznikol spolu s kremeňom ako produkt hydrotermálnych pochodov.

Mikroskopické štúdium chloriticko-sericitických bridlíc ukazuje, že sa skladajú z väčšej časti sericitu, ktorý sa strieda v paralelných vrstvičkách so zrníčkami kremeňa, chloritu a rudným pigmentom. Sericit vystupuje v podobe malých, nepravidelných, bezfarebných, miestami bledozelených ihličiek alebo agregátov. Kremeň vytvára malé zrníčka, ktoré do seba zuby zapadajú a majú undulózne zhášanie. Chlorit býva zelený, vytvára šupinky a niekedy býva pleochroický. Z akcesorických minerálov prichádza apatit, zirkón a ilmenit, z väčšej časti zmenený na leukoxén.

Štruktúra horniny býva nematogranoblastická, textúra bridličnatá. Ako vyplýva z mikroskopického obrazu, ide o chloriticko-kremeno-sericitické fylity, preniknuté miestami žilkami hydrotermálneho kremeňa.

Na južnom úbočí kopca Hrádok na rozhraní kremencov a kryštalinika našiel som drobné úlomky tmavých, sľudnatopiesčitých bridlíc, ktoré pripomínajú bridlice karbónske, známe v iných oblastiach výskytu karbónu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Avšak pre ich nepatrný výskyt nemožno s istotou tvrdiť, či skutočne ide o karbónske bridlice.

Ináč v nadloží kryštalinika vystupujú šedé, miestami biele alebo ružovkasté kremence, ktoré budujú najmä kopec Hrádok, kde sú otvorené lomami. Kremence sú miestami tektonicky rozrušené až na piesok, ktorý sa kedysi používal ako piesok formovací; dnes sa používa ako materiál pre udržiavanie ciest. Kremence bývajú hrubolavicovité, majú smer S—J so sklonom 30—40° na západ.

Chemická analýza dáva tieto výsledky:

SiO ₂	—	—	—	—	—	92,70%
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	2,25
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1,58
CaO	—	—	—	—	—	1,25
MgO	—	—	—	—	—	1,02
— H ₂ O	—	—	—	—	—	0,04
+ H ₂ O	—	—	—	—	—	0,86
						99,70%

Mikroskopický obraz kremencov je dosť jednoduchý. Skladajú sa prevažne z drobných zrníček kremeňa, ktoré do seba navzájom zubovite zapadajú a prejavujú undulózne zhášanie. Zrníčka sú anizodiametrické a vytvárajú granomematoblastickú štruktúru. Z iných minerálov prichádzajú drobné ihličky sericitu, vytvárajúce agregáty, usporiadané viac-menej v paralelných alebo skoro paralelných líniiach, čím vzniká mikro-paralelno-bridličnatá textúra.

Z rudných minerálov prichádza ilmenit, ktorý je zmenený na svojich okrajoch na leukoxén.

Čo sa týka veku týchto kremencov, zdá sa, že ide o triasové kremence gemeridného mezozoika a nie spodného subatranského príkrovu, ako sa domnieva R. K e t t n e r.

Nad spodnotriasovými kremencami ležia šedé, miestami tmavošedé brekcie, ktorých viac-menej ostrohranné úlomky sú tvorené tmavými, svetlými a ružovými vápencami. Tmel býva dolomitický. Brekcie prechádzajú do dolomitických vápencov a do dolomitov, ktoré budujú jednak kótu 471 východne od Pliešoviec, jednak vystupujú v údolí Vápenného potoka, tečúceho do osady „Pod Ježovú“ smerom J—Z obci Sása.

Dolomity veľmi často bývajú popretkávané žilkami druhotného kremeňa a karbonátu.

Pod mikroskopom vo výbrusoch vidíme, že dolomitické horniny majú rozličné štruktúry. Jednak sú to štruktúry brekciovité, pričom jednotlivé, viac-menej ostrohranné úlomky sú tvorené najčastejšie kalcitom a sú cementované väčšinou dolomitickým tmelom. Tmel býva mikrozrnitý, tvorený mličkými, navzájom sa prikrývajúcimi zrníčkami karbonátu a povlakmi li-

monitu, čo vyvoláva nepriehľadnosť tmeliacej hmoty. Štruktúra jednotlivých úlomkov býva: kryptokryštalická, hrubokryštalická a pod.

Na iných výbrusoch zase vidíme štruktúru porfyroblastickú. Táto je charakterizovaná prítomnosťou veľkých zŕn romboédrov karbonátov. Základná hmota je zakalená a skladá sa z mikrokryštalických zrníčok karbonátov, ktoré sa navzájom prikrývajú a vyvolávajú tak nepriehľadnosť základnej hmoty.

Chemické analýzy dolomitických hornín dávajú tieto výsledky.

Chemická analýza dolomitických vápencov.

	Vzorka číslo				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	11,58	3,57	4,31	2,38	15,71
Fe ₂ O ₃	5,83	2,93	2,50	2,40	5,08
Al ₂ O ₃	1,55	1,82	1,22	0,26	0,85
CaO	40,68	30,10	34,04	32,30	39,12
MgO	4,70	17,87	16,32	20,10	2,42
— H ₂ O	0,15	0,23	4,04	0,15	0,17
Strata žiňaním nad 110°	34,51	42,71	42,01	41,58	36,01
	99,00	99,23	100,44	99,77	99,36

Čo sa týka stratigrafickej pozície dolomitických hornín, treba poznamenať, že nemožno súhlasiť s R. K e t t n e r o m, ktorý uvádza, že dolomity vystupujú v nadloží guttensteinských vápencov a pokladá ich za typicky ladinské. Dolomitické horniny vystupujú v podloží tmavých, miestami svetlých a ružových stredotriasových vápencov. Nejde teda o ladinské dolomity spodného subatranského príkrovu, ale o dolomitické horniny, ktoré patria gemeridnému mezozoiku. Podobné dolomitické horniny opisuje aj Z d. P o u b a (1951) z Muránskej plošiny, kde sú dosť stálym stratigrafickým elementom na rozhraní verfénu a guttensteinských vápencov.

Konečne nad dolomitickými horninami prichádzajú tmavé, bielymi žilkami popretkávané vápence. Vo vyšších polohách prechádzajú pomaly do ružových, miestami bielych wettersteinských vápencov, ktoré K e t t n e r, ako o tom bola už zmienka, pokladá za guttensteinské vápence, ktoré patria spodnému subatranskému príkrovu. Domnievam sa však, že nejde o typické guttensteinské vápence subatranského príkrovu, ale skôr o vápence, ktoré možno označiť ako guttewettersteinské, patriace ku gemeridnému mezozoiku.

Pod mikroskopom možno pozorovať jednoduchý obraz. Okrem zrníčok kalcitu a veľmi nepatrného množstva drobných zrníčok kremeňa a povlakov limonitu sa v hornine nič nevyskytuje. Kalcit je vyvinutý v podobe nepravidelných, väčšinou izometrických zŕn s dokonalou štiepatelnosťou podľa romboédru. Býva bezfarebný, šedý, žltý, hnedý, dvojčatne lamelo-

vaný. Štruktúra býva hrubogranoblastická, strednogranoblastická a mikrogranoblastická, textúra celistvá. V mnohých výbrusoch možno pozorovať aj kryštáliky druhotného kalcitu, vyskytujúceho sa v nepravidelných žilkách prestupujúcich horninou.

Chemické analýzy vykazujú tieto výsledky:

Chemické analýzy vápencov.

	Vzorka číslo			
	1	2	3	4
SiO ₂	0,35	0,15	0,64	0,14
Fe ₂ O ₃	1,80	0,42	0,31	0,90
Al ₂ O ₃	0,99	0,08	0,82	0,22
CaO	52,20	55,51	53,21	54,82
MgO	2,18	0,61	4,08	0,80
H ₂ O	0,42	0,04	0,04	0,07
Strata žiňaním nad 110°	42,08	42,47	40,38	42,92
	99,12	99,48	99,28	99,95

Na záver o výskyte magnezitového karbónu v oblasti Pliešoviec možno povedať toľko:

Karbón s výskytom magnezitu v okolí Pliešoviec, ako to udáva S. Vitáľis, sa nevyskytuje. Kremence, dolomity a vápence patria ku gemeridnému mezozoiku a nie k subtatranskému mezozoiku, ako sa domnieva R. Kettner. Argument R. Kettnera, že Pliešovce sú príliš ďaleko na severozápade od Spišsko-gemerského rudohoria, kde by mohli siahať série gemeríd, nemožno už akceptovať, pretože Fusán a Šalát (1953) opisujú výskyt gemeridného karbónu pri Vyhniach, teda ešte severozápadnejšie ako sú Pliešovce.

1. III. 1955

*Katedra geológie a nerastných surovín
Baníckej fakulty VŠT, Košice*

LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Buday T., 1937: Geologické pomery okolí Šah na južnom Slovensku. Rozpr. ČAVU II, roč. XLVII, č. 17, Praha.

Fusán O. — Šalát J., 1953: Výskyty mladšieho paleozoika v oblasti Hodruša—Vyhne. Geologický sborník III, č. 1—2. Bratislava.

Gross A., 1938: Výskyty magnezitu na Slovensku. Sborník Spojeného banského revíru pre Slovensko a Podkarpatskú Rus 1., str. 409.

Kettner R., 1939: Poznámky o geológii krajiny medzi Pliešovci a Modrým Kameňom na Slovensku. Rozpr. ČAVU II, roč. XLIX, čís. 16 Praha.

Kužvart M., 1954: Zpráva o orientačnom výzkumu ložísek magnezitu na Slovensku. Věst. ÚÚG, r. 29, 4. Praha.

Paul C. M., 1866: Der östliche Theil des Schemnitzer Trachytgebirges. JGRA, 16, str. 177—178. Wien.

Redlich K. A., 1934: Die Magnesitvorkommen der Czechoslovakischen Republik. Věst. Stát. geol. ústavu r. X, Praha.

Szabó v. J., 1891: Die geologische Beschreibung der Umgebung von Selmeczbánya, II. III. Klasse des Ungar. Akad. d. Wiss., str. 391. Budapest.

Šuf J., 1930: Nález triasu u Kobeliarova severne od Rožňavy na Slovensku. Věst. SGÚ roč. VI. Praha.

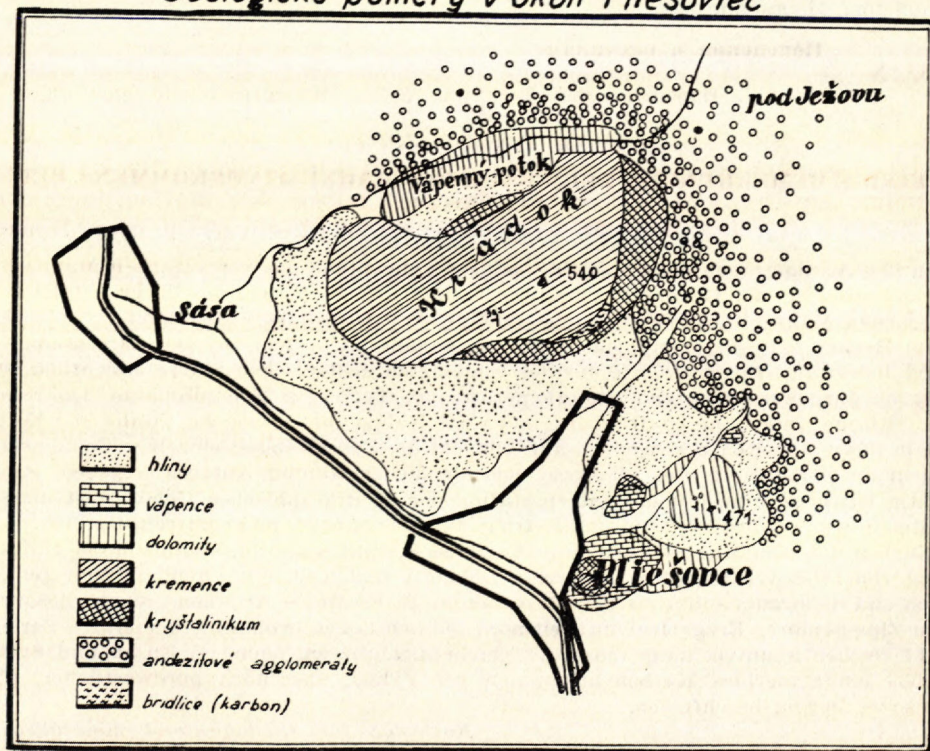
Šuf J., 1930: Poznámky o zkamenělinách z nových karbonských a triasových lokalit ze severního okolí Dobšíně a od Kobeliarova na Slovensku.

Ulrich F.: Československá ložiska magnesitová a dnešní stav jejich využití. Báňský svět XII. Praha 1933.

Vitalis S., 1915: Beiträge zu den geologischen und montanistischen Verhältnissen des Ungarischen Erzgebirges, Jahresbericht d. kgl. ungar. geolog. Reichsanstalt für 1914, I. Teil str. 424—428. Budapest.

Zoubek, 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. Věst. SGÚ RČS, roč. VI, str. 190—214. Praha.

Geologické pomery v okolí Pliešoviec



Геологические условия в окрестности сел. Плешовце.
Geologische Verhältnisse der Umgebung von Pliešovce.

Б. ЗОРКОВСКИ:

(Табл. X)

Несколько заметок к вопросу нахождения магнезита у сел. Плешовце.

В летних месяцах 1954 года я посетил место мнимого нахождения магнезита у сел. Плешовце и с особым вниманием занялся вопросом местонахождения магнезита Виталиса.

В котловине у Плешовец, приблизительно в треугольнике Саса-осада — «Под Ежеву» — Плешовце, как это видно из приложенного геологического эскиза, в подошве андезитовых аггломератов и туфов выходят кристаллические горные породы, кварциты, доломитовые известняки, вплоть до доломитов и чистые известняки так, как их описывают Виталис и Кеттнер в своих работах. Хотя и описание отдельных видов горных пород в окрестности сел. Плешовце, как их приводят упомянутые авторы, правильное, все-же нельзя согласиться с интерпретацией стратиграфической принадлежности этих горных пород так как это указывают Виталис и Кеттнер.

Карбон с местонахождением магнезита в окрестности сел. Плешовце, как это приводит Виталис, не находится. Кварциты, доломиты и известняки принадлежат к мезозою гемеридному, а не к мезозою субатланскому. Аргумент Кеттнера, что Плешовце находятся слишком далеко на северо-запад от Спишско-гемерского рудогорья, чтобы туда могли достигать серии гемерид, нельзя уже принимать потому, что Фусан и Шалат (1953) описывают местонахождения гемеридного карбона у сел. Выгне, т. е. еще далее на северо-запад, чем расположены Плешовце.

Пояснения к рисункам

Табл. X.

Рис. 1. Известняковая брекчия, Рис. 2. Известняковая брекчия.

B. ZORKOVSKÝ

EINIGE BEMERKUNGEN ZUR FRAGE DES MAGNESITVORKOMMENS BEI PLIEŠOVCE

(Tab. X)

In den Sommermonaten des J. 1954 habe ich die Stelle des vermutlichen Magnesitvorkommens bei der Gemeinde Pliešovce besucht und der Frage des durch Vitalis angegebenen Magnesitvorkommens eine erhöhte Aufmerksamkeit gewidmet.

Im Becken der Umgebung von Pliešovce, annähernd in dem Dreieck Sasa-osada — „Pod Ježovú“ — Pliešovce, wie aus der beigelegten geologischen Skizze ersichtlich ist, tritt im Liegenden der Andesitagglomerate und Tuffe ein Kristallinikum, Quarzite, dolomitische Kalksteine bis Dolomite und reine Kalksteine, so wie sie Vitalis und Kettner in ihren Arbeiten beschreiben, auf. Obwohl die Beschreibung einzelner Gesteinsarten in der Umgebung von Pliešovce, wie sie die erwähnten Autoren angeben, ganz richtig ist, kann man mit der Interpretation der stratigraphischen Gehörigkeit dieser Gesteine, wie sie durch Vitalis und Kettner angegeben wird, nicht übereinstimmen.

Karbon mit dem Magnesitvorkommen, wie es S. Vitalis angibt, kommt in der Umgebung von Pliešovce nicht vor. Quarzite, Dolomite und Kalksteine gehören zum gemeriden und nicht zum subatlantischen Mesozoikum. R. Kettner's Argument, dass Pliešovce vom Zips-gömörer Erzgebirge zu weit nordwestlich liegen, wohin die gemeriden Serien nicht reichen könnten, kann man nicht mehr akzeptieren, nachdem Fusán und Šalát (1953) ein gemerides Karbonvorkommen bei Vyhne, also noch nordwestlicher, als Pliešovce liegen, beschreiben.

Košice, 1954.

Kathedr für Geologie und mineralische
Rohstoffe an der Technischen Hochschule,
Košice.

Bild 1. Kalksteinbrekzie. Bild 2. Kalksteinbrekzie.

STANISLAV POLÁK

PRÍSPEVOK KU TOPOGRAFICKEJ MINERALÓGII MALÝCH KARPÁT

(*Ruské a nemecké resumé*)

Intenzívnejšie geologické práce, vykonané v posledných 2—3 rokoch v niektorých častiach malokarpatského kryštalinika, priniesli celý rad nových názorov na geologickú stavbu istých menších terénnych celkov, ako aj cenné poznatky pre geologicko-prieskumné účely, týkajúce sa najmä dvoch tunajších vodiacich metalogénnych procesov (staršie predgranitové metamorfované syngenetické zrudnenie a mladšie postgranitové epitermálne-žilné zrudnenie). Pri tejto príležitosti zistených niekoľko nových, doteraz neevidovaných minerálov rozšírilo minerálnu paragenézu oboch typov zrudnení, ako aj ich hypergénnych produktov. Vo všetkých prípadoch ide o sporadické vystupovanie makrominerálov bez praktického významu.

Pezinok, okr. Pezinok

Rýdza ortuť — zistená v banských dielach revíru RH ako hypergénny produkt neznámeho minerálneho druhu, geneticky spojeného s mladším postgranitovým zrudnením. Ide o doteraz jediný nález tohto druhu v tomto zrudnení (pozri tiež osobitné pojednávanie na inom mieste).

Hyalit — vodovej farby s jemným zelenkastým nádychom, tvoriaci kôry a hroznovité agregáty na bielej, prevažne opálovitokaolinickej hmote, ktorá vyplňa 2—10 cm mocné priečne trhliny v pyritovej rude grafiticko-amfibolického typu v revíre AN. Výplň je zrejme produktom hypergénnych pochodov, súvisiacich s pyritovým vetraním (kyslé prostredie rozkladu kremičitanov). Miesto výskytu leží asi 12 m pod povrchom, t. j. asi 4 m pod hranicou oxydačnej zóny.

Podľa výskumov K u t h a n a z bratislavského Ústavu pre výskum rúd, predmetný hyalit je jasne izotropný, bez zreteľných anomálií a bez stôp štiepatelnosti, index lomu je $n = 1,44 \pm 0,22$. Na RTG nevidieť žiadne stopy odrazných reflexov a difúzny dvor okolo výstupu primárneho lúča tiež svedčí o dokonale amorfnej substancii, pri ktorej nedošlo ani ku počiastočnému kryštalizačnému štádiu.

Spektrálna kvalitatívna analýza vybraného kúska hyalitu, vykonaná v ÚVR. Kutná Hora (P o k o r n ý), vykázala toto zloženie:

nad 1%	Al, Ca, Si
1—0,01%	Fe, Mg, Na, V
pod 0,01%	As, Cu, Mn, Sb, Zn, Ni, Cr
problematické	Ga

Bertierit — kusový, makroskopicky nerozlišiteľný od kusového antimonitu, na rozdiel od neho nedáva však špecifickú kermezitovú skúšku. Tvoril hniezdovité a lentikulárne útvary v pokusnej šachte revíru RH, uprostred silne mylonitizovaných a hydrotermálne rozložených hornín. RTG-rozborom (K u t h a n, ÚVR Bratislava) boli na Debey-grame s použitím Cu-antikatódy (Ni-filter, KV = 40, mA = 28, clona 1 mm, komôrka $\varnothing$ 64,1 mm, exp. 180 min. a 220 min.) zistené tieto d hodnoty:

$d = 3,63$	I. = stredná +
3,34	slabá
3,149	stredná +
3,011	slabá
2,831	stredná
2,509	silná
2,51	slabá
2,156	slabá

Tieto hodnoty plne zodpovedajú bertieritu. Okrem toho boli zistené tieto čiary:

$d = 2,82$	I. = slabá
2,661	slabá
2,429	stredná
1,821	slabá +.

ktoré zodpovedajú arzenopyritu. Vzhľadom na pomerne slabé reflexy arzenopyritu ku reflexom bertieritu sa dá súdiť na pomerne malú prímes arzenopyritu.

Siderit — anomálneho vonkajšieho vzhľadu (svetlozelený až žltozelený, jemnozrnný až práškovitý, pórovitosť 13%, supergénneho pôvodu v aktinolitickej bridlici uprostred pyritovej polohy v revíre AN. Bližšie údaje o tomto všeobecne veľmi zriedkavom zjave pozri v separátnej zpráve, ktorú možno snáď iba doplniť porovnaním d hodnôt, získaných RTG — rozborom rôznych sideritov (rozbor urobil K u t h a n v ÚVR Bratislava).

	A		B		C	
	d	I.	d	I.	d	I.
1.	3,590	silná	3,59	silná	3,58	6
2.	2,785	v. silná	2,785	v. silná	2,785	10
3.	na snímke nie je vyjadrená				2,56	1
4.	2,344	stredná	2,342	stredná	2,34	5
5.	2,141	stredná +	2,140	stredná +	2,13	6
6.	1,969	stredná +	1,965	stredná	1,96	6
7.	1,797	slabá	1,792	stredná	1,79	5
8.	1,738	slabá	1,733	slabá	1,73	8
9.	1,514	slabá	1,519	slabá	1,52	2

Prepočet bol vykonaný podľa referentnej látky $k = 1,1202866$.

A. Siderit — Rožňava (Sadlovská) — rozbor K u t h a n 1954.

B. Siderit — Pezinok, revír AN — rozbor K u t h a n 1954.

C. Siderit — z literatúry Julio Garrido.

Poznámka: Scheelit — doteraz bolo bezvýsledne pátrané po tomto mineráli, ktorý podľa Z i p p e h o v knihe Z e p h a r o v i c h, *Mineralogisches Lexicon*... I. (1859) sa tu vyskytuje s pyritom v rulách. Hoci urobili celý rad spektrálnych analýz z rôznych vzoriek tunajších pyritových rúd (vykonali ÚVR, Kutná Hora), doteraz ani v jednej vzorke nebola zistená čo aj

len stopová prítomnosť W. Pravdepodobne tu teda ide o mýlné určenie nám neznámeho minerálu, o ktorom sa literárne údaje prenášajú už takmer 100 rokov bez bližšieho podopretia tohto faktu ďalšími nálezmi uvedeného minerálu.

Pernek, okr. Malacky

Sfalerit — tvorí disperziu jemných kryštálikov v okolí antimonitových zhlukov brekciovitej textúry v revíri Pavol (tzv. Sb-žila) o veľkosti individuálne maximálne do 1 mm. Farba sfaleritu svetločervená až hnedočervená. Vonkajším vzhľadom úplne pripomína v ďalšom uvedený sfalerit z Častej — revír Mária a tým podporuje domnienku o genetickej súvislosti obidvoch týchto postgranitových hydrotermálnych zrudnení. Tesná späťnosť antimonitu so sfaleritom je v tomto type malokarpatského zrudnenia novinkou.

Fuchsit — trávovozelený, vo forme neurčito ohraničených lístkov do veľkosti 10 mm z hydrotermálne rozložených amfibolitov v blízkosti kremito-ankeritickej žiloviny s antimonitom a uvedeným sfaleritom. Obsah Cr bol zrejme uvoľnený z mafických minerálov vlastného amfibolitu.

Poznámka: Doteraz podobne ako pri lokalite Pezinok bezvýsledne pátrali po scheelite, ktorý z perneckých baní uvádza Fellenberg (v knihe Zepharovich, *Mineralogisches Lexicon II* (1873)). Vyskytol sa údajne v asociácii s kremeňom, pyritom a antimonitom. Najnovšie spektrálne analýzy Sb-rúd, ako aj pyritov z tejto lokality, vykonané ÚRV, Kutná Hora, nevykazujú ani stopovú prítomnosť W, takže aj tu zrejme ide o omyl.

Častá, okr. Pezinok

Revír Mária

Corynit — tvorí veľmi zriedkavé žilky maximálne 3 mm mocné, priečne prerážajúce staršiu minerálnu asociáciu kremito-ankeritickú, s bežnými tunajšími sulfidmi. Kvalitatívnou analýzou bola v ňom dokázaná prítomnosť prvkov Ni, Sb, S, takže pôvodne bol považovaný za ulmanit. RTG-rozbor, vykonaný Kuthanom z ÚVR, Bratislava, vykázal na Debye-grame tieto reflexy d hodnôt:

d = 22,553	I. = silná
2,334	stredná
1,712	stredná +
1,572	slabá
1,512	slabá,

takže podľa Harcourta ide o corynit Ni (As, Sb) S. Iné reflexy súčasne poukazujú na slabšiu prímes boulangeritu, makroskopicky neidentifikovateľného.

Spektrálna analýza vybraného čistého kusu poskytla tento prehľad o kvantitatívnom rozložení prvku (vykonal Kupčo, GÚDŠ):

100—1%	Si, Ni, Sb, As, Cu, Fe
1—0,01%	Co, Ca, Ag, Pb, Al, Mn
0,01—0,0001%	Mg

Boulangerit — tvorí plstnatý agregát so sporadickými zrnčkami chalkopyritu zarastený v bielom kremeň, do ktorého pozdĺž trhliniek zasahuje alebo tvorí v ňom nepravidelne zarastené jemné ihličky. Prítomnosť preverená kombináciou optických a mikrochemických metód (na rozdiel od jamesonitu KOH jasne neg.)

Vyberaný čistý kus dal pri spektrálnej analýze (K u p č o, GÜDŠ) tento výsledok:

100—1%	Sb, Pb, Si
1—0,001%	Cu, Fe, Al, Ca, Ag, Mn
0,01—0,0001%	Sn, Mg, Ni, Cr, Ba

Sfalerit — vo dvoch farebných vývoch: svetločervenkastohnedom a tmavočiernom, čo zrejme úzko súvisí s kvantitatívnym podielom Fe; tvorí nepravidelné, jemnozrnité akumulácie v tunajšej žilovine, najčastejšie v spojitosti s galenitom. Svetlá varieta sa veľmi ponáša na sfalerity zistené najnovšie v Perneku.

Všetky tieto tri uvedené minerály patria geneticky k tzv. postgranitovému hydrotermálnemu zrudneniu (rovnako ako vyššie uvedené minerály z Perneku). Vyskytujú sa len veľmi zriedkavo.

Anabergit. Na niekoľkých miestach tvorí slabé kôry a povlaky na sericiticko-grafitických fylitoch v tesnom nadloží ložiska Mária; miestami zasahuje aj do diakláz a na plochy bridličnatosti. Zrejme ide o recentný produkt, vzniknutý zo zatekajúcich banských vôd pri oxydácii starých banských diel (corynit).

Erytrín (?). Bližšie neidentifikovateľný ružovkastý náletovitý povlak, pripomínajúci erytrín, v ktorom bola kvalitatívne dokázaná prítomnosť Co. Vznikol zrejme ako podobne anabergit a asi z rovnakého minerálu (corynit s menším obsahom Co — pozri spektrálna analýza).

22. II. 1955

Západoslávsky rudný prieskum, n. p., závod Pezinok

С. ПОЛАК:

К познанию топографической минералогии Малых Карпат.

Автор приводит краткое сообщение о до сих пор не зарегистрированных минералах Малых Карпат. Это — гипергенные продукты старшего (предгранитного) сингенетично-сульфидового оруднения (гялит и сидерит аномального внешнего вида из Пезинка), или первичные минералы младшего (послегранитового) гидротермального оруднения (бертиерит из Пезинка, сфалерит и фуксит в ассоциации с антимонитом из Пернека, коринит, буланжерит и сфалерит из Частой) или-же это их гипергенные продукты (самородная ртуть из Пезинка, аннабергит и эритрин? из Частой).

До сих пор без результата в области г. Пезинок и Пернек искался шеелит, который упоминают некоторые авторы прошлого столетия, (W не был обнаружен даже спектрально).

У некоторых минералов приводит автор надлежащие данные рентгеновых анализов, произведенных Кутганом из Института для исследования руд в Братиславе и спектральные анализы выбранных кусков минерала, произведенные в Геологическом институте имени Д. Штура в Братиславе (Купчо) и в Институте для исследования руд в Кутной Горе (Покорны).

STANISLAV POLÁK

BEITRAG ZUR TOPOGRAPHISCHEN MINERALOGIE DER KLEINEN KARPATEN

Der Autor legt einen kurzen Bericht über bis jetzt nicht evidierte neue Minerale der Kleinen Karpaten vor. Es handelt sich um hypergene Produkte der älteren (vorgranitischen) syngenitischen, sulfidischen Vererzung (Hyalit und Siderit eines anomalen äusserlichen Aussehens von Pezinok), oder um primäre Minerale der jüngeren (postgranitischen) hydrothermalen Vererzung (Berthierit von Pezinok, Sphalerit und Fuchsit in der Assoziation mit Antimonit von Pernek, Corynit, Boulangerit und Sphalerit von Častá), resp. um ihre hypergene Produkte (gediegen Quecksilber von Pezinok, Annabergit und Erythrin? aus Častá).

Auf der Lokalität Pezinok und Pernek hat man bisher nach Scheelit, welchen die Literaturquellen aus dem vorigen Jahrhunderte anführen, ergebnislos gefahndet (W wurde bisher nicht einmal spektroskopisch festgestellt).

Bei einigen Mineralen gibt der Autor auch die betreffenden Werte aus den durch K u t h a n (aus der Anstalt für Erzforschung in Bratislava) verfertigten RTG Analysen und spektrale Analysen von ausseparierten Mineralen, die in der Geologischen Anstalt D. Štúr's in Bratislava (Kupčo) und in der Anstalt für Erzforschung in Kutná Hora (Pokorný) durchgeführt wurden.

*Westslowakische Erzforschung, N. U.
Werk Pezinok.*

JÁN VALACH

PETROGRAFICKÉ POMERY OKOLIA TUHÁRA

(top. sekc. 4663/1)

(Predbežná zpráva)

(Ruské a nemecké resumé)

V rokoch 1953—1954 robil som orientačné pochôdzky v okolí obce Tuhár (top. sekc. 4663/1) pre petrografické štúdium terénu ležiaceho medzi územím, ktoré spracovali Gregor (1951) a Kettner (1937). Teraz podávam zprávu o prvej časti vykonaných prác, ktoré sa vzťahujú na oblasť ohraničenú na východe v podstate potokom Tuhár a na západe cestou Halič—Políchno—Ábelová. Severná hranica je tvorená kótou Bradlo (818 m) a kótou Lazy (598 m), južná — línia Valcha—kóta 605 m.

V študovanom území vystupujú tieto horniny: Ruly, granitoidné horniny (staršie paleozoikum, veporidné kryštalínium), vápence a dolomity (karbón Spiš. gem.-rudohoria), kremence, (spodný trias), diority, andezity, andezitové brekcie a aglomeráty (aquitán — burdigal). V prvej fáze výskumu zameral som sa na petrografický výskum erupčných hornín, ktorým je aj v tejto zpráve venovaná podstatná časť.

„Žulový masív“ vystupuje v početných odkryvoch v okolí kóty 598 (Lazy). Petrograficky je vcelku pomerne monotónny a väčšinou ho tvoria granodiority, až kremité diority, miestami s pruhmi migmatitov pygmatytického a arteritického charakteru.

Aplity a pegmatity boli konštatované len ojedinele v najjužnejšej časti masívu. Ide v podstate o pegmatity oligoklas — muskovitové, často s dobre vyvinutou kremennou zónou. Granodioritické horniny sú tvorené oligoklasmi, z draselných živcov prevláda ortoklas nad mikroklinom; kremeň je silne undulózny a rôzne intenzívne kataklázovaný. Biotit podľahol spravidla intenzívnej chloritizácii a miestami bol vybielený až v muskovit. Z akcesórií najhojnejší je zirkón, apatit, rutil, titanit, amfibol. Z druhotných minerálov okrem chloritu je zastúpený sericit, epidot, zoizit (zvl. v mylonitizovaných pásmach).

Žulový masív je intenzívne tektonicky porušený, čo sa prejavuje v existencii početných mylonitových pásem generálneho smeru JV—SZ. Quenselovou (1919) klasifikáciou mylonitov dajú sa v opisovanom teréne dobre definovať: Kakirity, ktoré sú najhojnejšie v centrálnych častiach masívu. Sú to rozdrvené brekciovité horniny, v ktorých úlomky pôvodnej horniny sú zo všetkých strán obklopené tržnými a šmykovými plochami. Mylonitické ruly (Mylonitgneiss) sú hojné v okrajových častiach masívu — na styku granitoidov s karbónskymi vápencami, často mramorizovanými. V týchto mylonitoch sú časté kremenné žily meta-

morfické, obsahujúce hematit. Miestami nadobúdajú mylonitické ruly až charakter *ultramylonitov* (Tuhár — Horné zeme), v ktorých primárne štrukturálne znaky sú celkom „zotreté“ a hornina má miestami charakter až afanitckej bridlice. Mohutné pásmo mylonitov je vyvinuté na styku s karbónskymi vápencami, čo nám jasne poukazuje na tektonickú hranicu medzi vápencami a žulou a teda vylučuje aj možnosť kontaktne metamorfných zjavov na styku týchto dvoch útvarov.

Migmatity tvoria niekedy dosť mocné polohy v žulovom masíve. Sú obyčajne pegmatitického arteritického charakteru a striedajú sa v nich tmavšie, na biotit bohatšie partie so svetlejšími — pegmatitickými polohami.

Karbónske horniny. Najspodnejším členom karbónu sú grafitické bridlice, vystupujúce v dobrom odkryve západne od tuhárskeho mlyna v doline Voliak. Tvoria tu mocnú polohu v karbónskych vápencoch, do ktorých boli pravdepodobne *zavrásnené*, načo okrem iného poukazujú tiež brekcie a valúny okolitých vápencov vyskytujúce sa v grafitických bridliciach. V grafitických bridliciach je aj žila kremeňa o priemernej mocnosti 40 cm. Ostatné karbónske horniny sú reprezentované sedimentami karbonátovými — vápencami a dolomitmi. Vápence sú často mramorizované (tuhársky mramor). Ich farba je hodne variabilná, v závislosti od prímiesi kyslíčnikov železa, resp. grafitického pigmentu. Vápence na styku s granitoidným masívom sú zbridličnatelé a jemne zvrásnené.

V karbónskych vápencoch južne od Tuhára boli konštatované *kremité xenolity* dvojakého typu: 1. Kremenné, 2. Opálovo-chalcedónové.

Prvé sa dajú dobre pozorovať v záreze vicinálnej cesty JV od obce Tuhár. Sú to nevelké ložné žily (šošovky), tvorené kremeňom, ostro ohraničené od okolitých, jemne zvrásnených a zbridličnatých vápencov. Xenolity chalcedón-opálové sa vyskytujú asi 200 m západne od tuhárskeho mlyna v Lazinách a ich výskyty boli zistené aj na Žiari, v teréne, ktorý spracoval Gregor (1951). Tento sa však vo svojej zpráve o nich nezmieňuje. Xenolity sú tvorené chalcedónom, obyčajne vo forme malých, guľatých, resp. aj vláknitých kryštálikov. Opál, ktorý je podstatným minerálom, v pelitomorfnej chalcedónovej hmote je dobre poznateľný podľa nejasného izotropizmu. Jeho index lomu je veľmi nízky, podľa čoho by sa dalo usudzovať na malé množstvo vody. Z ostatných minerálov bol mikroskopicky konštatovaný luteit a kvarcín. Hojný je aj kremeň a ojedinele v okrajových častiach aj kalcit.

Opálovo-chalcedónové xenolity sú sfarbené kyslíčnikami železa do hnedá. Farbiace chromatofóry sú skoncentrované do vrstvičiek, takže hornina je páskovaná s pruhmi svetlohnedými a tmavohnedými. Štruktúra horniny je aleuro-pelitomorfne-lepidoblastická. Opálovo-chalcedónové xenolity sa vyskytujú vo vápencoch prerázaných andezitmi, ale aj v andezitoch. Vznikli v záverečných fázach andezitických erupcií vykryštalizovaním z nízkoter-

málnych roztokov. Prvý vznikol opál, potom chalcedón, lutecit, kvarcín a napokon kremeň. Kvantitatívne prevláda opál a kremeň. Xenolity kremené vznikli vo vápencoch pri diageneticko-metamorfných pochodoch.

Triasové horniny sú v študovanom území zastúpené kremencomi. Bazálnu časť kremencového súvrstvia tvorí hrubozrnný kremenec bieložltkastej farby, resp. miestami aj kremité, zelenkaste bridlice, kým vo vyšších partiách sú kremence jemnozrnné, s ílovitým tmelom a hojným sericitom. V kremencových horninách miestami možno pozorovať okrem kremeňa, sericitu a ílovitých minerálov tiež silne sericitizované reliktové živcov, spekularit, hematit a na jednom mieste bol konštatovaný aj turmalín. Pri alpskom vrásnení kremencové súvrstvie bolo tektonicky postihnuté, v dôsledku čoho horniny s ílovitým tmelom miestami nadobudli až fylitický vzhľad (Brezové vršky).

Diority vystupujú v údolí tuhárskeho potoka, SZ od obce Tuhár. Veľkú časť dioritov, vystupujúcich v granitoidných horninách (zvl. kremité diority) treba považovať za diferenciát, geneticky spiaty s ostatnými granitoidnými horninami, kým druhá časť dioritov je rozhodne mladšia a treba ich považovať za hlbinný ekvivalent andezitických hornín. Tieto diority tvoria pne, prerážajúce okolité horniny (na jednom mieste aj spodnotriasové kremité bridlice). Diority sú tvorené plagioklasmi — oligoklas-andezínmi až andezínmi, obecným amfibolom s biotitom s pleochroizmom zelenkastých odtieňov. Z akcesorických minerálov bol konštatovaný apatit, zirkón, titanit, magnetit a pyroxén. Zo sekundárnych minerálov je prítomný epidot, β -zoizit, penín a sericit. Amfibol je miestami premenený v typický uralit. Miestami možno pozorovať aj určitú zonárnosť dioritových pŕov v tom zmysle, že okrajové partie sú jemnozrnné a smerom do stredu sa hrubozrnnosť horniny zväčšuje. Detailná, minerálno-geochemická a geologická charakteristika bude podaná po porovnaní s inými analogickými telesami a po vykonaní chemických analýz. Zvlášť zaujímavou otázkou bude pre budúcnosť štúdium kontaktov trefohorných dioritov.

Andezity vystupujú v mapovanom území vo dvoch typoch: 1. Andezity pyroxenické, 2. Andezity amfibolicko-pyroxenické.

Andezity pyroxenické sú v študovanom území zastúpené len podradne. Štruktúry sú porfýrickej, základná hmota je hyalopilitická, základná menším podielom skla. V základnej hmote mikroskopicky bolo možné konštatovať jemné listovité, resp. ihličkovité živce, ojedinelé zrníčka pyroxénu, magnetitu a niekedy aj apatit. Plagioklasové vyrastlice sú rozmanite veľkosti, obyčajne okolo 1—3 mm. Patria andezín-labradoru až labradoru, no ojedinele boli konštatované až labrador-bytownity. Kvantitatívne predstavujú až 20—40% horniny. Plagioklasové sú niekedy zonárne, pričom bazicitá jednotlivých zón je premenlivá a znižuje sa smerom k okraju minerálu. Zrná plagioklasov niekedy uzatvárajú aj zvyšky skla. Ďalším minerálom je rombický pyroxén-hyperstén, ktorý sa niekedy kríži-ve prerastá. Jednoklonný pyroxén je zastúpený diopsidickým augitom,

často lamelárne zdvojitým. V pyroxenických andezitoch z doliny Sadlanovo boli konštatované prípady, že diopsidický augit obrastá hyperstén. Magnetit je prítomný v základnej hmote, ale miestami tvorí aj väčšie kryštáliky. Ako akcesorický komponent v základnej hmote, veľmi ojedinele aj ako vyrastlice sú prítomné tiež amfiboly (amfibol čadičový), takže andezity tohto typu by sme mohli nazvať pyroxenicko-amfibolickými. Základná hmota niektorých andezitov je sfarbená kyslíkmi železa do hnedočervena. Takéto hnedočervené pyroxenické andezity tvoria polohy v pyroxenických andezitoch čiernych, resp. tmavošedých.

Andezity amfibolicko-pyroxenické majú tiež porfyrickú štruktúru, základná hmota je hyalopilitická. V nej sú ihličkovité živce niekedy fluidálne usporiadané. Pomerne vzácne sú mikrolity pyroxénové. Drobné póry základnej hmoty sú často vyplnené opálovou hmotou. Vyrastlice tvoria plagioklasy (andezín-labrador) a amfiboly. Vyrastlice amfibolu sú často korodované a zrejme ide o premeny magmatické, pretože korodované miesta sú vyhojené základnou hmotou. Po obvode zŕn sú tmavé opacitové lemy, tvorené práškovitým magnetitom (vnútorná časť), resp. jemnou pyroxenicko-biotiticko-magnetitovou substanciou (vonkajšia časť). Opacitizáciou sú postihnuté najmä drobnejšie zrná amfibolov. Miestami v amfibolických andezitoch bolo možné konštatovať aj lupienky biotitu.

Podstatná časť študovaného územia je pokrytá andezitovými aglomerátmi. Valúny (brekcie) týchto sú tvorené granitoidnými horninami, rulami, kremencami, karbonátovými horninami, úlomkami kremeňa a blokmi andezitov. Vcelku vysoko prevládajú úlomky andezitických hornín.

Centrom andezitických výlevov v študovanom území bolo tuhárske Bralo (818 m), pretože od tohto andezitové príkrovy sa znižujú na všetky strany a v početných odkryvoch a zárezoch sa dá dobre sledovať ich postupnosť, ku ktorej však bude možné zaujať stanovisko len po spracovaní celého terénu.

5. III. 1955

*Katedra mineralógie a petrografie fakulty
geologicko-geografických vied Komenského
univerzity, Bratislava*

Петрографические условия в окрестности селения Тугар

В статье вкратце подана петрографическая характеристика горных пород в окрестности селения Тугар (топ. секц. 4663/1). На исследованной территории выходит петрографически монотонный «гранитовый» массив, созданный главным образом гранодиоритами вплоть до кварцевых диоритов с единичными пегматитами. Островка мигматитов его прерывают. Был сильно напрягаем тектонически, вследствие чего возникло много милонитовых полос, которые наиболее сильно развиты на контакте с карбонскими известняками — одно из доказательств того, что разграничение известняков и массива тектоническое. Карбонские осадочные породы представлены графитовыми сланцами, известняками — часто мраморными (тугарский мрамор) и доломитами. В карбонских известняках были обнаружены кварцевые ксенолиты, кварцитные и опально-хальцедоновые. Первые возникли при процессах диагенетическо-метаморфозных, вторые — в окончательных этапах андезитовых эрупций, так как они в тесном соседстве с андезитами, которые пересекают известняки. Триасовые горные породы представлены на исследованной территории кварцитами. Часть диоритов выходящих на упоминаемой территории надо считать третичными, возрастом совпадающими с извержениями андезитов. На одном месте они пересекают нижнетриасовые кварцитные сланцы. Большую часть картографированной территории образуют пироксеновые андезиты, андезиты амфиболо-пироксеновые (в некоторых местах с биотитом) и прежде всего-андезитовые аггломераты.

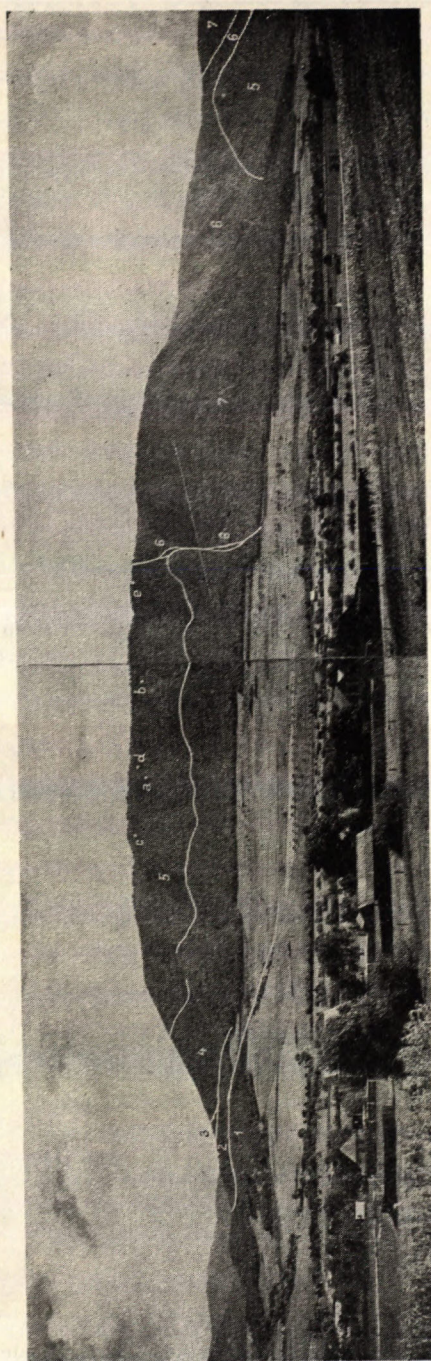
JÁN VALACH

PETROGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DER UMGEBUNG VON TUHÁR

In dem Artikel wird eine kurze petrographische Charakteristik der Gesteine aus der Umgebung der Gemeinde Tuhár (top. Sekz. 4663/1) dargestellt. Im studierten Gebiet tritt ein petrographisch monotoner „Granit“ — Massiv auf, der überwiegend durch Granodiorite bis Quarzdiorite mit vereinzelt Pegmatiten gebildet wird. Er wird durch Migmatit-Inselchen unterbrochen. Er wurde tektonisch stark beansprucht, infolge dessen zahlreiche Mylonitzonen entstanden, die am mächtigsten am Kontakte mit den karborischen Kalksteinen entwickelt sind, was einen von den Beweisen bildet, dass die Grenze zwischen den Kalksteinen und dem Massiv tektonisch ist. Karbonische sedimentogene Gesteine werden durch graphitische Schiefer, Kalksteine — die oft marmorisiert sind (Mramor von Tuhár) und Dolomite repräsentiert. In den karbonischen Kalksteinen wurden Quarz- und Opal-chalzedonische Xenolithe konstatiert. Die ersten sind bei den diagenetisch-metamorphen Prozessen, die zweiten während der Schlussstadien der andesitischen Eruptionen entstanden, da sie in der Nähe der die Kalksteine durchbrechenden Andesite vorkommen. Triadische Gesteine sind im studierten Gebiet durch Quarzite vertreten. Einen Teil der Diorite des studierten Gebietes muss man für tertiär — dem Alter nach mit den Andesitergüssen identisch halten. Diese brechen an einer Stelle untertriadische quarzige Schiefer durch. Den grössten Teil des kartierten Gebietes bilden Pyroxen-Andesite, Amphibol-Pyroxen-Andesite (stellenweise mit Biotit) und hauptsächlich Andesitagglomerate.

Mineralogisch-petrographische Katheder der Fakultät der geol.-geogr. Wissenschaften an Komenský's Universität in Bratislava

Ján Bystričský: Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu.

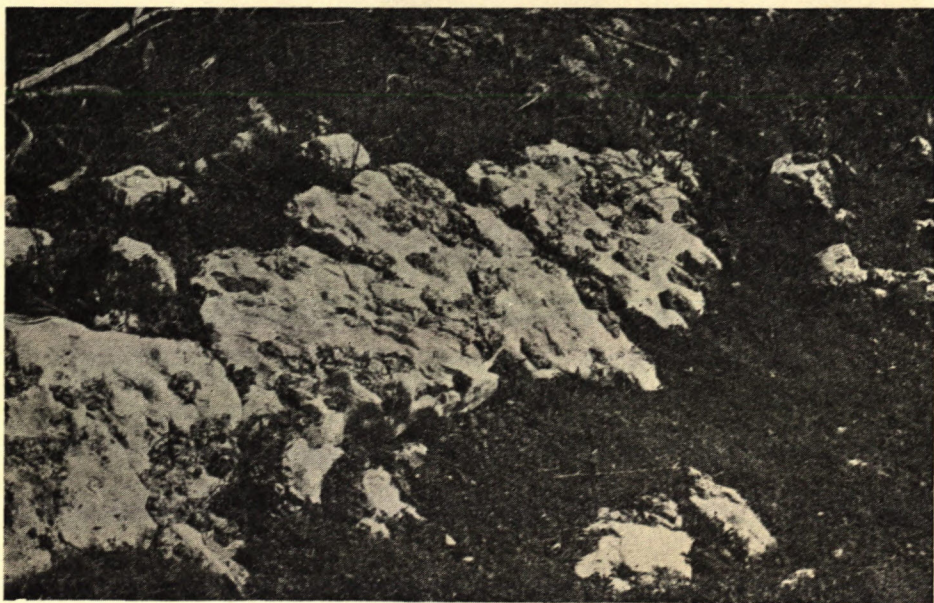


Obr. 1. Pohľad na severnú časť Plešiveckej planiny od západu.

1. fylity a vápence — karbon; 2. slienité bridlice a vápence — kampil; 3. guttensteinský vápenc — spodný anis; 4. tmavošedý lavicovitý dolomit — spod. anis; 5. svetlý vápenc s polohami svetlého dolomitu (stredný a vrchný anis); 6. tmavošedý lavicovitý vápenc s rohovcami — spod. a stred. ladin; 7. svetlý vápenc — vrchný ladin; a, b — výskyt brachiopód; c — výskyt *Norites aspidoides* Arth.; d, e — výskyt drobných lemellibranchiát.



Obr. 1. Plešivecká planina, sev. svah kóty 848. Červenkasté hrubolavicovité hľuznaté vápence s ammonitmi (zona trinodosus). Na ich báze svetlé lavicovité vápence s červenými rohovcami.



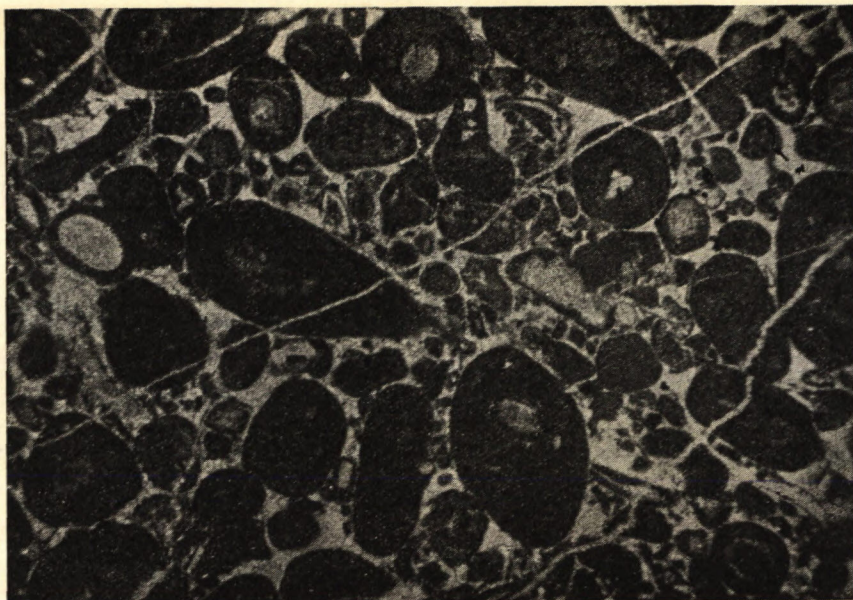
Obr. 2. Plešivecká planina, južný svah Bércu (kóta 846). Tmavošedé červenkasté vápence s rohovcami (spodný ladin).



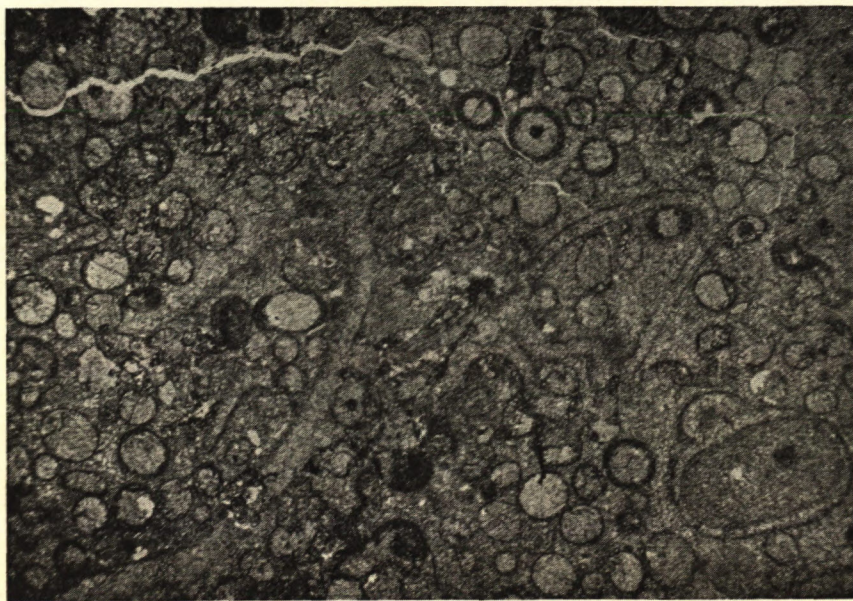
Obr. 1. Plešivecká planina, Gombasecký lom. Šošovka tmavých bridlíc s piesčitejšími preplástkami vo svetlých vápencoch.



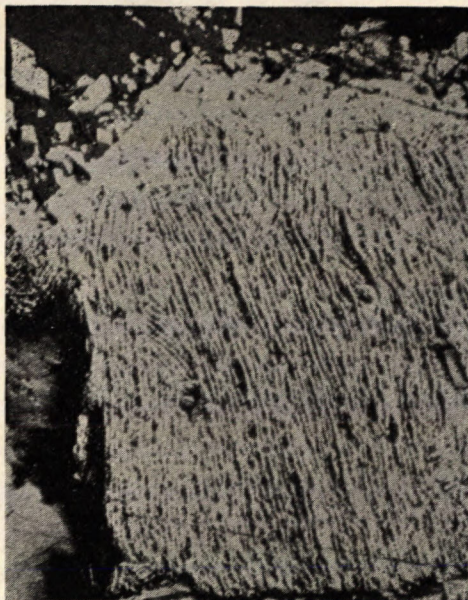
Obr. 2. Silická planina — západný svah. Zárez hradскеj Gombasek—Silica vo vrstvách kampilu. Vrásový prešmyk.



Obr. 1. Plešivecká planina, kóta 667 (SV od Nagyhegyes, kóta 777). Šedý oolitický vápenec. Zväčšený 16 $\times$.



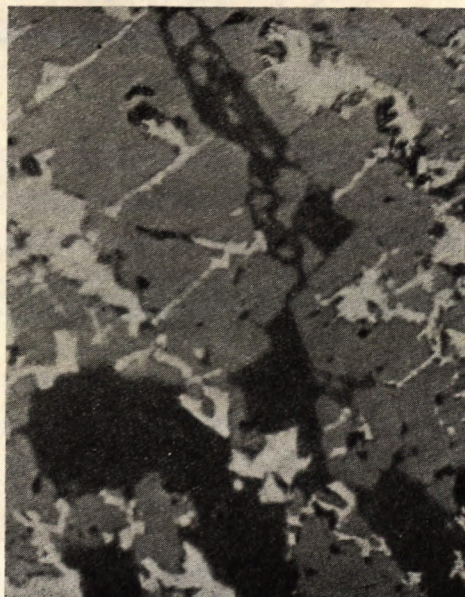
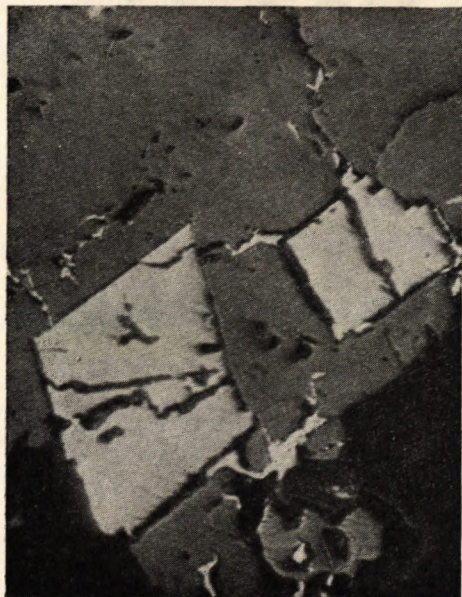
Obr. 2. Plešivecká planina, juž. od Honcov (Genča). Krinoidové vápence kampilu. Zväčšené 16 $\times$.



Obr. 1. Idiomorfný kryštál hübneritu v kremennej drúze. Zväčš. 28×.

Obr. 2. Zvláštna lamelárna štruktúra pyrit-markazitu s kompaktnejšou arzenopyritovou obrubou. Arzenopyrit i vo forme idiomorfných kryštáľkov v SiO_2 (čiernosivý).

V ľavom dolnom rohu jamesonit (svetlosivý). Nábrus, zväčš. 140×.

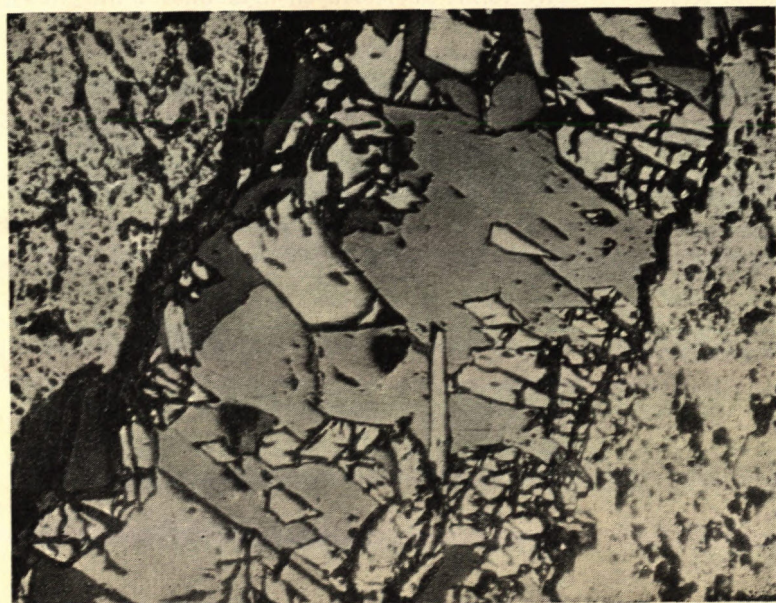


Obr. 3. Hübnerit (sivý) uzatvára idiomorfne vyvinuté kryštáľiky arzenopyritu (biely). Na trhlínkách v hübnerite pyrit (biely, reliéf). Kremeň čierny. Nábrus, zväčš. 400×.

Obr. 4. Hübnerit (sivý) so žilkami pyritu (biely). Posledný sleduje i paralelné štiepne trhlínky. Kremeň čierny. Nábrus, zväčš. 400×.



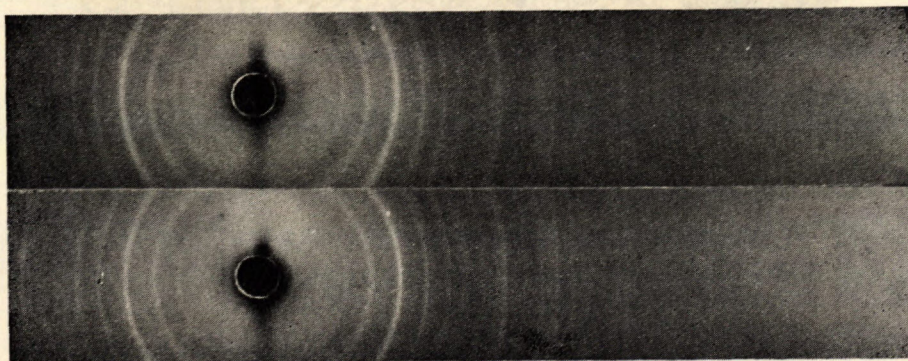
Obr. 1. Stlpcovité kryštáliky hübneritu (svetlosivý) narastlé na fragmente pyritickej rudy (ľavý spodný okraj). Okolo hübneritu kremeň (tmavosivý). Nábrus, zväčš. 72×.



Obr. 2. Žilka v jemnozrnej pyritickej rude, pozostávajúca z arzenopyritu (biely), hübneritu (svetlosivý) a kremeňa (čiernosivý). Pyrit-nerovný povrch. Nábrus, zväčš. 140×.



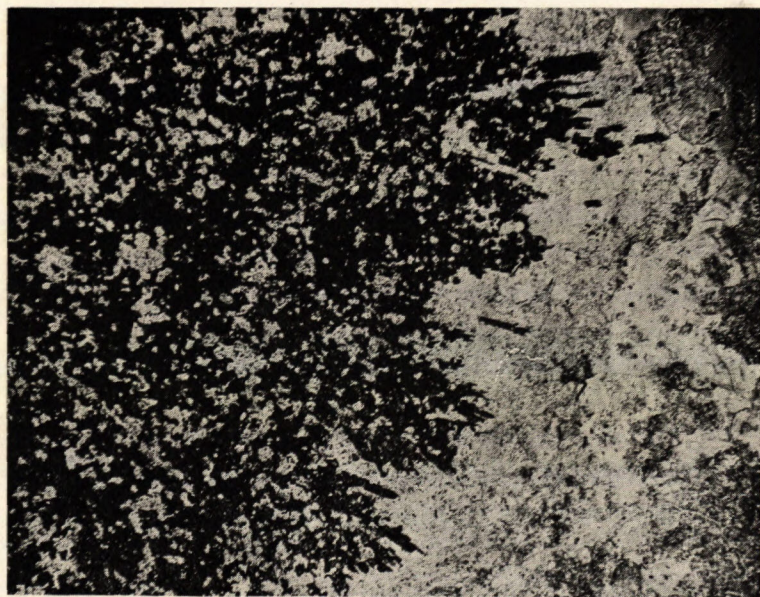
Obr. 1. Idiomorfne kryštáliky pyritu, obklopené kremeňom s arzenopyritom. Nábrus, zväčš. 70×.



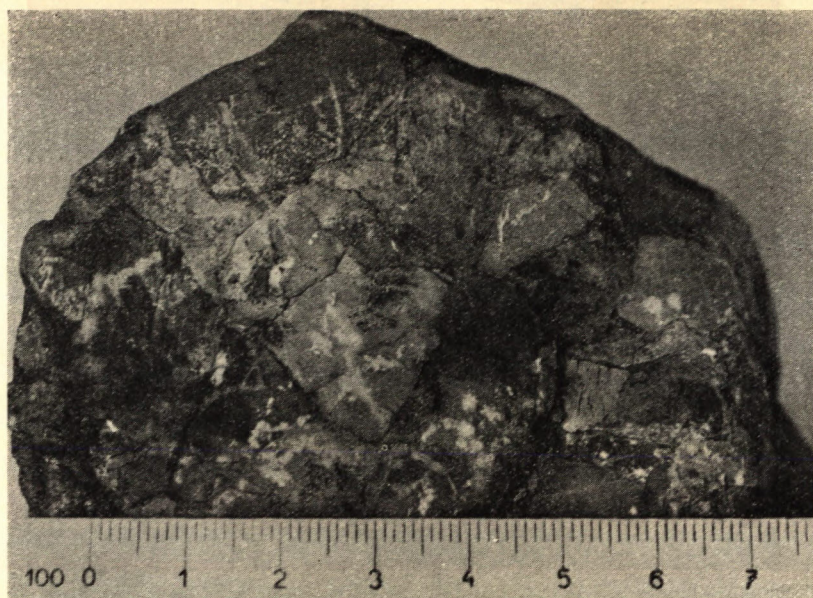
Obr. 2. Debeye—Scherrerogram hübneritu od Chyžného (a), CuK.
Debeye—Scherrerogram hübneritu z Colorada, USA (b), CuK.



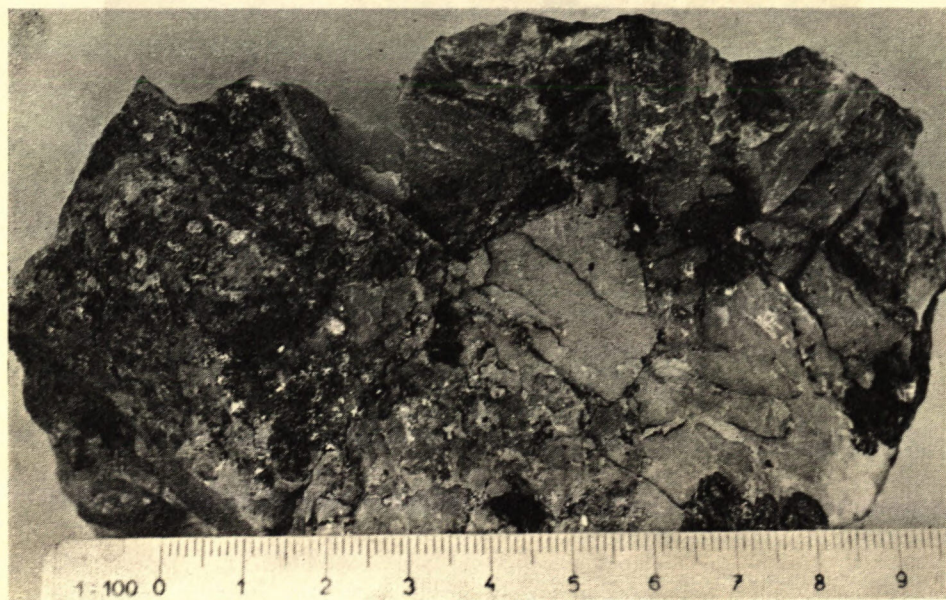
Obr. 1. Díplopórový dolomit (valún z košickej štrkovej formácie, zo spodných polôh).
Naleštená plocha, slabo zväčšená ($1,3\times$).



Obr. 2. Turmalínický aplit (valún z košickej štrkovej formácie). Vidieť časť turmalínového slnka. Zväčš. $16\times$, obyčajné svetlo. (Podľa materiálu autora).



Obr. 1. Vápencová brekcia.



Obr. 2. Vápencová brekcia.



Geologická mapa plešiveckej planiny a záp. časti silickej planiny

Zostavil: J. Bystrický, 1954.

Legenda:

1. alúvium; 2. hlina, sutiny; 3. dejekčné kužele; 4. terasové štrky; 5. travertíny; 6. štrky-pliocén; 7. tmavé, miestami oolitické vápence (Nór?); 8. wettersteinský vápenc-anis — ladin (na Plešiveckej planine aj karn-nór); 9. tmavošedý lavicovitý vá-

penec s rohovcami — spodný a stredný ladin (na báze červenkasté hľuznaté vápence s polohami lavicovitých svetlých vápencov s červenými rohovcami — zona trinodosus); 10. svetlé vápence s polohami a šošovkami svetlého dolomitu, brachiopódové vápence — stredný a vrchný anis; 11. tmavošedý lavicovitý dolomit; 12. guttensteinský vápenc (11.—12. spodný anis); 13. slienité bridlice s polohami šedých vápencov — vrchný kampil; 14. piesčité, sľudnaté vápence a bridlice — spodný kampil; 15. pestré bridlice, pieskovce, kremence, rádiolarity — zeiss; 16. tmavošedé fylity — karbón; 17. biele vápence — karbón; 18. glaukofanit; 19. smer a sklon vrstiev; 20. výskyty skamenelín.