

VÁPENCE A BÁZICKÉ VYVRENINY V PALEOZOIKU
ZÁPADNÝCH KARPÁT*(Tab. XLV, ruské a francúzske resumé)*

Paleozoické vápence majú na Slovensku veľký praktický význam. V pôvodnom, málo zmenenom stave sa používajú ako mramory (tuhársky mramor). Často sú však metasomaticky zatlačené tak, že namiesto telies vápencov sa vedľa nich vyskytujú telesá magnezitu a mastku, ankeritu alebo sideritu. Napriek tomu ich stratigrafické postavenie bolo donedávna celkom nejasné. Z výskumov poslednej doby vychádza najavo, že vápence sa nájdu v staršom paleozoiku, ako aj v karbóne. Podobne nebolo doteraz celkom jasné postavenie a stratigrafická príslušnosť niektorých bazických eruptív v paleozoiku. Aj tu sa ukazuje, že sú vyvinuté v staršom paleozoiku, ako aj v karbóne. V posledných rokoch z rôznych príležitostí mal som možnosť urobiť isté pozorovania, ktoré prispievajú k objasneniu stratigrafického postavenia vápencov a tiež bazických vyvrenín v paleozoiku. O výsledkoch pozorovaní tu podávam stručnú zpravu.

Vápence karbónskeho súvrstvia doloženého skamenelinami, ktoré patria moskovskému stupňu a snáď spodnej časti uralského stupňa, boli už veľmi dávno objavené, a to v Spišsko-gemerskom rudohorí. Sú to, pokiaľ nie sú premenené v magnezit alebo siderit, veľmi často hrubozrnné spatické biele, sivé alebo ružové vápence. Niekedy v nich nájdeme partie bohaté na stonky krinoidov (tab. XLV, obr. 1), ale aj jinak v nich treba, pokiaľ sú spatické, vidieť vápence vzniknuté rozpadom stonkov krinoidov (porovnaj Vachtl, 1938), tak ako mnohé spatické vápence, napr. jurské. Za krinoidové vápence počítam biele a ružové vápence karbónu okolia Bôrky, sivé spatické vápence z okolia Zádiela a i. Veľmi často sa uvádza, že mnohé karbónske vápence majú povahu koralových vápencov. Skutočne Heritsch (1934) z nich opísal dosť početné koraly. Fusán (1951) upozorňuje na okolnosť, že koraly sú hojné najmä na okrajoch magnezitových telies, ktoré vznikly zrejme metasomatickou premenou čístych koralových vápencov. Istá časť karbónskych vápencov má asi povahu

fuzulinových vápencov. Pred rokmi K u t h a n deponoval v sbierkach katedry geológie a paleontológie Slovenskej univerzity v Bratislave kusy vápencov pochádzajúcich od Mlýkov s množstvom oválnych prierezov vyplnených bielym kalcitom v základnej hmote složenej z tmavosivých jemnozrnných vápencov. Obrysy týchto útvarov sú podobné fuzulinám. Avšak príslušné prierezy sú vyplnené druhotným kalcitom, neukazujú stopy organickej štruktúry, a patria skôr prierezom korálov. Uvedené typy vápencov sú väčšinou skoro celkom nevrstevnaté. Značný význam majú tiež vápence s viac-menej dobre naznačenou vrstevnatosťou. Sú to zväčša biele, ružové alebo sivé vápence. Často nájdeme biele vápence so sivými pruhmi rôzne tmavými od nerovnomerného rozloženia organického pigmentu. Vrstevnatosť je potom často naznačená len uvedeným pruhovaním a nie vývinom lavíc vápenca. Vápence majú ináč masívnu povahu a sú čiastočne použiteľné ako mramory. Typom týchto vápencov sú tuhárske mramory. Vedľa nich sa však nájdú aj lavicovité vápence s vložkami bridlic, niekedy aj lavicovité vápence s pruhmi sivých alebo ružových rohovcov (Tuhár). Pri Ochtinej medzi vrstvami tuhárskeho mramoru sa nájdú plochy diabázových tufov opísaných Š u f o m (1933, 1935). Š u f tieto útvary pôvodne pričleňoval k triasu (1933), neskôr však ku karbónu (1935). V karbone Spišsko-gemerského rudohoria sa vápence v niektorých profiloch koncentrujú vo vyšších polohách karbónskeho súvrstvia, inokedy snáď sa nájdú aj v spodnejších polohách. Podrobnosti o zmenách názorov na postavenie karbónskych vápencov uvádza R o z l o z s n i k (1935).

Už dávnejšie (porovn. napr. R a k u s z, 1930, V a c h t l, 1938) v súvislosti s karbónskymi vápencami v okolí Dobšinej boli konštatované aj dolomitické vápence. V lome na magnezit pri Ratkovskej Suchej dolomit tvorí lavicu vo vápencoch. Rozsiahle výskyty dolomitických vápencov a dolomitov v karbone okolia Lovinobane a Ružinej novšie opísal G r e g o r (1951). Odlíšenie týchto dolomitických hornín karbónu od dolomitických hornín triasového veku je veľmi ťažké. Práve tak je niekedy veľmi ťažké odlíšiť karbónske vápence od vápencov triasového veku. Najmä ťažko je odlíšiť svetlé vápence karbónu východného okolia Jelšavy od nadložných triasových vápencov. Pri Bôrke Š u f (1939) neodlišoval karbónske vápence od triasových (wettersteinských) vápencov.

Karbónske vápence uvedených typov nájdeme v Spišsko-gemerskom rudohorí najmä v dvoch pruhoch, ktoré lemujú na severe a na juhu pásma staršieho paleozoika gemeríd. S istotou neboli nájdene v severnejších pásmach, a to v oblasti jadrových pohorí. Ostatne karbón tu väčšinou vôbec chýba, alebo je tak rudimentárne vyvinutý, že na základe jeho štúdia nie je možné robiť isté závery. Nedostatok karbónu môže tu byť aj

sekundárny. To je pravdepodobné preto, že svetlé a tmavé vápence karbónskeho typu sprevádzané inými horninami pripomínajúcimi karbónske som našiel vo valúnoch v upohlavských slepencoch bradlového pásma. Pretože prínos týchto valúnov z južnejších pásem nie je pravdepodobný, vyjadril som názor (Andrusov, 1938), že tu ide o karbón pieninskej série. V karbone Spišsko-gemerského rudohoria vápence tvoria slabé vložky alebo aj hrubé šošovky v súvrství bridlíc, fylitov a pieskovcov.

V oddieloch karpatského paleozoika, ktoré sú staršie ako morský moskov, vápence sú vyvinuté omnoho skromnejšie. Ide o kryštallické vápence svetlosivej alebo tmavosivej farby, zriedkavejšie o biele kryštallické vápence. Tvoria šošovky a pruhy najviac niekoľko desiatok metrov hrubé, uprostred iných hornín pelitickej alebo psamitickej povahy. V Spišsko-gemerskom rudohorí karbonatické polohy iste alebo pravdepodobne staropaleozoického veku (v každom prípade predmoskovského veku) sa vyskytujú v jednej alebo v dvoch polohách. Starší obzor je tzv. drnavská séria, mladší fylit-diabázová séria.

Vápence sa v prvom rade nájdu vo vrchnej časti uvedenej drnavskej série (porovnaj Kuthan, 1950, Fusán, 1950), ktorá je nateraz počítaná za najstaršieho člena staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. V tom istom obzore, ale bez priamej súvislosti s nimi, vystupuje druhá významná poloha drnavskej série, a to čierne lydity (porovnaj Kuthan, 1950, Andrusov, 1950). Sú tiež vyvinuté sporadicky, nesúvisle, väčšinou v podobe slabých polôh. Najmohutnejší vývin (hrúbka až 150 m) a najväčšiu konštantnosť javia v južnom okolí Hnúšte na ľavom brehu Rimavy medzi Pribojom a Kocihou (Vaškovský, 1951).

V Spišsko-gemerskom rudohorí sú vápence tohto obzoru veľmi často metasomaticky premenené na ankerit alebo siderit (N. Slaná), ktoré tvoria niekedy dosť rozsiahle metasomatické telesá. Avšak premena karbónskych vápencov a ich zatlačenie inými útvarmi má celkom podobný ráz ako v karbone, kde sú čisté vápence zatlačené dosť často magnezitom, inokedy sideritom a ankeritom, niekedy aj celistvým hematitom.

V oblasti vývinu epizonálne premeneného alebo metamorfizmom takmer vôbec nedotknutého paleozoika vápence sa vyskytujú aj v jadre Malých Karpát. Donedávna neboly odtiaľ známe, avšak nedávno ich tam našiel C a m b e l, a to od Harmónie pri Modrej. Spolu s ním som prezrel väčšinu výskytov. Medzi vápencami najväčší význam majú tmavosivé rovnomerno zrnité, strednozrnité vápence, ktoré tvoria dosť hrubé (niekoľko desiatok metrov) súvrstvia väčšinou v grafitických bridliciach. V blízkosti sa nájdu snôpkové bridlice, vzniknuté účinkom kontaktnej metamorfózy žuly. Vedľa tmavých vápencov sa miestami nájdu svetlé, takmer biele

kryštalické vápence s granátmi. Ich vzťah k predošlým tmavším vápencom nebol zatiaľ stanovený s istotou. Ide asi o produkt ich kontaktnej premeny. Stratigrafické postavenie vápencov od Harmónie nebolo zatiaľ možné stanoviť. Je však známe (porovnaj Koutek—Zoubek, 1936), že v Malých Karpatoch je vyvinutá staropaleozoická séria, ktorá má podobný ráz ako drnavská séria Spišsko-gemerského rudohoria a je pravdepodobné, že predmetné vápence patria tiež staršiemu paleozoiku. V Malých Karpatoch, pravda, je vedľa série podobnej drnavskej vyvinutá aj iná séria, ktorá je bohatá na intrúzie gabrovitých hornín väčšinou značne premenených (pozri Koutek—Zoubek, 1936 a Cambel, 1951). Táto pripomína diabázovú sériu Spišsko-gemerského rudohoria. Dosiaľ však nikdy nebol zistený priamy vzťah vápencových polôh k horninám tejto série. V Malých Karpatoch doteraz nebola zistená metasomatická premena vápencov, avšak je tu rozhodne pole pre ďalší výskum a hľadanie príslušných premenených typov.

V oblasti vývinu kryštalinika viac ako epizonálne metamorfovaného stopy vápencových hornín nájdeme v pásme granatických svorov v okolí Hnúšte. Tu uprostred kryštalických bridlíc mezozonálne premenených, — granatických svorov s vložkami kremitých rúl (premenené kremence) a čiernych kremencov (premenených lyditov, okolie Hnúšte, Zoubek, 1932) nájdeme šošovku známych magnazit-mastkových telies, ktoré zrejme vznikli na mieste vývinu pôvodných vápencov (porovnaj Šuf, 1937). Zvyšky pôvodných vápencov tu vlastne nie sú. Celá séria javí značnú shodu pôvodného vývinu s drnavskou sériou (už Zoubek, 1936 ju porovnával s epizonálnou sériou gemeríd) a preto aj tieto horniny (pôvodne vápence) treba počítať k spodnému, drnavskému obzoru staropaleozoických vápencov.

Druhý obzor, kde sa nájdú polohy vápencov, je fylit-diabázová séria. Podľa Fusána a Mišíka (ústne sdelenie) ojedinelé slabé vložky jemnozrnného vápenca bielej farby sa nájdú vo fylit-diabázovej sérii Spiša, najmä medzi Poráčom a Závadkou. Tvoria lavice o maximálnej hrúbke 10 cm. Karbonatické horniny z tej istej série opísal tiež Rozložník (1935, str. 29—30), a to z okolia Dobšinej. Ide tu o dolomity a vápence, o ktorých predpokladá, že patria fylit-diabázovej sérii. Na jednej strane sú to biele kryštalické vápence prerazené gabroamfibolitickými horninami, na druhej strane dolomity, ktoré sa striedajú s chloritickými bridlicami. Odkryvy, ktorých popisom Rozložník podopiera pričlenenie uvedených vápencov k fylit-diabázovej sérii, sú však najmä podzemné. Rozložník uvádza, že odlíšenie vápencov a dolomitov tohto obzoru od karbónskych vápencov nie je ľahké. Treba uvážiť, že tektonické pomery okolia Dobšinej sú neobyčajne složité, s čím Roz-

l o z s n i k veľmi nepočítal. Na druhej strane odkryvy pri Ochtinej, o ktorých bola reč, ukázaly, že diabázové tufy alebo podobné horniny môžu tvoriť vložky v karbonatických horninách aj vo vrchnom karbone. Ako to zdôrazním ďalej a ako podrobnejšie uvádzam v inej súčasne podávanej práci (A n d r u s o v, 1953a), bázičné intrúzia gabrovej povahy sú známe aj vo vrchnom karbone (moskov—ural) gemeríd (Bôrka). Preto pri Dobšinej nemáme presvedčivé dôkazy v prospech názoru R o z l o z s n i k a, a to, že vápence a dolomity sú tu z fylit-diabázovej série.

Donedávna väčšinu bázičných vyvretých hornín, či už superkrustálnej povahy (diabázy, diabázové tufy a produkty z nich vzniknuté) alebo intruzívnej povahy (gabrá, diority, serpentinity ap.) v Spišsko-gemerskom rudohorí boli považované za staropaleozoické. Avšak v novšej dobe spoľahlive sa potvrdil K o r d j u k o v názor (1941), ktorý poukázal na to, že mnohé serpentinity Spišsko-gemerského rudohoria tvoria intrúzie vo vrstvách spodného triasu. Už uvedeným Š u f o v ý m nálezom (1933, 1935, pozri tiež A n d r u s o v, 1943, tab. IV. obr. 1) diabázových tufov alebo podobných superkrustálnych hornín vo vápencoch vrchného karbónu (moskov—ural) bol znovu podaný dôkaz existencie v Spišsko-gemerskom rudohorí aspoň troch obzorov, v ktorých vystupujú bázičné vyvreté horniny, a to (od spodu hore):

1. fylit-diabázová séria staršieho paleozoika,
2. karbón (moskov—ural),
3. spodný trias.

V najvyššom obzore (trias) v Spišsko-gemerskom rudohorí nájdeme iba intruzívne telesá o malej rozlohe (lerzolity, harzburgity, enstatitické dunity a z nich vzniknuté serpentinity). Avšak ako o tom pojednávam aj v inom článku, ktorý súčasne podávam do tlače (1953b), sú aspoň čiastočne rovnakého veku ako vulkanity v spodnom triase chočského príkrovu (Nízke Tatry). Preto nie je pravdepodobné, že intrúzie sú mladšie ako spodný trias.

Okrem superkrustálnych členov (diabázových tufitov a tufov) vo vápencoch (Ochtiná) a v bridliciach a fylitoch (okolie Bôrky a Lúčky) na mnohých miestach v karbone nájdeme iné vyvreté horniny čiastočne intruzívneho charakteru. Niektoré z typov hornín, ktoré tu nájdeme, sú totožné s triasovými (serpentinity). Okrem toho sú však iné typy: gabrá, amfibolity, glaukofanity, bridličnaté diabázy, chloritické bridlice vzniknuté asi z diabázových tufov (porovnaj Š u f, 1936, F u s á n, 1951, N e m č o k, 1951, A n d r u s o v, 1953 a i.).

Tieto bázičné horniny nájdeme v karbone asi výlučne v pruhu pri južnom o b m e d z e n í Spišsko-gemerského rudohoria, kde superkrus-

tálne a intruzívno-bázické vyvreniny sa nájdu v moskov-urale takmer súvisle aspoň medzi Zádielskou dolinou (Zádielska dolina, Bôrka—Lúčka, Ochtiná, okolie Jelšavy, medzi Železníkom a Hnúšťou) a Rimavou. V severnom pruhu karbónu (Dobšiná—Rudňany—Košice), až na neisté výnimky už uvedené, v karbóne sa asi nenájdu žiadne eruptívne členy.

Najdôležitejší je vývin bazických eruptívnych hornín v prvom (najspodnejšom) obzore, t. j. vo fylit-diabázovej sérii (porovnaj Woldřich, 1912, Rozložník, 1935, Vachtl, 1938 a i). Tu opäť ide čiastočne o superkrustálne členy, vzniknuté z výlevných diabázov, diabázových tufov a tufitov, čiastočne o viac alebo menej premenené intruzívne telesá (gabrá, kremité diority, amfibolity, serpentinity). Woldřich (1912, str. 12, 19) predpokladal, že vo fylit-diabázovej sérii existuje spodný obzor bohatý na premenené diabázy a diabázové porfyryty a vyšší obzor s polohami premenených diabázových tufov. Rozložník (1936, str. 35) tento poznatok v zásade uznáva za správny, nemyslí však, že oddiely možno v mape od seba odlišovať. Predmoskovský vek členov diabázovej série je preukázaný výskytom jej superkrustálnych členov a intruzív v podobe valúnov v bazálnom karbónskom slepenci okolia Dobšinej a v karbónskom slepencovom pruhu bindt-rudňanskom. Oproti stavu v karbóne bazické vyvreniny vo fylit-diabázovej sérii sú početné pri severnom obmedzení Spišsko-gemerského rudohoria, aj keď nechýbajú celkom aj pri južnej strane. Bázické eruptíva (metamorfné diabázy) boli uvádzané (napr. Rozložník, 1935, str. 28) aj v staršom súvrství predmoskovskej série gemeríd, t. j. v gelnickej sérii, a to v jej časti, ktorá obsahuje porfyroidy a ktorá by podľa Kuthana (1950) patrila uhorňanskej sérii (vrchná časť gelnickej série). Myslím, že uvedené pozorovania treba objasniť takto: V staršom paleozoiku složenom z ílovitých bridlíc, fylitov a v spodnej časti aj z hrubšie-klastických sedimentov v istom období došlo k intrúziám a extrúziám kremitých porfýrov a ku vzniku príslušných pyroklastík (uhorňanská séria). Toto obdobie nasledovalo po období vulkanického pokoja (drnavská séria), po ňom nasledovala v mladšom období fáza vzniku superkrustálnych členov bazických vyvrenín a potom došlo aj k intrúzii bazických vyvrenín (fylit-diabázová séria), ktoré tu a tam mohli vniknúť aj do súvrstvia uhorňanskej série. Z roztriedenia bazických vyvrenín v predmoskovských sériách gemeríd je celkom jasné, že sú viazané na iný obzor ako prv spomenuté vápence, ktoré sú oveľa staršie. Naproti tomu v karbóne (moskov-ural) bazické vyvreniny, superkrustálne aj intruzívne, sú viazané na ten istý obzor, v ktorom sa vyskytujú vápence, a v tom je podstatný rozdiel medzi predkarbónskou a karbónskou (moskov-uralskou) sériou gemeríd.

Bázické horniny sa nájdu aj v domnelom staršom paleozoiku Malých Karpát. I tu bola vymedzená (Koutek—Zoubek, 1936, Zoubek, 1937) akási diabázová séria so superkrustálnymi a intruzívnymi členmi, ktorá by stratigraficky mohla zodpovedať fylit-diabázovej sérii gemeríd. Cambel (1951) novšie dôvodil, že všetky báziká Malých Karpát, t. j. nielen gabrovité a dioritické horniny, ale aj tie členy, ktoré predtým boli považované za superkrustálne, v skutočnosti vznikli epizonálnou premenou gabrovitých a gabrodioritových hornín, t. j. intruzívnych typov často hypoabyssálnych.

Z rozšírenia bázických hornín je jasné, že aj v Malých Karpatoch sú súčiastkou inej série ako tá, ktorá obsahuje kremité droby (Marianka) a ktorá by mohla byť ekvivalentom drnavskej série gemeríd.

Paleozoické série vyvinuté v iných oblastiach ako v Alpách javia veľmi málo spoločných znakov s Karpatmi a preto neprichádzajú do úvahy. Pre stanovenie veku paleozoických sérií vyvinutých na Slovensku vo východo-karpatskom masíve nájdeme série, ktorých povaha sa čiastočne približuje istým predkarbónskym elementom Spišsko-gemerského rudohoria, avšak ich stratigrafická príslušnosť je celkom neistá a preto nie je možné opierať sa o porovnanie s ňou.

Stratigrafia paleozoika Východných Álp je pomerne dobre známa. Avšak aj v tejto oblasti sa skameneliny nenachádzajú veľmi často, nájdu sa v mnohých prípadoch vo vrstvách osobitne vyvinutých a tak stratigrafická príslušnosť sérií v obvyklom vývine, najmä keď sú čiastočne metamorfované, ostáva nestanovenou. Avšak aj v tom prípade porovnanie s Východnými Alpami nám dáva mnoho oporných bodov.

Pri porovnaní sa budem opierať o staršie výskumy shrnuté Heritschom (1943) a tiež o celkom nové výskumy shrnuté Schwinnerom (1951), Heritschom a Kühnom (1951) a najmä v novej (posmrtnnej) práci Corneliusa (1952) o drobovom pásme („Grauwackenzone“) Východných Álp, ktoré javí, ako je známe, najväčšie analógie vo vývine paleozoika so Spišsko-gemerským rudohorím. Preto sú závery poslednej práce zvlášť hodnotné.

V drobovom pásme Cornelius odlišuje dve tektonické série ležiace nad sebou. Spodná — veitschská a horná — norická. V každej tektonickej jednotke je vyvinutá osobitná séria paleozoického veku, ktorá s druhou sériou vôbec nemá spoločné členy. Okrem drobového pásma pre porovnanie prichádza do úvahy štýrskohradecké paleozoikum, paleozoikum Južných Álp a menej — rôzne série vyvinuté inde v centrálnom pásme Východných Álp.

V drobovom pásme celá norická séria patrí k súvrstviu staršiemu

ako karbón. Vo veitschskej sérii sa objavuje aj karbón, paleontologicky dokázaný. Prevládajúcimi horninami norického príkrovu sú ílovité bridlice rôzneho stupňa metamorfózy, často fylity s polohami kremencov, pieskovcov a slepencov. V nich sú polohy lyditov a vápencov (časť „rudonosného“ vápenca). Z eruptívnych členov sa nájdu porfyroidy sprevádzané v istých polohách podľa Corneliusa aj príslušnými tufmi. Z báziických hornín sa nájdu zelenokamové bridlice, epidot-chloritické bridlice, serpentinity a podobné horniny. Cornelius celú sériu počíta k staršiemu paleozoiku (kambrium—devón). Pritom vo vývine, ktorý je v norickom príkrove prevládajúci, odlišuje v prvom rade spodnú sériu, tzv. siberbergskú složenú z uvedených klastík s polohami lyditov a vápencov, ku ktorej sú tiež pridružené porfyroidy, zelenokamové bridlice a serpentinity. Počíta ju ku kambriu. Nad touto sériou leží hlavná masa porfyroidov drobového pásma („blasseneckský porfyroid“). Tieto porfyroidy, sprevádzané horninami patriacimi pravdepodobne tufom, Cornelius počíta ku kambriu až k spodnému ordoviku. Schwiner ich považuje len za spodnoordovické. Kremence v nadloží najmä masy porfyroidov patria podľa v nich nájdených skamenelín ku karadoku. Séria vrchných klastík odlíšená Corneliusom, t. j. tzv. „Radschiefer“, skladá sa z bridlíc a kremencov so zelenokamovými bridličnými členmi. Uvedený autor ich počíta k vrchnému ordoviku až k spodnému gotlandu. Členy vyvinuté v drobovom pásme vo vyšších horizontoch nemajú taký rozmanitý vývin ako už uvedené členy. Nájdeme tu najprv tmavé lydity a čierne bridlice, ktoré na základe skamenelín v každom prípade patria venloku a ludlovu, snáď aj nižším polohám. Vedľa toho sú niekedy vyvinuté vápence („Kok—Kalke“) čiastočne rovnakého veku s faunou českého e_a a e_β , t. j. najmä ludlova. V nadloží sa vyskytujú tmavé kremité vápence s faunou najvyššieho gotlandu (české e'') a nad nimi hlavná masa rudonosného vápenca, ktorá patrí devónu.

Séria staršia ako spodný karbón je vyvinutá vo veitschskom príkrove v podobe slepencov („Rannachkonglomerat“ u Corneliusa), fylitov (čiastočne „Tattermannschiefer“), porfyroidov, biotiticko-uralitických bridlíc, kremencov, ktoré pripomínajú spodnotriasové „semmerngské“ kremence (preto ich Cornelius označuje za „pseudosemmernské“). Cornelius nestanovil vek tejto série. Schwiner (1951, str. 176) aj túto sériu počíta k spodnému ordoviku.

V Južných Alpách kambrium nie je preukázaný. V karnských Alpách ordovik je vyvinutý v podobe dosť rozmanitej série, a to fylitických bridlíc, kremencov, pieskovcov s porfyroidmi (arenig-karadok), červených vápencov a ílovitých vápencov (ashghill). V ordoviku sa tu

nájdu aj diabázy. V gotlande je vyvinutá fácia graptolitových kremitých bridlíc (landovery—ludlov) a vápencová fácia s faunou barandiénu ($e_a - e_r$, - landovery—downton). Devónu patria sivé, červené alebo pestré vápence. V centrálnej zóne Východných Álp za najstaršie je považované súvrstvie tzv. kremitých fylitov, Schwinnerom bez paleontologických dôkazov počítané k jotnickému stupňu alebo ku kambriu. Za kambrické, ale bez istoty, sú tiež považované vápence (okolie Mau-ternu, Grünwaldalm) so zvyškami podobnými archaeocyatidám.

V štýrskom hradeckom paleozoiku spodnému silúru patrí séria zelenokamových bridlíc a fylitických bridlíc, ktorá podľa v nich nájdených graptolitov siaha dolu až do arenigu a ktorá je dosť podobná zelenokamovej sérii od Murau a Karnských Álp (plengská séria).

Karbón je vyvinutý vo Východných Alpách, najúplnejšie v Južných Alpách, okrem toho v drobovom pásme a v centrálnom pásme. Pritom tam nájdeme dinant aj moskov (vestfal) a ural (stefan). Spodný karbón je vyvinutý pri Bleibergu v podobe nötschských vrstiev. Je to svojrázna séria pieskovcov a slepencov (tournai), bridlíc, brekcií a modrých vápencov (visé). V Karnských Alpách spodnému karbónu patria hochvipfelské vrstvy. Je to súvrstvie flyšového charakteru s polohami lyditových brekcií. Transgredujú na stredný devón. V drobovom pásme, a to vo veitschskom príkrove, v spodnom karbone sa na jednej strane nájdzu zase bridlice s lyditovými brekciami a na druhej strane karbonatické horniny („veitschsky“ dolomit, „thörlský“ vápenec a dolomit) s faunou vrchného visé.

Vrchný karbón začína v Južných Alpách transgresiou série vrchného moskovu (počínajúc samarom), skladá sa z vápencov a bridlíc na spodu („Waschbüchel-Schichten“), potom slepencov, pieskovcov, bridlíc a vápencov („Watschiger Sch.“). Vyššie sa nájde pieskovcová séria s vložkami vápencov, vo vrchnej časti s morskou faunou (fuzuliny, koraly) ukazujúcou na omfalotrochový obzor a na ural a rastlinami vestfalu E. Spolu bývajú označované ako aueringenské vrstvy. Nad nimi leží morský perm oddelený od karbónu hiátom. V drobovom pásme vrchný karbón býva vyvinutý v podobe slepencov, pieskovcov, grafitických bridlíc s polohami vápencov. Partia vestfalu A a B. V centrálnom pásme vrchný karbón je vyvinutý v podobe čiernych bridlíc s rastlinami a vápencov (okolie Štýrskeho Hradca), slepencov, pieskovcov a čiernych piesčitých alebo sľudnatých bridlíc s rastlinami vestfalu D (Stangalpe).

Schwinner (1951, str. 170) predpokladá, že vo Východných Alpách sa uplatnili tieto predmezozoické fázy horotvorných pochodov:

1. Predjotnická, ktorá bola príčinou vzniku pásomného pohoria „starého kryštalinika“ („Cetidy“) Východných Álp.

2. Salairská (sardská) fáza (slabšia), bretonská (slabšia), sudetská (mohutná), asturská (slabšia), saalska (germanotypná). Podľa Heritscha (1927) v Karnských Alpách sa odohrala takonská fáza kaledonského vrásnenia a v ostatnej časti Álp badať stopy bretonskej fázy, sudetskej fázy, astúrskej fázy a saalskej fázy varískeho vrásnenia. Stille (1951) vo Východných Alpách pripúšťa bretonskú, sudetskú a saalsku fázu varískeho vrásnenia a astúrskej fáze neprikladá význam.

Keď po všetkom čo sme o západokarpatskom a východoalpском paleozoiku vyložili, pokúsime sa nájsť vo Východných Alpách ekvivalenty jednotlivých sérií Slovenska, prideme k týmto záverom:

V Alpách a Západných Karpatoch nájdeme série, ktoré sú vcelku medzi sebou veľmi podobné. Karpatské paleozoikum a varíske pásmové pohorie Západných Karpát pokračujú z Karpát do Álp. Už Uhlig, 1907 a Böckh, 1907 zdôraznili značnú shodu, ktorá existuje medzi paleozoikom Spišsko-gemerského rudohoria a drobového pásma Álp. Matějka a Andrusov (1931) zdôraznili približne rovnobežný priebeh varískych tektonických pásem Karpát s pásmami vzniknutými za alpského vrásnenia, prijímali názor, že pokračujú do Východných Álp. Stille (1951 str. 44) nie bez výhrad prijíma existencie tejto súvislosti. Schwiner (1951, str. 188) predpokladá, že varísky podklad Karpát (najmä Malých Karpát) smeruje do Východných Álp, tu však podľa Schwinera vrásové pruhy prichádzajúce z Karpát spojujú sa so sústavou vrás moravského pásma českého masívu. Toto pripojenie je však málo pravdepodobné vzhľadom na celkový smer niektorých starých prvkov Karpát (napr. kryštallického podkladu bradlového pásma), ktoré z Karpát prechádzajú do Álp. Stratigrafia staršieho paleozoika, najmä staršieho ako gotland, nie je v Alpách vždy veľmi presne stanovená, avšak súvrstvia složené z kremencov, pieskovcov, bridlíc rôzneho stupňa metamorfózy (najmä fylity), zriedkavo vápence a obsahujúce z vyvretých hornín zeelenokamové vrstvy a porfyroidy vo Východných Alpách, sú vždy počítané ku kambriu a ordoviku. Na základe tejto analógie by bolo treba celú predkarbónsku sériu Spišsko-gemerského rudohoria a Malých Karpát zaradiť ku kambriu, ordoviku a najvyššie k spodnému gotlandu. Pritom drnavská séria Karpát javí najväčšie analógie s detritickými sériami Álp, staršími ako hlavná masa porfyroidov (drobové pásmo), ktoré sú v Alpách počítané ku kambriu až spodnému ordoviku. Uhorňanskú sériu by sme mali paralelizovať s hlavnou masou porfyroidov („Blasseneck-porfyroid“) Východných Álp, ktorá je počítaná k vrchnému kambriu alebo k spodnému ordoviku. Detritická séria Karpát v nadloží uhorňanskej série,

t. j. fylit-diabázovej série, javí najväčšie analógie so „zelenokamovými“ sériami Álp, ktoré sú tiež pričleňované k ordoviku alebo k ordoviku až k spodnému gotlandu a mohla by mať ten istý vek. Nič nehovorí v prospech jej paralelizácie s vrstvami vrchného silúru, devónu alebo spodnému karbónu. Tieto súvrstvia sú vyvinuté vo všetkých sériách Álp v podobe súvrství, ktoré nemajú v Karpatoch ekvivalentov. Pokladám za veľmi pravdepodobné, že gotland, devón, karbón od spodu do miačkovského stupňa na Slovensku celkom chýbajú. Stille (1951) vyslovuje domnienku, že tu chýbajú devón a spodný karbón. Gotlandu by mohli patriť na Slovensku najvyššie lydity a grafitické bridlice okolia Rimavskej Bane (ktoré sú hrubšie a nie sú len vložkou v drnavskej sérii), avšak aj to nie je nijako isté.

Karbón Slovenska podľa skamenelín v ňom nájdených patrí moskovu (vestfalu) a uralu (stefanu). Vrchný karbón v morskokontinentálnom vývine Východných Álp a Západných Karpát majú približne rovnaký stratigrafický rozsah a vcelku javia rovnaký vývin alebo skôr rovnaké výviny. Morský karbón niekedy aj s rastlinnými polohami v Spišsko-gemerskom rudohorí podľa skamenelín v ňom nájdených má stratigrafický rozsah snáď niečo menší ako vrchný karbón Álp (miačkov až ural, vestfal A, B), pretože na Slovensku je nie celkom istý miačkov, istý samar a neistý snáď len najspodnejší ural a súčasne len vestfal A a B. Zdá sa, že v príslušných karbónskych vrstvách Álp nikdy neboly konštatované karbónske bázičné vyvreniny, ako je tomu v Spišsko-gemerskom rudohorí. Okrem toho treba upozorniť, že na Slovensku sa nájde aj čiste kontinentálna séria karbónu, ktorá patrí stefanu, a to v zemplínskom ostrove, ktorá je obdobná vrchnokarbónskej sérii centrálnej zóny, a to zo Stangalpe.

Na Slovensku sa teda objavuje existencia veľkej stratigrafickej medzery medzi sériou spodnosilúrskou, najvyššou spodnogotlandskou a karbónom, ktorý na nej leží transgresívne a diskordantne. Na jeho spodu bola vždy prijímaná horotvorná fáza považovaná za sudetskú. Na základe porovnania s Alpami tento názor sa zdá byť správny. Avšak nemožno vylúčiť, že snáď nejde aj o staršie fázy vrásnenia, a to bretonskú alebo aj o hlavnú fázu kaledónskeho vrásnenia. (Vývin tejto poslednej je celkom málo pravdepodobný).

Z uvedeného okrem toho vyplýva, že sériu fylit-diabázovú a moskov—ural nijako nemôžeme považovať za dve série, ktoré sa za sebou súvisle usadzovaly, alebo byly približne rovnakého veku. Je pravdepodobné, že ide o dve série rozdelené od seba dlhou dobou prerušenia sedimentácie alebo odnosu mohutných, pôvodne sa usa-

divších sérií gotlandu, devónu a sp. karbónu. Výskyt značného množstva exotických valúnov v karbónskych slepencoch Slovenska je dôkazom toho, že vzťahy medzi karbónom a jeho podloží sú veľmi složité.

*Katedra geológie a paleontológie fakulty geolog.-geogr. vied
Slovenskej univerzity, Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. III. Tektonika. Rozpr. SGŮ IX. Praha.
- Andrusov D., 1943: Geológia a výskyt nerastných surovín Slovenska. SV I. Martin.
- Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Rastliny a prvky. PŠGŮ 25. Bratislava.
- Andrusov D., 1953a: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou a jej vzťah k zrudneniu. GS IV, 1—2. Bratislava.
- Andrusov D., 1953b: O veku augititických hornín Západných Karpát. GS IV, 3—4. Bratislava.
- Böck M., 1907: Beiträge zur Gliederung d. Ablagerungen des Szepes-gömörer Erzgebirges. JUGA f. 1905. Budapest.
- Cambel B., 1950: O metamorfizme kryštalinika Malých Karpát. GS I, 2—3—4. Bratislava.
- Cornelius P., 1951: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. MGGW 42—43. Wien.
- Fusán O., 1950: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika Gemerid. GS I, 3—4. Bratislava.
- Fusán O., 1951: Mladšie paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis.
- Gregor T., 1951: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní medzi Kriváňským a Tuhárskym potokom. Rukopis.
- Heritsch F., 1927: Die vormesozoischen Gebirgsbildungen in den Ostalpen. ZDGG 79, Monatsber 8—10. Berlin.
- Heritsch F., 1934: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpathen. Věst. SGŮ X. Praha.
- Heritsch F., 1943: Die Südalpen. In F. X. Schaffer: Geologie der Ostmark. Wien.
- Heritsch F.—Kühn O., 1951: Die Südalpen. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. Wien.
- Koutek J.—Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geol. mapě v měř. 1 : 75 000. List Bratislava 4758. Knih. SGŮ 18. Praha.
- Kordjuk B., 1941: Über das Alter der slowakischen Serpentine. ZMGP Abt. B. Stuttgart.
- Kuthan M., 1950: Staršie paleozoikum gemerid. GS I, 1. Bratislava.
- Matějka A.—Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpates occid. de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. SGŮ 13a. Praha.
- Němeček A., 1951: Geologická stavba a nerastné výskyt v oblasti medzi Rim. Baňou a Sirkom. Rukopis.
- Němejc F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů v permokarbonu na Slovensku. Rozpr. ČAVU II. LVI. Praha.

- Némejc F.—Šetlik J., 1950: Paleontologické výzkumy v karbónských oblastech Slovenska. Věst. SGÚ XXV. Praha.
- Papp K., 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest.
- Rakúsz G., 1930: Die oberkarbonische Fossilien von Dobsina (Dobšiná) und Nagyvisnyó. GH, ser. pal. 8. Budapest.
- Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. GH, ser. geol. V. Budapest.
- Schwiner R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. Wien.
- Stille H., 1951: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beihefte zum Geol. Jahrbuch 2. Hannover.
- Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. JGRA XIV. Wien.
- Šuf J., 1933: Zpráva o geologickém mapování ve Slovenském Krušnohoří. HV XV. Praha.
- Šuf J., 1937: Zpráva o nalezištích užitečných nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku BS. Praha.
- Šuf J., 1937: Zpráva o nalezištích užitečných nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku se zvláštním zřetelem ke geologickým poměrům této oblasti. BS. Praha.
- Šuf J., 1939: Předběžná zpráva o geologickém mapování, provedeném v r. 1938 v okolí obcí Gemerské Kováčové, Lúčky a Bôrky na Slovensku. HV XXI (XL). Praha.
- Uhlig V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. SAW CXVI. Wien.
- Vachtl J., 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří). Sbor. SGÚ XII. Praha.
- Vaškorský J., 1951: Zpráva o geológii a ložiskách územia medzi Rimavskou Baňou a Kameňanmi v Spiško-gemerskom rudohorí. Rukopis.
- Woldřich J., 1912: Geologische und tektonische Studien in den Karpathen südlich von Dobschau. Bull. intern. Ac.-sc. de Bohême. Praha.
- Zoubek V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listu Velká Revúca (4564). Věst. SGÚ XI. Praha.
- Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Záp. Karpat. Věst. SGÚ XII. Praha.

Vysvetlivky skratiek

- BS — Baňský svět. Praha.
- GH — Geologica Hungarica. Budapest.
- GS — Geologický sborník. Bratislava.
- HV — Hornický věstník. Praha.
- JGRA — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- JUGA — Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt. Budapest.
- Knih. SGÚ — Knihovna Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- MGGW — Mitteilungen Geol. Gesellschaft in Wien. Wien.
- PŠGÚ — Práce Štátného geologického ústavu v Bratislave.
- Rozpr. ČAVU II — Rozpravy České akademie věd a umění. Třída II. Praha.
- Rozpr. SGÚ — Rozpravy Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- SV — Slovenská vlastiveda. Martin.
- Věst. SGÚ — Věstník Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- ZDGG — Zeitschrift d. Deutschen geol. Gesellschaft. Hannover.
- ZMPG — Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie. Stuttgart.

ИЗВЕСТНЯКИ И ОСНОВНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ В ПАЛЕОЗОЕ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

(Табл. XLV)

Палеозойские известняки, мало измененные или метасоматически замещенные, имеют в Словакии большое практическое значение, т. к. являются предметом добычи мрамора (тугарского), магнезита, талька, анкерита и сидерита. Несмотря на это, стратиграфическое положение известняков и некоторых базических изверженных пород до последнего времени не было точно установлено — известно было только, что и те и другие встречаются в нижнем палеозое и в карбоне. Произведенные мною недавно наблюдения дают возможность выяснить многие вопросы.

Известняки с окаменелостями московского яруса, а может быть и нижней части уральского, были давно известны в Спишско-Гемерских Рудных горах. Это обычно грубозернистые криноидные известняки, табл. XLV, фиг. 1, иногда замещенные магнезитом или сидеритом. В карбоне встречаются коралловые и, повидимому, фузулиновые известняки. Массивные и слабо слоистые известняки употребляются как мрамор. Близ сел. Охтина (Ochtiná), среди слоев известняка встречаются горизонты диабазовых туфов (Шуф — Šuf 1933, 1935). Взгляды на стратиграфическое положение известняков Спишско-Гемерских гор подробно разобраны в работе Розложника (Rozložník, 1935). Трудно бывает отличить карбонские доломитовые и некоторые чистые известняки от подобных пород слоев триаса (Ракус — Rakusz, 1930, Вахтл — Vachtl, 1938, Грегор — Gregor, 1951, Шуф — Šuf, 1939). Карбонские известняки встречаются главным образом в виде прослоев и линз среди сланцев, филлитов и песчаников в двух полосах, окаймляющих на севере и на юге зону нижнего палеозоя гемерид. Севернее, в области центральных массивов, известняки не были обнаружены, да и карбон здесь почти всегда отсутствует — возможно, что он был смыт. Наличие валунов, состоящих из известняков и других пород карбона, относящихся, повидимому, к пиенинской серии, которые находятся в упоглавских конгломератах клипповой зоны (Андрусов — Andrusov, 1938), подтверждают это предположение.

Толщи карпатского палеозоя, которые являются более древними, чем морские отложения московского яруса, содержат гораздо меньше известняков (линзы и полосы мощностью максимум несколько десятков метров). В Спишско-Гемерских горах нижнепалеозойские карбонатные породы встречаются в одном или в двух горизонтах: в дрнавской серии и в филлит-диабазовой серии (Кутан — Kuthan, 1950, Фусан — Fusán, 1950). Интересно отметить, что в дрнавской серии, в том же горизонте, где находятся известняки, но без прямого отношения к ним, выступают черные лидиты (Андрусов — Andrusov, 1950).

Недавно известняки были обнаружены Цамбелом (Cambel) в слабо метаморфизованном палеозое ядра Малых Карпат. Их стратиграфическое положение пока точно не установлено, но есть основания предполагать, что они нижнепалеозойского возраста (Коутек—Зубек — Koutek—Zoubek, 1936). В таком случае была бы полная аналогия с дрнавской серией Спишско-Гемерских гор. В другой серии Малых Карпат, напоминающей диабазовую серию Спишско-Гемерских гор (Коутек—Зубек — Koutek—Zoubek, 1936a, Цамбел —

Самбел, 1951) известняки найдены не были. Метасоматическое замещение известняков здесь также не наблюдалось.

Близ г. Гнушта (Hnúšťa) в зоне гранатовых слюдяных сланцев, испытавших мезозональный метаморфизм, обнаружены линзы магнетита и талька, которые являются замещенными известняками (Зубек — Zoubek 1932, Шуф — Šuf 1937). Их сходство с дрнавской серией позволяет приписать им нижнепалеозойский возраст.

Другим горизонтом, где встречаются карбонатные породы, является филлит-диабазовая серия Спишко-Гемерских гор (Розложник — Rozložník, 1935, стр. 29—30, устное сообщение О. Фусана и М. Мишика). Отличить их от таких же пород верхнекарбонского возраста бывает трудно.

До недавнего времени основные изверженные породы Спишко-Гемерских гор приурочивались почти все к древнему палеозою. Теперь доказано (Кордиук — Kordjuk, 1941, Шуф — Šuf, 1933, 1935, Андрусов — Andrusov, 1945), что они встречаются по крайней мере в трех горизонтах, а именно в древнем палеозое, в карбоне и в триасе. Небольшие интрузивные тела, состоящие из перцолитов, гарцбургитов, дунитов и возникших из них серпентинитов, которые находятся в триасе Спишко-Гемерских гор, соответствуют, хотя бы отчасти, по своему возрасту вулканитам нижнего триаса хочского покрова (Низкие Татры). Нет, следовательно, оснований предполагать, что эти интрузии образовались после нижнетриасового времени.

Вдоль южного края Спишко-Гемерских гор в известняках, сланцах и филлитах карбонского возраста встречаются серпентиниты, подобные триасовым, габбро, амфиболиты, глаукофаниты, слоистые диабазы, хлоритовые сланцы (Шуф — Šuf, 1936 Фусан — Fusán, 1951, Немчок — Nemčok, 1951, Андрусов — Andrusov, 1953a). Около северного края в карбоне изверженные породы не обнаружены.

Как суперкрустальные, так и интрузивные породы всего более распространены в филлит-диабазовой серии. Наличие валунов этих пород в конгломерате на базе карбона показывает, что они домосковского возраста.

В филлит-диабазовой серии изверженные породы встречаются гораздо чаще близ северной границы Спишко-Гемерских гор. Это как раз обратное тому, что мы наблюдаем в свите карбона. Эти факты я объясняю следующим образом: в древнепалеозойские толщи, представленные глинистыми сланцами, филлитами и грубообломочными отложениями, внедрились кварцевые порфиры (угорнянская серия). Время относительного вулканического бездействия, которое предшествовало этому, соответствует дрнавской серии. Позднее образовались основные суперкрустальные и интрузивные породы (филлит-диабазовая серия), которые местами могли проникнуть и в угорнянскую серию. В сериях гемерид докарбонского возраста базические породы приурочены не к горизонту известняков, а к другому, высшему. Напротив, в карбонской свите (московский и уральский ярусы) они находятся в том же горизонте, что и известняки. В этом существенная разница между докарбонской и карбонской сериями гемерид.

В Малых Карпатах все базические изверженные породы (Цамбел — Sambel, 1951) являются интрузивными, иногда сильно измененными под влиянием эпиметаморфизма, и относятся к другой серии, чем та, которая могла бы представлять эквивалент дрнавской серии гемерид.

Сравнивая палеозойские серии Западных Карпат с палеозойскими сериями Альп на основании новейших работ Герича (Heritsch, 1943), Швиннера

Schwinner, 1951), Кюна (Kühn, 1951) и Корнелиуса (Cornelius, 1952), мы приходим к интересным заключениям.

В Западных Карпатах и в Альпах имеются серии очень похожие одна на другую и являющиеся, повидимому, продолжением одна другой. Таковы например палеозойская свита Спишско-Гемерских гор Словакии и зона граувакк Альп. Матейка и Андрусов (Matějka—Andrusov, 1931) отметили, что варисцийские тектонические зоны Карпат расположены в общем параллельно зонам, возникшим при альпийских горообразовательных движениях, и высказали предположение, что они являются продолжением одна другой. Дрнавская серия Карпат очень похожа на детритовые серии Альп кембрийско-нижнеордовикского возраста. Угорнянская серия соответствует, повидимому, главной массе порфиroidов Восточных Альп, которую также всегда относят к кембрию или нижнему ордовика. Филлит-диабазовая серия Карпат, которая находится над угорнянской серией, являет самую большую аналогию с серией „зеленокаменных” пород Альп и могла бы быть того же возраста, т. е. ордовикского или нижнеготландского.

Я предполагаю, что отложения готланда, девона и карбона до мячковского горизонта совершенно отсутствуют в Словакии, так как серии, которые могли бы представлять эквивалент альпийских, нигде не были обнаружены. Верхний карбон в морской и континентальной фациях развит приблизительно одинаково и в том же объеме в Восточных Альпах и в Западных Карпатах. В Словакии имеются отложения самарского яруса (вестфаль А и В).

Наличие мячковского горизонта и нижней части уральского яруса не было еще точно установлено. В Альпах не были найдены основные изверженные породы карбонского возраста. В Словакии, в районе Земплинского острова (Zemplínský ostrov), находятся и чисто континентальные отложения стефанского яруса, вполне подобные верхнекарбонской серии центральной зоны Альп (Штангальпе).

В Словакии можно, следовательно, установить большой стратиграфический перерыв между силурийской серией и несогласно налегающим на нее карбоном. Предполагалось, что этому перерыву соответствует судетская орогеническая фаза, что, повидимому, подтверждается сравнением с Альпами. Возможно однако, что перерыв обусловлен бретонской фазой или (что, впрочем, мало вероятно) главной фазой каледонских горообразовательных движений. Ясно также, что толщи московского и уральского ярусов не отлагались непосредственно за филлит-диабазовой серией. Вероятно эти две серии были отделены одна от другой долгим перерывом в осадкообразовании или же в это время настал размыв мощных свит готланда, девона и нижнего карбона. Наличие множества валунов „экзотических” пород в карбонских конгломератах Словакии показывает, что отношения между карбоном и его субстратом очень сложные.

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

*Кафедра геологии и палеонтологии факультета
геологических и географических наук Словацкого
университета, Братислава*

LES CALCAIRES ET LES ROCHES ÉRUPTIVES BASIQUES DANS LE PALÉOZOÏQUE DES KARPATES OCCIDENTALES

(Pl. XLV)

Les calcaires paléozoïques peu métamorphisés ou subsitués métagénétiquement ont, en Slovaquie, une grande importance car ils sont l'objet de l'extraction (marbre de Tuhár, giobertite, talc, ankérite et sidérite). Toutefois, jusqu'à ces derniers temps, la position stratigraphique de ces calcaires et de certaines roches éruptives basiques n'était pas établie exactement — on savait seulement que les uns et les autres se rencontrent dans le Paléozoïque inférieur et le Carbonifère.

Mes récentes observations permettent de mettre au clair plusieurs questions.

Les calcaires à fossiles de l'étage moscovien, et peut-être de la partie inférieure de l'Ouralien, étaient connus depuis longtemps dans les Monts métallifères du Spiš et du Gemer. Ils se présentent généralement comme des calcaires grossièrement grenus à Crinoïdes (pl. XLV, fig. 1), parfois substitués par la giobertite ou la sidérite. Dans le Carbonifère, il y a des calcaires à Coraux et, semble-t-il, à Fusulines. Les calcaires massifs ou légèrement schisteux sont employés comme marbre.

Près d'Ochtiná, on observe, au sein des calcaires, des niveaux de tufs diabasiques (Šuf, 1933, 1935). Les points de vue qu'ont les géologues sur la position stratigraphique des calcaires dans la région du Spiš et du Gemer sont exposés dans le travail de Rozložník (1935). Il est parfois difficile de distinguer les calcaires dolomitiques et certains calcaires purs du Carbonifère des roches semblables d'âge triasique (Rakusz, 1930, Vachtl, 1938, Gregor, 1951, Šuf, 1939). Les calcaires carbonifères se rencontrent surtout comme intercalations ou lentilles dans les schistes, les phyllites et les grès des deux bandes bordant au Nord et au Sud la zone Paléozoïque des Gémérides. Plus au Nord, dans la région des massifs centraux, on n'a pas observé de calcaires; d'ailleurs, là, le Carbonifère fait presque toujours défaut, ce qui est, peut-être, le résultat de la dénudation. Une preuve qui confirme cette supposition est la présence de galets formés de calcaires et d'autres roches du Carbonifère appartenant probablement à la série piénine dans les conglomérats d'Upohlav de la zone des klip-pes (Andrusov, 1938).

Les complexes du Paléozoïque karpatique plus anciens que les dépôts marins de l'étage moscovien contiennent beaucoup moins de calcaires (lentilles et bandes ayant au maximum plusieurs dizaines de mètres de puissance). Dans les montagnes du Spiš et du Gemer les roches carbonatées d'âge paléozoïque inférieur se rencontrent dans un ou deux niveaux, à savoir: dans la série de Drnava et dans la série des phyllites et diabases (Kuthan, 1950, Fusán, 1950). Il est intéressant de noter que dans la série de Drnava le niveau où apparaissent les calcaires contient aussi des lydites noirs qui n'ont toutefois pas de rapport direct avec les calcaires (Andrusov, 1950).

Dernièrement Cambel a découvert des calcaires faiblement métamorphisés dans le Paléozoïque du noyau des Petites Karpates. Leur position stratigraphique n'est pas encore établie exactement, mais on a toutes les raisons de supposer qu'ils sont d'âge paléozoïque inférieur (Koutek—Zoubek, 1936a). Il y aurait donc analogie avec la série de Drnava des montagnes du Spiš et du Gemer. Dans une autre série des Petites Karpates, qui rappelle la série des diabases de la région du Spiš et du Gemer

(Koutek—Zoubek, 1936a, Cambel, 1951), on n'a pas trouvé de calcaires. On n'a également pas observé ici de roches substituant métasomatiquement les calcaires.

Près de Hnúšťa, dans la zone des micaschistes grenatifères qui ont été affectés par le métamorphisme mésozonal, on trouve des lentilles de giobertite et de talc résultant de la métasomatose des calcaires (Zoubek, 1932, Šuf, 1937). Vu leur ressemblance avec la série de Drnava on peut leur attribuer l'âge paléozoïque inférieur.

Un autre niveau où l'on rencontre des roches carbonatées est la série à phyllites et diabases des montagnes du Spiš et du Gemer (Rozložník, 1935, p. 29—30, communication orale de Fusán et Mišik). Il est souvent difficile de les distinguer des roches analogues appartenant au Carbonifère supérieur.

Jusqu'à ces derniers temps on plaçait toutes les roches éruptives basiques des montagnes du Spiš et du Gemer dans le Paléozoïque inférieur. Actuellement il est prouvé (Kordjuk, 1941, Šuf, 1933, 1935, Andrusov, 1945) qu'elles se rencontrent en tout cas dans trois niveaux, à savoir: dans le Paléozoïque inférieur, dans le Carbonifère et dans le Trias. L'âge des petits corps intrusifs qui se trouvent au sein du Trias des montagnes du Spiš et du Gemer (lherzolites, hartzburgites, dunités et serpentinites qui en dérivent) est le même, du moins en partie, que celui des volcanites du Trias inférieur de la nappe du Choč (Basses Tatras). Il n'y a donc aucune raison d'admettre que ces intrusions se sont produites après le Trias inférieur.

Le long du bord sud des montagnes du Spiš et du Gemer on observe dans les calcaires, les phyllites et les schistes d'âge carbonifère des serpentinites semblables à celles qui se rencontrent dans le Trias, ainsi que des gabbros, des amphibolites, des glaucophanites, des diabases schisteuses et des schistes à chlorite (Šuf, 1936, Fusán, 1951, Nemčok, 1951, Andrusov, 1953a). Près du bord nord on n'a pas constaté de roches éruptives dans le Carbonifère.

Les roches effusives, comme les roches intrusives, sont répandues surtout dans la série des phyllites et diabases. On les trouve sous forme de galets dans les conglomérats à la base du Carbonifère, ce qui permet de conclure à leur âge antémoscovien.

Dans la série des phyllites et diabases les roches éruptives se rencontrent de préférence près du bord nord des montagnes du Spiš et du Gemer. C'est juste le contraire de ce qu'on observe dans la série du Carbonifère. Je donne à ces faits l'interprétation suivante: les porphyres quartzifères se formèrent dans les séries antépaleozoïques représentées par les schistes argileux, les phyllites et les roches grossièrement clastiques (série d'Uhorná) après une période où l'activité volcanique ne se faisait pas sentir (elle correspond à la série de Drnava). Plus tard prirent naissance les roches effusives et intrusives basiques (série des phyllites et diabases) qui, par places, se sont peut-être introduites dans la série d'Uhorná. Dans les séries gémérides d'âge antécarbonifère les roches éruptives basiques sont liées non pas au niveau des calcaires, mais à un niveau supérieur. Dans la série carbonifère (étages moscovien et uralien), les roches éruptives basiques s'observent dans le même niveau que les calcaires. C'est là la différence essentielle entre la série antécarbonifère et la série carbonifère des Gémérides.

Dans les Petites Karpates toutes les roches éruptives basiques sont intrusives (Cambel, 1951), parfois fortement transformées sous l'influence du métamorphisme épizonal; elles n'appartiennent pas à la série qui pourrait représenter l'équivalent de la série de Drnava des Gémérides.

La comparaison des séries paléozoïques des Karpates occidentales avec les séries paléozoïques des Alpes (voir Heritsch, 1943, Schwiner, 1951, Heritsch et Kühn, 1951, Cornelius, 1952) amène à des conclusions intéressantes. Il y a,

dans les Karpates occidentales et les Alpes, des séries très semblables, les unes formant probablement la continuation des autres. Telles sont, par exemple, la série paléozoïque des montagnes du Spiš et du Gemer d'une part, et la zone des grauwackes des Alpes d'autre part. Matějka et Andrusov (1931) ont attiré l'attention sur le fait que les zones tectoniques varisques des Karpates sont approximativement parallèles aux zones qui se formèrent lors des mouvements orogéniques alpins. Ces auteurs supposent que les unes forment la continuation des autres.

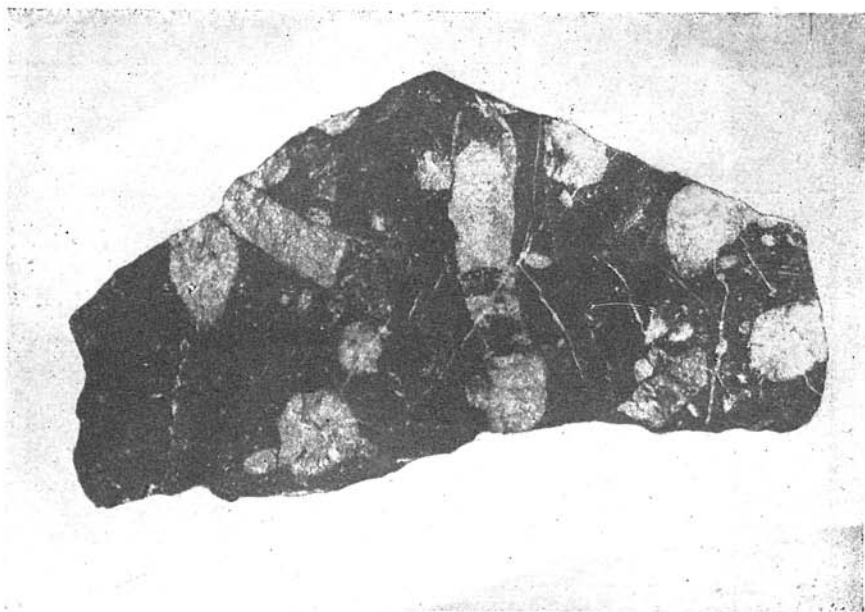
La série de Drnava ressemble beaucoup aux séries détritiques des Alpes qu'on rapporte au Cambrien-Ordovicien inférieur. La série d'Uhorná correspond, à ce qu'il semble, à la masse principale des porphyroïdes des Alpes orientales qu'on place toujours dans le Cambrien ou l'Ordovicien inférieur. La série des phyllites et diabases des Karpates qui surmonte la série d'Uhorná montre une forte analogie avec les „roches vertes“ des Alpes et pourrait être du même âge, c'est-à-dire appartenir à l'Ordovicien ou au Gothlandien inférieur.

Je suppose qu'en Slovaquie les dépôts gothlandiens, dévoniens et carbonifères jusqu'au niveau de Miatchkovo font complètement défaut puisqu'on n'a nulle part constaté de séries qui représenteraient les équivalents des séries alpines. Les dépôts du Carbonifère supérieur à faciès marin et à faciès continental ont à peu près le même développement et le même volume dans les Alpes orientales et les Karpates occidentales. La présence de couches de Samara (Westphalien A et B) en Slovaquie est hors de doute. Celle de l'horizon de Miatchkovo n'est pas encore établie de façon certaine. Dans les Alpes on n'a pas constaté de roches éruptives basiques d'âge carbonifère. Dans la région de l'île de Zemplín en Slovaquie on trouve des dépôts continentaux stéphanien parfaitement semblables à la série du Carbonifère supérieur de la zone centrale des Alpes (Stangalpe).

Il y a donc lieu d'admettre qu'une grande lacune stratigraphique existe en Slovaquie entre le Silurien et le Carbonifère qui y repose en discordance. On supposait que cette lacune correspond à la phase orogénique sudétique, ce qui semble être confirmé par la comparaison avec les Alpes. La lacune pourrait être aussi le résultat de la phase bretonne, ou (ce qui est peu probable) de la phase principale des mouvements orogéniques calédoniens. Il est évident que le dépôt du Moscovien et de l'Ouralien n'a pas immédiatement suivi celui de la série des phyllites et diabases. Ces deux séries ont probablement été séparées l'une de l'autre par une longue interruption de la sédimentation, ou bien c'est la dénudation qui fit disparaître les puissantes masses du Gothlandien, du Dévonien et du Carbonifère inférieur. Les conglomérats carbonifères de la Slovaquie contiennent en grande quantité des galets de roches „exotiques“, ce qui montre que les rapports entre le Carbonifère et son substratum sont très compliqués.

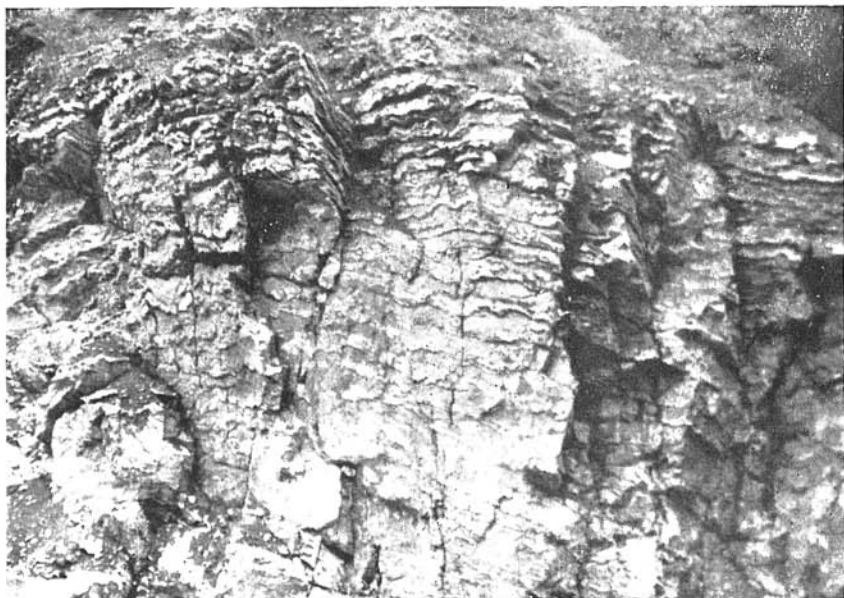
Traduit du slovaque par Valentine Andrusov.

*Chaire de géologie et de paléontologie
de la Faculté des sciences géologiques et géographiques
de l'Université slovaque, Bratislava.*



Obr. 1. Karbónsky vápenec s krinoidami. Mníšek nad Hnilcom.

Foto Andrusov.



Obr. 2. Rohovcové vápenec v karbóne. Tuhár.

Foto Andrusov.