

Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Mlynská dolina 1
809 40 BRATISLAVA

Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove

(5 obr. a tab. v texte)

MICHAL MAHEL*

Бевравская серия и её положение в хочском покрове

В хочском покрове вычленим две серии с преимуществом доломитов:
а) Бевравская с веттерстайнскими доломитами и с энклавами веттерстайнских известняков и с частыми органогенными доломитами во верхнем триасе. Отвечает рогрской фации Восточных Альп.

б) Чёрноважская серия с рамсаускими доломитами с частым чередованием тёмных известняков и доломитов в анисе и с пачками койнерских сланцев в гауптдоломите. Отвечает франкенфельской фации Восточных Альп.

Бевравская серия местами латерально переходит в беловажскую особенно в её т. н. лудровское развитие с райфлингскими известняками во верхнем анисе, рамингскими известняками в ладине даже кордеволе, тонкой пачкой лунзких слоёв и чаще с органогенными доломитами. Знакомыми являются и латеральные переходы бевравской серии в чёрноважскую а то в лобовых частях хочского покрова. Чаще, особенно в тыловых частях хочского покрова, бевравская серия принимает участие в строении отдельной высшей единицы группы хочского покрова.

The Bebrava group and its position in the Choč nappe

Two groups of prevailing dolomite development have been distinguished in the Choč nappe by the author:

a) The Bebrava group built by Wetterstein dolomite and enclaves of Wetterstein limestone containing frequent organogenous dolomite in the Upper Triassic part. The Bebrava group corresponds to the Rohr facies of the Eastern Alps.

b) The Čierny Váh group composed by Ramsau dolomite and by frequent alternations of dark-coloured limestone and dolomite in the Anisian part. There are intercalations of Keuper shale in the Hauptdolomit. The Čierny Váh group corresponds to the Frankenfels facies of the Eastern Alps.

The Bebrava group at places passes laterally in to the Biely Váh one, mainly into its so called Ludrová development, composed of Reifling limestone in the Upper Anisian and Raming limestone in the Ladinian to Cordevolian parts. The development comprises only a thin layer of Lunz beds besides more frequent organogenous dolomite bodies. Lateral transitions of the Bebrava group into the Čierny Váh one are also known in the frontal parts of the Choč nappe. In the rear parts of the Choč nappe, the Bebrava group frequently builds an upper partial unit of the Choč nappe the latter being a unit of higher order.

* Akademik Michal MaheI, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

1. Vymedzenie problematiky

V ostatných desiatich rokoch sa stretávame najmenej s troma náhľadmi na členenie chočského príkrovu. Dost' vžitý je starší názor o jeho prevažne monofaciálnom charaktere, v niektorých oblastiach s viacerými digitáciami (D. Andrusov 1936, 1939, 1968). Za charakteristický preň sa pokladá sled melafýrová séria — gutensteinské vápence — chočské dolomity — reiflingské vápence (skôr zaraďované do vrchného ladinu), spodnokarnické lunzské vrstvy a hauptdolomity. Neprítomnosť reiflingských vápencov v niektorých územiach a slabá poloha lunzských vrstiev, ktoré oddeľujú masy mocných stredotriasových dolomitov od vrchnotriasových, čiže dolomitový vývoj blízky rohrskému v Alpách (typ známy z Veľkej Fatry a zo západného cípu Nízkych Tatier; E. Spengler 1932), sa pokladali za lokálny jav (D. Andrusov 1936). Strážovský príkrov sa považuje za úplne samostatný.

Koncom päťdesiatych rokov a v šesťdesiatych rokoch, teda v období zostavovania generálnych máp a ich vysvetliviek, vznikol náhľad, že sa chočský príkrov litostratigraficky člení na dve základné série, a to čiernovážsku, s prevahou dolomitov, a bielovážsku, s reiflingskými vápencami a mocnejšími lunzskými vrstvami (M. Maheľ 1961), ako aj viacerými prechodnými vývinmi k strážovskej sérii, a tým s užšou obsahovou, ale aj štruktúrnou zviazanosťou so strážovským príkrovom. To bol výrazný krok na preukázanie polyfaciálneho charakteru chočského príkrovu. Dôkladnejšie sa preukázalo aj štruktúrne členenie chočského príkrovu na viaceré šupiny, resp. čiastkové jednotky (A. Biely 1963).

Tretí náhľad akceptuje litologicko-stratigrafickú a štruktúrne-tektonickú členitosť, rozlišuje dva viac-menej rovnocenné čiastkové príkrovy (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973, J. Bystrický 1973). Pre čiastkový príkrov, pri ktorom zostávajú v platnosti skoršie kritériá pre chočský príkrov (hlavne reiflingské vápence a mocnejšie lunzské vrstvy), teda pre bielovážsky typ, sa ponecháva pôvodný názov. Čiernovážsky typ sa vyčleňuje ako samostatná tektonická jednotka a pomenúva sa termínom šturecký príkrov (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973, J. Bystrický 1973). Obidva čiastkové príkrovy, chočský aj šturecký, spolu so sprievodnou melafýrovou sériou zaraďujú spomenutí autori do jednotky vyššieho radu a označujú ich ako hronikum. Štruktúry so svetlými stredotriasovými vápencami pokladajú za súčasť ďalšej jednotky vyššieho radu, germerika.

Zásadné rozdiely sú teda v chápaní vzťahu litologicko-stratigrafických jednotiek (sérií) k tektonickým jednotkám, ale aj v hodnotení významu prítomnosti svetlých stredotriasových vápencov. Jedni autori (najmä D. Andrusov, J. Bystrický, O. Fusán) sú zástancami monofaciálnych čiastkových príkrovov*, teda priameho vzťahu medzi litostratigrafickou jednotkou

* Termíny monofaciálny príkrov a polyfaciálny príkrov používame podľa A. Tollmanna (1973), to znamená, že za monofaciálny pokladáme príkrov vzniknútý vyvrásnením z jednej faciálnej zóny a za polyfaciálny príkrov, ktorý je priečny na viaceré zóny, resp. oblasti.

Termínom séria označujeme litologicko-stratigrafickú jednotku charakteristickú viacerými faciami, ktoré poukazujú na vznik v istej faciálnej zóne. Poznamenávame, že pre karpatskú geosynklinálu je charakteristická členitosť na faciálne zóny v triase

(sériou) a tektonickou jednotkou. Prítomnosť spomenutých svetlých vápencov pritom pokladajú za kritérium pre vyšší, t. j. strážovský príkrov (A. Bieľy — J. Bystrický — O. Fusán 1968). Druhí (najmä M. Maheľ) sú zástancami polyfáciálnych príkrovov s laterálnym zastupovaním sa sérií v tomže tektonickom telese a s užšou obsahovou a štruktúrnou väzbou pri čiastkových tektonických jednotkách a s prítomnosťou svetlých organogénnych stredno-triasových vápencov aj v niektorých, najmä vo vyšších štruktúrach chočského príkrovu.

Postoj k polyfáciálnosti príkrovov je jedným z nosných problémov v stavbe Karpát, lebo sa dotýka nielen chočského a strážovského príkrovu, lež aj krížňanského a manínskeho príkrovu a napokon aj tatridných jednotiek. Za dôležitý krok v tomto smere pokladáme vyčlenenie novej série v Strážovskej hornatine, bebravskej (M. Maheľ 1973). Cieľom tohto príspevku je podrobnejšie charakterizovať túto sériu, a to litologicko-stratigraficky a tektonicky, poukázať aj na jej rozšírenie v pohoriach Západných Karpát, na jej postavenie v rámci chočského príkrovu, vzťah k strážovskému príkrovu, ako aj na jej nadväznosť na analogickú jednotku vo Východných Alpách.

2. Bebravská séria

Čiernovážskej a bielovážskej sérii je rozsahom a mocnosťou v Strážovskej hornatine prinajmenej ekvivalentná ďalšia zo sérií chočského príkrovu — bebravská (M. Maheľ 1973). Buduje podstatné časti Zliechovských vrchov, ale vystupuje aj v severovýchodnej časti pohoria. Územie Strážovskej hornatiny je vhodné na riešenie jej vzťahov k čiernovážskej, bielovážskej sérii, ako aj k strážovskému príkrovu. Preto sme sériu s mocnými wettersteinskými dolomitmi sprevádzanými polohami svetlých organogénnych vápencov nazvali podľa doliny a potoka, na ktorého svahoch je jej sled osobitne charakteristický, bebravskou (obr. 1, tab. 1).

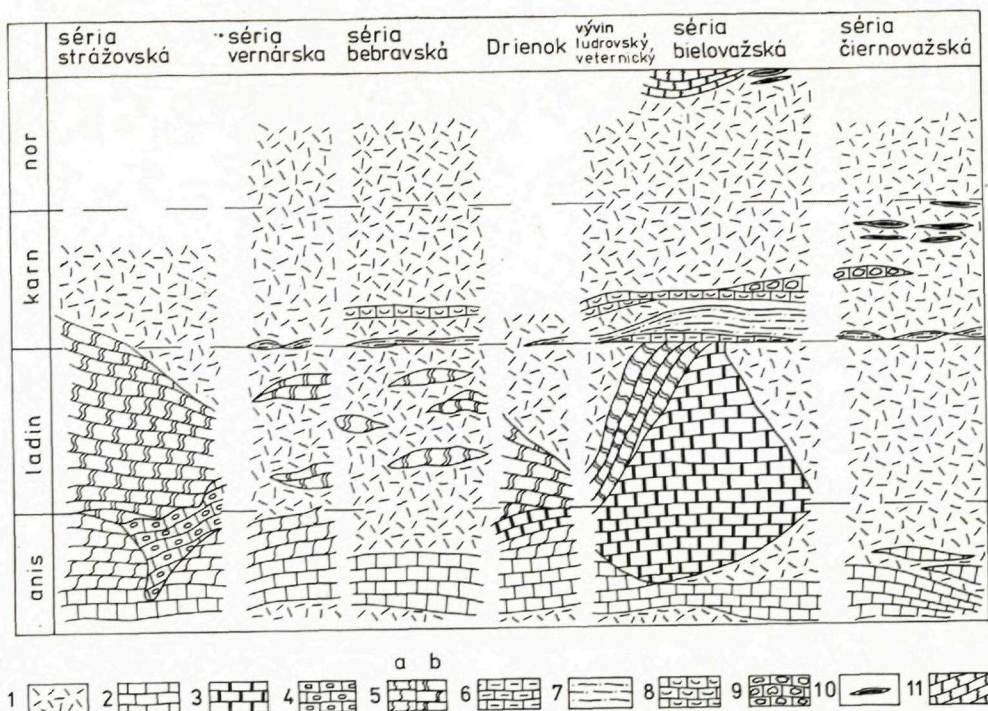
Najspodnejším známym členom bebravskej série sú ojedinele zachované pestré bridlice, siltovce a doskovité kremité pieskovce; stratigraficky vyššie sú slienité bridlice, slienité vápence, slienité doskovité dolomity a tmavosivé slienité vápence s kampilskou faunou s *Tirolites cassianus*, *Natiria costata*, *Turbo rectecostatus* atď. (známa od Timoradze a Šipkova, M. Maheľ 1948, z Chalmovskej doliny a z južných častí Rokošov).

Bázou série sú spravidla tmavosivé až sivé vápence (anabergské), miestami vo vyšších polohách s prechodom do sivých vápencov — s *Physoporella dissita* (G ü m b.) P i a, a *Ph. praealpina* (P i a).

Základným členom série sú mocné dolomity, sčasti svetlé až biele, zrnité, s fantómami organických bioklastov (M. Krivý 1975), často silne brekciovité

v južnej časti, v jure a v spodnej kriede v severnej časti geosynklinály. Preto príkrovy pochádzajúce z južných častí geosynklinály sú častejšie z viacerých triasových sérií. Tektonické jednotky zo severných oblastí geosynklinály, ako je krížňanský príkrov, príp. tatridy, sú z viacerých sérií jury a spodnej kriedy. V slovenčine by teda takéto tektonické jednotky bolo výstižnejšie pomenovať termínom monosériové a polysériové, nie monofaciálne a polyfaciálne.

Faciálne zóny, príp. oblasti, sú paleogeografickými jednotkami. O ich paleotektonickom charaktere (stabilný šelf, mobilný šelf, tróg) usudzujeme podľa geotektonického typu faciálnych súborov sérií, ktoré z týchto oblastí pochádzajú.



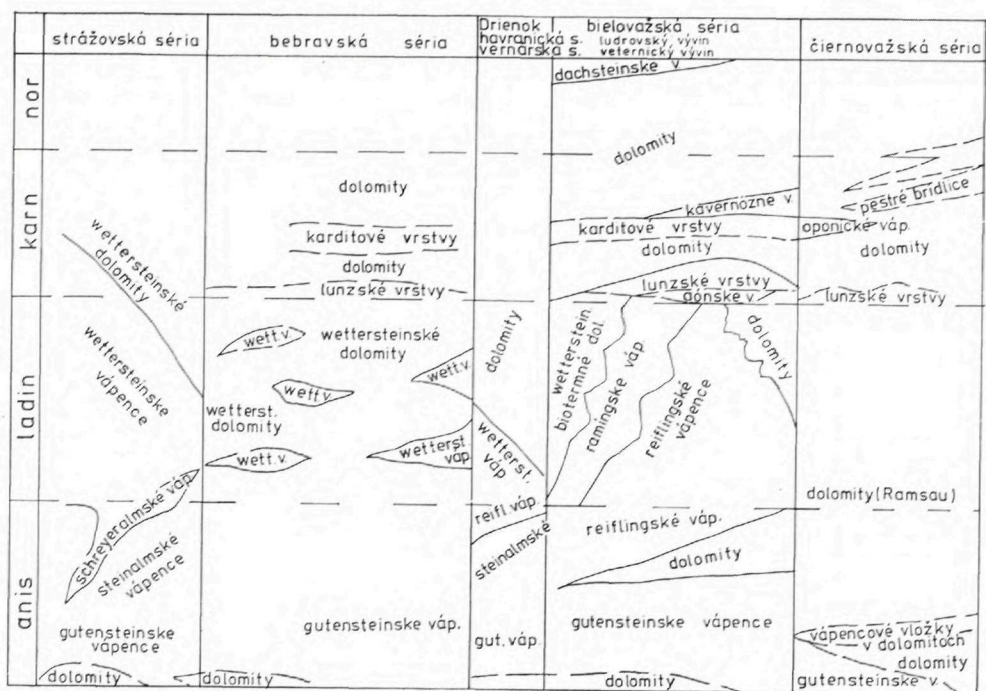
Obr. 1. Litologicko-stratigrafická tabuľka sérií chočského príkrovu v Západných Karpatoch (M. Maheľ 1978)

1 — dolomity, 2 — gutensteinské vápence, 3 — reiflingské vápence, 4 — schreyeralmské vápence, 5 — svetlé vápence, a) steinalmské (aniské), b) wettersteinské (ramingské), 6 — aónske vrstvy, 7 — lunzské vrstvy, 8 — karditové vrstvy, 9 — oponické vápence, 10 — vložky pestrých bridlíc (keuper), 11 — dachsteinské vápence

Fig. 1. Lithological and stratigraphical table of groups in the Choč nappe of Western Carpathians (M. Maheľ 1978). Explanations: 1 — dolomite, 2 — Gutenstein limestone, 3 — Reifling limestone, 4 — Schreyeralm limestone, 5 — light-coloured limestone: a) Steinalm limestone (Anisian), b) Wetterstein limestone (Raming limestone), 6 — the Aon beds, 7 — the Lunz beds, 8 — the Cardita beds, 9 — Opponitz limestone, 10 — intercalations of variegated shale (Keuper), 11 — Dachstein limestone

až práškové, len lokálne stromatolitové a s evinospongióvymi textúrami. Častejšie sú v nich diplopóry *Diplopore annulata* (Schafh.), ale aj gastropódy. Nepravidelné telesá svetlých vápencov, často riasových, uprostred wettersteinských dolomitov sú miestami osobitne hojné a rozsiahle (Šipkov, Slatinka). Sú to prevažne biosparity s menlivým obsahom dasykladaceí a organoklastov, čiastočne biomikrity až biopelmikrity. Riasy potvrdzujú prevažne ladinský vek týchto vápencov a podstatnej masy obklopujúcich dolomitov — *Diplopore annulata* (Schafh.)*, *D. annulata* (Schafh.) v. *annulata* Pia, *D. annulata*

* Riasy určil J. Bystrický.



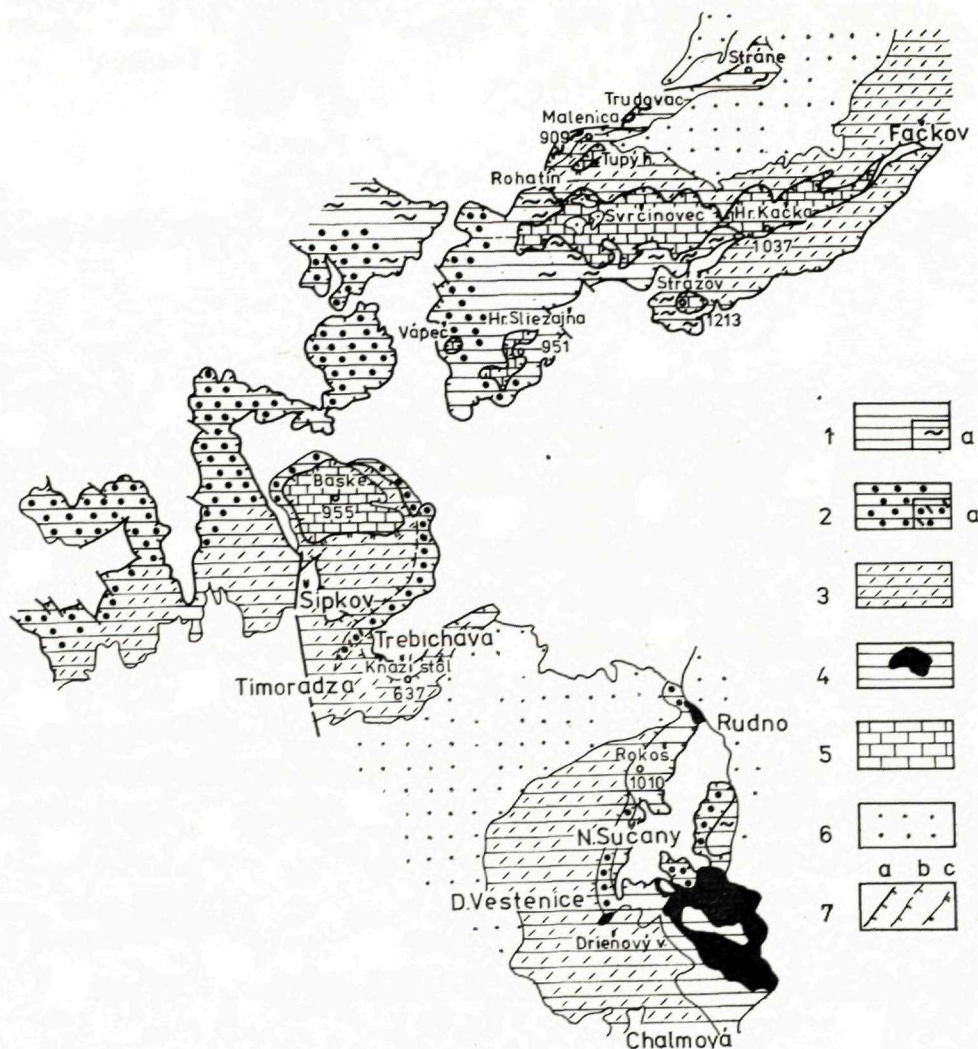
(Schafh.) var. *dolomica* Pia, *D. annulatissima* Pia, *Teutloporella herculea* (Stopp.); sčasti až spodnokarnický, s *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bys-trický, *Erlandinita oberhauseri* (Sala j), *Neoendothyra* aff. *kuepperi* (Oberh.).

Aj vrchný trias budujú svetlé dolomity oddelené od ladinských len tenkými šošovkami lunzských vrstiev. Častejšie je v karne poloha tzv. karditových vrstiev tohože typu a s rovnakou faunou ako v bielovážskej sérii (častejšie pri Krásnej Vsi). Je to 10—20 m mocné súvrstvie tmavosivých, svetlejších a hne-dastých celistvých a jemnozrnných vápencov s vložkami slienitých doskovitých vápencov a doskovitých dolomitických vápencov. Charakteristickým členom sú lumachelové vápence s častými sklameneninami *Schaufhaeutlia mellingi* (Hauer), *Lopha montiscaprilis* (Klipst.), *Newagia obliqua* (Münst.).

Pri Šípkove a Trebichave sa bebravská séria s častejšími polohami svetlých organogénnych vápencov faciálne prítomnosťou reiflingských vápencov v naj-vrchnejšej časti mocnejších tmavých aninských vápencov približuje bielo-vážskej sérii. Sled členov je takýto: tmavé aniské vápence, vo vrchných polo-hách miestami s rohovcami — svetlé dolomity — nesúvislé polohy svetlých organogénnych vápencov uprostred wettersteinských dolomitov — vrchnotria-sové dolomity so šošovkami karditových vrstiev.

V južnej časti Strážovskej hornatiny (obr. 2) vytvára bebravská séria pod-statnú časť chočského príkrovu a v rade prípadov ležia spodnoaniské vápence priamo na neokóme križňanského príkrovu. Na viacerých miestach sú však v jej podloží tenké šupiny bielovážskej (pri Krásnej Vsi), príp. čiernovážskej

série. Súvislejšie mocnejšie šupiny vystupujú v podloží šupiny budovanej bebravskou sériou pri južnom okraji skupiny Rokošov v oblasti Nitrianske Su-



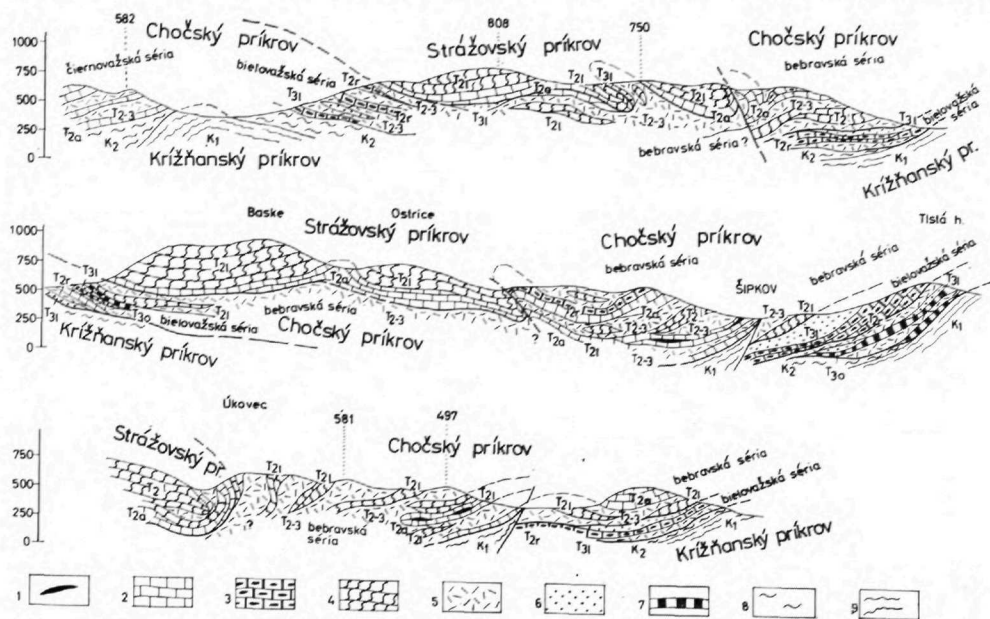
Obr. 2. Schéma rozloženia sérií chočského príkrovu v Strážovských vrchoch
1—4 — chočský príkrov: 1 — čiernovážska série, a) mladšie členy (rét — neokóm),
2 — bielovážska série, a) ludrovský vývin, 3 — bebravská série, 4 — melafýrová
série, 5 — strážovský príkrov, 6 — paleogén, 7 — presunové línie, a) príkrov
vyššieho radu, b) príkrov druhého radu, c) prešmyk

Fig 2. Scheme of distribution of groups in the Choč nappe of the Strážovské
vrchy Mts. Explanations: 1 — Čierny Váh group, a — younger members (Rhe-
tian — Neocomian) 2 — Biely Váh group, a — Ludrová development, 3 — Bebrava
group, 4 — Melaphyre group, 5 — the Strážov nappe, 6 — Paleogene, 7 — overthrust
lines, a — nappe overthrust of higher order, b — nappe overthrust of second order,
c — reverse fault (1—4 groups in the Choč nappe)

čany—Dolné Vestenice a v hornej skupine Drieňovho vrchu, teda v tylovej časti chočského príkrovu. Je tu evidentné, že bebravská séria predstavuje aj tektonickú jednotku vyššiu ako jednotky budované čiernovážskou i ako bielo-
vážskou sériou.

Rozloženie členov bebravskej série ukazuje, že aj pri v podstate jednoduchej stavbe sú v nej aspoň v niektorých priestoroch rozsiahlejšie ležaté vrásky (profil severne od Šipkova, obr. 3).

V severovýchodnej časti Strážovskej hornatiny vykazuje čiernovážska séria prechod do bebravskej a obidve budujú to isté tektonické teleso. V tejto oblasti prechodu obidvoch sérií majú aniské tmavosivé vápence svetlejšie polohy a sú viac organogénne. Uprostred dolomitov sa objavujú svetlé vápence s až spodno-karnickými riasami — *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystrický (J. Hanáček 1976). Dolomity sú silne organogénne (v oblasti Fačkova napr. wetter-



Obr. 3. Profiley znázorňujúce postavenie bebravskej série v strednej časti Strážovských vrchov

1—7 — strážovský a chočský príkrov: 1 — verfénske vrstvy (spodný trias), 2 — tmavé vápence (anis), 3 — vápence s hluzami rohovcov, reiflingské (vrchný anis — ladin), 4 — svetlé vápence (ladin — spodný karn, miestami aj najvrchnejší anis), 5 — dolomity (stredný trias — vrchný trias), 6 — lunzské vrstvy (spodný karn), 7 — karditové vrstvy (vrchný karn), 8—9 — krížňanský príkrov: 8 — slieňa a pieskovce (alb), 9 — slieňité vápence a slieňa (neokóm)

Fig. 3. Profiles illustrating the position of the Bebrava group in the middle part of Strážovské vrchy Mts. Explanations: 1 — Werfen beds (Lower Triassic), 2 — dark limestone (Anisian), 3 — Reifling limestone containing chert nodules (Upper Anisian — Ladinian), 4 — light-coloured limestone (Ladinian — Lower Carnian, locally even Uppermost Anisian), 5 — dolomite (Middle to Upper Triassic), 6 — the Lunz beds (Lower Carnian), 7 — the Cardita beds (Upper Carnian; 1—7 the Strážov and Choč nappes), 8 — marl and sandstone (Albian), 9 — marly limestone and marl (Neocomian; 8—9 the Krížna nappe)

steinského typu). V tejto východnej časti Strážovskej hornatiny, rovnako ako v pohorí Žiar, bielovážska séria nevystupuje.

Laterálne prechody bebravskej a čiernovážskej série sú zjavné aj v severo-východnej časti Strážovskej hornatiny v čelnej časti chočského príkrovu, a to v oblasti bez bielovážskej série (obr. 2) a sú silným argumentom o príslušnosti bebravskej série do chočského príkrovu. Pravda, prítomnosť svetlých typických wettersteinských vápencov zvädza k náhľadu o príslušnosti bebravskej série do strážovského príkrovu.

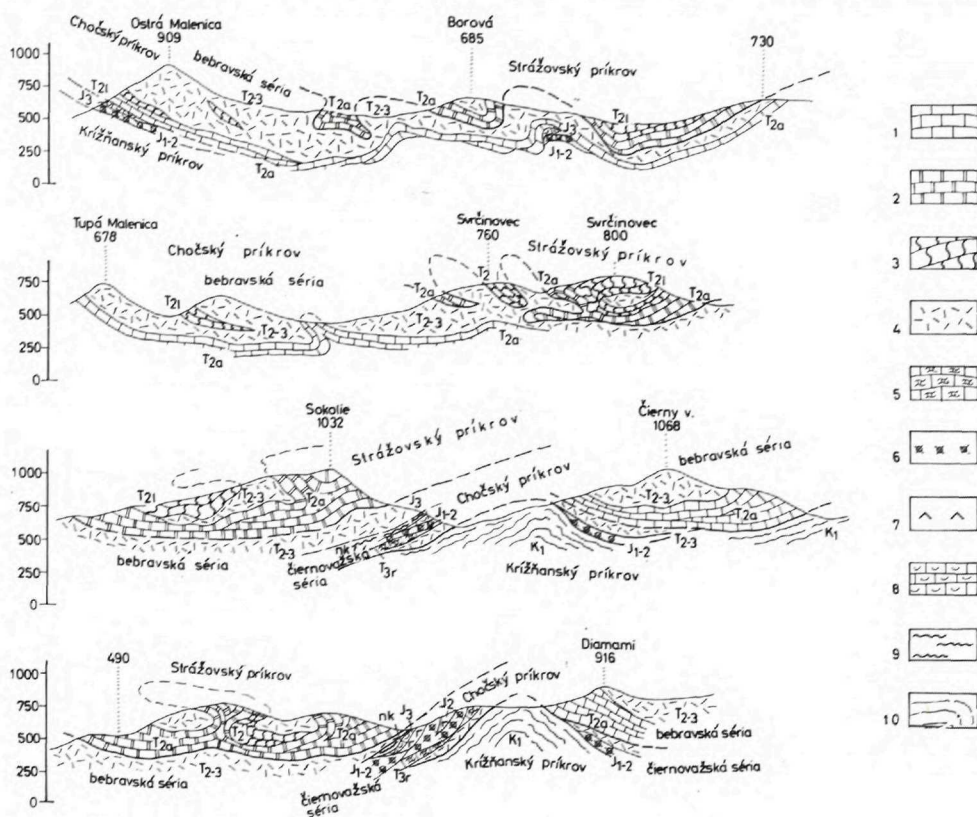
Strážovský príkrov buduje vyššiu tektonickú jednotku a v jadrových pohoriach má pre ňu typický stratigrafický sled, s mocnými aniskými sivými vápencami sprevádzanými pestrými, sčasti rohovcami poprerastanými schreyeralmskými vápencami. Pre ladin sú charakteristické hlavne mocné wettersteinské vápence, najčastejšie koralovo-hubovej mikrofácie. Hrúbka týchto vápencov, ktoré miestami siahajú do spodného karnu (J. Hanáček 1976), je oveľa väčšia ako v bebravskej sérii. Ladinské dolomity sú podradnejšie.

Pravda, sú aj priestory, v ktorých pre štruktúrnú nevýraznosť budú pri kladení presunovej línie medzi strážovský a chočský príkrov rozpaky. Takou je napr. oblasť Rohatina, ktorá sa skôr pokladala za vyššiu digitáciu chočského príkrovu (digitácie Melnice) s prevráteným vrstvomým sledom (D. Andrusov 1968). J. Hanáček (1976) po zistení aniského veku vápencov rozložených v nadloží jurských členov chočského príkrovu pokladaných za rétické (na základe foraminifer) považuje celý komplex za súčasť strážovského príkrovu. My ich zaraďujeme do osobitnej vyššej jednotky chočského príkrovu budovanej bebravskou sériou, a to aj na základe laterálneho prechodu do čiernovážskej série a tektonickej pozície v podloží strážovského príkrovu.

Bebravská séria buduje v severozápadnej časti Strážovskej hornatiny vyšší čiastkový príkrov, rozložený v nadloží dolomitov, a najmä mladších členov čiernovážskej série. Zavrásnenie pestrých vápencov blízkych schreyeralmskému typu na Tupom hrádku, ale aj na svahoch východne od Svrčinoviec do mocného dolomitového komplexu s enklávami wettersteinských vápencov nabáda k úvahe, že ide o dolomitový vývin strážovského príkrovu (J. Hanáček 1976), ktorý laterálne zastupuje strážovskú sériu, obdobne ako lešnický vývin v severogemeridnej jednotke v Stratenskej hornatine (M. Maheľ 1957), príp. analogická dolomitová rohorská fácia v göllerskom príkrove V. Álp, ktorá laterálne zastupuje triestinskú (= strážovskú, A. Tollmann 1975, 1976). Bližšie štúdium tektonickej pozície strážovskej série však potvrdzuje jej štruktúrnú samostatnosť, jej príkrovovú pozíciu v nadloží bebravskej série, aj keď zavrásnenie či čelné zavinutie strážovskej série do bebravskej je zjavné (obr. 4). Príslušnosť k chočskému príkrovu vyplýva aj z priestorového rozloženia bebravskej série v oblasti Rohatina. Severne od domanižskej paleogénnej depresie pokračuje dolomitový pruh bebravskej série do horskej skupiny Trudovec—Stráne a svojím charakterom zodpovedá čiernovážskej sérii. Ide o ďalší príklad laterálnej zámény bebravskej a čiernovážskej série (obr. 2).

Bebravská séria buduje podstatnú časť chočského príkrovu v južnej časti Veľkej Fatry a v revúckej depresii. Uprostred mocných dolomitových más vystupujú polohy dolomitických a wettersteinských vápencov. Samotné dolomity vo svojej značnej časti predstavujú wettersteinský typ, nie ramsauské dolomity. Nejde teda o čiernovážsku sériu, ako ju poznáme zo severných svahov východnej časti Nízkych Tatier. Tektonické postavenie bebravskej série vo Veľkej

Fatre (aj keď nie je všade jasné) zdá sa byť aspoň sčasti tektonicky vyššie ako pri šupinách budovaných čiernovážskou sériou. V bazálnej časti chočského príkrovu v oblasti Harmanec—Tajov vystupujú totiž šupiny tmavých vápencov, miestami aj s rohovcami (reiflingskými). Bebravská séria by v takom



Obr. 4. Geologické profile znázorňujúce postavenie bebravskej série chočského príkrovu a jej prevrášnenie so strážovským príkrovom v severozápadnej časti Strážovských vrchov

1—9 — strážovský a chočský príkrov; 1 — tmavosivé vápence (anis), 2 — sivé vápence, vo vrchných polohách schreyeralmské, 3 — svetlé, prevažne wettersteinské vápence (ladin), 4 — dolomity (stredný a vrchný trias), 5 — organogénne vápence (rét), 6 — krinoidové vápence (lias — spodný dogger), 7 — rohovcové vápence (dogger), 8 — ružové, sčasti hľuznaté vápence (malm), 9 — slienité vápence (neokóm), 10 — krížňanský príkrov, 10 — sliene a slienité vápence (neokóm)

Fig. 4. Geological profiles illustrating the position of the Bebrava group of the Choč nappe and its refolding with the Strážov nappe in the NW part of the Strážovské vrchy Mts. Explanations: 1 — dark grey limestone (Anisian), 2 — grey limestone in upper portions Schreyeralms limestone, 3 — light-coloured mainly Wetterstein limestone (Ladinian), 4 — dolomite (Middle to Upper Triassic), 5 — organogenenous limestone (Rhetian), 6 — crinoidal limestone (Lissic—Lower Doggerian), 7 — cherty limestone (Doggerian), 8 — pink, locally nodular limestone (Malmian), 9 — marly limestone (Neocomian); 1—9 the Strážov and Choč nappes), 10 — the Krížna nappe, 10 — mari and marly limestone (Neocomian)

prípade vo Veľkej Fatre budovala síce hlavnú, ale predsa len čiastkovú vyššiu jednotku chočského príkrovu. Zaujímavé je, že nad mocným komplexom triasových dolomitov bebravskej série vystupujú vo Veľkej Fatre aj kryhy strážovského príkrovu (M. Peržel 1968), budovaného mocnými masami sivých až tmavosivých spodnoaniských vápencov, ktoré pozvoľne prechádzajú do svetlých aniských vápencov a tie do ladinských vápencov s diplopórami.

Z východnej časti Veľkej Fatry a najzápadnejších oblastí Nízkych Tatier sú laterálne prechody dolomitového vývinu chočského príkrovu — v našom chápaní bebravskej série — do bielovážskej série známe už od začiatku triadsiatych rokov. Prechod obstaráva vývin, ktorý nazývame ludrovským (obr. 1). Reiflingské vápence sú v niektorých priestoroch vo vrchnej časti, inde v celom rozsahu zastúpené svetlými organogénnymi a gravelovými biohermnými vápencami s vápnitými hubami, koralmi a krinoidmi s *Tubiphyllites obscurus* (A. Bujnovský 1973). V priestoroch vystupovania týchto svetlých vápencov sa mocnosť nadložných lunzských vrstiev postupne zmenšuje (A. Bujnovský et al. 1973). Biohermný charakter majú aj karnické až spodnonorické dolomity bohaté na krinoidy (*Encrinus* sp.), kolóniové koral, vápnité huby, gastropódy, detrit kodiací a evinospongiové štruktúry (A. Bujnovský — M. Kochanová 1973). Na ich prechode do lagunárnej fácie vrstvových dolomitov sú hojnejšie megalodontidy, ale aj hojné riasy (*Andrusoporella duplicata*). Zrejmý biohermný charakter vrchnotriasových dolomitov je ďalším charakteristickým znakom južnejších sérií sčasti ludrovského vývinu bielovážskej i bebravskej série.

V horskej skupine Choča možno uprostred strednotriasových dolomitov nájsť svetlé vápence a miestami aj reiflingské vápence. Lunzské vrstvy sú hrubé len niekoľko metrov. V tejto oblasti rovnako ako v Malej Fatre je začlenenie chočského príkrovu do jednej zo sérií problematické, lebo tu vystupujú zmiešané typy.

Je zjavné, že v priečnom pásme predstavovanom Malou Fatrou a Veľkou Fatrou, ale aj Žiarom a najvýchodnejšou časťou Strážovskej hornatiny niet typickej bielovážskej série, a pri dolomitových typoch sérií nemožno vždy ľahko rozlíšiť čiernovážsku sériu od bebravskej už aj preto, že do seba navzájom prechádzajú.

Polohami wettersteinských vápencov uprostred wettersteinských dolomitov pripomína bebravskú sériu vernárska séria, ktorá buduje severnú štruktúru severogemeridného synklinória Stratenskej hornatiny. Súvislejšia poloha svetlých vápencov v podloží mocných dolomitových mäs vo vrchnej časti sivých aniských vápencov, miestami ojedinele (Barborica) aj prítomnosť reiflingských vápencov naznačuje, že ide o osobitný vývin bebravskej série. Štruktúrne vytvára jednotku rozloženú južne od tylovej časti chočského príkrovu viac zviazanú so severogemeridnou jednotkou (M. Maheľ 1957) a s vlastným permotriasom, pre ktorý sú charakteristické kremenité porfýry a kremenité porfyrity.

Bebravská séria predstavuje aj podstatnú masu veľkej kryhy chočského príkrovu v strednej časti Inovca, ktorú buduje masa svetlých dolomitov, ladinských aj vrchnotriasových. Pre prvé sú charakteristické organogénne polohy s *Diplopora annulata* (Schafh.) var. *annulata* Pia a *Aciculla bacillum* Pia — wettersteinské dolomity i polohy wettersteinských vápencov s *Diplopora annulata* (Schafh.) var. *annulata* (Schafh.) (M. Maheľ 1967). Podložie

dolomitov vytvárajú tmavosivé, vo vyšších polohách svetlejšie aniské vápence, s *Physoporella dissita* (G ü m b.) P i a, *Ph. pauciforata* (G ü m b.) Steinm. var. *undulata* P i a, *Ph. praealpina* P i a. Aniské vápence ležia miestami, najmä pri severnom okraji kryhy, priamo na najmladších členoch krížňanského príkrovu. Bebravská jednotka zrejme v niektorých úsekoch zastupuje celý chočský príkrov. V južnej časti kryhy možno nájsť vápence s rohovcami, dolomity s polohami tmavých vápencov, verfénske pieskovce a perm s melafýrmi. Na báze príkrovu zrejme vystupujú tenšie šupiny spodnejších chočských jednotiek, ktoré buduje čiernovážska, niekde azda i bielovážska séria.

Za ekvivalent bebravskej série pokladáme havranickú sériu v Bielom pohorí Malých Karpát, hoci tá má mocnejšie zastúpenie svetlých vápencov vrchnoaniského a ladinského veku, ktoré laterálne zastupujú dolomity. Wettersteinské dolomity sú teda aj výrazným členom havranickej série. Pre jej vrchný trias sú charakteristické tenké „karditové“ vrstvy uprostred mocnej masy „hlavných“ dolomitov, s ktorými sa v Západných Karpatoch stretávame v bielovážskej a v bebravskej sérii. A to platí aj pre vápencovo-dolomitické masy v Jablonickom pohorí. Za strážovský príkrov pokladáme v Malých Karpatoch len nedzovskú jednotku, s mocnými vrchnoaniskými až spodnokarnickými svetlými vápencami.

V najspodnejšej vápencovo-dolomitckej veternickej jednotke vidíme pokračovanie schwarzenbergskej subfácie, ktorá v susedstve nášho štátneho územia v podloží neogénu viedenskej panvy buduje lunzský i sulzbašský príkrov. Tým sa prikláňame k svojmu staršiemu náhľadu o spätosti mocných reiflingských vápencov s nadložnými veternickými vápencami v jednotnej sérii (M. M a h e l 1967). Stratigrafické dôkazy o príslušnosti reiflingských a veternických vápencov do dvoch jednotiek, prvých do jednotky budovanej bielovážskou sériou a druhých do vyššej, analogickej strážovskému príkrovu (J. B y s t r i c k ý — M. M a h e l 1973), sa nám dnes nezdajú dostatočné, najmä po bezúspešných pokusoch presvedčivejšie dokázať mladší ako vrchnoaniský vek reiflingských vápencov a starší ako ladinský vek veternických vápencov.

Výskyt dachsteinských vápencov v havranickej i vo veternickej jednotke sa používa častejšie ako dôkaz ich príslušnosti k vyšším príkrovom (A. B i e l y — J. B y s t r i c k ý — O. F u s á n 1968). V tom smere pripomíname výskyt tohto člena v bielovážskej sérii v Nízkych Tatrách, ale aj blízkosť Severných Vápencových Álp, v ktorých dachsteinské vápence nie sú ani v spodnejších oberostalpinských príkrovoch zriedkavosťou.

3. Vzťahy chočského príkrovu a vyšších príkrovov k jednotkám Severných Vápencových Álp

Rozčlenením dolomitového vývoja chočského príkrovu do dvoch sérií, čiernovážskej a bebravskej, a vyčlenením ludrovského vývinu ako osobitného vývinu bielovážskej série s veternickým vývinom sa niektoré rozpory v paralelizácii západokarpatských a východoalpských jednotiek odstraňujú a vytvára sa platforma na hľadanie vzájomných nadväzností. Už E. S p e n g l e r (1932) porovnával dolomitový typ chočského príkrovu vo Veľkej Fatre srohrským vývinom a A. T o l l m a n n (1976) ho správne videl v Považskom Inovci. To však platí len o dolomitovom type bebravskej série, ale nie o čiernovážskej sérii. Tá je iným typom akorohrský vývin, za aký ju pokladal D. A n d r u -

sov (1968) i A. Tollmann (1975). Vo Východných Alpách jej zodpovedá frankenfelský typ či fácia, ktorá je v rámci Severných Vápencových Alp naj-severnejšia.

Rozloženie základných faciálnych alebo litostratigrafických typov od severu na juh (frankenfelská—lunzská—rohrská—triestinská) je rovnaké ako v Západných Karpatoch (čiernovážska — bielovážska — bebravská — strážovská). Zodpovedajúce dvojice s viac-menej rovnakou litologicko-stratigrafickou náplňou sú paleogeografickým postavením analogické. Preto poznatky z Východných Alp môžu byť pri riešení našich problémov podnetné a užitočné hlavne v posudzovaní faciálnych zmien a v riešení vzťahu litologicko-stratigrafických jednotiek k tektonickým jednotkám. Faciálna premenlivosť je osobitne výrazná pri lunzskom faciálnom type (analogickom našej bielovážskej sérii) so „sub-fáciami“ (A. Tollman 1976): a) oponickou, pri ktorej časť reiflingských, ale aj gutensteinských vápencov zastupujú svetlé vápence (prevažne aniské); b) schwarzenbergskou, v ktorej sú namiesto reinflingských vápencov svetlé vápence v ladine, čiastočne aj v anise; c) tormanerskou, s partnašskými slieňmi uprostred reiflingských vápencov. Ludronský typ je azda analogický hlavne schwarzenbergskej „subfácii“. Je zaujímavé, že schwarzenbergská „subfácia“ vystupuje v bezprostrednom susedstve Malých Karpát v podloží neogénu viedenskej panvy, a to v lunzskom, sulsbašskom i reisbašskom príkrove a pripomína veternícku sériu v staršom ponímaní (M. Maheľ 1967), vrátane reiflingských a veterníckych svetlých vápencov.

Pri riešení vzťahu jednotlivých faciálnych typov k tektonickým jednotkám treba zdôrazniť, že väčšina príkrovov Severných Vápencových Alp je poly-faciálna. Azda najvýraznejšie sa to prejavuje pri reizalpskom príkrove, ktorý vo východnej časti buduje lunzská fácia, západnejšie ju laterálne zastupuje rohrská fácia. Obdobne je to aj pri unterbergskom príkrove, pri ktorom sa v západnej časti pridružujú aj mocnejšie dachsteinské vápence. Ešte väčšiu faciálnu pestrosť má göllerský príkrov, v ktorom v strednej časti Východných Alp dominuje rohrská, vo východnej časti triestinská fácia s prechodmi na sever do lunzskej a na juh do rohrskej fácie. Pravým opakom vo východnom úseku Alp je monofaciálny lunzský príkrov a sulsbašský príkrov, ktoré sa litostratigrafickým obsahom predstavovaným lunzskou faciou v podstate neodlišujú (A. Tollman 1976). Aj frankenfelský príkrov je monofaciálny, pravda, len pokiaľ ide o typ triasu budovaný frankenfelskou „fáciou“.

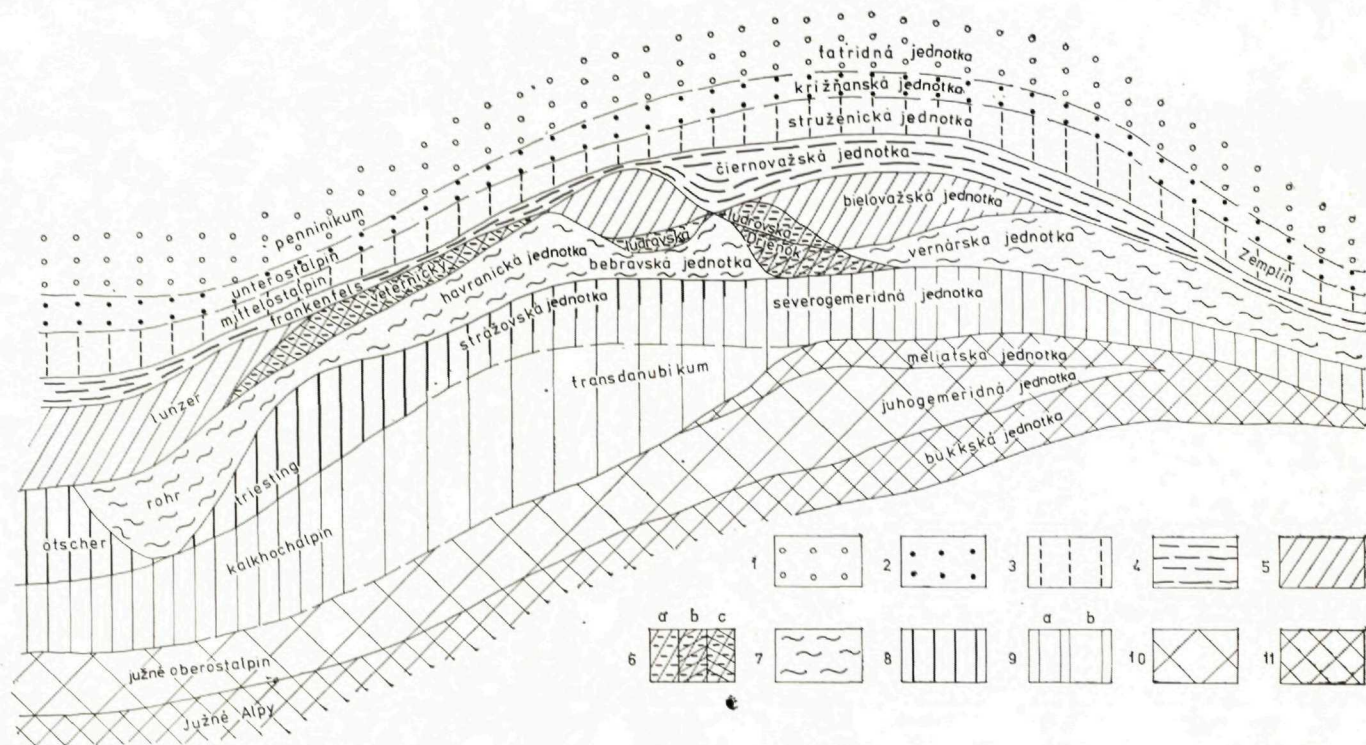
Porovnávať tektonické jednotky Západných Karpát s východoalpskými je ťažšie, ako porovnávať litostratigrafické jednotky. Najvýraznejšie sa to prejavuje pri hľadaní analogonu frankenfelského príkrovu, ktorý buduje rovnomená fácia triasu. Tektonickým postavením, typom jury a kriedových členov mu v Západných Karpatoch zodpovedá krížňanský príkrov (M. Maheľ 1963), typom triasu však chočský príkrov, a to svojou časťou, resp. štruktúrnymi elementmi budovanými čiernovážskou sériou. Lunzskému a sulsbašskému príkrovu by zodpovedala časť chočského príkrovu budovaná bielovážskou sériou, sčasti azda veterníckou. Rozdiely medzi Alpami a Karpatmi sú však v rozložení lunzského, t. j. bielovážskeho typu triasu dosť výrazné. Jeho rozsah v Alpách je väčší. Popri severnejších (spodnejších príkrovoch, ako je lunzský a sulsbašský) sčasti buduje aj čiastkové príkrovy ötscherskej skupiny či tirolika. V Západných Karpatoch, s výnimkou strednej časti Nízkyh Tatier, má menší rozsah. Je nepriebežný, v rade pohorí sa nezúčastňuje na stavbe ani len choč-

ského príkrovu. Rozsah jednotlivých typov triasových sérií a ich sformovanie do štruktúrnych jednotiek v Západných Karpatoch a vo Východných Alpách sú zrejme odlišné. Pomerne veľký rozsah v stavbe pripadá v Západných Karpatoch bebravskej sérii rovnako ako analogickej rohrskej vo východnom úseku Álp, ktorá je zvlášť mocná už pri príkrovoch ötscherskej skupiny. Jej laterálne zastupovanie triestinskou je pre nás pri riešení vzťahov jednotky budovanej bebravskou sériou a strážovského príkrovu poučné.

A ešte jedno poučenie z Východných Álp. Viaceré príkrovy vrchného bajuvarika a tirolika sú zviazané niektorými fáciami, navzájom sa zastupujú, vykazujú úzku spolupatričnosť. Pochádzajú zrejme z jednotného kmeňového príkrovu a sú jeho čiastkovými elementmi (A. Tollmann 1976). Zrejme to platí o čiastkových príkrovoch Západných Karpát, ktoré sa zaraďujú do chočského a strážovského príkrovu. Skúsenosti zo Strážovskej hornatiny nás vedú k záveru, že nie je vždy ľahké rozhodnúť, či bebravský typ nepatrí k strážovskému príkrovu, napr. na severných svahoch Žihlavnika, príp. severne od Strážova, je chočský príkrov redukovaný na tenké šupiny, ba sú aj priestory (západne od Fačkova), v ktorých strážovský príkrov leží priamo na neokóme križňanského príkrovu. Strážovský príkrov je zjavne spätý s chočským príkrovom. Podľa analógie so Severnými Vápencovými Alpami by šlo o analogon jedného z južnejších príkrovov tirolika, a to najskôr göllerského príkrovu (A. Tollmann 1975). Pritom však nemožno spustiť zo zreteľa ani užšiu genetickú zviazanosť strážovského príkrovu s gemerikom, a to so severogemeridným mezozoikom. Vernárska séria, rozložená pri severnom okraji severogemeridného synklinória v Stratenskej hornatine, je svojím faciálnym charakterom stredného triasu blízka bebravskej sérii. Predstavuje azda jej vývin príbuzný havranickej sérii Malých Karpát. Južnejšie od vernárskej série je nielen svojím rozložením, ale aj paleogeografickou pozíciou severogemeridná séria práve tak ako južne od havranickej nedzovská, resp. strážovská. Lenže severogemeridné mezozoikum sa rovnako ako vyššie príkrovy („Hochalpine“) oberostalpinika vyznačuje mocným vápencovým komplexom vrchného karnu až rétu (sčasti dachsteinské, zväčša tisovecké vápence). Tieto mladšie členy triasu však v strážovskom príkrove chýbajú, a to sťažuje jednoznačnejšie zaradenie strážovského príkrovu do tektonickej jednotky vyššieho radu. Strážovská séria v Strážovskej hornatine, ale aj v Malých Karpatoch a vo Veľkej Fatre má však iné tektonické postavenie ako na Muránskej plošine alebo v Stratenskej hornatine. Rovnaké rozdiely tektonického postavenia sú medzi bebravskou a vernárskou sériou. Nesporne sa nielen pozícia, lež aj sformovanie litologicko-stratigrafických jednotiek do tektonických pozdĺž Západných Karpát mení. Preto nazývať strážovský príkrov gemerikom sa nám zdá neopodstatnené.

4. Záver

Popri čiernovážskej sérii s prevahou dolomitov v chočskom príkrove je rozšírená i ďalšia séria dolomitového vývinu, bebravská. Jej charakteristickým znakom je prítomnosť mocných wettersteinských dolomitov s nepravidelnými polohami, a to v aniskej časti tmavosivých až sivých, ako aj červenkastých vápencov, v ladinskej časti svetlosivých až bielych wettersteinských vápencov. Tieto vápence sú častejšie organodetritické, príp. organogénne, s prítomnosťou dasykladaceí. Biohermný charakter je častý aj pri vrchnotriasových dolomitoch.



Vernársku jednotku v severogemeridnej synklinále a havranickú v Malých Karpatoch budujú osobitné vývinové bebravskej série.

1. Vyčlenenie bebravskej série sa odstraňuje rozpory v paralelizácii západo-karpatských a východokarpatských jednotiek: bebravská zodpovedá rohrskému typu, čiernovážska, s prevahou tmavších dolomitov a s vložkami pestrých keuperských bridlíc uprostred hauptdolomitu, frankenfelskému typu Východných Álp (obr. 5).

2. Bebravská séria je paleogeograficky južnejším typom ako bielovážska a čiernovážska. Na juhu nadväzuje na strážovskú sériu. Sedimentačný priestor bebravskej série počas ladinu sčasti predstavoval oblasti „back reef“ hubko-vo-koralovej fácie strážovskej série, vo vrchnom triase (karn — spodný nór) oblasť bioheriem.

3. Bebravská séria na viacerých priestoroch (evidentne vo svojej severnej časti) laterálne prechádza do bielovážskej série, a to prostredníctvom tzv. ludrovského vývinu s ramingskými vápencami, miestami organogénnymi, korytničkými vrstvami a s väčším zastupovaním biohermných vrchnotriasových dolomitov.

V oblastiach, v ktorých bielovážska séria nie je vyvinutá (transverzálne pásma Malá Fatra — Veľká Fatra — vrátane východnej časti Strážovskej hornatiny a Žiaru — a pásma severnej časti Malých Karpát — Považského Inovca), bebravská séria laterálne prechádza do čiernovážskej. Pri prevahe dolomitov v stavbe obidvoch sérií je veľmi ťažké stanoviť hranicu medzi obidvoma týmito sériami.

4. Laterálne prechody so vzájomným zastupovaním sa bielovážskej, čiernovážskej a bebravskej série, ako aj prítomnosť zmiešaných sérií (napr. ludrovský

Obr. 5. Paleogeografická schéma stredného a vrchného triasu západokarpatskej geosynklinály (M. Maheľ 1978)

1—3 — stabilný šelf: 1 — s karpatským, prevažne detritickým keuprom, 2 — s mocným karpatským keuprom (hojnejšie polohy dolomitov), 3 — bez mocnejšieho keupru, 4—10 — mobilný šelf: 4 — okrajová časť s prevahou ramsauských dolomitov a hauptdolomitov, 5 — hlbokovodná depresia s mocnejšími reiflingskými vápencami a lunzskými vrstvami, 6 — hlbokovodná depresia s reiflingskými vápencami, a) s ramingskými vápencami, b) so steinalmskými a wettersteinskými vápencami a wettersteinskými dolomitmi, c) so steinalmskými a wettersteinskými vápencami, 7 — plytkovodná časť s prevahou hauptdolomitov, len malý podiel wettersteinských vápencov, 8 — s prevahou organogénnych vápencov v strednom triase, 9 — s prevahou organogénnych vápencov v strednom a vrchnom triase, a) väčšia faciálna rozmanitosť, b) stabilnejšie fácie, väčšia mocnosť, 10 — intraoceánický prah s menším podielom hlbokovodných facií, 11 — trógl s ofiolitoidmi

Fig. 5. Paleogeographical scheme of the Middle to Upper Triassic of the West Carpathian geosyncline (M. Maheľ 1978). Explanations: 1—3 stable shelf: 1 — area of Carpathian and mainly detritic Keuper development, 2 — area of thick Carpathian Keuper development (frequent dolomite intercalations), 3 — without thicker Keuper development, 4—10 mobile shelf: 4 — marginal part of prevailing Ramsau dolomite and Hauptdolomite development, 5 — deep-marine depression of thick Reifling limestone and Lunz beds development, a — containing Raming limestone, b — containing Steinalm and Wetterstein limestone, Wetterstein dolomite, 7 — shallow-marine portion of prevailing Hauptdolomite development containing only little portions of Wetterstein limestone, 9 — prevailing organogenous limestone development during the Middle to Upper Triassic, a — greater facial diversity, b — stable facial development and considerable thickness, 10 — intraoceanic trough containing lesser amounts of deep-marine facies, 11 — ophiolite-bearing trough

typ) v tejto štruktúrnej jednotke preukazuje príslušnosť bebravskej série (aspoň jej podstatnej časti) do chočského príkrovu. Rovnako ako v čiernovážskej, bielo-
vážskej aj v bebravskej sérii sú pre vrchný trias charakteristické dolomity
s polohami oponických, príp. karditových vrstiev. V bebravskej sérii sú čas-
tejšie biohermné polohy uprostred dolomitov.

5. Preukázanie príslušnosti bebravskej série do chočského príkrovu značí, že
svetlé vápence wettersteinského typu alebo im blízke vápence nemôžu byť
jediným kritériom na vyčlenenie vyšších príkrovov, ako je chočský. Na zreteľ
treba mať aj skutočnosť, že podiel svetlých vápencov v strednom triase v Kar-
patoch narastá s približovaním sa k Východným Alpám.

6. Štruktúrne sa bebravská jednotka pri tektonicky nečlenenom príkrove
často prejavuje ako jeho podstatná časť, hlavne v južnejších pohoriach (Veľká
Fatra, Žiar), ale aj v strednej časti Považského Inovca. V severnejších častiach
príkrovu a v oblastiach, kde sa príkrov člení na viac šupín, príp. čiastkových
príkrovov, buduje bebravská séria vyššie štruktúrne elementy (čiernovážska
najnižšie).

7. Bebravská séria buduje najčastejšie bezprostredné podložie strážovského
príkrovu. Tento príkrov, charakterizovaný schreyeralmskými vápencami a moc-
nými wettersteinskými vápencami prevažne rífového charakteru (hubkovo-ko-
ralovej biofácie), vo väčšine prípadov prejavuje výraznú štruktúrnú samo-
statnosť. Jeho čelné časti sú však častejšie s bebravskou sériou prevrášnené.

8. Chočský príkrov je ako celok polyfáciálnym príkrovom. Častejšie však,
najvýraznejšie v jeho tylovej časti (charakterizovanej prítomnosťou melafý-
rovej série), jednotlivé série vytvárajú samostatné (niekde aj viaceré) šupiny či
čiastkové príkrovy lokálneho rozsahu, najčastejšie sa viažu na synklinoriá,
napr. hronské, vážecké atď. Pritom bebravská séria buduje najvyššiu a čierno-
vážska najnižšiu štruktúrnú jednotku. V niektorých priestoroch tvorí jedna
zo sérií základný stavebný element chočského príkrovu (napr. bebravská v južnej
oblasti Strážovskej hornatiny, príp. v oblasti Šturca vo Veľkej Fatre).

Strážovský príkrov leží najčastejšie na bebravskej sérii (Veľká Fatra, severná
časť Strážovskej hornatiny, Nedzovské pohorie). Nechýbajú však priestory jeho
pozície na bielo-
vážskej sérii (Vápeč a severné svahy Žihľavníka v Strážovskej
hornatine).

Chočský príkrov sa nám javí ako súbor čiastkových litologicko-stratigra-
fických a štruktúrnych jednotiek (M. Maheľ 1967) a je jednotkou vyššieho
radu. Nevidíme však potrebu meniť jeho názov. Rovnako ani požiadavku pre-
menovať strážovský príkrov na gemerikum nepokladáme za odôvodnenú.

Doručené 1. 8. 1978

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1936: Substranské příkrovy Západních Karpat. Carpathians (Praha),
1, s. 3—33.
Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. Praha.
Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik des Nördlichen Karpaten. Bratislava,
Vyd. SAV, 188 s.
Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the structure
of the West Carpathians. Congress Carpathian-Balkan Association. Bratislava, Geol.
ústav D. Štúra. 44 s.

- Biely, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč—Einheit. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 28, s. 69—78.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. Inter. geol. Congress, Report. of the Czechoslovakia, 23rd session, Proceed. of sect. 3, p. 87—92.
- Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. X. Congress of Carpathian-Balkan Association. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra, 137 p.
- Bystrický, J. — MaheI, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 1, S. 191—196.
- Bujnovský, A. — Kochanová, M. 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 60, s. 169—196.
- Bujnovský, A. et al. 1975: Korytnica Limestones — A new lithostratigraphical unit and its fauna. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 63, s. 21—53.
- Hanáček, J. 1976: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. Záp. Karpaty, sér. geol., 1, s. 125—149.
- Kettner, R. 1931: Geologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knih. Stát. geol. úst. Čs. republ., 13 A, p. 373—397.
- Krivý, M. 1975: Litofaciálna a petrografická analýza karbonátového komplexu strážovskej jednotky v Strážovskej hornatine. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Lóczy, L. Jun. 1915: Geologische Verhältnisse der Gegend zwischen Vágújhely, Oszombat and Jablané in den Nordwestkarpaten. Jahr. k. k. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest.
- MaheI, M. 1948: Tektonika územia medzi stredným Váhom a Hornou Nitrou. Práce Stát. geol. úst. (Bratislava), 18, s. 1—78.
- MaheI, M. 1956: Predbežná správa o výskume mezozoika Nízkych Tatier, časť západná a stredná. Manuskript — Geofond Bratislava.
- MaheI, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 48, s. 200.
- MaheI, M. 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21, s. 5—28.
- MaheI, M. 1961a: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 60, s. 11—64.
- MaheI, M. 1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und Beziehung einiger ihrer Einheiten zur solchen der Ostalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien, 106.
- MaheI, M. et al. 1967: Regionalní geologie ČSSR, Západní Karpaty 1. Praha, Ústř. geol. úst. 486 s.
- MaheI, M. 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. ústav D. Štúra.
- Peržel, M. 1967: Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. [Čiastková záverečná správa.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Spengler, E. 1932: Ist die „Mittlere subtatrische Decke“ der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit. Věst. Stát. geol. úst., 8, s. 215—225.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Gross gliederung des Subtatrikums. In: Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, Veda, SAV, s. 109—120.
- Tollmann, A. 1976: Analyse des Klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Wien, 580 S.

The Bebrava group and its position in the Choč nappe

MICHAL MAHEL

The Choč nappe contains, besides the Čierny Váh group having prevalent dolomite development, also another widespread group of dolomite development, the Bebrava group (M. MaheI 1973, 1974). Its peculiar feature is the

presence of thick Wetterstein dolomite, where irregular layers of dark-grey or greyish and reddish limestone occur in the Anisian and light-grey to white Wetterstein limestone in the Ladinian part of the sequence. More often, these organodetritic or even organogenous limestone layers contain *Dasycladacea*. Dolomite of the Upper Triassic has frequently a bioherm character, too. Particular developments of the Bebrava group occur in the Vernár unit of the North Gemeride syncline or in the Havranica unit of the Malé Karpaty Mts.

The lowermost until known member of the Bebrava group consists of rarely preserved variegated shale, siltstone and platy quartz sandstone, higher up marly shale, marly limestone containing Campilian fauna with *Tirolites cassianus* Quenst., *Natiria costata*, *Turbo rectecostatus* etc. (known localities are Timoradza and Šipkov, cf. M. MaheI 1948, the Chalmovská dolina valley and southern parts of the Rokoš Mts.). On the base of the group, usually a dark-grey to grey limestone occurs (Annaberg limestone), which at places passes into grey limestone of higher layers containing *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia and *Physoporella praealpina* (Pia).

The fundamental member of the group is represented by thick dolomite, partly light-coloured to white, grained with phantoms of organic bioclasts (M. Krivý 1975), often highly brecciated to powdery, only locally stromatolitic and manifesting evinosponge structure. More often diplopores: *Diplopora annulata* (Schafh.) but also gastropods are present. Irregular bodies of often algal light-coloured limestone amidst the Wetterstein dolomite are at places particularly abundant and extensive (Šipkov, Slatinka). These limestone bodies are predominantly biosparites, partly biomicrites to biopelmicrites containing variable amounts of *Dasycladacea* and organoclasts. Ascertained algae mostly confirm the Ladinian age of limestone bodies and of the bulk of surrounding dolomite: *Diplopora annulata* (Schafh.), *D. annulata* (Schafh.) v. *annulata* Pia, *D. annulata* (Schafh.) var. *dolomitica* Pia, *D. annulatissima* Pia, *Teutloporella herculea* (Stopp.). Part of *Dasycladacea* points already to Lower Carnian age: *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystrický, *Erlandinita oberhauseri* (Salaž) and *Neoendothyra* aff. *kuepperi* (Oberh.). The Upper Triassic part of the group is also built up of light-coloured dolomite separated only by thin lenticles of the Lunz beds from the dolomite of the Ladinian. Irregular layers of limestone are here less frequent amidst the dolomite. This limestone should represent the Opponitz limestone. More often, also light-coloured layers of the Cardita beds are found in the Carnian representing the same type and containing equal fauna to ones in the Biely Váh group.

The until existing contradictions in parallelization of West Carpathian and East Alpine units are removed by the delimitation of the Bebrava group. So, the Bebrava group corresponds to the Rohr development (sensu A. Tollmann 1976) whereas the Čierny Váh group, which contains prevailing darker-coloured dolomite and intercalations of variegated Keuper shales amidst the Hauptdolomit, is an equivalent of the Frankenfels development in the Eastern Alps.

From the paleogeographical viewpoint, the Bebrava group is a more southern development than the Biely Váh and Čierny Váh ones. To the south the Bebrava group overpasses into the Strážov group. During the Ladinian, the sedimentation area of the Bebrava group represented partly "back reef" areas

of sponge-coral facies in the Strážov group, whereas during the Upper Triassic (Carnian — Lower Norian) it was an area of bioherms.

The Bebrava group (obviously in its northern parts) laterally passes into the Biely Váh group in several places, through the so-called Korytnica development containing at places organogenous Raming limestone, the Ludrova beds and more wide-spreaded biohermal dolomite bodies of the Upper Triassic. In areas where the Biely Váh group is lacking (as it is in the transversal zone of the Malá Fatrá — Veľká Fatra Mts. — eastern portions of the Strážovská hornatina and Žiar Mts., or in the zone of northern portions of the Malé Karpaty Mts. — Považský Inovec Mts.), the Bebrava group laterally passes into the Čierny Váh one. A prevalence of dolomite in both groups makes more difficult to delimit the exact boundary between both groups.

Lateral transitions and mutual substitutions of the Biely Váh, Čierny Váh and Bebrava groups but also the presence of "mixed" developments (e. g. the Ludrová type) in several structural units testify, that the Bebrava group (at least its essential part) belongs to the Choč nappe. Similarly as it is in the Čierny Váh and Biely Váh groups, dolomite containing layers of Opponitz limestone or that of Cardita beds characterize the Upper Triassic also in the Bebrava group; where moreover, frequent bioherm layers occur amidst dolomite.

The evidence that the Bebrava group appertains to the Choč nappe also implies that the light-coloured Wetterstein limestone or similar one cannot serve as criterion to distinguish higher West Carpathian nappes than the Choč nappe. Similarly, it is necessary to take into account that the share of light-coloured Middle Triassic limestone increases in the Carpathians when approaching the area of Eastern Alps.

Structurally the Bebrava unit frequently builds essential part of the tectonically undivided Choč nappe. Such picture is in the more southern mountain ranges (the Veľká Fatra and Žiar Mts.) of the Western Carpathians but also in central parts of the Považský Inovec Mts. More northern parts of the Choč nappe and areas where the nappe has been dissected into several slices or subordinate nappe structures, contain the Bebrava group as the upper structural element whereas the Čierny Váh group forms the lowermost one.

The Bebrava group most often occurs as immediate underlier of the Strážov nappe. This nappe, characterized by thick Schreyeralm limestone and Wetterstein limestone development, predominantly of reef origin (sponge-coral biofacies), displays in most cases distinct structural independence. Frontal parts of the Strážov nappe are, however, often refolded together with the Bebrava group.

The Choč nappe represents a polyfacial nappe in the whole. But more frequently and most distinctly in its rear parts (where the Melaphyre group occurs), individual groups of the Choč nappe form particular (somewhere even several) slices or subordinate nappe structures of local extent, mostly bound to synclinatorii as e. g. the Hron, or Vážec synclitorium etc. There, the Bebrava group forms the uppermost whereas the Čierny Váh group the lowermost structural unit. In some areas, one of these groups is the fundamental element of the Choč nappe, as it is the Bebrava group in the southern parts of the Strážovská hornatina Mts. and in surroundings of the Šturec pass of the Veľká Fatra Mts.

The Choč nappe appears to me as a complex of partial lithological-stratigraphical and structural units (M. Maheľ 1967). Therefore it represents a unit of higher order. I do not see, however that therefore it is necessary to change its name. Similarly, I consider as unsubstantial and unnecessary the view to rename the Strážov nappe to Gemeric one.

The Strážov nappe most often lies over the Bebrava group (Veľká Fatra Mts., northern portions of the Strážovská hornatina Mts., Nedzovské pohorie Mts.). However, in some areas, the Strážov nappe lies over the Biely Váh group (Vápeč Mt., northern slopes of Žihlavník Mt. in the Strážovská hornatina Mts.).

AKTUALITY

Piate sympóziu IAGOD (International Association on the Genesis of Ore Deposits) Snowbird, Alta, Utah, USA 1978

MILOSLAV BÖHMER

Sympóziu sa konalo v neveľkom vysokohorskom športovom a rekreačnom stredisku Snowbird (2700 m n. m.) v pohorí Wasatch, 50 km od hlavného mesta Utahu Salt Lake City od 13.—19. augusta 1978. Ako zvyčajne, sprevádzali ho zaujímavé pedsympóziové exkurzie, na ktorých sme sa nezúčastnili, a preto ich ani v tomto príspevku neopisujeme.

Sympóziá IAGOD sa spravidla konajú každé štyri roky v období medzi medzinárodnými kongresmi. V krátkej, ale úspešnej histórii tejto medzinárodnej vedeckej spoločnosti sa už konalo päť sympózií (Praha 1963, Saint Andrews, Škótsko, 1967, Tokio a Kyoto 1970, Varna 1974, Snowbird 1978). V roku 1982 bude sympóziu v ZSSR.

Hlavnými funkcionármi IAGOD na obdobie 1976—1980 sú: J. D. Ridge (USA), prezident, A. D. Ščeglov (ZSSR), prvý viceprezident, G. Kautsky (Švédsko), druhý viceprezident, M. Štemprok (ČSSR), generálny tajomník, ďalej H. J. Förster (NSR), D. F. Sangster (Kanada), A. D. Genkin (ZSSR), M. Palas (ČSSR).

Sympóziu zorganizoval organizačný komitét usporiadajúcej krajiny pod záštitou a s podporou týchto organizácií: United States National Committee on Geology, United States Geological Survey, Society of Economic Geologists, National Science Foundation a ďalších 18 ťažobných spoločností.

Napriek tomu, že sa sympóziu konalo na dosť odľahlom mieste, bolo na ňom vyše 400 účastníkov asi z 30 krajín. Najviac účastníkov a príspevkov bolo, prirodzene, z usporiadateľskej krajiny. Mnohé príspevky predniesli geológovia Kanady, Japonska, ale aj z krajín, ktoré sú nám geologicky menej známe, ako je napr. Nový Zéland, Austrália a Argentína.

Zo socialistických krajín tvorili početnú delegáciu geológovia zo ZSSR a Juho-slávie. Zastúpené bolo aj Poľsko a Bulharsko. Z ČSSR sa na sympóziu zúčastnili: dr. Vacek, doc. dr. Bernard, doc. dr. Štemprok, prof. Vaneček a prof. Böhrer.

Sympóziu sa venovalo týmito hlavným témam:

1. Rudné ložiská viažúce sa na kontinentálne vulkanické a subvulkanické procesy.
2. Rudné ložiská závislé od tektoniky litosferických dosiek.
3. Stratiformné ložiská.
4. Porfýrové Cu rudy.
5. Geochemické problémy.
6. Vulkanogénne ložiská masívnych sulfidických rúd.

Pokračovanie na s. 54